

کانی‌شناسی و ژئوشیمی نهشته لاتریتی کمبلو، باختر دامغان، استان سمنان

فاطمه کنگرانی فراهانی^۱، علی اصغر کلاگری^۲ و علی عابدینی^۳

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۱/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۵/۰۶

چکیده

نهشته لاتریتی کمبلو، در فاصله ۸۰ کیلومتری باختر شهرستان دامغان، استان سمنان رخنمون دارد. این نهشته به شکل عدسی‌های چینه‌سان، در مرز بین سازند کربناتی الیکا (تریاس) و شیلی و ماسه‌سنگی سازند شمشک (ژوراسیک) توسعه و تکامل یافته است. مطالعات سنگ‌نگاری دلالت بر حضور بافت‌های کلومورفی، کلورمی، پورفیری دروغین و گرهنی در کانسنگ‌های این نهشته دارند. یافته‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که کانسنگ‌ها دارای کانی‌های گوتیت، مگنتیت، هماتیت، دیاسپور، آاناتاز، کائولینیت، بوهمیت و زیرکن هستند. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی و ویژگی‌های بافتی، این نهشته در یک محیط تقریباً احیایی نزدیک سطح ایجاد شده است. شاخص‌های ژئوشیمیایی مانند Eu/Eu^* همراه با نسبت‌های Al/Ti و Nb/Y ، Ti/Zr پیشنهاد می‌کنند که نهشته کمبلو محصول دگرسانی و هوازدگی سنگ‌هایی با ترکیب تراکی آندزیت تا بازالت است. مقایسه روند تغییرات عناصر Si ، Al و Fe در یک نیمرخ انتخابی آشکار می‌کنند که تغییر در شیمی (pH) محلول‌های مسئول لاتریتی شدن و شدت زهکشی دو فاکتور اصلی در تشکیل این کانسنگ‌ها هستند. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که توزیع عناصر جزئی در این نهشته تابع از عواملی مانند جذب سطحی، روبش توسط اکسیدها و هیدروکسیدهای فلزی، تثبیت در فازهای نوشکل و حضور در فازهای کانیایی مقاوم است. توزیع ناموزون REEها در نیمرخ مورد مطالعه دلالت بر منشأ نابرجا برای این نهشته دارند. یافته‌های به‌دست آمده نشان از آن دارند که رس‌ها، آاناتاز، زیرکن، گورسکسیت، زینوتایم و چورچیت میزبان احتمالی REEها در این نهشته هستند.

کلیدواژه‌ها: لاتریت، کمبلو، دامغان، کانی‌شناسی، ژئوشیمی، سنگ مادر.

***نویسنده مسئول:** فاطمه کنگرانی فراهانی

E-mail: Farahani_1893@yahoo.com

۱- پیش‌گفتار

کانسارهای لاتریتی و بوکسیتی از جنبه‌های مختلف زمین‌شناسی مانند شرایط محیطی (Eh-pH) (Temur & Kansun, 2006; Liu et al., 2010; Liu et al., 2012)، کانی‌شناسی (Mongelli, 2002; Mameli et al., 2007; Taylor & Eggleton, 2008)، سنگ مادر (MacLean & Barret, 1993; Kurtz et al., 2000; Calagari et al., 2010) و ژئوشیمی عنصری (Abedini, 2007; Muzaffer-Karadağ et al., 2009; MacLean et al., 1997; Mordberg, 1996; Horb & Costa, 1999; Mordberg, 2001; Ozturk et al., 2002; Laskou & Andreou, 2003; Laskou et al., 2005; Meshram & Randive, 2011; Calagari et al., 2010) مورد مطالعه گسترده قرار گرفته‌اند. گرچه در این کانسارها، تنها Al ، Fe ، Si و Ti به عنوان عناصر اصلی ظاهر می‌شوند، کاربرد عناصر جزئی در سامانه‌های ژئوشیمیایی مختلف، نقش مهمی در بررسی جنبه‌های گوناگون تشکیل این کانسارها دارند. عناصر اصلی نیز در تعیین روند تکاملی نهشته‌های لاتریتی و بوکسیتی، رده‌بندی کانیایی و تعیین نوع رخساره‌ها کاربرد گسترده‌ای دارند.

نهشته لاتریتی کمبلو از نهشته‌های لاتریتی بوکسیت‌دار در البرز مرکزی است. این نهشته در فاصله ۸۰ کیلومتری باختر شهرستان دامغان به مختصات جغرافیایی $30^{\circ} 38' 53''$ تا $53^{\circ} 56' 00''$ طول خاوری و $35^{\circ} 58' 00''$ تا $36^{\circ} 03' 30''$ عرض شمالی، در استان سمنان و در برگه زمین‌شناسی کیاسر (با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) جای گرفته است. واحدهای مختلف لاتریتی و بوکسیتی کمبلو در مرز بین سازند کربناتی الیکا (تریاس) و سازند شیلی - ماسه‌سنگی شمشک (ژوراسیک) (که توسط رسوبات دوران چهارم پوشیده شده است) گسترش یافته‌اند. تاکنون مطالعه‌ای در زمینه ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و ژئوتیک‌های این نهشته انجام نگرفته است. این مطالعه به بررسی سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و چگونگی رفتار عناصر مختلف در طی پیشرفت فرایند لاتریتی شدن در نهشته کمبلو می‌پردازد.

۲- روش مطالعه

افزون بر چندین مرحله پیمایش‌های صحرایی و نمونه‌گیری‌های غیر سیستماتیک به منظور شناخت ویژگی‌های واحدهای مختلف لاتریتی در عدسی‌های بازماندی کمبلو، نیمرخ عمود بر یکی از عدسی‌ها که دارای بیشترین تنوع در ویژگی‌های ماکروسکوپی کانسنگ‌ها (مانند رنگ، چگالی، بافت و سختی) است، برای نمونه‌برداری سیستماتیک انتخاب شد. از میان نمونه سنگ‌های لاتریتی گردآوری شده از نیمرخ انتخابی همراه با نمونه‌های گردآوری شده به شکل غیر سیستماتیک، ۲۰ مقطع صیقلی و ۱۵ مقطع نازک برای انجام مطالعات میکروسکوپی تهیه شد. ۶ نمونه از کانسنگ‌های لاتریتی به منظور شناسایی فازهای کانیایی نامشخص به روش پراش سنجی پرتو X (XRD) (مدل Bruker- D4) در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور بررسی شد. مطالعات تکمیلی کانی‌شناسی به وسیله میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل XLC Philips در دانشگاه امیرکبیر صورت گرفت. ترکیب شیمیایی ۹ عدد از نمونه‌های برداشت شده از نیمرخ یادشده در بالا در آزمایشگاه شرکت ACME کشور کانادا تعیین شد. مقادیر اکسیدهای اصلی و فرعی به وسیله روش ICP-ES و مقادیر عناصر جزئی و خاکی کمیاب به روش ICP-MS تعیین شد. مقدار پرت حرارتی (LOI) نمونه‌ها در $100^{\circ}C$ به مدت یک ساعت توسط شرکت یاد شده اندازه‌گیری شده که نتایج حاصل در جدول ۱ ارائه شده است.

۳- مطالعات صحرایی

ناحیه مورد بررسی بر پایه رده‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران (Berberian & King, 1981) (شکل ۱- الف) متعلق به پهنه البرز مرکزی است. قدیمی‌ترین رسوبات منطقه مربوط به دوره زمانی کامبرین بوده و شامل شیل‌ها، دولومیت‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند باروت، شیل‌های سیلتی سازند زاگون و شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند لالون است. رسوبات سیلورین، اردوویسین و دونین آغازی

تشکیل بافت کلو فرم در کانسنگ‌های این نهشته شده است. وجود بافت کلو فرمی در این واحدها، نشان‌دهنده لاتریتی شدن غیر مستقیم سنگ مادر است. به عبارت بهتر، پیش از رخداد فرایند لاتریتی شدن در کمبلو به دلیل نبود سرعت کافی در خروج سیلیکای حل شده از محیط، یک مرحله کاتولینیتی شدن رخ داده است (Boulangue et al., 1984). به نظر می‌رسد همگن بودن کلویید اولیه و نبود هسته‌های مناسب به همراه ضعیف بودن انرژی حوضه رسوب گذاری، تشکیل کانسنگ‌ها در یک محیط آبی آرام و تغییر مداوم سطح آب‌های زیرزمینی مانع از توسعه شدید آئیدها و پیرویدها (چه از دید کمی و چه از دید تعداد دایر هم‌مرکز دور هسته‌ها) و گسترش شدید بافت‌های گرهکی در این نهشته شده است (Valeton, 1972). جابه‌جایی کلویید منشأ گرفته از هوازگی سنگ اولیه در طی عملکرد فرایندهای دیاژنزی و برونزاد (سوپرژن) سبب تشکیل بافت کلو مورفی شده است. تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی یکی از عامل‌های اصلی نهشت هماتیت و تشکیل بافت پورفیری دروغین بوده است. بر پایه مطالعات میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) آاناتاز هم به صورت مستقل و هم در زمینه کانسنگ‌ها حضور دارد (شکل‌های ۴-چ و ح). زیرکن به صورت بلورهای منفرد با حاشیه‌های تیز (شکل ۴-خ) و قطعات دیاسپور به صورت شناور در ماتریکس (شکل ۴-چ) در کانسنگ‌ها قابل تشخیص هستند. کانی‌های شناسایی شده در این نهشته توسط تجزیه‌های پراش پرتو X (XRD) شامل دیاسپور، گوتیت، آاناتاز، کاتولینیت، هماتیت، مگنیت و بوهمیت هستند (جدول ۲ و شکل ۵). با توجه به نتایج پراش پرتو X در واحدهای مختلف این نهشته، دیاسپور نسبت به بوهمیت فراوانی بیشتری دارد و در همه واحدهای لاتریتی - بوکسیتی حضور دارد. به همین ترتیب گوتیت نیز در واحدها نسبت به هماتیت برتری دارد.

۵- محیط تشکیل بر پایه ترکیب کانی‌شناسی

ژئوشیمی محیط نهشت/ دیاژنز تشکیل لاتریت می‌تواند به وسیله محیط‌های اکسایشی (Vadose) (در نزدیک سطح زمین) و احیایی (Phreatic) مشخص شود (Valeton, 1972; Bárdossy, 1982; Mindszenty, 1984; D'Argenio & Mindszenty, 1995). لاتریت‌های مربوط به محیط وادوز به وسیله طبیعت اکسایشی، همگن بودن متن کانسنگ‌ها و آئیدها، فزونی هماتیت و یا گوتیت به عنوان کانی‌های اصلی آهن همراه با حضور گیبسیت و یا بوهمیت قابل تشخیص هستند. لاتریت‌های احیایی یا فریاتیکی کمتر اکسیدی هستند، متن کانسنگ رنگ پریده و فقیر از آهن سه ظرفیتی است. در کانسنگ‌های این محیط کانی‌های اصلی شامل گوتیت، سیدریت، پیریت/ یا بدون شاموزیت و کانی‌های آلومینای آزاد شامل دیاسپور و یا بوهمیت هستند. بر پایه مجموعه کانیایی و ویژگی‌های بافتی، محیط نهشت/ دیاژنز افق لاتریتی کمبلو وادوز نیست و به طور کامل فریاتیکی نیز نیست. به نظر می‌رسد که این نهشته در یک محیط بینابینی تشکیل شده باشد.

۶- ژئوشیمی

۶-۱. سنگ مادر

نهشته‌های لاتریتی دارای ترکیب و بافت وابسته به سنگ‌های منشأ زیرین خود هستند (Bárdossy & Aleva, 1990; Mameli et al., 2007). ولی کمتر می‌توان این وابستگی را برای لاتریت‌های گسترش یافته روی سنگ‌های آهکی مشاهده کرد. تاکنون محدوده گسترده‌ای از سنگ‌های منشأ برای بوکسیت‌های کارستی توسط پژوهشگران مختلف پیشنهاد شده است که از آن میان می‌توان به مواد آرژیلیتی (MacLean et al., 1997)، خاکسترهای آتشفشانی (Lyew-Ayee, 1986) و مواد آورده شده توسط باد (Brimhall et al., 1988; Pyke, 1988) اشاره کرد. مطالعات انجام شده نشان داده است که برخی از نسبت‌ها به ویژه بی‌هنجاری Eu در طی رخداد فرایندهای هوازگی شدید تقریباً ثابت می‌ماند و می‌تواند در تعیین سنگ مادر

در این منطقه رخنمون ندارند. روی رسوبات میلا در این منطقه، ماسه سنگ‌ها، شیل‌ها و سنگ آهک‌های دونین بالایی (سازند جیروود) با یک ناپیوستگی هم شیب قرار گرفته‌اند که خود توسط شیل‌های کربناتی و کربنات‌های سازند مبارک (کربونفر زیرین) پوشیده شده‌اند. در طی کربونفر میانی و بالایی رسوب گذاری صورت نگرفته است. سنگ‌های تریاس پیشین (سازند الیکا) با یک ناپیوستگی هم شیب و در برخی نقاط با یک دگرشیمی روی ماسه سنگ‌های کوارتزیتی به سن احتمالی پرمین پیشین قرار گرفته‌اند. سازند الیکا در بخش زیرین شامل سنگ آهک‌های نازک لایه دانه ریز است که روی آن دولومیت‌های قهوه‌ای و زرد رنگ ظاهر می‌شوند. پس از تشکیل دولومیت‌های الیکا (تریاس زیرین)، در تریاس بالایی رسوب گذاری انجام نشده است. فرسایش و هوازگی در طی خشکی‌زایی افزون بر ایجاد توپوگرافی کارستی در سطح دولومیت‌ها، سبب توسعه یک افق لاتریتی بوکسیت دار روی سازند الیکا در این منطقه شده است. در اوایل ژوراسیک با رسوبات قاره‌ای کولابی سازند شمشک شامل شیل‌ها و ماسه سنگ‌ها همراه با رگه‌های زغال‌دار بر روی این افق بازماندی قرار گرفته‌اند. روی رسوبات سازند شمشک را مارن‌ها و سنگ آهک‌های دلچای (ژوراسیک میانی) تشکیل می‌دهند که خود آنها نیز توسط رسوبات آهکی و مارن‌های کرتاسه پوشیده شده‌اند. سازند فجن با سنگ‌شناسی کنگلومرا و سنگ آهک به سن پالتوسن با یک ناپیوستگی هم شیب روی رسوبات کرتاسه قرار گرفته است. جوان ترین رسوبات منطقه را مارن‌ها، شیل‌ها و سنگ آهک‌های انوسن و رسوبات عهد حاضر تشکیل می‌دهند (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) (شکل ۱-ب).

نهشته لاتریتی - بوکسیتی در سراسر منطقه در حد فاصل برونزد جوان ترین طبقات سازند الیکا با مناطق کم شیب پوشیده از رسوبات جدید دوران چهارم قرار گرفته است و کمتر می‌توان همبری این ماده معدنی را با سازند شمشک مشاهده کرد. این نهشته لاتریتی - بوکسیتی به صورت عدسی‌های چینه‌سان، با روند ساختاری NE-SW (شکل ۱-ب)، ستبرایی حدود ۲ تا ۱۵ متر و طولی بیش از ۳ کیلومتر امتداد دارد. در نیمرخ مورد بررسی روی یکی از عدسی‌ها به ترتیب از پایین به بالا واحدهایی به رنگ: (۱) قهوه‌ای (BL)، (۲) بنفش (VL)، (۳) چندرنگ (MCL)، (۴) شیلی (SHL)، (۵) خاکستری قرمز (RGL)، (۶) خاکستری مایل به سبز (GGL)، (۷) سرخ کاتولینیتی (KRL)، (۸) صورتی (PL) و (۹) سفید (WL) قابل تشخیص هستند (شکل ۲). راندگی واحدهای زمین‌شناسی کهن تر روی واحدهای جدیدتر، از تأثیرات نیروهای زمین‌ساختی حاکم روی ریخت‌شناسی محدوده مورد مطالعه بوده است. حضور لایه آهن دار به رنگ سیاه (در مواردی که ستبرای افق لاتریتی خیلی کم است) در همبری پایینی (شکل ۳-الف)، گسترش گرهک‌های آهن دار در سطح واحد صورتی (PL) (شکل ۳-ب)، حضور الگوهای الوان در واحد سفید (WL) (شکل ۳-پ) و مرز کاملاً مشخص بین افق با سنگ بستر (شکل ۳-ت)، از ویژگی‌های برجسته ریخت‌شناسی واحدهای بازماندی این افق هستند.

۴- سنگ نگاری و ترکیب کانی‌شناسی

مطالعات میکروسکوپی روی نمونه‌های کانسنگی واحدهای افق لاتریتی کمبلو، حضور بافت‌های کلو مورفی (شکل ۴-الف)، گرهکی (شکل ۴-ب)، جریان - کلو مورفی (شکل ۴-پ) و پورفیری دروغین (شکل ۴-ت) را به طور عمده و بافت‌های آئیدی و پیرویدی (شکل ۴-ث) را به میزان کمتر در کانسنگ‌های مختلف این افق به نمایش می‌گذارد (جدول ۲). هماتیت معمولاً دارای شکاف‌های شعاعی است (شکل ۴-ج) و شکل‌های ریز رگچه‌ای، کلو فرمی و اسپاستویدی از جمله نمادهای بافتی تظاهر یافته برای این کانی هستند. دیاسپور به طور گسترده در آئیدها، پیرویدها (شکل ۴-ث) و زمینه توزیع شده است. شکاف‌های شعاعی در کانی هماتیت به احتمال فراوان در اثر تراکم ژل حاصل شده‌اند (Bardossy, 1982). جدایش ریتیک کانی‌های آهن دار (هماتیت) از یک کلویید آلومینوسیلیکاتی سبب

به حالت خنثی نزدیک تر شده است. در این شرایط Al پایدار شده ولی Fe به صورت محلول از محیط خارج شده است. زهکشی تأثیر مهمی بر میزان پایداری این دو عنصر یاد شده دارد به گونه‌ای که در شرایط بهتر زهکشی، Al و در شرایط نامناسب زهکشی، Fe رسوب می‌کند. از آنجایی که pH بهینه برای تشکیل کائولینیت نزدیک به ۴ است (Yariv & Cross, 1979)، بنابراین در شرایط فیزیوشیمیایی حاکم بر محیط تشکیل واحدهای WL و BL و Si ناپایدار بوده و به صورت محلول از محیط رسوب گذاری خارج شده است. با توجه به رفتار متفاوت Al، Fe و Si در واحدهای لاتریتی، pH تقریبی محیط تشکیل کانسنگ WL بین ۶ تا ۸، کانسنگ BL بالاتر از ۸، کانسنگ‌های GGL، RGL، KRL و PL بین ۴ تا ۶ و کانسنگ‌های McL، VL و SL بین ۴ تا ۸ بوده است. افزون بر موارد یاد شده، فزونی Al نسبت به مقدار Fe در بخش‌های بالایی نیمرخ هوازده نشان‌دهنده تشکیل این نهشته در شرایط آب‌وهوایی به نسبت مرطوب است (Hill et al., 2000).

۶-۳. رفتار عناصر جزئی و خاکی کمیاب در طی لاتریتی شدن

واحد BL افزون بر Fe دارای بالاترین تمرکز عناصر Co و Ni در مقایسه با دیگر واحدها است (شکل‌های ۹-الف و ب). مقدار این عناصر در واحد WL به کمترین مقدار خود رسیده است. به نظر می‌رسد که اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن نقش بسزایی در روبش و جذب ترجیحی این دو عنصر داشته‌اند. در برابر آن TiO_2 (شکل ۸-ت) همراه با عناصر جزئی مانند Hf (شکل ۸-ث)، Ga (شکل ۸-ج)، Th (شکل ۸-چ)، Nb (شکل ۸-ح)، Zr (شکل ۸-خ) و Cr (شکل ۹-ت) بیشترین مقدار را در واحد لاتریتی غنی از Al_2O_3 (WL) و کمترین مقدار را در واحد لاتریتی غنی از Fe_2O_3 (BL) نسبت به دیگر واحدهای لاتریتی دارد. به طور معمول این عناصر در طی فرایند لاتریتی شدن رفتار ژئوشیمیایی همانند Al از خود نشان می‌دهند. افزایش قابل ملاحظه TiO_2 در واحد WL می‌تواند در نتیجه خروج Fe از این واحد رخ داده باشد. با توجه به همبستگی مثبت و خوب بین Hf، Nb و Th با Al، Zr و Ti ($r > 0.75$) این عناصر بیشتر در ساختار کانی‌های رسی و فازهای فرعی مانند زیرکن و آنتاز تمرکز حاصل کرده‌اند. همچنین، همبستگی مثبت و خوب Cr و Ga با Al ($r > 0.7$) نقش کانی‌های رسی در تمرکز و تثبیت Cr و جانشینی Ga در ساختار اکسید/هیدروکسیدهای آلومینیم (Mordberg, 1999; Ozturk et al., 2002) را نشان می‌دهد. تغییرات عناصر V (شکل ۹-پ)، Y (شکل ۸-د)، LREE و HREE (شکل‌های ۹-ث و ج) در عرض نیمرخ هوازده به صورت نامنظم است. این بی‌نظمی دلیلی بر نابرجا بودن نهشته مورد مطالعه است. همبستگی مثبت و متوسط V با Al ($r = 0.55$) نشان‌دهنده تثبیت این عنصر توسط اکسید/هیدروکسیدهای آلومینیم است (Mordberg, 1999; Meyer, 2004). همبستگی مثبت و متوسط Ta خوب Y و REEها با Al و Si ($r > 0.6$) دلیلی بر نقش مؤثر کانی‌های رسی در توزیع Y و REE در نیمرخ مورد مطالعه است. همبستگی مثبت و متوسط Ta خوب HREEها با Zr ($r > 0.5$) و Ti ($r > 0.5$) نشان می‌دهد که افزون بر رس‌ها، زیرکن و آنتاز نیز نقش مهمی در تمرکز عناصر یاد شده در نهشته داشته‌اند. همبستگی مثبت و متوسط Ta خوب بین REEها با Ba ($r > 0.6$) و P_2O_5 ($r > 0.55$) می‌تواند نشان از حضور احتمالی کانی‌های فسفاتی آلومینیم‌دار مانند گورسکسیت (Gorceixite) $[BaAl_3(LREE, PO_4)_2(OH)_3 \cdot H_2O]$ (Costa & Araujo, 1996) در اقل هوازده باشد. Y نیز دارای همبستگی مثبت و خوبی با HREE ($r > 0.8$) است که می‌تواند تمرکز این عناصر را در کانی‌های حامل Y مانند Xenotime و Churchite نشان دهد.

۷- نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نهشته لاتریت کمبلو عبارتند از:

نهشته‌های لاتریتی استفاده شوند (Krauskopf, 1967). مقدار بی‌هنجاری Eu در نهشته لاتریتی-بوکسیتی کمبلو تقریباً نزدیک به واحد بوده و مقدار آن از ۰/۸۶ تا ۱/۰۲ متغیر است. این تغییر ناچیز نشان‌دهنده این نکته است که می‌توان از بی‌هنجاری Eu به عنوان یک شاخص زمین‌شیمیایی بی‌تحرك برای تعیین سنگ‌های (مادر نهشته لاتریتی-بوکسیتی کمبلو استفاده کرد (Mongelli, 2007). همچنین، پژوهش‌های انجام شده روشن کرده‌اند که دو عنصر Al و Ti در طی فرایند لاتریتی شدن به صورت غیر متحرك رفتار می‌کنند (Mongelli, 1993) و پتانسیل بالایی برای انتقال به سنگ‌های رسوبی از سنگ‌های مادر دارند. بنابراین، نسبت TiO_2/Al_2O_3 می‌تواند یک شاخص حساس برای تعیین سنگ منشأ نهشته‌های لاتریتی باشد. بی‌هنجاری Eu در برابر نسبت TiO_2/Al_2O_3 برای ترکیب میانگین سنگ‌های بالایی پوسته قاره‌ای (Upper Continental Crust, UCC)، سنگ‌های مافیک و گرانیت و واحدهای مختلف افق لاتریتی کمبلو در یک نمودار دو متغیره رسم شدند (Mameli et al., 2007) (شکل ۶-الف). بر پایه این نمودار، کانسنگ‌های لاتریتی کمبلو در محدوده سنگ‌های مادر بازالتی قرار می‌گیرند. مطالعات ژئوشیمی عنصری نشان داده است که نسبت Zr/TiO_2 در نهشته‌های لاتریتی همانند سنگ مادر است و برای تعیین سنگ مادر کاربرد دارد (Hallberg, 1984). به باور Hill et al. (2000) نسبت Nb/Y در طی پیشرفت فرایند لاتریتی شدن سنگ‌های مادر تقریباً ثابت باقی می‌ماند و از این رو، از این نسبت می‌توان برای تشخیص سنگ‌های مادر نهشته‌های لاتریتی استفاده کرد. کانسنگ‌های مختلف نهشته لاتریت کمبلو در نمودار Zr/TiO_2 - Nb/Y (Floyd & Winchester, 1978) در محدوده تراکی‌آندزیت تا آلکالی‌بازالت (شکل ۶-ب) و در نمودار دو متغیره TiO_2 در برابر Zr در محدوده سنگ‌هایی با ترکیب بازالتی قرار می‌گیرند (شکل ۶-پ).

۶-۲. مقایسه رفتار Al، Fe و Si در طی فرایند لاتریتی شدن

Al_2O_3 (۱/۲۲ تا ۱/۲۲ wt%)، Fe_2O_3 (۹۳/۸۱ تا ۱/۷۰ wt%)، SiO_2 (۱/۲۲ تا ۳۹/۳۴ wt%) و TiO_2 (۰/۲ تا ۸/۳۳ wt%) بیشترین مقدار را در بین عناصر اصلی کانسنگ‌های کمبلو دارند. در نمودار سه متغیره Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 مسیرهای ژئوشیمیایی جدایش این سه عنصر طی فرایند لاتریتی شدن به نمایش گذاشته است (Beauvais, 1991) (شکل ۷). بر پایه این نمودار، تشکیل و گسترش کانسنگ WL در نهشته کمبلو نتیجه‌ای از تخریب کائولینیت و آهن‌زدایی بوده و در گسترش و تکامل کانسنگ BL فرایند آب‌زدایی صورت گرفته است. در واحدهای بازماندی VL، McL، KRL، RGL، GGL و PL کائولینیت حفظ شده است ولی در واحدهای McL، VL و SL تفکیک ژئوشیمیایی بین عناصر اصلی صورت نگرفته است. الگوی توزیع Al و Si در واحدهای لاتریتی بخش پایینی نیمرخ تقریباً همانند هم بوده، ولی در واحدهای لاتریتی مربوط به بخش بالایی نیمرخ متفاوت است (شکل‌های ۸-الف و ب). همچنین در همه واحدها، روند تغییرات این دو عنصر متفاوت از روند تغییرات Fe است (شکل ۸-پ). Al و Fe به ترتیب در واحدهای WL و BL دارای بیشترین مقدار و در واحدهای BL و WL به ترتیب دارای کمترین مقدار هستند. Si در این دو واحد لاتریتی نسبت به دیگر واحدها دارای کمترین مقدار است. علت اصلی چگونگی توزیع Al، Si و Fe در نیمرخ مورد مطالعه را می‌توان ناشی از تغییرات pH محلول‌های مسئول لاتریتی شدن دانست. در واحد BL به دلیل افزایش شدید pH (به واسطه حضور سنگ‌های کربناتی بستر) Al به صورت محلول از محیط خارج شده ولی آهن بسته به شرایط Eh ممکن است به صورت ترکیبات مختلفی رسوب کرده باشد (Leonard, 1984). در pH کمتر از ۴/۵ به صورت Al^{3+} و در pH بالای ۸ به صورت $Al(OH)^+$ در محلول‌های آبگین قابلیت انتقال دارد (Leonard, 1984). بنابراین pH محیط تشکیل این واحد لاتریتی BL به احتمال فراوان بالاتر از ۸ بوده است. به نظر می‌رسد به دلیل زهکشی بهتر در واحد WL، pH کاهش یافته و شرایط

لاتریتی شدن و اختلاف در میزان زهکشی دو عامل بنیادین در تشکیل و گسترش کانسنگ‌های لاتریتی کمبلو هستند.

- با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی به نظر می‌رسد که جذب سطحی، روبش توسط هماتیت و گوتیت، تثبیت در فازهای نوشکل و حضور در فازهای مقاوم چهار فاکتور کلیدی در توزیع و تثبیت عناصر جزئی در کانسنگ‌ها هستند.

- توزیع ناموزون REEها و ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می‌دهند که این نهشته یک منشأ نابر جا دارند و کانی‌های رسی، آاناتاز، زیرکن، گورسکسیت، زینوتایم و چورچیت میزبان REEها در کانسنگ‌ها هستند.

سپاسگزاری

نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و مدیریت تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برخوردار بوده‌اند، بنابراین شایسته است نهایت سپاس خود را از آنها ابراز دارند.

- نهشته کمبلو به شکل چینه‌سان، در مرز بین سنگ‌های کربناتی سازند الیکا (تریاس) و شیلی و ماسه‌سنگی سازند شمشک (ژوراسیک) توسعه یافته است.

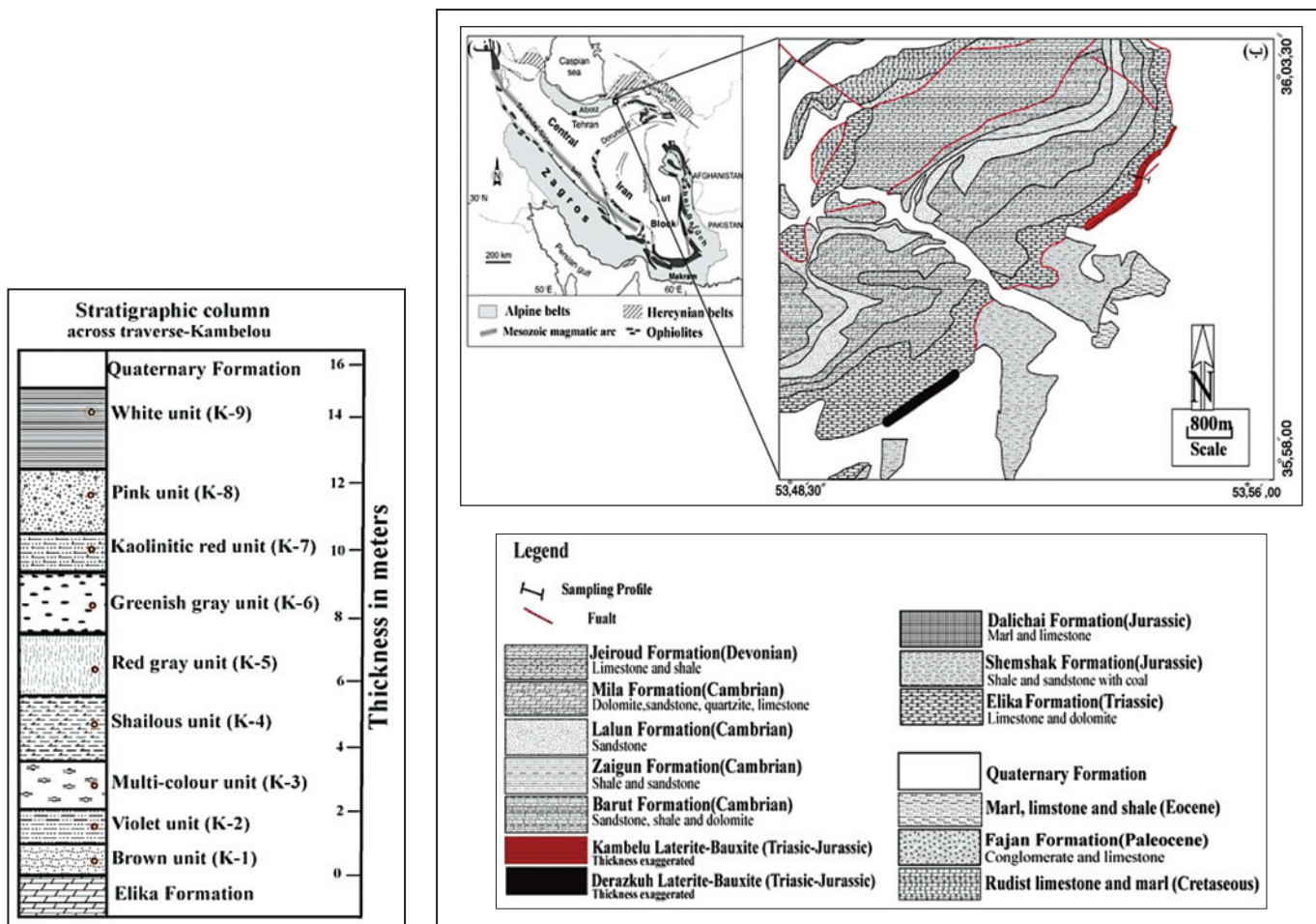
- مطالعات بافتی دلالت بر نقش مؤثر نوسانات سطح سفره آب‌های زیرزمینی در توسعه و تکامل کانسنگ‌های این نهشته دارد.

- مطالعات کانی‌شناسی نشان می‌دهند که کانسنگ‌های این نهشته شامل کانی‌های دیاسپور، گوتیت، آاناتاز، کائولینیت، هماتیت، مگنتیت، بوهمیت و زیرکن در حد مقادیر سنگ‌ساز هستند.

- یافته‌های کانی‌شناسی آشکار می‌سازند که نهشته کمبلو در یک محیط تقریباً احيایی و دور از سطح زمین به وجود آمده است.

- مطالعات ژئوشیمی عناصر بی‌حرک روشن می‌سازند که سنگ‌هایی با ترکیب تراکی‌آندزیت تا بازالت متحمل‌ترین سنگ مادر نهشته هستند.

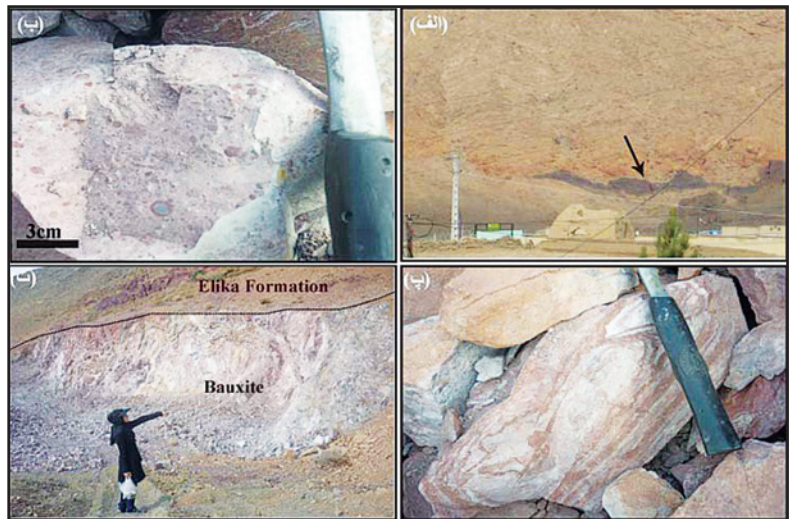
- شیمی عناصر اصلی آشکار می‌نمایند که تغییرات در pH محلول‌های مسئول



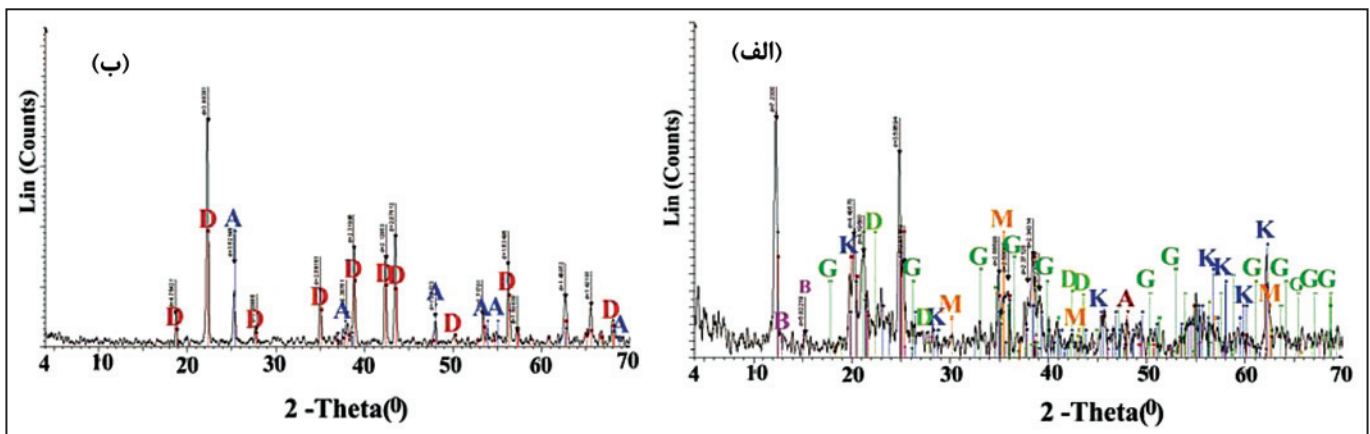
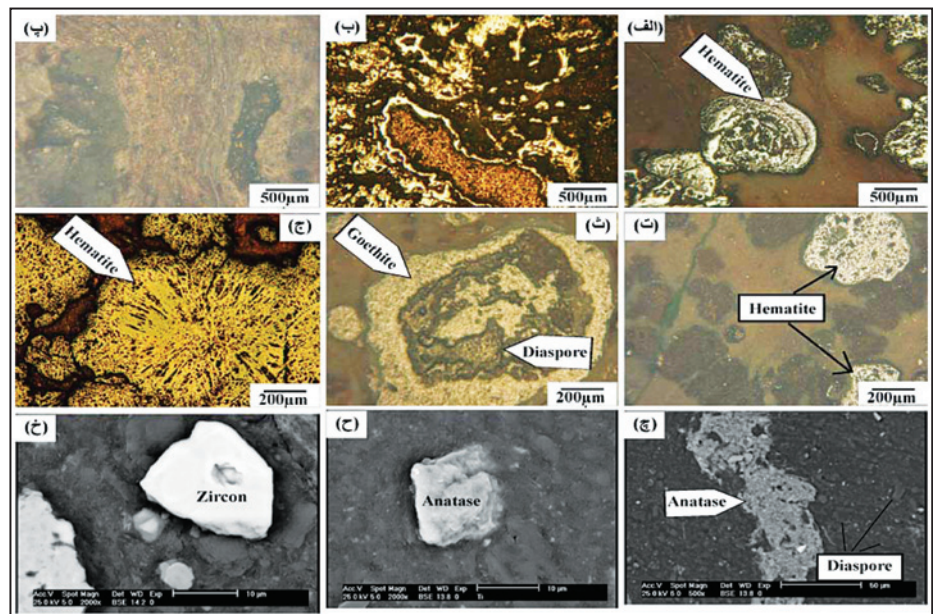
شکل ۲- ستون چینه‌شناسی نیمرخ انتخابی در عرض عدسی لاتریتی. محل نمونه‌های برداشت شده برای انجام تجزیه‌های شیمیایی با دواير توخالی نشان داده شده است.

شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (Berberian & King, 1981)؛ ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که در آن موقعیت افق لاتریتی کمبلو مشخص شده است (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱).

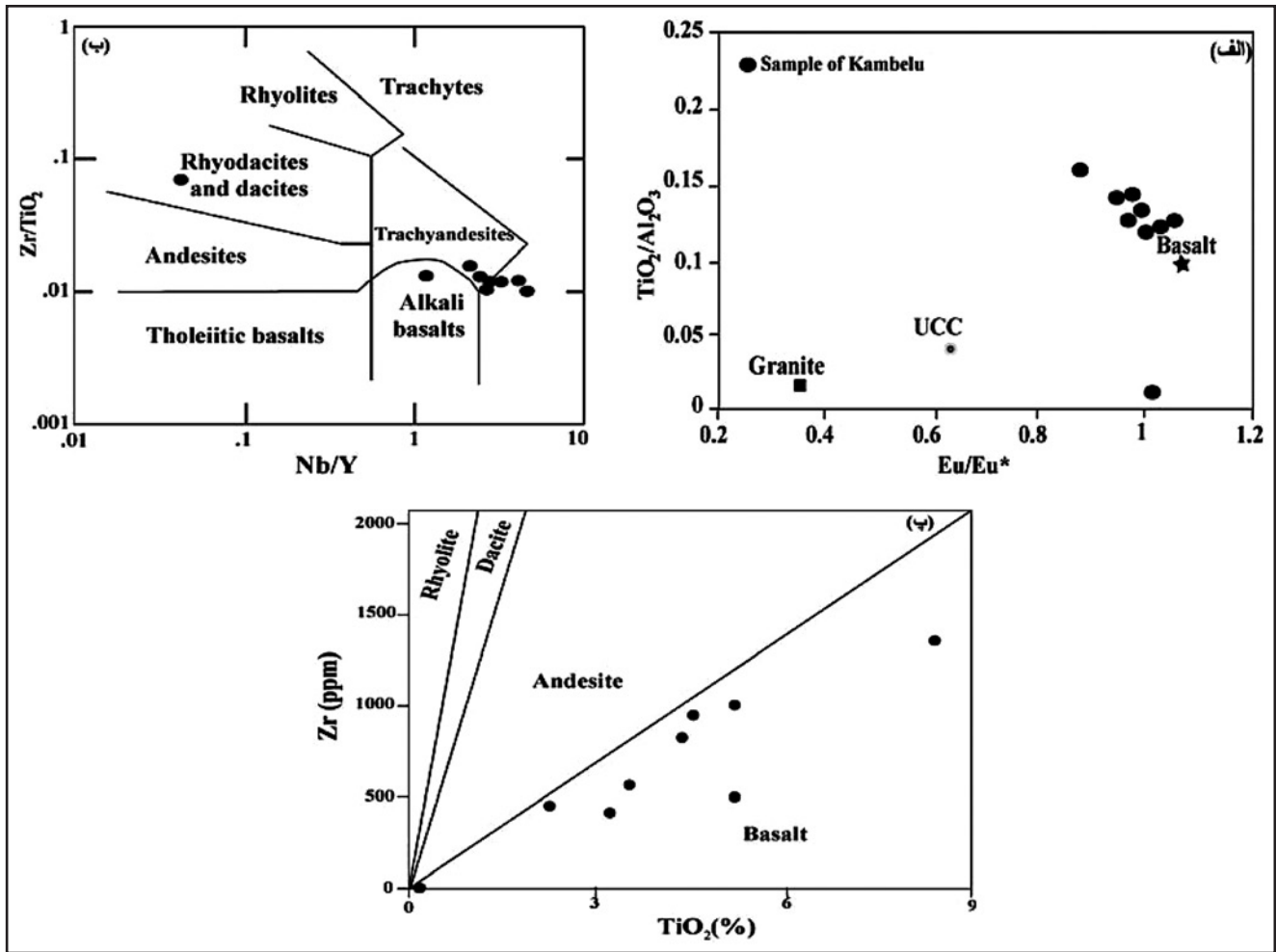
شکل ۳- الف) باند سیاه رنگ اکسید آهن در بخش بالایی سازند الیکا که ستبرای افق لاتریتی بسیار ناچیز است و یا اصلاً وجود ندارد؛ ب) گرهک‌های آهن‌دار در سطح کانسنگ صورتی؛ پ) الگوهای الوان در اثر تأثیر فرایندهای برونزاد در کانسنگ سفید؛ ت) مرز مشخص بین عدسی لاتریتی با سازند الیکا.



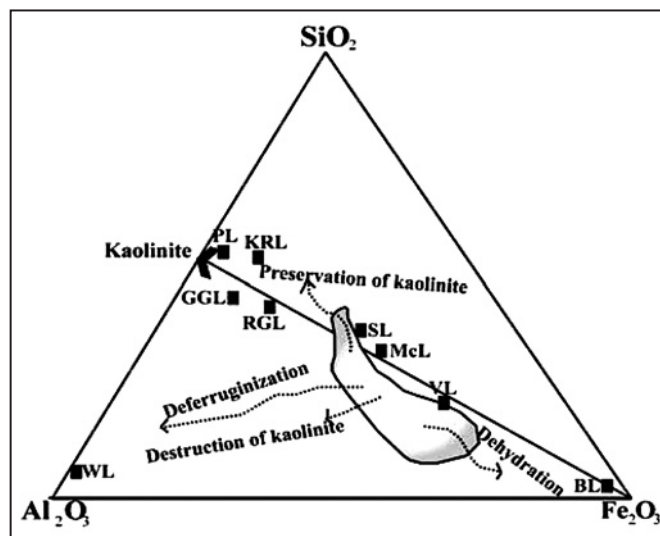
شکل ۴- بافت و ساخت‌های مختلف در نهشته لاتریت کمبلو در مقیاس میکروسکوپی؛ الف) ساخت نواری کلوفرمی در کانسنگ چند رنگ (نور عادی)؛ ب) بافت گرهکی با پوششی از کانی هماتیت در کانسنگ صورتی (نور عادی)؛ پ) بافت جریان-کلوفرمی در کانسنگ خاکستری مایل به سبز (نور عادی)؛ ت) بافت پورفیری دروغین در کانسنگ خاکستری سرخ (نور عادی)؛ ث) کنکرسون پیزویدی در کانسنگ خاکستری سرخ (نور عادی)؛ ج) رشد هماتیت با بافت شعاعی در کانسنگ شیلی (نور عادی)؛ چ) آاناتاز و دیاسپور در زمینه (تصویر SEM) در کانسنگ صورتی؛ ح) قطعه مستقل آاناتاز (تصویر SEM) در کانسنگ صورتی؛ خ) قطعه مستقل زیرکن با حاشیه‌های تیز (تصویر SEM) در کانسنگ شیلی.



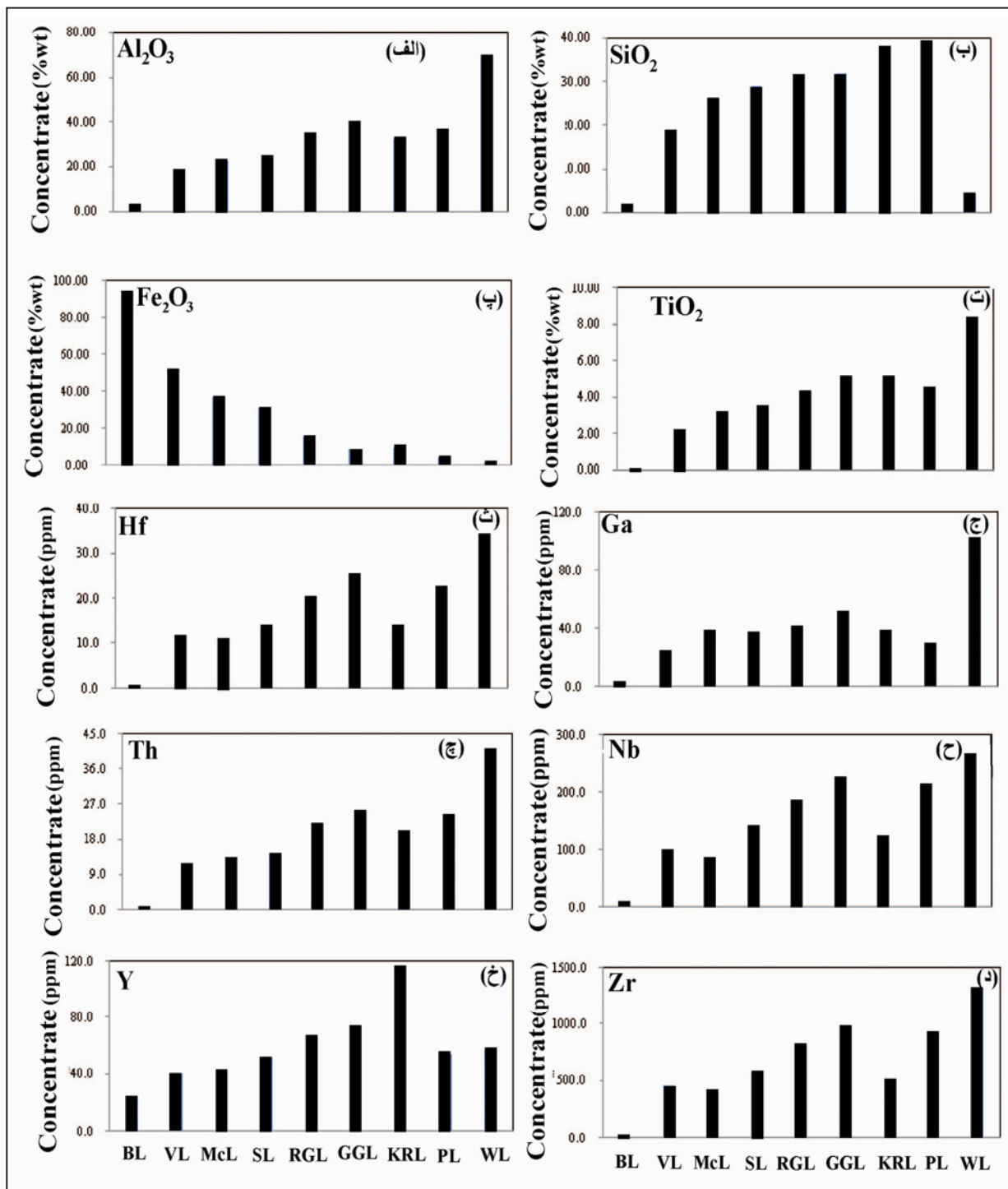
شکل ۵- الگوهای پراش XRD مربوط به دو نوع از کانسنگ‌های لاتریتی کمبلو. الف) کانسنگ صورتی (PL)؛ ب) کانسنگ سفید (WL). A: آاناتاز، B: بوهمیت، D: دیاسپور، G: گوتیت، K: کانولینیت، M: مگنتیت.



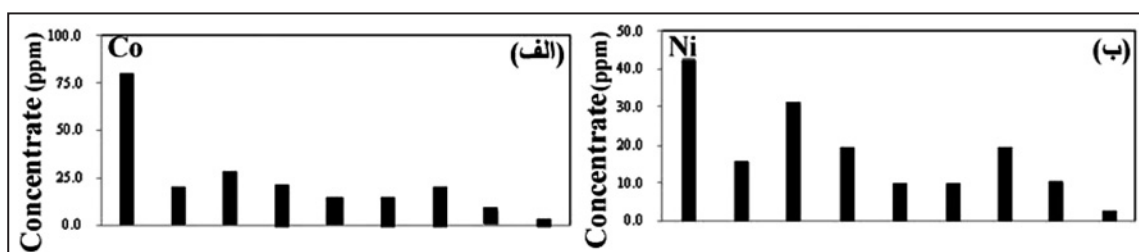
شکل ۶- الف) بی‌هنجاری Eu در برابر TiO_2/Al_2O_3 برای ترکیب میانگین سنگ‌های بالایی پوسته قاره‌ای (UCC)، گرانیت، بازالت و نمونه‌های لاتریتی کمبلو (Mameli et al., 2007). ب) نمودار دو متغیره Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (Floyd & Winchester 1978) که در آن دواپر توپر نمونه‌های مربوط به کمبلو (دواپر توپر) در محدوده سنگ منشأ بازالت قرار می‌گیرند؛ ب) نمودار دو متغیره Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (Floyd & Winchester 1978) که در آن دواپر توپر مربوط به نمونه‌های کمبلو در محدوده تراکی آندزیت تا آلکالی‌بازالت قرار می‌گیرند؛ پ) نمودار دو متغیره Zr در برابر TiO_2 (Hallberg, 1984) که در آن یافته‌های کمبلو (دواپر توپر) در محدوده سنگ‌های مادر بازالت جای گرفته‌اند.



شکل ۷- مسیرهای تفکیک ژئوشیمیایی در طی فرایند لاتریتی شدن. محدوده خاکستری مربوط به لاتریت‌های آهن‌دار (Tardy, 1995) است.

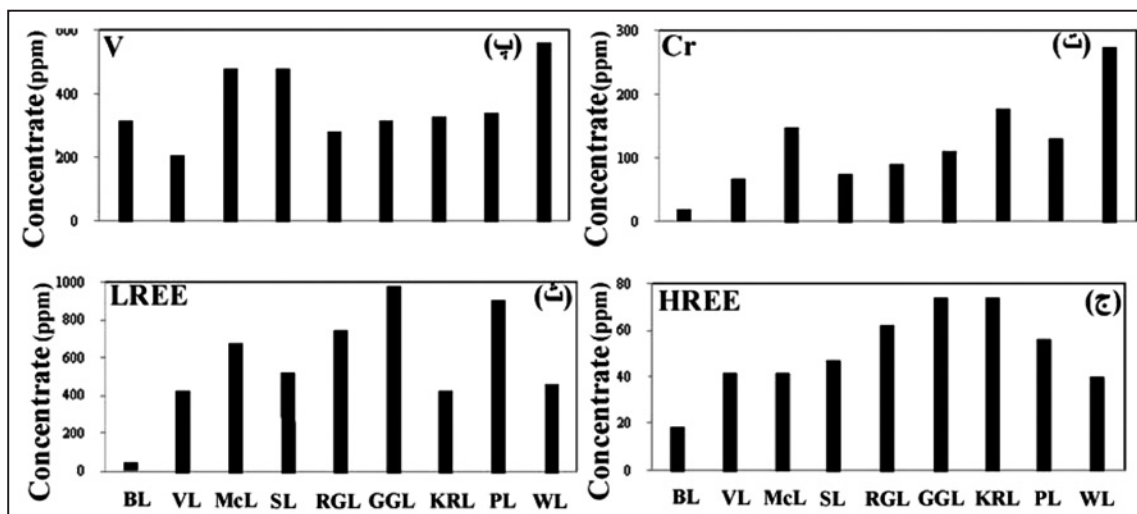


شکل ۸- الگوی تغییرات فراوانی عناصر اصلی و جزئی در کانسنگ های افق لائریتی کمبلو.



شکل ۹- الگوی تغییرات فراوانی عناصر جزئی و خاکی کمیاب در کانسنگ های افق لائریتی کمبلو.

ادامه شکل ۹



جدول ۱- غلظت عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی کیمیا در نمونه‌های مورد مطالعه افق لاتریتی کمبلو که به روش‌های ICP-ES و ICP-MS اندازه‌گیری شده‌اند.

Sample No	K-1	K-2	K-3	K-4	K-5	K-6	K-7	K-8	K-9
Elements	BL	VL	McL	SHL	RGL	GGL	KRL	PL	WL
SiO ₂ (wt%)	۱/۲۲	۱۸/۶۳	۲۵/۷۹	۲۸/۷۷	۳۱/۳۱	۳۱/۷۴	۳۷/۷۱	۳۹/۳۴	۴/۲۳
Al ₂ O ₃	۱/۲۲	۱۷/۹۸	۲۲/۸۹	۲۴/۹۲	۳۴/۸۸	۳۹/۴۹	۳۲/۲۳	۳۶/۷۶	۶۹/۸۹
Fe ₂ O ₃	۹۳/۸۱	۵۱/۹۵	۳۷/۲۰	۳۱/۰۳	۱۵/۵۶	۸/۸۲	۹/۳۳	۴/۱۴	۱/۷۰
MgO	۰/۰۵	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۷	۰/۲۷	۰/۱۳	۰/۱۰
CaO	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۲۵	۰/۱۵	۰/۳۸
Na ₂ O	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱
K ₂ O	۰/۰۷	۱/۶۷	۰/۳۰	۰/۲۸	۰/۱۹	۰/۳۲	۱/۳۰	۰/۱۴	۰/۴۲
TiO ₂	۰/۰۲	۲/۲۴	۳/۲۰	۳/۵۱	۴/۳۵	۵/۱۵	۵/۲۰	۴/۵۳	۸/۳۳
P ₂ O ₅	۰/۵۵	۰/۴۳	۰/۱۶	۰/۲۴	۰/۳۱	۰/۳۴	۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۲۷
MnO	۰/۲۴	۰/۰۹	۰/۲۱	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
LOI	۱۴/۱۲	۱۳/۸۰	۱۲/۸۰	۱۳/۲۰	۱۲/۶۰	۱۰/۵۰	۹/۵۰	۶/۱۱	۱/۹۰
Total	۹۹/۳۶	۹۹/۸۰	۹۹/۶۸	۹۹/۵۸	۹۹/۵۵	۹۹/۴۲	۹۹/۵۳	۹۹/۴۳	۹۹/۴۱
Ba (ppm)	۱۳۰/۰۰	۲۰۵/۰۰	۶۳/۰۰	۳۵۱/۰۰	۳۵۱/۰۰	۳۸۵/۰۰	۱۶۵/۰۰	۳۹۸/۰۰	۱۳۷/۰۰
Co	۸۰/۵۰	۱۸/۹۰	۲۷/۳۰	۱۸/۹۰	۱۲/۳۰	۱۱/۹۰	۲۰/۵	۸/۱۰	۲/۲۰
Ga	۳/۸۰	۲۵/۱۰	۳۸/۳۰	۳۶/۹۰	۴۱/۴۰	۵۱/۳۰	۳۹/۴۰	۳۰/۰۰	۱۰۲/۳۰
Hf	۰/۱۰	۱۱/۵۰	۱۰/۸۰	۱۴/۰۰	۲۰/۲۰	۲۵/۳۰	۱۳/۹۰	۲۲/۴۰	۳۴/۳۰
Nb	۱/۰۰	۹۸/۵۰	۸۴/۲۰	۱۴۱/۱۰	۱۸۷/۴۰	۲۲۵/۰۰	۱۲۳/۴۰	۲۱۲/۹۰	۲۶۷/۵۰
Rb	۱/۸۰	۲۳/۳۰	۵/۳۰	۶/۵۰	۳/۴۰	۵/۶۰	۲۲/۸۰	۲/۶۰	۶/۸۰
Sr	۴۲۴۷/۶۰	۱۷۸۱/۷۰	۴۴۱/۱۰	۷۸۷/۱۰	۱۰۹۹/۲۰	۱۲۴۲/۱۰	۱۸۶۱/۵۰	۱۶۱۵/۲۰	۱۴۹۸/۷۰
Th	۰/۵۰	۱۱/۸۰	۱۳/۵۰	۱۴/۷۰	۲۲/۱۰	۲۵/۳۰	۲۰/۲۰	۲۴/۳۰	۴۱/۰۰
U	۷/۹۰	۵/۴۰	۱۴/۶۰	۴/۷	۷/۹۰	۱۰/۳۰	۷/۶۰	۵/۵۰	۱۹/۶۰
V	۳۱۵/۰۰	۲۱۰/۰۰	۴۸۰/۰۰	۴۷۵/۰۰	۲۷۸/۰۰	۳۱۴/۰۰	۳۳۰/۰۰	۳۴۴/۰۰	۵۵۶/۰۰
Zr	۱۱/۶۰	۴۶۲/۱۰	۴۱۸/۲۰	۵۸۰/۵۰	۸۱۷/۴۰	۹۹۵/۱۰	۵۲۵/۴۰	۹۳۷/۲۰	۱۳۳۱/۸۰
Y	۲۴/۰۰	۴۰/۶۰	۴۲/۱۰	۵۲/۵۰	۶۷/۸۰	۷۴/۵۰	۱۱۷/۴۰	۵۴/۰۰	۵۸/۱۰
Ni	۴۲/۸۰	۱۵/۳۰	۳۰/۶۰	۱۹/۱۰	۹/۸۰	۹/۵۰	۱۸/۸۰	۹/۸۰	۱/۸۰
Cr	۲۴/۴۰	۶۸/۰۰	۱۴۹/۶۰	۷۴/۸۰	۸۸/۴۰	۱۰۸/۸۰	۱۷۶/۸۰	۱۲۹/۲۰	۲۷۲/۰۰
La (ppm)	۴/۱۰	۸۴/۸	۱۵۱/۵	۱۱۷/۴	۱۸۰/۹	۲۴۴/۳۰	۸۴/۳۰	۱۹۸/۰۰	۱۰۱/۶۰
Ce	۱۳/۷۰	۲۰۶/۱۰	۳۰۹/۷۰	۲۳۹/۳۰	۳۲۳/۳۰	۴۱۲/۵۰	۲۱۲/۸۰	۴۳۰/۱۰	۲۴۶/۷۰
Pr	۲/۱۵	۲۲/۹۸	۳۷/۶۹	۲۸/۳۲	۴۵/۰۱	۶۰/۳۰	۲۰/۲۹	۵۱/۵۲	۲۱/۲۱
Nd	۱۳/۱۰	۹۰/۴۰	۱۴۱/۴۰	۱۰۲/۶۰	۱۶۳/۸۰	۲۲۱/۶۰	۷۷/۷۰	۱۸۹/۸۰	۶۹/۵۰
Sm	۵/۰۸	۲۴/۱۰	۲۵/۵۹	۲۲/۴۴	۳۱/۹۶	۳۸/۳۸	۲۰/۴۶	۳۸/۰۱	۱۴/۷۶
Eu	۱/۹۹	۶/۹۵	۶/۵۸	۶/۷۳	۹/۱۳	۱۰/۹۹	۶/۴۸	۱۰/۵۱	۴/۷۴
Gd	۷/۳۱	۱۷/۷۵	۱۸/۲۰	۲۰/۳۲	۲۶/۴۱	۳۰/۷۴	۲۵/۶۹	۲۶/۱۵	۱۴/۵۲
Tb	۱/۰۱	۲/۵۳	۲/۴۳	۲/۹۰	۳/۷۴	۴/۳۳	۳/۹۴	۳/۶۵	۲/۳۱
Dy	۵/۱۴	۱۲/۲۹	۱۱/۷۹	۱۴/۳۴	۱۷/۵۰	۲۱/۶۹	۲۰/۷۰	۱۷/۰۰	۱۱/۸۵
Ho	۱/۰۵	۲/۰۶	۲/۰۱	۲/۲۰	۳/۰۹	۳/۵۰	۴/۱۱	۲/۴۴	۲/۱۵
Er	۲/۴۸	۴/۸۶	۴/۸۶	۴/۸۸	۷/۲۰	۸/۳۵	۱۰/۶۷	۵/۴۰	۵/۲۴
Tm	۰/۴۲	۰/۶۶	۰/۶۸	۰/۶۶	۰/۹۸	۱/۱۱	۱/۵۵	۰/۶۲	۰/۶۹
Yb	۱/۹۳	۳/۸۲	۳/۸۷	۳/۵۴	۵/۹۹	۶/۴۶	۹/۵۴	۳/۹۶	۴/۳۱
Lu	۰/۳۶	۰/۵۲	۰/۵۵	۰/۴۶	۰/۷۵	۰/۸۸	۱/۳۶	۰/۴۹	۰/۵۵
Eu/Eu*	۰/۹۹	۱/۰۲	۰/۹۳	۰/۹۶	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۸۶	۱/۰۱	۰/۹۸

جدول ۲- بافت‌های شاخص مربوط به هریک از کانسنگ‌ها و کانی‌های شناسایی شده توسط پراش پرتوی X (XRD) نمونه‌های افق لاتریتی کمبلو.

شماره نمونه	ویژگی‌های بافتی	فازهای کانیایی
K-9(WL)	بدون بافت مشخص	دیاسپور و آاناتاز
K-8(PL)	گرهکی و پورفیری دروغین	کانولینیت، دیاسپور، بوهمیت، مگنتیت، گوتیت و آاناتاز
K-7(KGL)	آلییدی و پیزویدی، گرهکی	کانولینیت، دیاسپور، آاناتاز، مگنتیت، هماتیت و گوتیت
K-6 (GRL)	جریانی - کلومورفی، پورفیری دروغین	کانولینیت، دیاسپور، آاناتاز، گوتیت، هماتیت، بوهمیت و مگنتیت
K-5 (RGL)	پورفیری دروغین	کانولینیت، دیاسپور، آاناتاز، هماتیت، گوتیت و مگنتیت
K-4 (ShL)	جریانی - کلومورفی	
K-3 (MCL)	نواری کلومورفی	
K-2 (VL)	گرهکی	
K-1 (BL)	بدون بافت مشخص	گوتیت، هماتیت و مگنتیت

کتابنگاری

سعیدی، ع. و اکبرپور، م.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Bárdossy, G., 1982- Karst Bauxites. Elsevier Scientific. Amsterdam, 441p.
- Bárdossy, G. Y. & Aleva, G. Y. Y., 1990- Lateritic Bauxites. Akademia, Kiado Budapest, 646p.
- Beauvais, A., 1991- Palaeoclimats et dynamique d'un paysage cuirasee du Centrafrique. Morphologie, petrologie et geochimie. Thesis, University Poitiers, 315 p.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 210-265.
- Boulangue, B., Bouzat, G. & Pouliquen, M., 1984- Mineralogical and geochemical characteristics of two bauxitic profiles, Fria, Guinea. Mineralium Deposita 31, 432-438
- Brimhall, G. H., Lewis, C. J., Ague, I. J., Dietrich, W. E. & Hample, P., 1988- Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature aeolian dust. Journal of Nature 333, 819-824.
- Calagari, A. A. & Abedini, A., 2007- Geochemical investigations on Permo-Triassic bauxite horizon at Kanisheeteh, east of Bukan, West-Azarbaidjan, Iran, Journal of Geochemical Exploration 94, 1-18.
- Calagari, A. A., Kangarani, F. & Abedini, A., 2010- Geochemistry of Major, Trace, and Rare Earth Elements in Biglar Permo-Triassic Bauxite Deposit, Northwest of Abgarm, Ghazvin Province, Iran. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 21, 225-236
- Costa, M. L. & Araujo, E. S., 1996- Application of multi-element geochemistry in Au-phosphate-bearing lateritic crusts for identification of their parent rocks. Journal of Geochemical Exploration 57, 257-272.
- D'Argenio, B. & Mindszenty, A., 1995- Bauxites and related paleokarst: tectonic and climatic event markers at regional unconformities. Eclogae geologica Helvetiae 88, 453-499.
- Floyd, P. A. & Winchester, J. A., 1978- Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile chemical elements. Chemical Geology 21, 291-306.
- Hallberg, J. A., 1984- A geochemical aid to igneous rocks type identification in deeply weathered terrain. Journal of Geochemical Exploration 20, 1-8.
- Hill, I. G., Worden, R. H. & Meighan, I. G., 2000- Geochemical evolution of a palaeolaterite: The Interbasaltic Formation, Northern Ireland. Chemical Geology 166, 65-84.
- Horbe, A. & Costa, M., 1999- Geochemical evolution of a lateritic Sn-Zr-Th-Nb-Y-REE-bearing ore body derived from apogranite: the case of Pitinga, Amazonas-Brazil. Journal of Geochemical Exploration 66, 339-351.
- Krauskopf, K., 1967- "Introduction to Geochemistry McGraw-Hill", New York, 721p.

- Kurtz, A. C., Derry, L. A., Chadwick, O. A. & Alfano, M., 2000- Refractory element mobility in volcanic soils. *Journal of Geology* 28, 683–686.
- Laskou, M. & Andreou, G., 2003- Rare earth elements distribution and REE-minerals from the Parnassos–Ghiona bauxite deposits, Greece. In: Eliopoulos, D. et al. (Eds.). *Mineral Exploration and Sustainable Development, 7th Biennial SGA Meeting, Athens*. Millpress, Rotterdam, pp.89–92.
- Laskou, M., Margomenou–Leonidopoulou, G. & Balek, V., 2005- Thermal characterization of bauxite samples. *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry* 82, 1–5.
- Leonard, J., 1984- Bauxite. Society of mining Metallurgical, and petroleum Engineers, inc Newyork.
- Liu, X., Wang, Q., Deng, J., Zhang, Q., Sun, S. & Meng, J., 2010- Mineralogical and geochemical investigations of the Dajia Salento-type bauxite deposits, western Guangxi, China. *Journal of Geochemical Exploration* 105, 137–152.
- Liu, X., Wang, Q., Zhang, Q., Feng, Y. & Cai, Sh., 2012- Mineralogical characteristics of the superlarge Quaternary bauxite deposits in Jingxi and Debao counties, western Guangxi, China. *Journal of Asian Earth Sciences* 52, 53-62.
- Lyew-Ayee, P. A., 1986- A case for the volcanic origin of Jamaican bauxites. *Journal of the Geological Society of Jamaica* 65, 9–39.
- MacLean, W. H. & Barrett, T. J., 1993- Litho-geochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration* 48, 109–133.
- MacLean, W. H., Bonavia, F. F. & Sanna, G., 1997- Argillite debris converted to bauxite during karst weathering: evidence from immobile elements geochemistry at the Olmedo deposit, Sardinia. *Mineralium Deposita* 32, 607–616.
- Mameli, P., Mongelli, G., Oggiano, G. & Dinelli, E., 2007- Geological, geochemical and mineralogical features of some bauxite deposits from Nurra (western Sardinia, Italy): Insights on conditions of formation and parental affinity. *Journal of Earth Sciences* 96, 887–902.
- Meshram, R. R. & Randive, K. R., 2011- Geochemical study of laterites of the Jamnagar district, Gujarat, India: Implications on parent rock, mineralogy and tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences* 42, 1271–1287.
- Meyer, F. M., 2004. Availability of bauxite reserves. *Natural Resources Research* 13, 161–172.
- Mindszenty, A., 1984- The lithology of some Hungarian bauxites: a contribution of the paleogeographic reconstruction. *Journal of Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 27, 441–455.
- Mongelli, G., 1993- REE and other trace elements in a granitic weathering profile from “Serre,” Southern Italy. *Chemical Geology* 103, 17–25.
- Mongelli, G., 2002- Growth of hematite and boehmite in concretions from ancient Karst bauxite: clue for past climate. *Catena* 50, 43–51.
- Mongelli, G., 2007- Ce-anomalies in the textural components of Upper Cretaceous karst bauxites from the Apulian carbonate platform (southern Italy). *Chemical Geology* 140, 69–79.
- Mordberg, L. E., 1996- Geochemistry of trace elements in Palaeozoic bauxite profiles in northern Russia. *Journal of Geochemical Exploration* 57, 187–199.
- Mordberg, L. E., 1999- Geochemical evolution of a Devonian diasporic–crandallite–svanbergite-bearing weathering profile in the Middle Timan, Russia. *Journal of Geochemical Exploration* 66, 353–361.
- Mordberg, L. E., 2001- Mineralogy and geochemistry of trace elements in bauxites: the Devonian Schugorsk deposit, Russia. *Mineralogical Magazine* 65, 81–101.
- Muzaffer-Karadağ, M., Kupeli, S., Arik, F., Ayhan, A., Zedef, V. & Doyen, A., 2009- Rare earth element (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortas bauxite deposit (Seydisehir/Konya-southern Turkey). *Chemie der Erde-Geochemistry* 69, 143–159.
- Ozturk, H., Hein, J. R. & Hanilc, I. N., 2002- Genesis of the Dogankuzu and Mortas- Bauxite deposits, Taurides, Turkey: Separation of Al, Fe, and Mn and implications for passive margin metallogeny. *Economic Geology* 97, 1063–1077.
- Pyk, K., 1988- Bauxites gathering dust. *Journal of Nature* 333, 800–801.
- Tardy, Y., 1995- *Petrology of Laterites and Tropical Soils*. Oxford and IBH Publishing Co. Pvt. Ltd., 408 p.
- Taylor, G. & Eggleton, R. A., 2008- Genesis of pisoliths and the Weipa bauxite deposit, northern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 55, 87–103.
- Temur, S. & Kansun, G., 2006- Geology and petrography of the Mastadagi diasporic bauxites, Alanya, Antalya, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 512–522.
- Valeton, I., 1972- *Bauxites. Development in Soil Sciences*, Elsevier, Amsterdam, 226 p.
- Yariv, S. & Cross, H., 1979- *Geochemistry of colloid system*. Springer-Verlag, Berlin, 321–324.