

زمین شیمی، خاستگاه و بررسی رفتار عناصر کمیاب در لاتریت نیکل چاه غیب، قادر آباد، استان فارس

شیرین خدیور

گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

بتول تقی پور

گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۲/۱۰

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۴/۲۸

taghipour@shirazu.ac.ir

چکیده

کانسار لاتریت چاه غیب تحت تأثیر فرایندهای هوازدگی پدیدتیت‌های سرپانتینی شده مربوط به مجموعه افیولیتی- رادیولاریتی نبریز تشکیل شده است که در بخش زیرین آهک دولومیتی جهرم به سن ائوسن قرار دارد. از پایین به بالا شامل پدیدتیت‌های سرپانتینی، زون‌های انتقالی، لیمونیت، همتایت و لاتریت می‌باشد. بر اساس نتایج کانی شناسی، XRD و EPMA کانیهای همتایت، گوتیت، کوارتز، مونت پالیگورسکیت و الیون از کانی‌های اصلی سازنده این کانسار می‌باشند. همچنین با مطالعه EPMA مشخص شد، طلا در زون لیمونیت به همراه کانیهای سیلیس یافت می‌شود. بر اساس نتایج آزمایشات زمین شیمی (ICP-MS)، بیشترین مقدار نیکل (ppm) ۱۰۸۷۰ در زون لاتریت و کمترین مقدار (ppm) ۲۰۶۶ در زون انتقالی می‌باشد. بررسی همبستگی بین عناصر نشان میدهد که نیکل دارای همبستگی مثبت قوی با عنصر آهن می‌باشد که خود گواهی بر حضور عنصر نیکل در اکسید های آهن بوده است. بر اساس نمودار سه تایی $Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2$ درصد هوازدگی در کانسار چاه غیب درجه قوی تا متوسط می‌باشد. مقدار عناصر نادر خاکی از سرپانتینیت (سنگ منشا) (ppm) ۸/۹۷ به سمت زون لاتریت (ppm) ۱۸/۴۱ روند افزایشی را نشان می‌دهند. مقدار Ce/Ce^* از ۰/۶۵ در زون سرپانتینیت تا ۱/۵۶ در زون لاتریت تغییر می‌کند. مقدار Eu/Eu^* که از ۰/۱۳ در سرپانتینیت تا ۰/۹۸ در زون لاتریت تغییر می‌کند نشان دهنده بی‌هنجاری تقریباً منفی یوروپیم بوده و نشان دهنده اکسیدی و اسیدی بودن محیط تشکیل لاتریت می‌باشد. برای پی بردن به خاستگاه از نمودار سه تایی Zr-Ga-Cr استفاده شد که نشان دهنده آن است که لاتریت چاه غیب در محدوده سنگ‌های آذرین اولترامافیک قرار دارد.

کلمات کلیدی: افیولیت نی ریز، لاتریت نیکل، عناصر کمیاب

مقدمه

خوبی را نشان می‌دهند و اغلب بوسیله شکل‌هایی از پوسته سفت پوشانده شده‌اند (Golightly, 2010). نهشته‌های لاتریتی می‌توانند همراه با پلاسره‌های عناصر گروه پلاتین، بوکسیت‌ها و نهشته‌های لاتریتی فسفاتی همراه باشند (Cox and Singer, 1986; Freyssinet et al., 2005). بر اساس منشا، کانسارهای لاتریت در بردارنده نیکل به سه گروه اکسیدی، رسی و سیلیکات منیزیم آبدار تقسیم می‌شود (Brand et al., 1998; Freyssinet et al., 2005). در تشکیل این کانسارها عوامل اقلیمی، زمین-ساختی، لیتولوژی، دگرسانی سنگ منشا و عوامل شیمیایی و فیزیکی موثر می‌باشد (Golightly, 2010). در تشکیل این کانسارها عوامل اقلیمی، زمین-ساختی، لیتولوژی، دگرسانی سنگ منشا و عوامل شیمیایی و فیزیکی موثر می‌باشد (Glazkovsky et al., 1977; Thorne et al., 2012).

سیالات درگیر در این نوع هوازدگی بطور شاخص اکسیدی و کمی اسیدی‌اند. لاتریت‌ها بر اساس میزان آهن و آلومینیم به انواع آهن-دار و آلومینیم-دار تقسیم می‌شوند (Robb, 2005). استخراج نیکل از لاتریت از اوایل قرن بیستم گسترش یافته است (Dalvi et al, 2004). با توجه به افزایش تقاضا برای تولید نیکل و همچنین کم شدن ذخایر سولفیدی و بهره برداری سخت از آن توجه بیشتری به سمت ذخایر لاتریت شده است. به طوری که امروزه ۷۳ درصد استخراج نیکل از لاتریت‌ها می‌باشد (Dalvi, 2004; Fan and Gerson, 2011). بررسی بر روی لاتریت‌ها در ایران قدمت زیادی ندارد. از کانسارهای لاتریت اکسیدی در ایران می‌توان به کانسار لاتریت چاه غیب که به عنوان یکی از کانسارهای بزرگ

ذخایر لاتریت نیکل به وسیله هوازدگی شیمیایی سنگ‌های اولترامافیک در آب و هوای حاره‌ای تا نیمه حاره‌ای تشکیل می‌شوند (Elias, 2002; Freyssinet et al., 2005; Golightly, 1981). لاتریت‌ها در طی ادوار طولانی بر روی سرزمین‌های پایدار قاره‌ای تشکیل می‌شوند. در بخش‌هایی از آفریقا، آمریکای جنوبی و استرالیا، لاتریتی شدن بیش از ۱۰۰ میلیون سال است که در حال تشکیل می‌باشد (Butt et al., 2000). کانسارهای لاتریت نیکل تیبیک، نهشته های با تناژ بسیار بالا و عیار پایین اند که در نزدیکی سطح واقع می‌شوند. به طور کلی لاتریت‌های نیکل-کبالت، نهشته‌های با گسترش جانبی زیاد، با ابعاد تا حدود ۲۸ کیلومتر می‌باشند (Berger et al., 2011). همچنین گسترده ضخامت آنها بین چند متر تا چند ده متر می‌باشد (Golightly, 1981). ضخامت متغیر کانسارهای حاوی نیکل ناشی از ماهیت فرایند هوازدگی است که در امتداد نقاط ضعف سنگ مادر رخ داده است. جایی که تخلخل و تراوایی بالا است، ضخیمترین نیمرخ وجود دارد و جایی که ضخیمترین نیمرخ وجود دارد عیار Ni و Co نیز بیشتر است (Elias, 2006). شکل گیری منبع اقتصادی از نیکل مستلزم وجود سنگ اولیه‌ای است که نسبت به نیکل غنی شده باشد، سنگ‌های اولترامافیک می‌توانند تا ۰/۳ درصد وزنی نیکل داشته باشند (Lelong et al., 1976). با توجه به نفوذ متناوب آب باران به سمت پایین و حرکت رو به بالای رطوبت در رگولیتها، در فصول خشکسالی، لاتریت‌ها عموماً لایه‌بندی

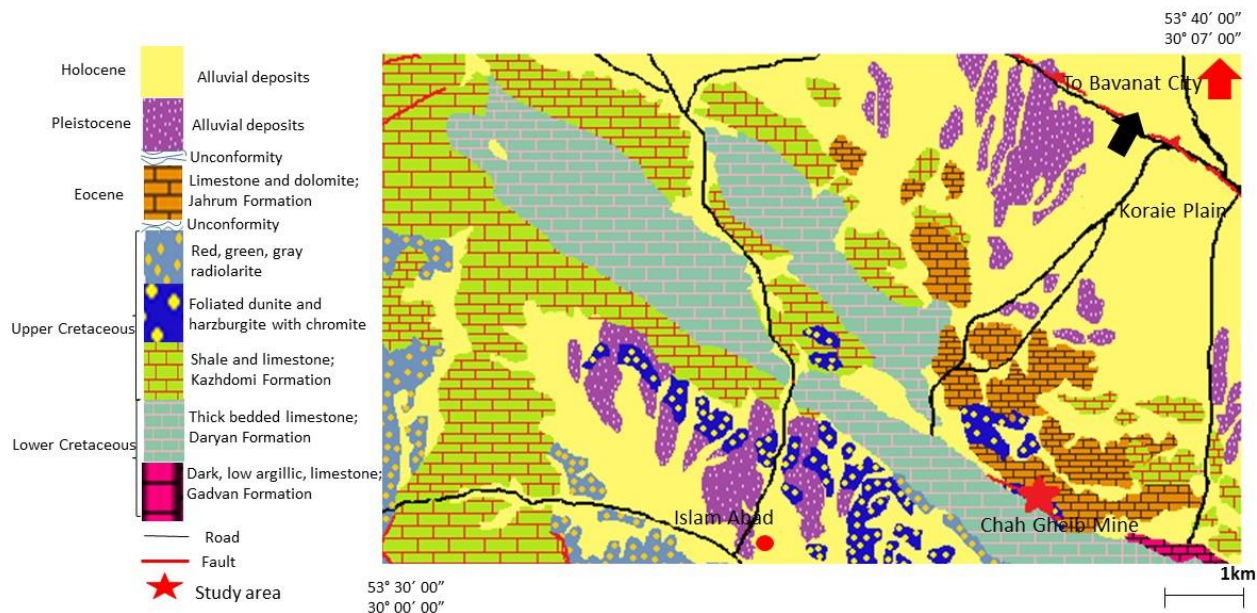
یکی در منطقه کرمانشاه و دیگری در منطقه نیریز دیده می شوند. از نظر ترکیب و ساخت افیولیت‌های نیریز با مجموعه افیولیتی-رادپولاریتی کوه‌های عمان (افیولیت اسماعیل) و افیولیت های حاشیه عربستان شباهت زیادی دارند. افیولیتی که در ارتباط با لاتریت زایی کانسار چاه غیب می باشد افیولیت نیریز است. سنگ های اولترامافیک عمده ترین واحد تشکیل دهنده در مجموعه افیولیتی ایران بوده و در بین آن ها هارزبورژیت بیش از سایر انواع است (درویش زده، ۱۳۹۴). این سنگها کم و بیش به سرپانتینیت تبدیل شده اند. مجموعه افیولیتی به شدت خرد شده و بهم ریخته بوده و در عین حال تحت تاثیر محلول گرمایی قرار گرفته اند. بنابراین دگرسانی شدیدی تحمل کردند. از دگرسانی متداول این مجموعه سرپانتینیتی شدن الیوپین و پیروکسن که در جوار آن باید تشکیل کربنات را خاطر نشان کرد است. همچنین وجود رگه های تالکی که از دگرسانی پیشرفته سنگ سرپانتینیت به وجود می آید (درویش زاده، ۱۳۹۴) کانسار لاتریت چاه غیب در ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سوربان بین سازندهای داریان و جهرم قرار گرفته است.

قدیمی ترین بخش موجود در این بررسی سازند آهکی گدوان به سن کرتاسه زیرین می باشد که توسط سازند ضخیم داریان پوشیده شده است. در کرتاسه بالایی سازند شیلی کژدمی و کمپلکس افیولیت نیریز مشاهده می شود که این مجموعه افیولیتی شامل هارزبورژیت، دونیت و سرپانتینیت می باشند جوان ترین سازه موجود سازند آهکی جهرم به سن ائوسن-پالئوسن می باشد که در ارتباط با لاتریت چاه غیب است (شکل ۱). این کانسار در نتیجه تأثیر فرایندهای هوازدهی لاتریتی بر روی هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده مربوط به مجموعه افیولیتی-رادپولاریتی نیریز تکامل یافته است.

لاتریتی ذخیره نیکل با حد عیار اقتصادی در حدود ۱ درصد نیکل است (تقی پور و خدیور، ۱۳۹۶)، کانسار لاتریت داش آغل در بوکان که از نوع اکسیدی می باشد اشاره کرد (مرادی و همکاران، ۱۳۹۱). لاتریت نیکل چاه غیب در ۱۸۰ کیلومتری شمال شرقی شهر شیراز و ۴۷ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان قادرآباد و دارای طول جغرافیایی ۳۶°۳۴' و عرض جغرافیایی ۳۰°۴۵' می باشد. با توجه به اهمیت مطالعه لاتریت به عنوان محصولات ناشی از هوازدهی در کانسار چاه غیب، ویژگیهای کانی شناسی و بافتی با مطالعات میکروسکوپی مقاطع و آنالیز EPMA، بررسی رفتار زمین شیمی عناصر اصلی و کمیاب جهت تعیین درصد هوازدهی و نوع لاتریت و در نهایت بررسی رفتار عناصر نادر خاکی و تعیین سازوکار هوازدهی و چگونگی تغلیظ عناصر Fe, Ni, REE در زون های حاصل از هوازدهی انجام گرفت.

زمین شناسی

زاگرس منطقه فعال تکتونیکی و بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیا می باشد (Stöcklin and Nabavi, 1972). جدید ترین تقسیم بندی صورت گرفته از نظر زمین شناسی، زاگرس را به دو بخش مجزا تفکیک می کند: زاگرس شمالی و زاگرس جنوبی (خدیور، ۱۳۹۶). زون زاگرس شمالی زونی خرد شده با ارتفاع زیاد است که زون رو رانده نیز نامیده می شود. افیولیت، رادپولاریت، توف، سنگ های درونی و الترامافیک در این زون وجود دارد. وضعیت حاشیه جنوبی آن به علت عدم بیرون زدگی چندان مشخص نیست از این رو به نام زون زاگرس چین خورده می گویند. در زاگرس افیولیت و رادپولاریت ها به صورت نوارهایی به موازات خط راندگی زاگرس قرار دارند. طبق نظر (Stöcklin, 1972) نوار افیولیت-رادپولاریت زاگرس در دو منطقه از زون خرد شده و در جنوب غربی راندگی اصلی



شکل ۱- نقشه زمین شناسی و تفکیک واحدهای سنگی کانسار چاه غیب با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سوربان با تغییرات (اویسی، ۱۳۸۰).

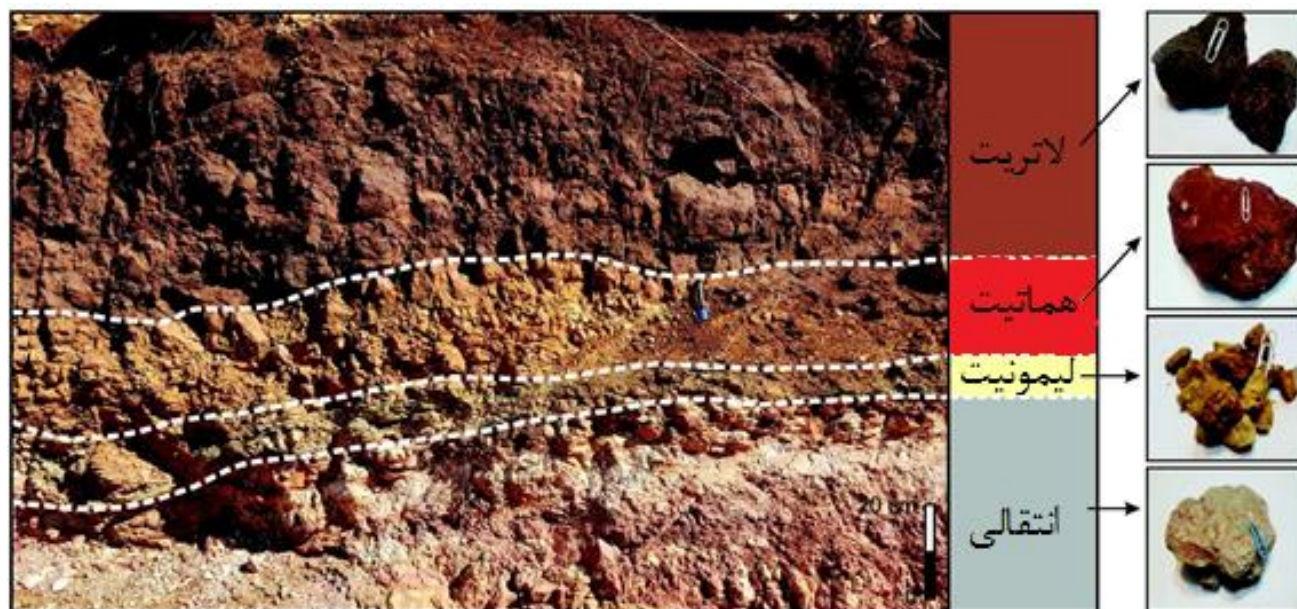
روش مطالعه

به منظور بررسی ماهیت کانی شناسی، زمین شیمی و همچنین پی بردن به منشأ افق لاتریت چاه غیب، مطالعات در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. در مطالعات صحرایی، کلیه ویژگی‌های ساختی و بافتی و ارتباط لایه‌های مختلف زون لاتریتی با یکدیگر بررسی شد. بدین منظور از تمامی افق‌های هوازده نمونه برداری انجام گرفت. مطالعات آزمایشگاهی، شامل مطالعات کانی شناسی، بافتی و تجزیه شیمیایی بر روی نمونه‌ها است. به منظور مطالعات کانی‌شناسی تعداد ۲۰ نمونه جهت تهیه مقطع نازک و ۶ نمونه برای مقطع صیقلی به بخش علوم زمین دانشگاه فردوسی مشهد ارسال گردید. جهت مطالعات دقیق ترکانی‌شناسی تعداد ۱۶ نمونه توسط روش XRD آنالیز شد. تعداد ۱۰ نمونه XRD به موسسه بهین آزمون سپاهان فرستاده شد. این آنالیز با دستگاه Anserware AW.XDM-300 و نرم‌افزار اسکور پلاس با دیتابیس ۲۰۱۶ انجام پذیرفت. همچنین ۶ نمونه به شرکت فراوری مواد معدنی کرج ارسال گردید. تعداد ۶ مقطع برای انجام مطالعات EPMA به شرکت فراوری مواد معدنی کرج فرستاده شد که برای این آنالیز دستگاه مدل camaca SX100 است. حد تشخیص عناصر اصلی 500-700ppm و عناصر فرعی 400-600ppm بوده و دارای ولتاژ 20Kv و میزان خطای ۲ درصد می باشد. در نهایت تعداد ۸ نمونه از تمامی زون‌های موجود در کانسار چاه غیب جهت مطالعه ICP-MS به شرکت فراوری مواد معدنی کرج ارسال گردید.

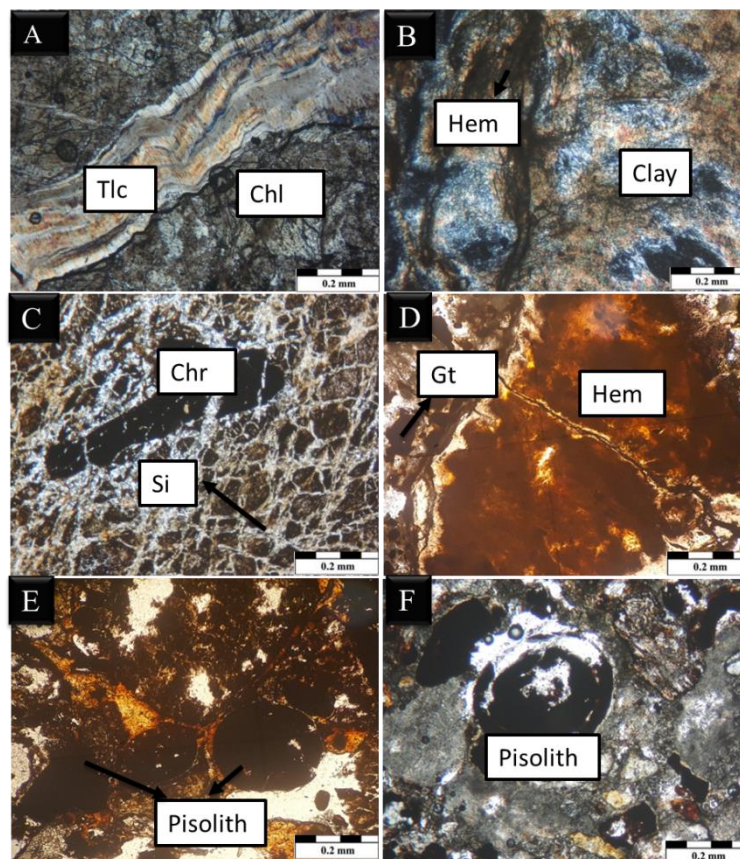
مطالعات صحرایی و پتروگرافی

سنگ‌های سرپانتینیتی شده‌ی فیولیت نیریز به عنوان پایین‌ترین افق لاتریت (سنگ منشأ) در این منطقه رخنمون دارد. این سنگ‌ها دارای درز و شکاف فراوان بوده و به شدت دگرسان شده می‌باشند. رخنمون سطحی سرپانتینیت‌ها در منطقه قادرآباد بین ۱-۲ کیلومتر می‌باشد. سرپانتینیت در زیر میکروسکوپ بافت

داربستی را نشان می‌دهد که توسط رگه‌های سیلیسی ثانویه قطع شده و همچنین شواهدی از دگرسانی کلریتی و تالکی شدن در آن دیده می‌شود. بر اساس مطالعات XRD این زون حاوی کانیهای الیون، ارتوپیروکسن، لرزولیت و کلریت می‌باشد (شکل ۳، A). زون ساپرولیتی که در افق‌های لاتریتی بین سرپانتینیت (سنگ منشأ) و زون لیمونیت قرار می‌گیرد، در این ناحیه در سطح زمین رخنمون ندارد. زون انتقالی به رنگ خاکستری با ضخامت بسیار کمی در حدود ۳۰-۴۰ سانتی‌متر در منطقه رخنمون دارد. شامل کانی پالیگورسکیت (کانی منیزیم‌دار) به فرمول $(Al,Mg)_5(Si,Al)_8O_{20}(OH)_2 \cdot 8H_2O$ و همچنین کوارتز است (شکل ۳، B). زون لیمونیتی پایینی به رنگ زرد است، و رگه سیلیسی نیز در آن مشاهده می‌شود، که به ضخامت تقریبی ۱-۰/۵ متر در منطقه رخنمون دارد. این زون دارای بافت رگچه‌ای بوده که این رگچه‌ها توسط سیلیس به صورت ثانویه پر شده است. کانیهای اصلی این زون شامل اکسید آهن، دولومیت، کرومیت و گوتیت می‌باشد (شکل ۳، C). در قسمت بالایی زون لیمونیت زون هماتیت قرمز رنگ وجود دارد که رنگ قرمز آن به علت وجود اکسید آهن بوده و دارای ضخامت تقریبی ۰/۷۵-۰/۵ متر است. این زون دارای بافت آواری می‌باشد و از کانیهای هماتیت، گوتیت و نیز مقداری کلسیت، و ورمیکولیت تشکیل شده است (شکل ۳، D). در نهایت بالاترین افق هوازده این کانسار، زون لاتریتی می‌باشد که رنگ آن قرمز تیره بوده و دارای پیژولیت‌هایی در اندازه‌های مختلف بین ۰/۵-۲ سانتی‌متر است که حاوی نیکل هستند و ضخامتی در حدود ۲-۱ متر دارد در این زون کانی های اکسیدهای آهن، دولومیت و مونت موریلونیت وجود دارد (جدول ۱) (شکل ۳، E,F) (شکل ۲) (تقی پور و خدیور، ۱۳۹۶).



شکل ۲- نیمرخ صحرایی افق‌های لاتریتی در کانسار چاه غیب به همراه عکس از نمونه دستی.



شکل ۳- A) زون سرپانتینیت به همراه دگرسانی کلریتی. B) زون انتقالی با بافت رگه ای و کانی های رسی به همراه اکسید آهن. C) زون لیمونیت با بافت داربستی رگه های پر شده با سیلیس به همراه دانه های کرومیت. D) زون هماتیت متشکل از اکسید های آهن (بیشتر هماتیت به مقدار کمتر گوتیت) و همچنین مقداری سیلیس. E, F) زون لاتریت به همراه پیزولیت های گوتیتی به مقدار فراوان و هماتیت به مقدار اندک به همراه سیلیس. TLC=تالک. Chl=کلریتی شدن. Hem=هماتیت. Clay=رس. Chr=کرومیت. Si=سیلیسیوم. Gt=گوتیت. تمامی تصاویر در نور 4x, xpl

جدول ۱- ترکیب کانی شناسی زون های مختلف کانسار چاه غیب.

نام زون	ترکیب کانی شناسی
لاتریت	گوتیت، هماتیت، کوارتز، مونت مورینونیت
هماتیت	هماتیت، گوتیت، ورمیکولیت، کوارتز
لیمونیت	دولومیت، گوتیت، کوارتز
انتقالی	کانی منیزیم دار، مونتمورینونیت، کوارتز
سرپانتینیت	کلریت، الیون، ارتوپیروکسن، اکسید آهن، کوارتز، لرزولیت

بررسی نتایج EPMA

در ۶ مقطع نازک تهیه شده از زون‌های مختلف کانسارلاتریت ۵۹ نقطه از کانی‌های هماتیت، گوتیت، لیمونیت، کرومیت، سیلیس و رسی توسط روش EPMA آنالیز شد (جدول ۲ و ۳). با بررسی دقیق بر روی این مقاطع مشخص شد زون لاتریت دارای بافت پیژولیتی بوده که به فراوانی در مقطع دیده می‌شوند. همچنین این پیژولیت‌ها دارای منطقه بندی هستند که جنس لایه‌ها بیشتر متشکل از اکسید آهن (گوتیت) و کمتر هماتیت می‌باشند. کانی آهن‌دار غالب در این زون گوتیت است که این کانی میزبان خوبی برای نیکل بوده به طوری که نیکل در اطراف پیژولیت‌های گوتیتی به خوبی قابل مشاهده است. کرومیت نیز به دلیل آنکه کانی با مقاومت بالا می‌باشد، در طی هوازدگی کمتر شسته شده و در نتیجه در این زون دیده می‌شود.

سیلیس نیز در این مقاطع به مقدار کمی مشاهده شد (شکل ۴ A,B). مطالعه زون هماتیت نشان دهنده پیژولیت‌هایی در اندازه متفاوت بوده که مقدار آنها نسبت به زون لاتریت بسیار کاهش یافته است. کانی‌های شناسایی شده در این زون شامل هماتیت، گوتیت، کرومیت، سیلیس و همچنین گالن می‌باشد. اکسید آهن مرتبط با این زون بیشتر هماتیت و به مقدار کمتر گوتیت و لیمونیت می‌باشد که خود دلیلی بر کمتر بودن مقدار نیکل در این زون است.

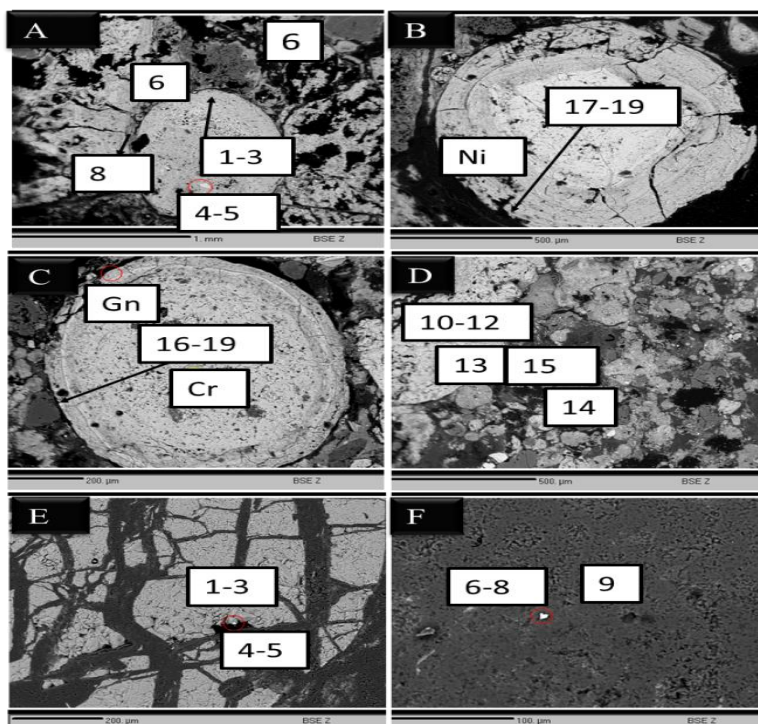
زیرا هماتیت به دلیل شبکه ساختاری آن نمی‌تواند میزبان خوبی برای کانی‌های نیکل دار باشد (Vitovskaya, 1989) (شکل ۴، C,D) (جدول ۳).

جدول ۲- خلاصه نتایج آنالیز EPMA برای زون لاتریت.

Point.	Mg	Al	Si	Ti	Mn	Fe	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	name	Total
۱	۰.۴	۳.۱۹	۳.۴۳	۰.۰۷	۰.۰۹	۵۲.۷۶	۰.۰۳	۲.۲۷	۰	۰.۹۴	۰	۰.۱۸	گوتیت	۶۳.۲۶
۲	۰.۵۲	۲.۹۷	۴.۵۱	۰.۰۲	۰.۰۹	۴۹.۷۷	۰.۰۲	۱.۳۶	۰.۳۳	۱.۶۱	۰	۰.۱	گوتیت	۶۱.۳
۳	۰.۴۷	۲.۹۸	۴.۵۸	۰.۰۲	۰.۰۳	۴۷.۹۶	۰.۰۱	۱.۳۸	۰	۱.۶۲	۰	۰.۱۴	گوتیت	۵۹.۲
۴	۰.۱۷	۱.۴۹	۲.۷۱	۰.۰۴	۰.۰۶	۵۷.۵۷	۰.۰۳	۱.۶۳	۰	۰.۳	۰	۰.۱	گوتیت	۶۴.۱
۵	۰.۱۵	۱.۲۸	۲.۱۳	۰.۰۳	۰.۱	۵۹.۲۲	۰.۰۳	۱.۴	۰	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۴	هماتیت	۶۴.۷۴
۶	۵.۴۴	۱۰.۲۷	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۴۴	۱۴.۱۴	۰.۱۷	۳۲.۹	۱.۳۱	۰.۰۴	۰	۰.۱۸	کرومیت	۶۴.۹۲
۷	۵.۶۳	۱۱.۰۵	۰.۰۲	۰	۰.۲۹	۱۱.۲۸	۰.۱۹	۲۹.۴	۰.۶	۰.۱۲	۰	۰.۱۱	کرومیت	۵۸.۷۱
۸	۱.۲۹	۳.۶۸	۱۱.۸۱	۰.۰۳	۰.۱	۴۶.۲۷	۰.۰۳	۰.۳۳	۰.۳۷	۰.۷۵	۰.۰۹	۰.۲۴	گوتیت، سیلیس	۴۶.۱۷
۹	۰.۲۲	۱.۲۵	۲.۶	۰.۰۲	۰	۵۱.۶۲	۰.۰۱	۰.۵۳	۱.۵۱	۰.۶۴	۰	۰	هماتیت	۵۸.۴
۱۰	۰.۹۱	۱.۱۳	۳.۰۷	۰	۰	۵۰.۶۷	۰.۰۳	۰.۲۳	۰	۱.۵۱	۰	۰.۲۵	گوتیت	۵۷.۸۱
۱۷	۰.۱۹	۰.۵	۲.۵۴	۰.۰۲	۰.۰۸	۵۸.۹۹	۰.۰۱	۰.۵۴	۱.۰۱	۲.۶۶	۰	۰.۲۸	هماتیت	۶۶.۸۲
۱۸	۰.۳۸	۱.۵۵	۴.۷۸	۰.۰۳	۰.۰۳	۴۲.۳۴	۰.۰۱	۱.۰۸	۰.۶۷	۷.۶۷	۰.۰۴	۰.۷۶	گوتیت	۵۹.۳۳
۱۹	۰.۵۵	۲.۶۵	۳.۵۱	۰.۰۲	۰.۰۶	۴۹.۱۸	۰.۰۲	۰.۳۷	۰.۲۱	۱.۵۶	۰	۰.۰۲	گوتیت	۵۸.۳۵
۲۰/۱	۰.۰۳	۰.۲۱	۵۴.۱۵	۰.۰۱	۰	۰.۵۸	۰.۰۱	۰.۰۱	۰	۰	۰.۲/۰	۰	سیلیس	۵۶.۰۳

جدول ۳- خلاصه نتایج آنالیز EPMA برای زون هماتیت و لیمونیت.

Point	Mg	Al	Si	Ti	Mn	Fe	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Au	name	Total
۱	۸.۰۹	۶.۲	۰.۰۶	۰.۱۲	۰.۵۱	۱۳.۶۱	۰.۱۱	۳۶.۹۸	۰.۵۳	۰.۲۳	۰	۰.۱۱	۰	کرومیت	۶۶.۵۵
۲	۷.۲۶	۴.۸۱	۰.۰۹	۰.۱	۰.۵۸	۱۴.۱۸	۰.۰۸	۳۷.۷۳	۰.۶۶	۰.۲۴	۰	۰.۰۹	۰	کرومیت	۶۵.۸۲
۳	۷.۶۱	۵.۶۵	۰.۰۷	۰.۱۱	۰.۵۶	۱۴.۳۱	۰.۰۷	۳۷.۱۸	۰.۸۶	۰	۰	۰.۲	۰	کرومیت	۶۶.۶۲
۴	۱.۰۱	۰	۱.۶	۰.۰۴	۰.۱	۲.۶	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰	۰	۸۱.۸	طلا	۸۷.۲۳
۵	۱.۵۹	۰.۴۶	۱.۸۶	۰.۰۳	۰.۱۱	۳.۷۴	۰.۰۱	۰	۰.۶۴	۰	۰	۰.۰۷	۸۴.۹	طلا	۹۳.۴۹
۶	۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۸	۰	۰	۰.۶۴	۰	۰	۰	۰	۰.۸۹	۰.۰۱	۸۵.۶۴	طلا	۸۷.۳۲
۷	۰.۰۱	۰.۰۹	۰	۰.۰۱	۰	۰.۶۸	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۱۵	۰	۰.۵۶	۰	۸۶.۴۶	طلا	۸۷.۹۹
۸	۰.۰۳	۰.۱	۵۰.۶۷	۰.۰۱	۰	۰.۲۷	۰	۰.۰۱	۰.۰۲	۰	۰	۰	۸۰	طلا	۵۱.۹۱
۹	۰.۰۳	۰.۰۹	۵۴.۲۲	۰.۰۱	۰	۰.۳۹	۰.۰۱	۰.۰۲	۰	۰	۰.۰۱	۰.۰۶	۰	سیلیس	۵۴.۸۴
۱۰	۰.۸۵	۲.۲۲	۹.۲	۰.۰۷	۰.۱۳	۴۷.۶۵	۰.۰۳	۰.۴۸	۰	۱.۱۵	۰	۰.۱۸	۰.۰۵	لیمونیت	۶۲.۳۷
۱۱	۰.۷۷	۴.۲۴	۵.۰۲	۰.۰۹	۰.۱۳	۳۶.۲۴	۰.۰۶	۲.۹۶	۰.۲۶	۱.۳	۰	۰.۲۴	۰.۱۴	گوتیت	۵۱.۴۵
۱۲	۲.۵۱	۶.۵۲	۰.۸۸	۰.۳۳	۰.۵۶	۱۴.۱۸	۰.۱۳	۳۰.۶۱	۰.۶۴	۰.۳۶	۰	۳.۱۶	۰.۰۵	کرومیت	۵۹.۶۳
۱۳	۳.۱۶	۱.۷۳	۲۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۲.۰۴	۰	۰.۰۲	۰.۲۳	۰	۰	۰	۰	سیلیس	۲۷.۲۲
۱۴	۰	۰	۵۵.۱	۰.۰۱	۰	۰.۲	۰	۰.۰۲	۰	۰	۰	۰	۰.۰۳	سیلیس	۵۵.۳۶
۱۶	۵.۴۲	۹.۳۶	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۴۳	۱۴.۴	۰.۱۸	۳۳.۳۵	۱.۶۶	۰.۲۴	۰	۰.۰۴	۰	کرومیت	۶۴.۹۱
۱۷	۰.۲۹	۰.۹۲	۲.۵۳	۰.۰۴	۰.۰۷	۵۲.۶۶	۰.۰۲	۱.۸۲	۰.۷۲	۳.۴۹	۰	۰.۲۳	۰.۰۱	هماتیت	۶۲.۸
۱۸	۰.۵	۲.۶۲	۳.۳۶	۰.۰۴	۰.۰۶	۴۸.۰۷	۰.۰۲	۱.۰۹	۰.۷۲	۴	۰	۰.۴۲	۰.۰۵	لیمونیت	۶۰.۹۵
۱۹	۰.۲۲	۱.۶۷	۳.۰۱	۰.۱	۰.۱۲	۴۷.۷۹	۰.۰۵	۰.۸۴	۰	۰.۰۵	۰	۰.۲۴	۰	گوتیت	۵۴.۰۹

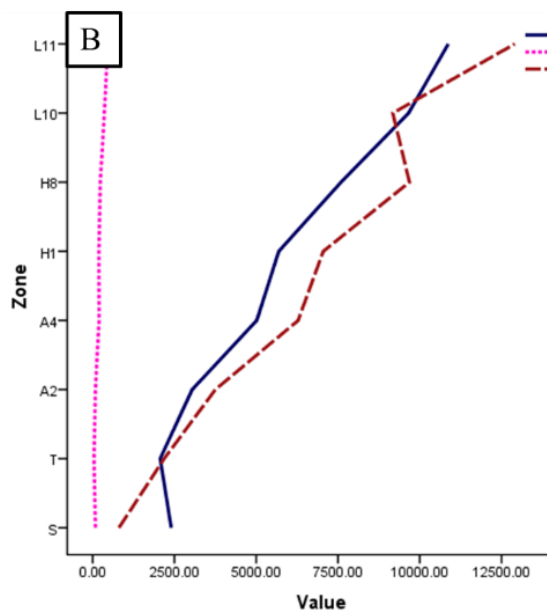
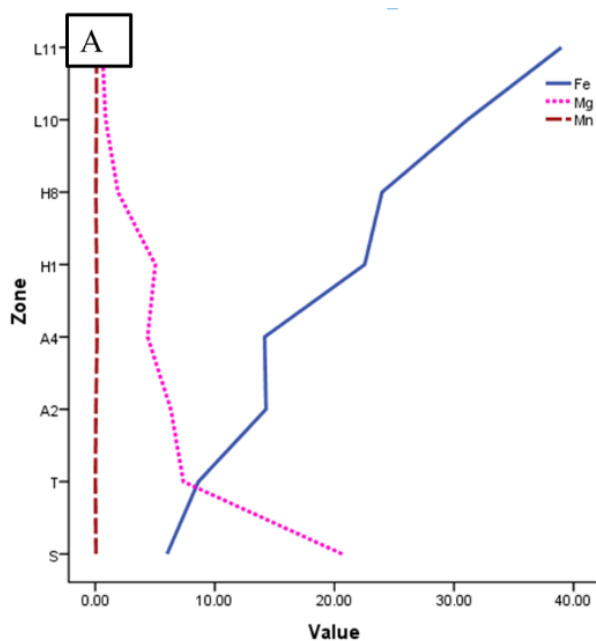


شکل ۴- نتایج مطالعات EPMA مربوط به لائریت چاه غیب. (A,B) پیژولیت با لایه های متناوب (ساختار زونینگ) گوتیتی با میزان نیکل، کرومیت به همراه سیلیس. نتایج مربوط به زون هماتیت و لیمونیت (C) پیژولیت موجود در زون هماتیت که ترکیب آن هماتیت می باشد به همراه اندکی کانی گالن و کرومیت. (D) بافت آواری موجود در زون هماتیت به همراه سیلیس و هماتیت. (E,F) حضور طلا در زون لیمونیت به همراه سیلیس. عناصر مربوط به هر عدد در (جدول ۳) ذکر شده است.

می‌باشد. عنصر منگنز از سرپانتینیت به سمت زون لیمونیت روند افزایشی را نشان می‌دهد، به طوری که بیشترین مقدار آن متعلق به همین زون می‌باشد (ppm) ۱۵۹۴ که ناشی از تثبیت منگنز در کانی‌های ثانویه منگنزدار است. و کمترین مقدار آن در زون انتقالی (ppm) ۲۶۶/۲ می‌باشد (شکل ۵، A). نیکل که در این کانسار عنصر اصلی و کلیدی به شمار می‌رود از سرپانتینیت به سمت زون لاتریت افزایش می‌یابد به طوری که کمترین مقدار آن در زون انتقالی (ppm) ۲۰۶۶ و بیشترین مقدار آن در زون لاتریت (ppm) ۱۰۸۷۰ می‌باشد. کبالت نیز روندی مانند نیکل دارد به طوری که کمترین مقدار آن در زون انتقالی (ppm) ۴۴/۷۴ و بیشترین مقدار آن در زون لاتریت (ppm) ۴۶۳/۸ می‌باشد. نیکل و کبالت به صورت محلول جامد در الیوین و سرپانتین جای دارند همچنان که این کانی‌ها تجزیه می‌شوند، Ni و Co رها شده، جذب و جانشین Fe می‌شوند. این باعث می‌شود به سمت زون لاتریت غنی‌شدگی را نشان دهند (Gerth, 1990). کروم نیز روندی مانند نیکل داشته و به سمت زون لاتریت افزایش می‌یابد به این صورت که کمترین مقدار آن متعلق به زون سرپانتینیت (ppm) ۸۰۴/۲ و بیشترین مقدار آن متعلق به زون لاتریت با مقدار (ppm) ۱۲۹۰۰ می‌باشد (شکل ۵، B) (جدول ۴).

زمین شیمی کانسار لاتریت چاه غیب

نتایج آزمایشات ICP-MS بر روی نمونه‌های انتخاب شده از تمامی افق‌های هوازده نشان می‌دهد که عنصر آهن در این کانسار از سنگ منشا به سمت زون لاتریت روند افزایشی را نشان می‌دهد. به طوری که کمترین مقدار آن ۰/۶ (درصد وزنی) متعلق به زون سرپانتینیت و بیشترین مقدار آن ۳۸/۹۸ (درصد وزنی) متعلق به زون لاتریت می‌باشد. آهن فرو پس از آزاد شدن از سنگ اولیه، اکسیده می‌شود و به صورت هیدروکسید آهن فرو ته‌نشست پیدا کرده و بر اثر بلوری شدن، گوئیت به الیوین کاذب تبدیل می‌گردد. پس از آگیری، الیوین، سرپانتین و ارتوپروکسن آبکافت شده و در پی آن Mg و Si مجدداً آزاد و گوئیت کاذب جایگزین آن‌ها می‌شود. چنان که تخریب کانی‌ها ادامه پیدا می‌کند، ساخت باقی مانده با فروریزش کانی‌ها از بین می‌رود و فشارش بافت، باعث ایجاد گوئیت با ساخت توده‌ای می‌شود. تحولات کانی‌شناختی، آشکارا باعث کاهش مقادیر Mg و تمرکز پسماندی Fe به سمت زون لاتریت می‌شود (ولبی، ۱۳۹۳). عنصر منیزیم همانطور که در بالا ذکر شد از سرپانتینیت به سمت زون لاتریت روند کاهشی را نشان می‌دهد به طوری که بیشترین مقدار آن متعلق به زون سرپانتینیت با مقدار ۲۰/۶۵ (درصد وزنی) و کمترین مقدار در زون لاتریت با مقدار ۰/۵۷ (درصد وزنی)



شکل ۵- A) بررسی رفتار عناصر اصلی در زونهای مختلف کانسار چاه غیب. B) بررسی رفتار عناصر فرعی در زون های مختلف S=زون سرپانتینیت، T=زون انتقالی، A2، A4=زون لیمونیت. H1، H8=زون هماتیت، L10، L11=زون لاتریت.

جدول ۴- نتایج آنالیز ICP-MS برای عناصر اصلی، فرعی و عناصر نادر خاکی در کانسار چاه غیب و محاسبه درجه بیهنجاری Eu و Ce برای زونهای مختلف کانسار لاتریت Eu Anomaly $Ce_{Anomaly} = (2CeN)/(LaN+PrN)$ (Ma et al., 2007) $= [(EuN)/\sqrt{SmN \times GdN}]$ (Taylor and McLennan, 1985) لاتریت چاه غیب

NAME/ZONE	لاتریت	لاتریت	هماتیت	هماتیت	لیمونیت	لیمونیت	انتقالی	سریانتینیت
Fe%	۳۸,۹۸	۳۱,۱۲	۲۳,۹۸	۲۲,۵۳	۱۴,۱۷	۱۴,۲۸	۸,۶۳	۶,۰۱
Mg%	۰,۵۷	۰,۸۷	۱,۹	۵,۰۲	۴,۳۸	۶,۳۲	۷,۳۷	۲۰,۶۵
Al%	۱,۸۳	۲,۰۳	۱,۵۲	۱,۴	۱,۵۳	۱,۲۸	۲,۰۴	۰,۲۹
Mn%	۰,۱۱	۰,۱۰	۰,۰۶	۰,۱۱	۰,۱۵	۰,۰۶	۰,۰۲	۰,۰۶
Ni(ppm)	۱۰۸۷۰	۹۶۵۸	۷۵۹۲	۵۶,۹۰	۵۰۱۷	۳۰۴۳	۲۰۶۶	
Co(ppm)	۴۶۳,۱۸	۳۵۹	۲۳۴,۷	۱۹۰,۷	۱۹۶,۴	۸۴,۴۸	۴۴,۷۳	۸۵,۰۹
Cr(ppm)	۱۲۹۰۰	۹۱۷۵	۹۶۸۲	۷۰۴۹	۶۲۸۲	۳۷۵۳	۲۱۸۷	۸۰۴,۲
Ga(ppm)	۴,۴۷	۲,۹۹	۳,۳۹	۲,۱۱	۱,۷۹	۱,۹۸	۳,۶۸	۱
Sc(ppm)	۳۷,۳۲	۳۶	۳۰,۹۳	۲۷,۵۳	۲۳,۷۶	۱۶,۳۶	۱۳,۳۱	۷,۶۶
La(ppm)	۱	۱	۱	۱,۴۵	۱	۲,۶۴	۱	۱
Ce(ppm)	۶,۸۸	۵,۳۴	۴,۲۷	۵,۸۴	۳,۴۱	۵,۱۲	۱	۱
Pr(ppm)	۰,۸۴	۰,۶۹	۰,۵۷	۰,۹۴	۰,۴۸	۰,۷۲	۰,۶	۰,۰۶
Nd(ppm)	۳,۱۱	۲,۵۸	۲,۲۳	۳,۵۱	۱,۷۳	۳,۰۸	۱,۸	۱
Sm(ppm)	۰,۶۶	۰,۵۹	۰,۰۴۵	۰,۸۴	۰,۳۵	۰,۶	۰,۲۴	۰,۰۱۲
Eu(ppm)	۰,۱۸	۰,۱۲	۰,۰۹	۰,۱۶	۰,۰۸	۰,۱۳	۰,۰۴	۰,۰۰۴
Gd(ppm)	۰,۵۵	۰,۴۵	۰,۴۷	۰,۶۴	۰,۳	۰,۵۶	۰,۲	۰,۰۱
Tb(ppm)	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۹	۰,۰۵	۰,۰۷	۰,۰۳	۰,۰۰۳
Dy(ppm)	۰,۶۱	۰,۴۹	۰,۴۵	۰,۶۳	۰,۳۳	۰,۵۱	۰,۲۵	۰,۰۱
Er(ppm)	۰,۲۵	۰,۲۱	۰,۰۲	۰,۲۵	۰,۱۵	۰,۲۱	۰,۱	۰,۰۰۵
Tm(ppm)	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۰۲
Yb(ppm)	۴,۱۲	۳,۰۸	۲,۳۷	۲,۵۲	۱,۶۶	۱,۶	۰,۲۲	۰,۰۰۸
Lu(ppm)	۰,۰۷	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۷	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۰۰۵
Eu/Eu*	۰,۹۸	۰,۷۶	۰,۶۴	۰,۷۱	۰,۸۱	۰,۷۳	۰,۶	۰,۱۳
REE(ppm)	۱۸,۴۱	۱۴,۷۲	۱۲,۲۴	۱۶,۹۹	۹,۶۱	۱۵,۳۴	۵,۶۰	۸,۹۷
Ce/Ce*	۱,۵۶	۱,۳۹	۱,۲۷	۱,۲۸	۱,۱	۰,۹۵	۱,۴۵	۰,۶۵
La/Y	۰,۲۹	۰,۲۹	۰,۴۴	۰,۳۵	۰,۳۲	۰,۶۷	۰,۵۰	۱
pH	۶,۵۹	۶,۵۹	۶,۸۱	۶,۸۱	۶,۸۴	۶,۸۴	۶,۴۲	۸

تواند درون شبکه‌های اکسید آهن جای بگیرد و همراه با آن دیده شود. به این دلیل این عنصر به سمت زون لاتریت افزایش نشان می‌دهد (شکل ۶-D). حد اقتصادی آن در کانسار نیکل در استرالیا بین 370-76 (ppm) است. مقدار اسکاندیم موجود در لاتریت چاه غیب بین 7.66 (ppm) در زون سریانتینیت و 37.32 (ppm) در زون لاتریت است که نشان دهنده این می‌باشد که این عنصر در چاه غیب جنبه اقتصادی ندارد (Aiglsperger et al., 2016). عنصر Ga در زون انتقالی به مقدار زیادی افزایش یافته است (3.68 (ppm) از آنجایی که این زون دارای کانی‌های رسی می‌باشد پس کانی‌های رسی نقش قابل توجهی در تثبیت گالیوم در نیمرخ هوازده دارند (Muggler, 1988) (شکل ۴-A). رفتار عناصر نادر خاکی توسط عواملی مانند: ترکیب سنگ منشا، شرایط محیط، کانی‌های موجود در سنگ منشا و درجه کمپلکس سازی با لیگاندهای مختلف

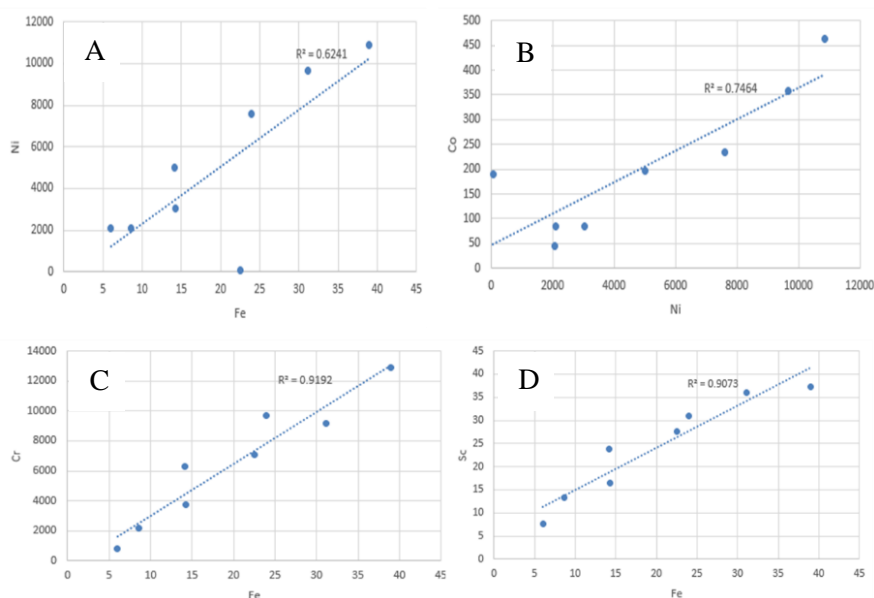
بررسی رفتار عناصر فرعی و نادر خاکی در نیمرخ هوازده

توزیع Ni توسط گوتیت کنترل می‌شود. گوتیت به دلیل شرایط ساختاری آن میزبان خوبی برای عنصر نیکل می‌باشد. این عنصر به همراه آهن از زون سریانتینیت به سمت لاتریت افزایش می‌یابد (شکل ۶-A). عنصر Co نیز دارای همبستگی مثبت با نیکل بوده و مقدار آن به سمت زون لاتریت افزایش می‌یابد (شکل ۶-B). توزیع Cr در نیمرخ لاتریتی می‌تواند در ارتباط با اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن باشد (Marques et al., 2004). Cr^{+3} به راحتی می‌تواند جایگزین Fe^{+3} در شبکه کانیهای هماتیت و گوتیت شوند (Schwertmann and Pfab, 1996). همبستگی مثبتی که بین کروم و آهن وجود دارد نشان دهنده این است که کانی‌های آهن دار در نهشت کروم نقش دارند و این عنصر نیز به سمت زون لاتریت افزایش می‌یابد (شکل ۶-C). عنصر Sc

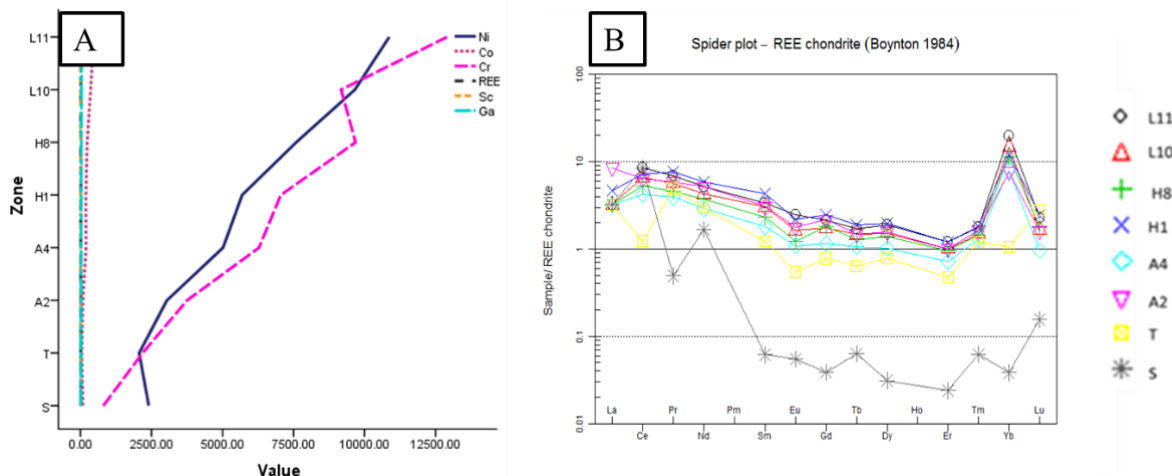
باعث ایجاد شرایط اکسیدی و تبدیل Eu^{+2} به Eu^{+3} شده و همچنین نشانگر تجزیه کانی‌های فلدسپار (پلاژیوکلاز) که باعث آزاد شدن Eu به درون محلول و تمرکز آن درون اکسیدهای آهن می‌شود (Villaseca et al., 2003) (جدول ۴). حامل‌های عناصر نادرخاکی در کانسارهای حاصل از هوازدگی بسیار متفاوت است. از جمله این حامل‌ها می‌توان به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، فسفات‌ها، کانی‌های رسی و همچنین کانی‌های مقاوم در برابر هوازدگی مانند زیرکن اشاره کرد (Ma et al., 2007). در این پژوهش به منظور شناسایی احتمالی لیگاند حمل‌کننده عناصر نادر خاکی از ضریب همبستگی اسپیرمن با عناصر اصلی و فرعی استفاده شد. همبستگی مثبت عناصر نادر خاکی با آهن و زیرکنیم نشان دهنده این است که هیدروکسیدهای آهن و زیرکنیم می‌توانند حامل‌های احتمالی برای حمل این عناصر در افق هوازده باشند. از طرفی همبستگی خیلی کم این عناصر با منگنز دلالت بر این دارد که کانی‌های منگنزدار نمی‌توانند نقشی در حمل و تجمع این عناصر در افق هوازده داشته باشند از آنجایی که کانی‌های رسی به علت سطحی وسیعی که دارند درصد جذب بالایی داشته پس در این کانسار کانی‌های رسی نیز می‌توانند لیگاند مناسبی برای عناصر نادر خاکی باشند. به طور معمول هوازدگی باعث جدایش LREE و HREE از سنگ منشأ می‌شود (Hill et al., 2000). عامل pH یکی از مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده تحرک REE ها می‌باشد.

تحت شرایط اسیدی REE ها به راحتی از سنگ هوازده آبشویی می‌شوند و تحت تاثیر شرایط قلیایی تا خنثی به وسیله برخی جاذب‌ها همانند اکسیدهای آهن یا کانی‌های رسی جذب می‌شوند (Fleet, 1984). تغییرات در نسبت La/Y در لاتریت نشان‌دهنده تغییر در pH محیط در طی لاتریتی شدن است. بر اساس این مقادیر $La/Y < 1$ نشان‌دهنده شرایط اسیدی و مقادیر $La/Y > 1$ نشان دهنده شرایط بازی در طی لاتریتی شدن می‌باشد. تغییرات این نسبت نشان‌دهنده شرایط حدودا اسیدی در تشکیل این کانسار می‌باشد. (شکل ۹) (جدول ۴).

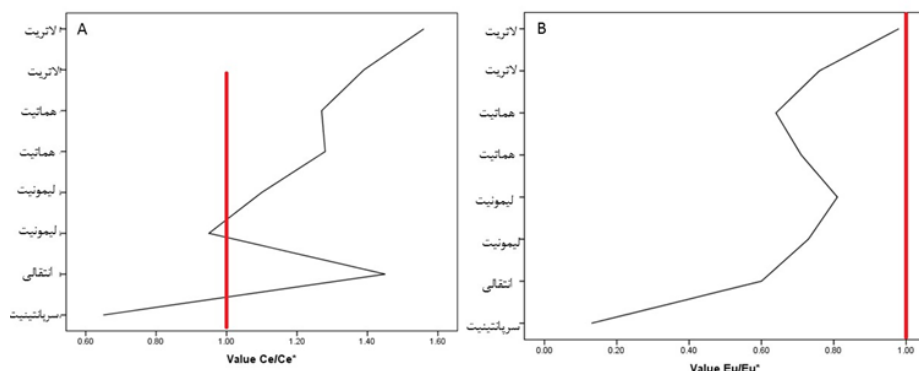
کنترل می‌شود (Mongelli et al., 2014). فراوانی عناصر نادر خاکی در کانسار لاتریت چاه غیب در (جدول ۴) نشان داده شده است. برای بررسی روند تغییرات عناصر نادر خاکی در کانسار لاتریت چاه غیب این عناصر نسبت به کندریت بهنجار شد (Boynton, 1984). این الگو نشان می‌دهد که تمامی REE ها از سنگ منشأ به سمت لاتریت افزایش می‌یابند. به طوری که کمترین مقدار متعلق به زون انتقالی (ppm) 5.60 و بیشترین مقدار (ppm) 18.41 متعلق به زون لاتریت می‌باشند. هوازدگی سنگ منشأ باعث جدایش عناصر LREE از HREE می‌شود. هر چند REE ها هنگام هوازدگی متحرک می‌شوند، اما در محل‌های هوازدگی دوباره ته‌نشست می‌یابند ولی به علت متحرک بودن و همچنین هوازده بودن کانسار این عناصر به مقدار زیادی از محیط شسته شده اند به همین خاطر غلظت آنها در این کانسار بسیار پایین می‌باشد. با توجه به شبیه بودن تقریبی الگو REE زون سرپانتینیت به الگوی REE زون‌های هوازده نتیجه گرفته شد که عناصر کمیاب خاکی از سنگ سرپانتینیت منشأ گرفته‌اند. همچنین بررسی این نمودار نشان از غنی‌شدگی این عناصر نسبت به کندریت دارد (شکل ۸B). با بررسی بیشتر مشخص شد که عنصر Ce دارای بی‌هنجاری مثبت و عنصر Eu دارای بی‌هنجاری منفی بوده که نشان از شرایط اکسیدی برای تشکیل کانسار می‌باشد (Maksimovic, 1991) (شکل ۸). با توجه به (جدول ۴) و میزان تحرک LREE و HREE در کانسار هوازده چاه غیب، مشخص شد عناصر LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی بیشتری را در افق‌های هوازده نشان می‌دهند. معمولا سنگ‌های آذرین بازی در طی فرایندهای هوازدگی تفریق ضعیف LREE از HREE همراه با رخداد بی‌هنجاری منفی نسبتا ضعیف Eu را متحمل می‌شوند. مقدار LREE ها نسبت به HREE ها بیشتر است که خود دلیلی بر هوازده بودن کانسار است. بازه تغییرات Eu در کانسار چاه غیب بین ۰/۱۳ تا ۰/۹۸ تغییر می‌کند که نشان‌دهنده بی‌هنجاری منفی برای Eu است. بی‌هنجاری منفی Eu در لاتریت نشان دهنده فوگاسیته بالای Fe در محیط بوده که



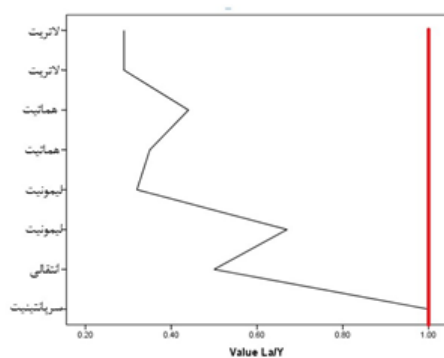
شکل ۶- A: همبستگی مثبت بین نیکل و آهن. B: همبستگی مثبت بین کبالت و نیکل. C: همبستگی مثبت بین کروم و آهن. D: همبستگی مثبت بین اسکاندیوم و آهن.



شکل ۷- بررسی روند تغییرات عناصر بحرانی در نیمرخ هوازده. (B) بررسی روند تغییرات عناصر نادرخاکی در زون‌های مختلف لاتریت چاه غیب (Boynton, 1984). S.سریپانتینیت، T.انتقالی، A4, A2, لیمونیت، H1, H8, همایت، L10, L11. لاتریت.



شکل ۸- A محاسبه درجه بی‌هنجاری مثبت Ce. B: محاسبه بی‌هنجاری منفی برای زون‌های مختلف کانسار لاتریت.



شکل ۹- مقدار La/Y برای زون‌های مختلف کانسار چاه غیب

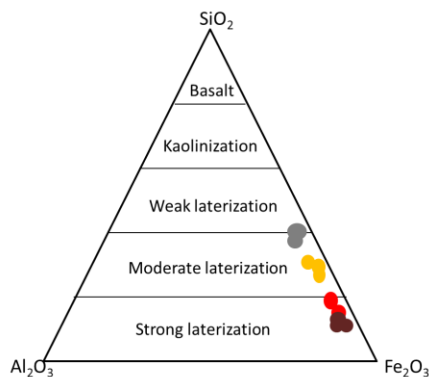
درجه هوازدگی از لاتریتی شدن متوسط مربوط به زون‌های انتقالی و لیمونیتی، تا لاتریتی شدن قوی شده مربوط به زون همایت و لاتریت می‌باشد (شکل ۱۰). اندازه گیری مقدار pH برای زون‌های مختلف لاتریت چاه غیب نشان از شرایط اسیدی برای نهشت این کانسار می‌باشد به طوری که تقریباً تمامی زون‌های

خاستگاه کانسار لاتریت نیکل چاه غیب

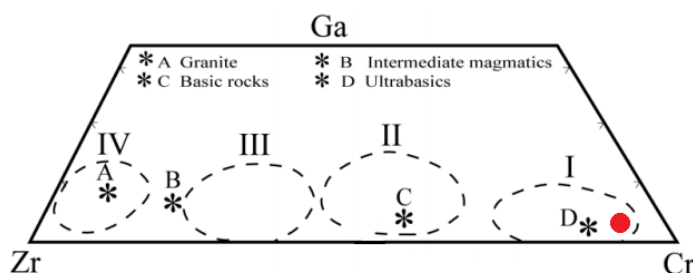
برای تعیین درجه هوازدگی در لاتریت چاه غیب از نمودار آلوا (Aleva, 1994) استفاده شد. همانطور که مشخص شد هر چه به سمت افق‌های بالاتر پیش رویم درصد هوازدگی و فرسایش افزایش می‌یابد. با توجه به این نمودار

لاتریت چاه غیب pH بین ۶ تا ۷ را نشان می‌دهند (جدول ۴). برای رسوبگذاری هماتیت و گوتیت نیاز به pH ۷ و Eh بزرگ تر از ۰/۲ است (Temur and Kansun, 2006). مقایسه بازه میدان پایداری کانی‌های اصلی سازنده کانسنگ‌های بازماندی با تغییرات pH و Eh محیط‌های طبیعی نشان می‌دهد که آب‌های سطحی با ماهیت اسیدی-اکسیدی و آب‌های زیرزمینی با ماهیت بازی-کاهشی نقش بسیار مهمی در تکوین این نهشته‌ها داشته‌اند

لاتریت چاه غیب pH بین ۶ تا ۷ را نشان می‌دهند (جدول ۴). برای رسوبگذاری هماتیت و گوتیت نیاز به pH ۷ و Eh بزرگ تر از ۰/۲ است (Temur and Kansun, 2006). مقایسه بازه میدان پایداری کانی‌های اصلی سازنده کانسنگ‌های بازماندی با تغییرات pH و Eh محیط‌های طبیعی نشان می‌دهد که آب‌های سطحی با ماهیت اسیدی-اکسیدی و آب‌های زیرزمینی با ماهیت بازی-کاهشی نقش بسیار مهمی در تکوین این نهشته‌ها داشته‌اند



شکل ۱۰- نمودار آلوا برای تعیین نوع هوازدگی لاتریت چاه غیب (Aleva, 1994).



شکل ۱۱- موقعیت لاتریت چاه غیب در نمودار سه متغیره Ga-Cr-Zr (I, II, III, IV) به ترتیب بیانگر مناطق اثر سنگ‌های مادر اولترامافیک، مافیک، حدواسط یا رسی و اسیدی می‌باشند. حروف A, B, C و D به ترتیب نشان دهنده محل قرارگیری سنگ‌های مادر گرانیتی، سنگ‌های حد واسط، سنگ‌های آذرین بازیگ و اولترابازیک برای نهشته‌های لاتریتی می‌باشند (Ozlu, 1983).

خاکی از سرپانتینیت به سمت زون لاتریت افزایش می‌یابد که به دلیل حضور کانیهای ثانویه مانند کانیهای رسی و اکسیدهای آهن می باشد. بی‌هنجاری منفی یورپیموم حاکی از درجا بودن کانسار چاه غیب و بی‌هنجاری مثبت عنصر Ce حاکی از اکسایشی بودن محیط لاتریت است. تغییرات pH کانسار از ۸ در سرپانتینیت تا ۶/۵۴ در لاتریت نشان دهنده حاکم بودن شرایط قلیایی در سنگ میزبان و شرایط نیمه اسیدی جهت تشکیل کانسار لاتریت چاه غیب است. با توجه به همبستگی مثبت نیکل و آهن و همچنین حضور نیکل درون اکسیدهای آهن، و عدم حضور کانیهای سیلیکاتی دارای نیکل (گازنیریت) کانسار لاتریت چاه غیب از نوع اکسیدی می‌باشد.

نتیجه گیری

کانسار لاتریت نیکل چاه غیب بر روی هارزبورژیت‌های سرپانتینیتی افیولیت نیریز تشکیل شده است. بر اساس مطالعات کانی شناسی و XRD کانیهای اصلی این کانسار شامل گوتیت، هماتیت، لیمونیت، کانی رسی (مونت موریلونیت، ورمیکولیت) و کرومیت می‌باشد. مطالعات EPMA بیانگر حضور طلا در زون لیمونیت به همراه سیلیس است. بر اساس شواهد بافتی و صحرایی سنگ منشا لاتریت چاه غیب از پریدوتیت‌های سرپانتینیتی شده افیولیت نیریز می باشد که آب‌های سطحی با ماهیت اسیدی-اکسیدی و آب‌های زیرزمینی با ماهیت بازی-کاهشی نقش بسیار مهمی در تکوین این نهشته‌ها داشته‌اند. مقدار عناصر نادر

منابع

اویسی، ب.، ۱۳۸۰، ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی سوریان، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور
تقی پور، ب.، خدیور، ش.، ۱۳۹۶، کانی شناسی و زمین شیمی افق هوازده کانسار لاتریت چاه غیب، قادرآباد، زون زاگرس، استان فارس، مجله ژئوشیمی زرنده، شماره ۱۶، ص. ۵۷-۶۹.

خدیور، ش.، ۱۳۹۶، زمین شیمی فلزات بحرانی و منشا لاتریت نیکل دار چاه غیب، قادر آباد، استان فارس، رساله کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، ص ۳۱

- درویش زاده، ع.، ۱۳۹۴، زمین شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر، چاپ ۶، ص. ۱۵۷-۱۶۷
- مرادی، ش.، عابدینی، ع.، علیزاده، ا.، ۱۳۹۲، زمین شیمی عناصر نادر خاکی افق لاتریت رسی داش آغل، شرق بوکان، استان آذربایجان غربی، چهارمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، ص. ۲۳۱-۲۳۷
- ولیی، ر.، ۱۳۹۳، زمین شیمی و ساز و کار رخداد لاتریت نیکل دار قادرآباد، استان فارس، رساله کارشناسی ارشد ژئوشیمی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، ص ۷۱ - ۷۳
- نبوی، م.، ۱۳۵۵، دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۱۰۹ صفحه
- Aiglsperger.T., Proenza.J., Lewis.J., Labrador.M., Svojtka.M., Rojas-Purón.A., Longo.F., Āuri šová., 2016, Critical metals (REE, Sc, PGE) in Ni laterites from Cuba and the Dominican Republic, *Ore Geology Review*, p: 127-147.
- Aleva.G. J. J., 1994, Laterites: concepts, geology, morphology, and chemistry, *International Soil Reference and Information Center*, 169 pp.
- Al-Khirbash.S., Nasir.S., Al-Harthy.A., Richard.L., Al-Sayigh. A., Darkel. A., Semhi.K., 2010, Geology and Ni-Co mineralization of laterites of the Oman Mountains, 7th International Symposium on the Eastern Mediterranean Geology, P:18-22.
- Berger.V.I., Singer.D.A., Bliss.J.D., Moring. B.C., 2011, Ni-Co laterite deposits of the world—Database a grade and tonnage models: U.S. Geological Survey Open-File Report 2011 –1058, p:30.
- Boynton.W.V., 1984, Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry*". Henderson, P. (Editors), Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam. p: 63-114.
- Brand.N.W., Butt.C.R.M., Elias. M., 1998, Nickel laterites-Classification and features: *AGSO Journal Australian Geology and Geophysics*, v: 17, p:81-88.
- Butt et al., 2000. Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain implications for geochemical exploration: *Ore Geology Review* 21 p:167-183.
- Chace.F.M., Cumberlandidge. J.T., Cameron.W.L., Van Nort. S.D., 1969, Applied geology at the Nickel Mountain Mine, Riddle, Oregon, *Economic Geology*, v: 64, p:1-16.
- Dalvi.A.D., Bacon.W.G., Osborne.R.C., 2004, the past and future of nickel laterites. PDAC 2004, International Convention, Prospectors and Developers Association of Canada, March 7-10, Toronto, Ontario, Canada, p:1-27
- Elias.M., 2002, Nickel laterite deposits, Geological overview, resources and exploration, *Special Publication* 4, p:205-220.
- Elias.M., 2006, Laterite nickel mineralization of the Yilgarn craton: *Society of Economic Geologist Special Publication* 13, p:195-210.
- Fan.R., Gerson.A.R., 2011, Nickel geochemistry of a Philippine laterite examined by bulk and micropr synchrotron analyses. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75 (21), p:6400-6415.
- Fleet.A., 1984, Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. *Rare earth element geochemistry*. P: 343-373.
- Freyssinet.P., Butt.C.R.M., Morris.R.C., Piantone.P., 2005, Ore-forming processes related to laterite weathering- *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p: 681-722
- Garrels. R. M. & Christ.C.L., 1965, *Solution, Minerals and Equilibria*. Harper and Row, New York, 450.
- Gerth.J., 1990, Unit-cell dimensions of pure and trace metal- associated goethite, *Geochim. Cosmochim. Acta* 5, p:363-371.
- Glaskovsky.A.A., Gorbunov.G.I., Sysoev.F.A., 1977, Deposits of nickel, in Smirnov, V.I., ed., *Ore Geology the U.S.S.R.*, v. 2: London, Pitman, p: 3-79.
- Golightly. J.P., 1981, Nickeliferous laterite deposits, *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, p,710-735.
- Golightly.J.P., 2010, Progress in understanding the evolution of nickel laterites, *Society of Economic Geologists Special Publication* 15, p: 451-485.
- Hill E., Wood.BJ., Blundy.JD., 2000, The effect of Ca-T schermaks component on trace element partitioning between clinopyroxene and silicate melt. *Lithos* 53, p:203-215.
- Lelong.F., Tardy.Y., Grandin.G., Trescases.J.J., Boulange.B., 1976, Pedogenesis, chemical weathering an processes of formation of some supergene ore deposits, in Wolf K.H., ed., *Supergene and surficial ore deposits- Texture and fabrics of Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits: Amsterdam, Elsevier*. v:3, p: 93-133.
- Ma.J., Wei.G., Xu.Y., Long.W., Sun.W., 2007, Mobilization and re-distribution of major and trace element during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China. *Geochim. Cosmochim. Acta* ., 71, p: 3223-3237.
- Maksimovic Z 1991, Genesis of Mediterranean karstic bauxites and karstic nickel deposits. *Bulletin : Class de sciences mathematiques et naturalles-Sciences naturalles* 140, p: 1-27.
- Marques.J.J., Schulze.D.G., Curi.N., Mertzman.S. A., 2004, Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado. *Geoderma* 121 , p:31-43.
- Mongelli.G., Boni.R., Buccione.R., Sinisi.R. 2014, Geochemistry of the Apulian karst bauxites (southern Italy) Chemical fractionation and parental affinitie, *Ore Geology Reviews*, 63 , p:9-21.
- Muggler.C.C., 1988, Polygenetic oxisols on Tertiary surfaces, Minas Gerais Brazil. Ph.D thesis, Wageninge University, Netherlands, 285p.
- Ozlu.N., 1983, Trace element contents of "Karst bauxites" and their parent. rocks in the Meditternean Belt Mineralium Deposita. 18, p:469-476.

- Robb.L., 2005, Introduction to Ore-forming processes, Blackwell Science Ltd., Oxford, P.355.
- Schwertmann.U.,Pfab.G., 1996, Structural V and Cr in lateritic iron oxides: genetic implications. *Geochimica Cosmochimica Acta* 60, p: 4279-4283.
- Stöcklin.J., NabaviM.H., 1972, 1/2,500,000 Sheet, Tectonic Map of Iran. Geol. Surv.,Iran.
- Stöcklin.J., Ruttner.A., & Nabavi.M. H., 1972, New data on the lower Paleozoic and pre-Cambrian of north Iran Geological Survey of Iran.
- Taylor.S.R., McLennan.S.M., 1985, The continental crust : its composition and evolution. Blackwell. Oxford, 312p.
- Temur.S., Kansun.G., 2006, Geology and petrography of the Masatdagi diasporic bauxites, Alanya, Antalya Turkey *Journal of Asian Earth Sciences* 27, p: 512-522.
- Thorne.R.L., Roberts.S., Herrington.R., 2012, Climate change and the formation of nickel laterite deposit *Ore Geology* 40 (4), p:331 –334.
- Villaseca.C., Martin Romera.C., De La Rosa.J., Barbero.L., 2003, Residence and redistribution of REE, Y, Zr, Th and U during granulite-facies metamorphism: behavior of accessory and major phases in peraluminous granulites of central Spain. *Chemical Geology*, 200, p:293–323.
- Vitovskaya.I.V., 1989, Mineral forms and concentration mechanisms in lateritic deposits, In: Balasubramania K.S. (Ed.), *Weathering; Its Products and Deposits II, Products, Deposits, Geotechnics*. Theophrastus Publications Athens, p: 144–169.