



کانی شناسی و زمین شیمی عناصر نادر خاکی در نهشته‌ی لاتریت زان، استان تهران

فاطمه کنگرانی فراهانی^{*}، علی اصغر کلاگری^۱، علی عابدینی^۲

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(دریافت مقاله: ۹۱/۵/۲۴، نسخه نهایی: ۹۱/۹/۱)

چکیده: افق لاتریتی زان در ۲۵ کیلومتری جنوب شرق دماوند، استان تهران واقع شده است. این افق به صورت چینه‌سان در بخش تحتانی شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک (ژوراسیک) گسترش یافته است. بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که دیاسپور، هماتیت، گوتیت، آاناتاز و کائولینیت کانی‌های اصلی این افق هستند که در مقادیر کمتر با کانی‌های فرعی مثل بوهمیت، سیدریت، روتیل، کوارتز، تینانومگنتیت، زیرکن و پیریت همراهی می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی کانسنگ‌ها دلالت بر محیط تشکیل نیمه اسیدی تا قلیایی و احیایی تا نیمه اکسیدی برای افق مورد بررسی دارند. شیمی عناصر اصلی نشان می‌دهند که فرایندهای لاتریت‌زایی ضعیف و متوسط باعث تشکیل کانسنگ‌هایی با ترکیب رس بوکسیتی، لاتریت غنی از آهن و لاتریت در این افق شده است. ضرایب همبستگی بین عناصر پیشنهاد می‌کنند که آاناتاز، روتیل، زیرکن، کانی‌های رسی، اکسیدهای منگنز و فسفات‌های ثانویه (گورسکسیت و زینوتایم) کانیهای میزبان احتمالی REEها در کانسنگ‌ها هستند.

واژه‌های کلیدی: لاتریت؛ زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی؛ کانی‌شناسی؛ کانی‌های میزبان؛ زان؛ تهران.

مقدمه

به طور معمول کانسارهای بوکسیتی از عناصر جزئی نظیر REEs، Ga، Ti، Cr و Zr غنی شده هستند. بوکسیت‌های کارستی نسبت به بوکسیت‌های لاتریتی از REEها غنی‌ترند [۱]. پژوهش‌های گسترده‌ای در مورد چگونگی رفتار REEها و کانی‌های میزبان آنها در کانسارهای لاتریتی و بوکسیتی در مناطق مختلف دنیا صورت گرفته است [۲-۱۰]. معمولاً REEها در طی فرایندهای هوازدگی دستخوش فرایند جدایشی شده [۱۱، ۱۲] و Ce و Eu با دارا بودن حالت‌های مختلف اکسایشی، بیشترین جدایش را نسبت به REEهای دیگر نشان می‌دهند. کانی‌های گروه کراندالیت [۱۳، ۱۴]، زیرکن، زینوتایم و تورایت [۱۵]، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن [۹، ۱۶-۱۸]، رابدوفان، فلورنسیت، چرچایت و زینوتایم [۱۹]، کانی‌های گروه باستنازیت [۸، ۹]، کانی‌های رسی [۲۰-۲۳] و اکسیدها و

هیدروکسیدهای منگنز [۲۴] از جمله کانی‌های میزبان معرفی شده REEها در بررسی‌های مختلف هستند. تغییرات فراوانی REEها در فراورده‌های هوازده نیز در شناسایی سنگ‌های مادر نهشته‌های لاتریتی کاربرد گسترده‌ای دارند [۶-۹، ۲۰، ۱۸-۲۸].

وقفه رسوبگذاری طی تریاس تا ژوراسیک در ایران سبب گسترش و تشکیل افق‌های متعدد لاتریتی-بوکسیتی در نواحی مختلف رشته کوه‌های البرز و زون ایران مرکزی شده است. نهشته‌ی لاتریتی زان از جمله این افق‌ها در البرز مرکزی است که در فاصله‌ی ۲۵ کیلومتری جنوب شرق دماوند، به مختصات $34^{\circ}58'30''$ تا $35^{\circ}04'40''$ عرض شمالی و $51^{\circ}51'40''$ تا $51^{\circ}55'55''$ طول شرقی، در پهنه‌ی زمین‌شناسی دماوند (به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) واقع شده است. واحدهای مختلف لاتریت زان در قاعده‌ی شیل‌ها و ماسه سنگ‌های شمشک گسترش

* نویسنده مسئول، تلفن: ۳۳۹۲۶۹۹ (۰۴۱۱)، نامبر: ۳۳۹۲۷۰۳ (۰۴۱۱)، پست الکترونیکی: Farahani_1893@yahoo.com

کوارتزیتی به سن احتمالی پرمین پیشین قرار گرفته اند. سازند الیکا در بخش زیرین شامل آهک‌های نازک لایه ریز دانه بوده که روی آن دولومیت‌های قهوه ای و زرد رنگ دیده می‌شوند. پس از تشکیل دولومیت‌های الیکا (تریاس زیرین)، در بیشترین بخش تریاس فوقانی رسوبگذاری انجام نشده است. فرسایش و هوازدگی طی این خشکی‌زایی سبب گسترش توپوگرافی کارستی در سطح دولومیت‌ها شده است. در بسیاری از مناطق سلسله جبال البرز، از جمله نزدیک به منطقه‌ی مورد بررسی، سنگ‌های آتشفشانی بازالتی، سازند الیکا را پوشانده‌اند. در اوایل ژوراسیک، تهنشست‌های قاره‌ای کولابی سازند شمشک شامل شیل و ماسه سنگ همراه با رگه‌های زغال سنگ تشکیل شده‌اند. در این منطقه سازند شمشک در بخش قاعده‌ای خود دارای افقی از کانسنگ‌های لاتریتی-بوکسیتی است. در این ناحیه، کنگلومرا و آهک فجن به سن پالئوسن با عملکرد گسل راستا لغز در کنار رسوب‌های شمشک قرار گرفته‌اند. در این منطقه، به جز رسوب‌های کواترنر، جوانترین رسوب‌ها مربوط به سازند کرج (اوسن) هستند [۳۰] (شکل ۱-پ).

بررسی‌های صحرائی

افق لاتریتی زان به صورت چینه سان با روند ساختاری N-S، با طولی حدود ۱ کیلومتر و با ضخامت متغیر از ۵ تا ۱۵ متر در قاعده‌ی سازند شمشک قرار گرفته است (شکل ۱-پ). افق لاتریتی در این منطقه با تهنشست‌های دوران چهارم پوشیده شده است. در عرض یک نیمرخ انتخابی واحدهای لاتریتی مختلف با رنگ‌های گوناگون از پایین به بالا شامل قهوه‌ای (BL)، قرمز (RL)، زرد (YL)، خاکستری لایه‌ای (LGL)، خاکستری زیتونی (OGL)، خاکستری سبز (GGL)، خاکستری قرمز (RGL)، خاکستری سیاه (DGL)، خاکستری آبی (BGL) و خاکستری (GL) بین سنگ‌های درونگیر قابل تشخیص‌اند (شکل ۲). از مهمترین سیمای‌های زمین شناسی این منطقه می‌توان به واحدهای لاتریتی با حالت مطبق، برشی شده (شکل ۳-الف)، مرز کاملاً تند با سنگ‌های پوشش، حضور مقادیر فراوان مواد آلی، تشکیل بافت‌های لیزگنگ (شکل ۳-ب)، وجود هاله‌ی اکسید آهن در واحدهای خاکستری، خاکستری آبی، خاکستری سیاه (شکل ۳-ت)، مرز کاملاً مشخص بین واحدهای مختلف لاتریتی و حضور باند ملافیبری در برخوردگاه سازندهای الیکا و شمشک (در مواردی که افق لاتریتی-بوکسیتی بین این سازندها وجود ندارد) (شکل ۳-ت)، اشاره کرد.

یافته‌اند. تاکنون بررسی‌هایی در خصوص کانی‌شناسی و زمین-شیمی عناصر نادر خاکی روی این نهشته انجام نگرفته است. این پژوهش به بررسی مسائل یاد شده می‌پردازد.

روش بررسی

تعداد ۵۰ نمونه‌ی سنگی به صورت کتره‌ای از افق لاتریتی و سنگ‌های درونگیر آن برداشت شدند. در نهایت، پس از بررسی ویژگی مزوسکوپیکی نمونه‌ها، نیمرخ‌ی عمود بر افق لاتریتی زان که بیشترین تنوع رنگی را نشان می‌داد، به طور سیستماتیک نمونه‌گیری شدند. از بین کانسنگ‌های برداشت شده از نیمرخ، تعداد ۶ نمونه‌ی لاتریتی انتخاب و به منظور شناسایی فازهای کانیایی نامشخص به روش آنالیز پراش پرتو X (XRD) (مدل D4) در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تجزیه شدند. بررسی‌های تکمیلی از کانی‌شناسی کانسنگ‌ها با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل XLC Philips در دانشگاه امیرکبیر انجام گرفت. برای تعیین ترکیب شیمیایی، تعداد ۱۰ نمونه از کانسنگ‌های نیمرخ مورد بررسی، در آزمایشگاه ACME کانادا تجزیه‌ی شیمیایی شدند. مقادیر اکسیدهای اصلی و فرعی به روش ICP-ES و مقادیر عناصر جزئی و نادرخاکی به روش ICP-MS (با کد آنالیز 4A4B) تعیین شدند. برای تعیین مقادیر عناصر نادر خاکی حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه با متابورات و تترابورات لیتیم ترکیب و در اسید نیتریک حل شد. مقدار LOI نمونه‌ها با مشتعل کردن نمونه‌ها در 1000°C به مدت یک ساعت اندازه‌گیری شدند (جدول ۱).

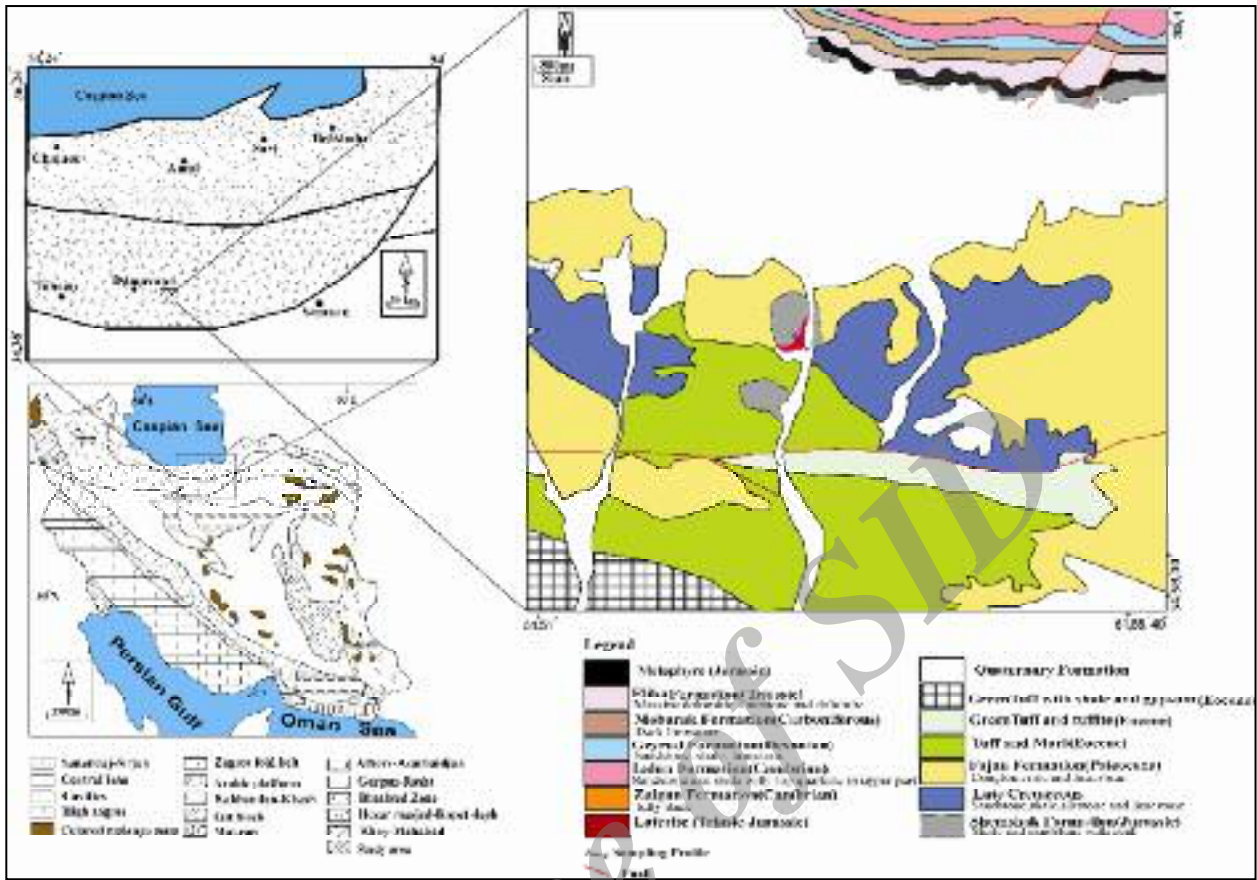
بحث و بررسی

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

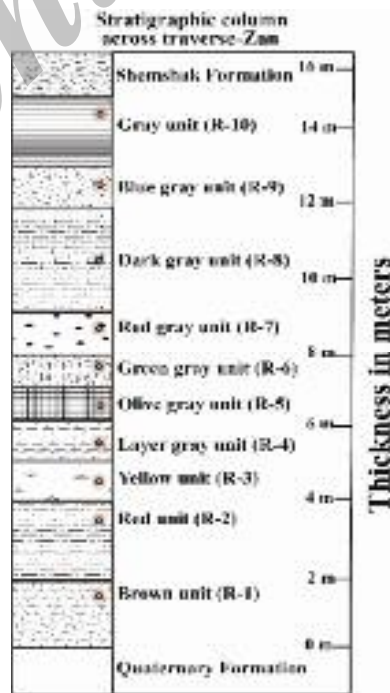
ناحیه‌ی مورد بررسی بر اساس رده‌بندی زون‌های ساختاری ایران [۲۹] (شکل ۱-الف)، بخشی از زون البرز مرکزی است (شکل ۱-ب). قدیمی‌ترین رسوب‌های ناحیه، مربوط به کامبرین شامل شیل‌های سیلتی زاگون و شیل‌ها و ماسه سنگ‌های لالون است. رسوب‌های سیلورین-اردوسین و دونین آغازی در منطقه حضور ندارند. روی رسوب‌های میلا ماسه‌سنگ، شیل و آهک دونین فوقانی (سازند جیروود) با ناپیوستگی هم شیب قرار می‌گیرند که بوسیله‌ی شیل‌های کربناتی و کربنات‌های سازند مبارک پوشیده شده‌اند. طی کربونیفر میانی و بالایی رسوبگذاری صورت نگرفته است. در این منطقه سنگ‌های تریاس پیشین (سازند الیکا) با ناپیوستگی هم شیب و در بعضی نقاط با دگرشیبی روی ماسه‌سنگ‌های

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی ICP-ES و ICP-MS عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی در نمونه‌های مورد بررسی افق لاتریتی. برای مشاهده موقعیت نمونه‌ها در نیمرخ مورد بررسی به شکل ۲ مراجعه شود.

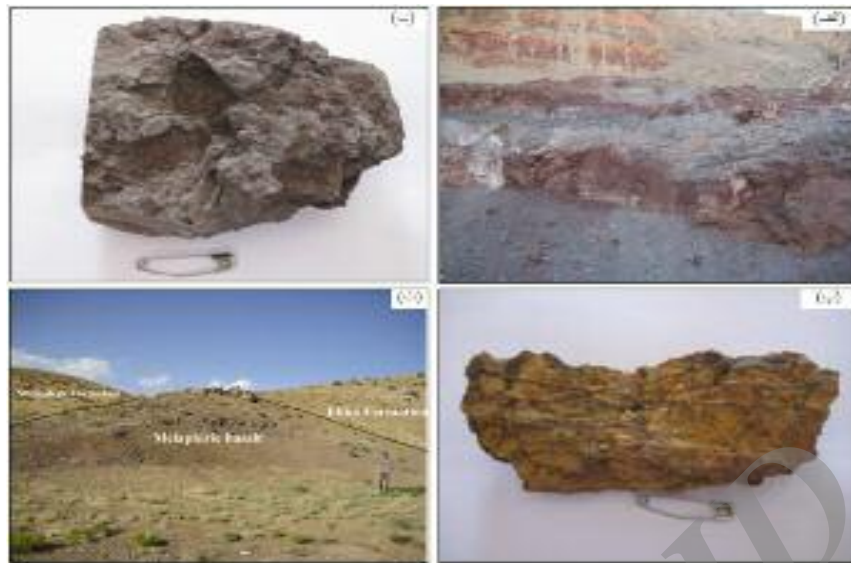
Samples	BL (R-1)	RL (R-2)	YL (R-3)	LGL (R-4)	OGL (R-5)	GGL (R-6)	RGL (R-7)	GGL (R-8)	BGL (R-9)	GL (R-10)
SiO ₂ (wt%)	۲۷,۳۱	۲۵,۳۲	۱۹,۳۷	۱۹,۱۲	۳۰,۶۱	۲۶,۲۲	۳۳,۲۰	۲۳,۰۰	۳۱,۹۸	۴۰,۳۴
Al ₂ O ₃	۲۳,۸۶	۲۰,۲۲	۱۶,۹۰	۱۶,۴۵	۲۵,۶۳	۲۱,۸۵	۲۷,۵۸	۲۱,۸۶	۲۶,۰۰	۳۱,۸۹
Fe ₂ O ₃	۲۴,۰۰	۳۵,۷۸	۴۳,۷۷	۳۵,۱۹	۲۰,۳۲	۲۴,۵۹	۱۶,۴۳	۱۲,۴۹	۱۶,۲۰	۵,۰۰
MgO	۰,۶۵	۰,۵۸	۰,۴۳	۱,۴۰	۰,۵۹	۰,۶۸	۰,۶۳	۰,۴۷	۰,۷۹	۰,۵۹
CaO	۰,۸۶	۰,۳۴	۰,۲۵	۰,۶۵	۰,۳۵	۰,۳۵	۰,۳۲	۱۱,۶۸	۰,۴۰	۰,۴۶
Na ₂ O	۰,۰۸	۰,۱۴	۰,۰۸	۰,۱۸	۰,۱۲	۰,۰۹	۰,۱۱	۰,۱۲	۰,۱۲	۰,۱۵
K ₂ O	۰,۰۶	۰,۱۵	۰,۰۶	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۸	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۲۴
TiO ₂	۳,۵۵	۳,۰۰	۳,۳۵	۳,۳۱	۴,۷۶	۳,۵۱	۴,۲۱	۴,۸۶	۴,۷۹	۳,۰۰
P ₂ O ₅	۱,۳۳	۹,۰۹	۰,۲۷	۰,۱	۰,۲۷	۰,۱۷	۰,۱۳	۱۰,۱۳	۰,۱۴	۰,۴۲
MnO	۰,۱۰	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۵۵	۰,۰۷	۰,۰۹	۰,۱۱	۰,۰۲
Cr ₂ O ₃	۰,۰۱۶	۰,۰۱۶	۰,۰۱۹	۰,۰۱	۰,۰۱۲	۰,۰۱۳	۰,۰۱۸	۰,۰۱۲	۰,۰۱۳	۰,۰۱۲
LOI	۱۷,۷۰	۱۴,۰۰	۱۵,۰۰	۲۳,۳۳	۱۶,۹۰	۲۱,۷۰	۱۷,۰۰	۱۴,۶۰	۱۹,۰۰	۱۷,۶۶
Sum	۹۹,۲۷	۹۹,۸۸	۹۹,۷۸	۹۹,۷۹	۹۹,۷۰	۹۹,۷۹	۹۹,۷۹	۹۹,۳۷	۹۹,۷۷	۹۹,۸۰
Ba(ppm)	۵۰۴,۰۰	۱۶۳,۰۰	۱۶۲,۰۰	۱۶۵,۰۰	۳۲۱,۰۰	۱۸۳,۰۰	۱۵۷,۰۰	۱۱۴۹,۰۰	۲۲۷,۰۰	۳۳۶,۰۰
Co	۷۹,۰۰	۵۲,۵۵	۲۹,۰۰	۵۹,۰۰	۷۵,۰۰	۱۰۶,۱۱	۸۵,۴۵	۸۲,۵۱	۱۰۳,۰۰	۵۳,۱۲
Ga	۲۱,۵۵	۱۵,۱۲	۲۹,۲۲	۱۸,۸۰	۵۳,۸۱	۹۳,۱	۲۶,۲۰	۳۴,۳۳	۲۵,۱۱	۴۰,۹۱
Hf	۸,۴۰	۶,۷۱	۶,۸۱	۷,۴۱	۹,۱۱	۸,۹۰	۱۰,۷۰	۹,۶۰	۱۰,۲۰	۷,۳۰
Nb	۵۹,۲۰	۴۷,۱۰	۵۱,۸۰	۴۸,۵۰	۶۸,۸۰	۵۸,۲۰	۷۱,۸۰	۶۵,۷۰	۷۰,۲۰	۴۶,۶۰
Rb	۲,۲۰	۴,۴۰	۸,۹۰	۱,۳۰	۲,۵۰	۱,۸۰	۳,۰۰	۱,۰۰	۲,۴۰	۱۰,۶۰
Sr	۴۱۹۹,۰۰	۲۲۲,۰۰	۲۱۰,۰۰	۱۵۸,۰۰	۵۷۵,۰۰	۳۳۳,۰۰	۱۷۲,۰۰	۲۱۶,۰۰	۲۷۴,۰۰	۳۳۹,۰۰
Ta	۳,۸۱	۳,۰۰	۳,۳۰	۳,۴۰	۴,۲۰	۳,۴۰	۴,۵۰	۴,۲۰	۴,۶۰	۲,۶۰
Th	۶,۵۵	۵,۱۲	۵,۰۰	۵,۰۰	۶,۱۲	۶,۳۲	۸,۰۰	۵,۵۳	۶,۳۲	۵,۰۰
U	۱,۴۴	۳,۴۳	۱,۳۲	۱,۱۳	۱,۷۰	۲,۵۰	۱,۷۵	۴,۰۰	۱,۴۱	۱,۴۰
V	۲۰,۲۰	۲۷۷,۰۰	۲۰,۷۰	۲۰,۳۰	۲۴۱,۰۰	۲۴۹,۰۰	۱۷۹,۰۰	۱۸۹,۰۰	۲۶۶,۰۰	۱۸۳,۰۰
Zr	۳۴۲,۰۰	۲۸۹,۰۰	۲۹۳,۰۰	۲۹۱,۰۰	۳۸۸,۰۰	۳۲۹,۰۰	۴۲۷,۰۰	۳۸۵,۰۰	۴۰۱,۰۰	۲۷۷,۰۰
Y	۲۹,۰۰	۳۴,۰۰	۳۷,۰۰	۳۰,۰۰	۴۶,۰۰	۳۸,۰۰	۴۸,۰۰	۴۰,۵۰	۳۹,۰۰	۳۱,۰۰
Ni	۳۲,۰۰	۴۷,۰۰	۷۶,۰۰	۱۷,۰۰	۸۵,۰۰	۵۲,۰۰	۴۰,۰۰	۲۳,۰۰	۴۶,۰۰	۴۷,۰۰
La	۴۱,۸۰	۵۲,۶۵	۵۰,۱۱	۶۱,۷۶	۵۵,۸۱	۵۳,۰۰	۴۹,۰۰	۴۰,۴۲	۴۱,۰۰	۴۸,۱۳
Ce	۱۰۰,۰۰	۱۰۶,۰۰	۱۳۳,۵۰	۱۲۳,۷۰	۱۱۳,۲۰	۱۱۳,۰۰	۹۴,۰۰	۸۲,۷۰	۷۸,۸۰	۱۰۴,۰۰
Pr	۱۰,۳۹	۱۳,۰۰	۱۹,۷۵	۱۴,۹۰	۱۳,۲۸	۱۴,۰۰	۱۱,۵۵	۹,۷۷	۹,۴۸	۱۵,۴۸
Nd	۴۲,۰۰	۵۶,۰۰	۱۳۲,۰۰	۵۵,۴۰	۵۳,۰۰	۵۱,۹۰	۴۲,۳۳	۳۸,۳۲	۳۹,۲۱	۸۹,۲۳
Sm	۸,۳۱	۱۱,۴	۵۶,۰۰	۹,۲۶	۱۰,۶۸	۱۱,۲۷	۷,۸۶	۷,۰۰	۷,۰۰	۲۹,۳۵
Eu	۲,۴۹	۳,۷۳	۲۳,۳	۳,۰۰	۳,۳۹	۴,۰۰	۲,۷۴	۲,۳۳	۲,۲۹	۹,۵۳
Gd	۷,۰۰	۱۰,۰۹	۹,۰۵۸	۸,۴۲	۹,۱۸	۱۱,۳۹	۷,۷۶	۶,۲۸	۶,۷۷	۲۱,۷۴
Tb	۱,۰۰	۱,۵۳	۱۱,۵۱	۱,۵۵	۱,۴۴	۱,۸۳	۱,۱۷	۱,۰۰	۱,۰۰	۲,۲۲
Dy	۵,۷۹	۷,۸۵	۵۹,۱۷	۹,۱۶	۷,۷۸	۹,۲۵	۶,۲۶	۵,۲۹	۶,۱۶	۷,۳۹
Ho	۱,۱۴	۱,۵۴	۱۱,۳۹	۱,۹۲	۱,۴۵	۱,۷	۱,۱۸	۱,۰۰	۱,۲۷	۱,۰۰
Er	۳,۲۵	۴,۰۰	۲۸,۲۲	۵,۳۹	۳,۶۷	۴,۷۹	۳,۰۰	۲,۷۳	۳,۴۵	۲,۶۱
Tm	۰,۴۴	۰,۵۶	۳,۴۱	۰,۷۱	۰,۵۰	۰,۶۶	۰,۴۶	۰,۳۷	۰,۴۵	۰,۴۳
Yb	۲,۸۲	۳,۵۷	۱۹,۵۸	۴,۸۳	۳,۳۰	۳,۸۲	۲,۵۷	۲,۲۲	۳,۰۰	۳,۰۰
Lu	۰,۴۵	۰,۴۹	۲,۷۴	۰,۶۸	۰,۴۶	۰,۵۷	۰,۳۷	۰,۳۴	۰,۳۹	۰,۴۲
Eu/Eu*	۱,۱۲	۱,۰۱	۱,۰۶	۱,۰۷	۱,۰۹	۱,۰۴	۱,۰۴	۱,۰۰	۱,۰۶	۱,۰۰
LREE/HREE	۷,۳۲	۷,۷۱	۹,۲۲	۹,۰	۷,۱۲	۸,۸۱	۸,۱۳	۱,۷۲	۸,۱۲	۸,۷۱
(La/Yb) _N	۱۱,۰۰	۹,۰۰	۱۲,۲۲	۱۲,۹۰	۹,۳۰	۱۱,۴۱	۸,۶۱	۱,۷۰	۹,۹۱	۱۰,۰۰



شکل ۱ الف) موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه جغرافیایی ایران [۳۰]. ب) بخش بزرگ شده‌ی البرز مرکزی که منطقه‌ی مورد بررسی در آن واقع است و پ) نقشه‌ی زمین شناسی منطقه‌ی مورد بررسی [۲۹] که موقعیت افق لایرتی قاعده ژوراسیک زان روی آن مشخص شده است.



شکل ۲ ستون چینه شناسی نیمرخ انتخابی در عرض افق لایرتی زان. محل نمونه‌هایی که آنالیز شیمیایی شدند با دایره نشان داده شده‌اند.



شکل ۳ الف) طبقات مطبق با حالت برشی در واحدهای لاتریتی مختلف نهشته زان، ب) هاله اکسید آهن در کانسنگ خاکستری، پ) بافت لیزگنگ در کانسنگ زرد و ت) باند ملافیر در محل کنتاکت سازندهای الیکا و شمشک (دید به سمت غرب).

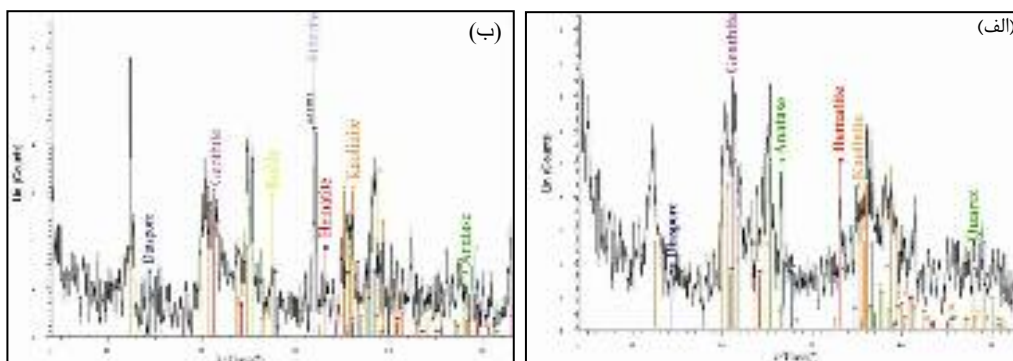
ترکیب کانی‌شناسی

تیتانومگنتیت، زیرکن و پیریت را نیز آشکار کرده است. قطعات پیریت به صورت باقی مانده‌هایی داخل گوتیت مشاهده می‌شوند (شکل ۵-الف و ه). عنصر Ti در کانسنگ‌های لاتریتی هم در شبکه کانی تیتانومگنتیت و هم به صورت کانی‌های اکسیدی تیتانیوم (روتیل و آناتاز) حضور دارد (شکل ۵-ب، پ، ت و ج). کانی زیرکن در ابعاد ریز در متن کانسنگ‌ها پراکنده است (شکل ۵-الف).

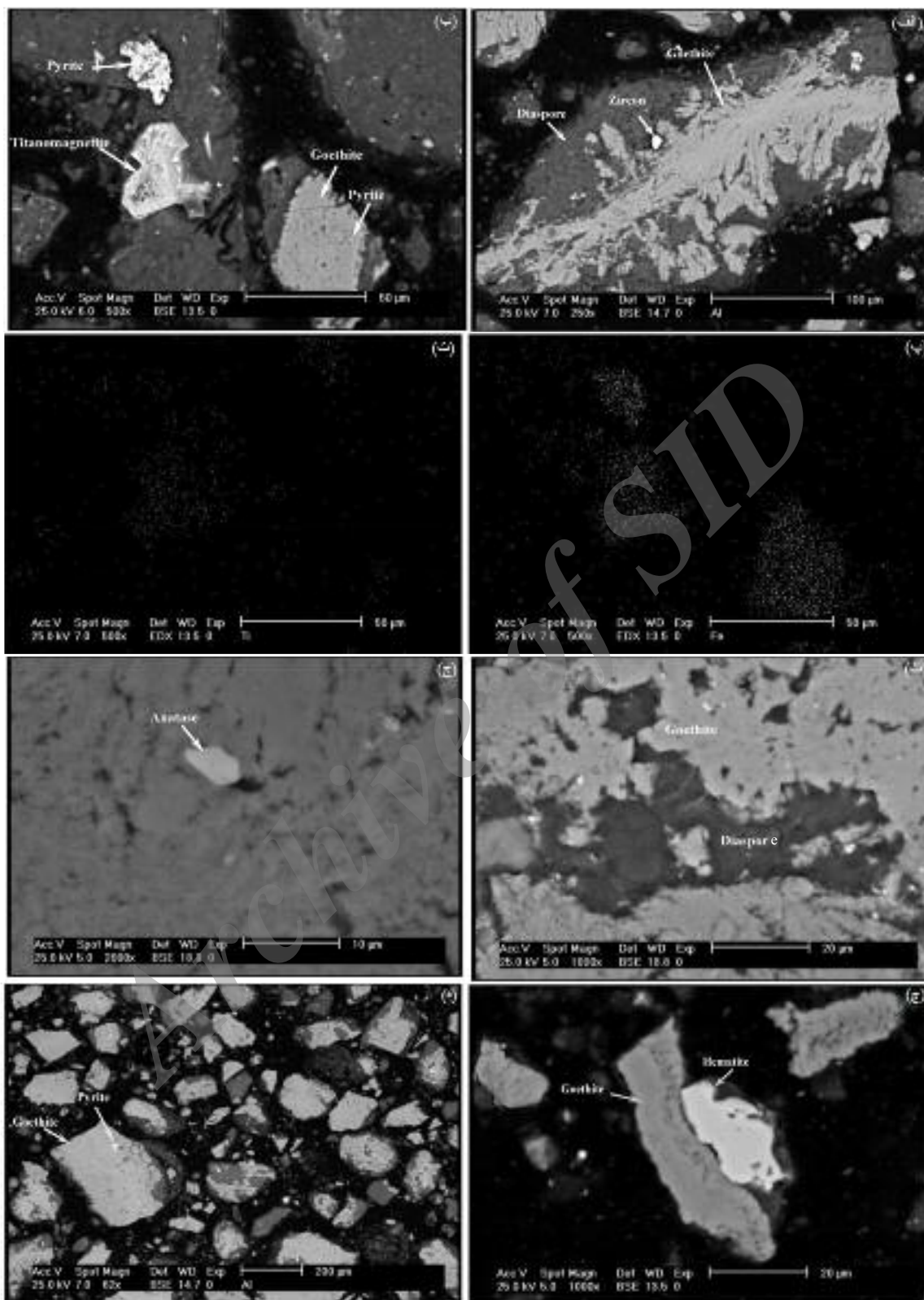
براساس نتایج تجزیه پراش پرتو X (XRD) دیاسپور، هماتیت، گوتیت، آناتاز و کائولینیت کانی‌های اصلی، بوهمیت، سیدریت، روتیل و کوارتز کانی‌های فرعی لاتریت زان هستند (جدول ۲ و شکل ۴). گوتیت و هماتیت تقریباً به مقدار یکسان در افق هوازده گسترش یافته‌اند و مقدار دیاسپور بر بوهمیت در واحدهای مختلف نهشته فزونی دارد (شکل ۵-الف، ث و ج). بررسی‌های SEM علاوه بر فازهای کانیایی فوق، حضور

جدول ۲ کانی‌های شناسایی شده به روش پراش پرتو X (XRD) در افق لاتریتی زان.

شماره نمونه	دیاسپور	بوهمیت	گوتیت	هماتیت	آناتاز	روتیل	کوارتز	کائولینیت	سیدریت
R-10(GL)	×		×	×	×			×	
R-9(BGL)	×		×	×	×		×		
R-7(RGB)		×	×	×	×			×	
R-3(YL)		×	×	×	×			×	
R-2(RL)	×		×	×	×			×	
R-1(BL)	×		×	×	×	×		×	×

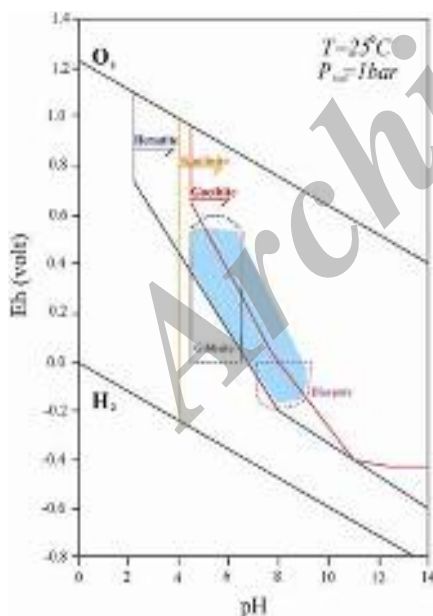


شکل ۴ الگوهای XRD دو نوع از کانسنگ‌های لاتریتی زان، الف) کانسنگ خاکستری آبی و ب) کانسنگ قهوه‌ای.



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از دو کانسنگ لاتریتی زان الف) قطعات مربوط به گوتیت، زیرکن و دیاسپور (واحد BGL)، ب) کانی تیتانومگنتیت و پیریت که به صورت قطعات درشت و ریز باقی مانده است (واحد LGL)، پ) تمرکز آهن در کانی تیتانومگنتیت، ت) تمرکز تیتانیوم در کانی تیتانومگنتیت، ث) دیاسپور و گوتیت در مجاورت هم (واحد BGL)، ج) قطعات آناتاز به صورت پراکنده در زمینه (واحد BGL)، چ) قطعات گوتیت و هماتیت در مجاورت هم (واحد LGL) و ه) باقی مانده‌های پیریت داخل گوتیت (واحد BGL).

آلومینیوم همراه است. بنابر نمودار کانسنگ‌های GL، BGL، RGL، OGL و DGL در مرحله‌ی کائولینیتی شدن سنگ مادر هستند. کانسنگ‌های GGL، LGL، RL، BL و YL در مرحله‌ی لاتریتی شدن ضعیف تا متوسط (که نشانگر میزان جدایش Al_2O_3 از Fe_2O_3 است)، قرار دارند. بر اساس این نمودار، نهشته زان درجات شدید لاتریتی را تحمل نکرده است. بنابراین جدایش کامل سه اکسید Al، Fe و Si صورت نگرفته است. ولی با این حال سیر تکاملی لاتریتی شدن را به نشان می‌دهد. مسیر لاتریتی شدن به سمت تشکیل لاتریت‌های آهن‌دار است. چنانکه از شکل ۸ [۱۷] پیداست، نمونه‌های لاتریتی زان بیشتر در گستره‌ی رس بوکسیتی و در مقادیر کمتر در گستره‌ی لاتریت و لاتریت غنی از آهن قرار می‌گیرند. با استفاده از تعدادی نمودار عناصر جزئی، می‌توان ترکیب فاز آلومینیوم‌دار اولیه ذخایر بازماندی با سن‌های متفاوت را تعیین کرد [۴۰]. بر اساس نمودارهای Ga/Pb و Pb/Y علی‌رغم ترکیب دیاسپوری و بوهمیتی، ترکیب اولیه گیبسیتی را برای این نهشته نشان می‌دهند (شکل ۹).



شکل ۶ نمودار Eh-pH نشان دهنده‌ی میدان پایداری کانی‌ها، خط چین و پر رنگ به ترتیب بیانگر محدوده‌های نامطمئن و کاملاً مشخص‌اند. راستای خطوط در زیر کائولینیت، گوتیت و هماتیت گستره‌ی پایداری این کانی‌ها را نشان می‌دهند. گستره‌ی آبی محیط تقریبی تشکیل نهشته زان را نشان می‌دهد.

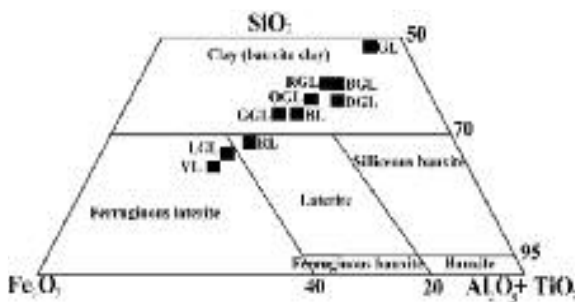
جنبه‌های ژنتیکی کانی‌های اصلی و محیط تشکیل نهشته

دیاسپور فاز اصلی آلومینیوم‌دار این نهشته بوده و بوهمیت به صورت فرعی ظاهر شده است. بطور معمول در نهشته‌های بوکسیتی، گیبسیت طی فشارش و آزدایی به بوهمیت و در نهایت بوهمیت در درجات پایین دگرگونی به دیاسپور تبدیل می‌شود [۳۱]. با توجه به عدم وجود شواهد و سنگ‌های دگرگونی در این نهشته و نیز عملکرد فرایندهای زمین‌ساختی در منطقه (گسل‌ها و برشی شدن شدید نهشته) و حضور بوهمیت، به نظر می‌رسد گیبسیت کانی آلومینیوم‌دار اولیه این نهشته بوده است که طی مراحل بعدی تأثیر نیروهای زمین‌ساختی بر روی نهشته و فشار طبقات فوقانی سبب تبدیل گیبسیت به بوهمیت و در نهایت بوهمیت به دیاسپور شده است. هماتیت و گوتیت کانی‌های اصلی آهن‌دار این نهشته‌اند. در محیط‌های اکسایشی سطحی گوتیت احتمالاً از اکسایش پیریت [۳۲] (شکل ۵-الف و ه) و هماتیت نیز بطور مستقیم از اکسایش پیریت و یا آزدایی گوتیت تشکیل شده است.

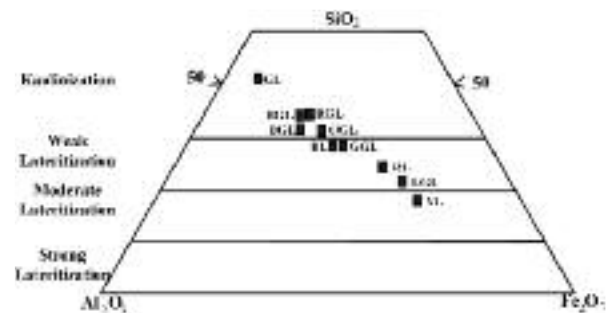
آاناتاز در حضور غلظت‌های پایین از عناصر قلیایی یک فاز کانیایی پایدار در دماهای سطحی است [۳۲] و در شرایط احيایی و قلیایی در ذخایر بازماندی تشکیل می‌شود [۳۳]. کائولینیت از دگرسانی فلدسپارها حاصل شده است. اطلاعات ترمودینامیکی دیاسپور [۳۴، ۳۵]، هماتیت [۳۶]، گوتیت [۳۷]، کائولینیت [۳۸] و گیبسیت [۳۱] برای تفسیر محیط تشکیل لاتریت زان در نمودار شکل ۶ توضیح داده شد. مجموعه کانیایی محیط تشکیل این لاتریت را در گستره‌ی pH اسیدی تا قلیایی (۴٫۵ تا ۹) و Eh احيایی تا نیمه اکسیدی نشان می‌دهند (شکل ۶).

زمین شیمی

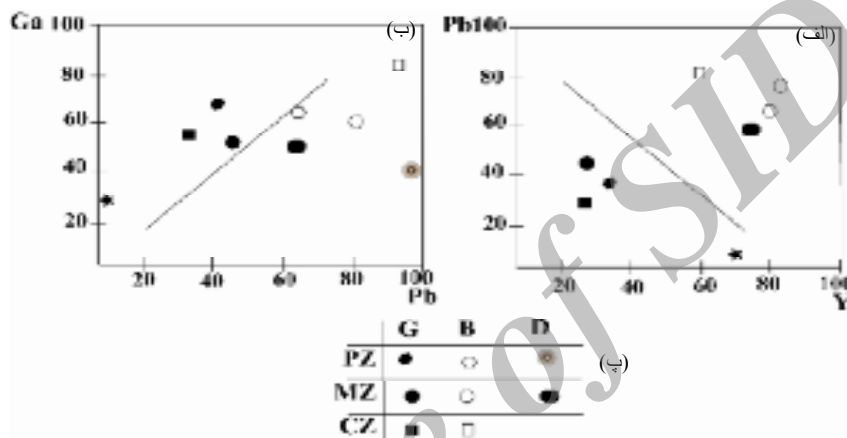
بطور کلی فرایند لاتریتی شدن شامل از دست رفتن عناصر محلول و اکسیدهای آنها از سنگ اولیه و غنی‌شدگی نسبی عناصر کم محلول و اکسیدهای آنهاست. مقادیر عناصر اصلی شامل SiO_2 ، Fe_2O_3 و Al_2O_3 برای ۱۰ نمونه انتخابی از زان بر روی نمودار سه متغیره ترسیم شده است (شکل ۷). این نمودار درجه‌های مختلف لاتریتی شدن را در واحدهای مختلف نهشته‌ی بازماندی نشان می‌دهد [۳۹]. افزایش شدت هوازدگی با کاهش شدید در مقدار سیلیس و غنی‌شدگی نسبی آهن و



شکل ۸ نمودار ۳ متغیره ی $SiO_2-Fe_2O_3-(Al_2O_3 + TiO_2)$ [۱۷] که روند تکامل لاتریتی شدن را نشان می‌دهد.



شکل ۷ نمودار ۳ متغیره ی $Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2$ [۳۸] که شدت فرایند لاتریتی شدن در واحدهای مختلف نهشته‌ی زان را نشان می‌دهد.



شکل ۹ الف و ب) به ترتیب نمودارهای دو متغیره ی عناصر کمیاب $Ga-Pb$ و $Pb-Y$ در لاتریت‌هایی با سنین و فرم‌های مختلف کانی‌های آلومینیم‌دار [۳۹]. در نمودارهای الف و ب یافته‌های لاتریتی زان با علامت ستاره نشان داده شدند و پ) علائم اختصاصی کانی‌های مختلف آلومینیم‌دار در دوران‌های مختلف زمین شناسی، در این شکل G - گیبسیت، B - بوهمیت، D - دیاسپور، PZ - پالئوزویک، MZ - مزوزویک و CZ - سنوزویک.

بالایی و توزیع دوباره ی REE‌ها در بخش‌های میانی و پایینی نیمرخ هوازده شده است [۸]. سازوکاری که موجبات ترسیب REE‌ها در بخش‌های یاد شده نیمرخ مورد بررسی را فراهم کرده است، افزایش pH محلول‌های هوازده کننده فروروی اسیدی به دلیل عملکرد سنگ بستر کربناتی به عنوان یک میانگیر فعال است. هر چند که به نظر می‌رسد عواملی نظیر تفاوت در میزان پایداری کانی‌های اولیه حامل REE‌ها تنها عامل منطقی است که می‌توان با آن الگوهای تقریباً نامنظم برای توزیع REE‌ها در نیمرخ مورد بررسی را توجیه کرد. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهند که با افزایش درجه ی لاتریتی شدن، مقادیر $\sum REE$ ، $\sum LREE$ و $\sum HREE$ دستخوش کاهش می‌شوند (شکل ۱۱). معمولاً با افزایش شدت هوازده‌گی، REE‌ها نیز از فراورده‌های هوازده خارج می‌شوند و در این سازوکار تحرک LREE‌ها کمتر از HREE‌ها است [۴۴].

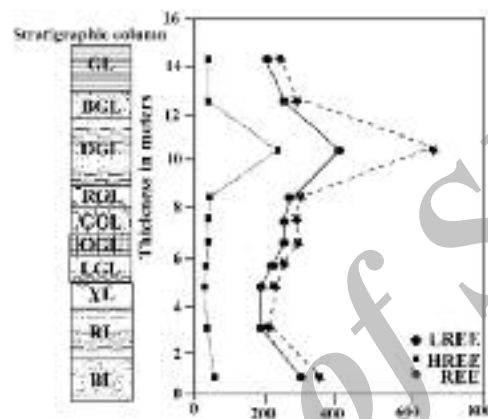
توزیع و جدایش عناصر نادرخاکی (REE)

هوازده‌گی کانی‌های سنگ مادر سبب تحرک عناصر و جدایش از LREE، HREE، Ce و یا Eu می‌شود [۴۱-۴۴]. pH پارامتر مهم کنترل کننده ی تحرک REE‌هاست. در شرایط اسیدی، REE‌ها به آسانی از فراورده‌های هوازده آزاد و شسته می‌شوند و در شرایط خنثی تا قلیایی تثبیت می‌شوند [۴۵-۴۷]. جدایش REE‌ها، نیز به وسیله ی اکسیدهای Ti-Nb [۴۸]، هیدروکسیدهای فریک [۴۹، ۱۸] و همبافت‌های کربناتی [۹، ۱۱] می‌تواند صورت بگیرد.

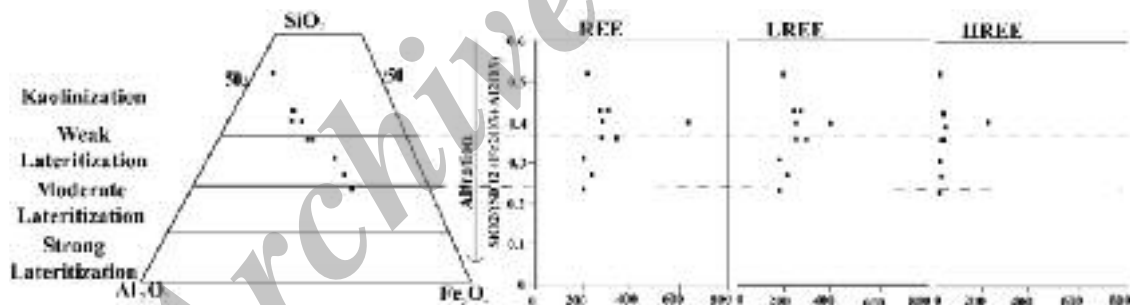
تغییرات مقادیر $\sum REE$ ، $\sum LREE$ و $\sum HREE$ در عرض نیمرخ هوازده به صورت نامنظم بوده و بطور کلی در بخش‌های میانی و پایینی نسبت به بخش‌های دیگر نیمرخ هوازده افزایش نشان می‌دهند (شکل ۱۰). معمولاً شرایط اسیدی محلول‌های هوازده کننده ی فرورو که به احتمال فراوان در اثر انحلال اسید کربنیک در آن ایجاد شده است، سبب تحرک از بخش‌های

تعیین سنگ مادرند [۸،۶]. معمولاً سنگ‌های بازی طی فرایندهای هوازدگی، جدایش ضعیف LREE از HREE‌ها را تحمل کرده‌اند ولی سنگ‌های فلسیک، الگوهای جدایشی شدیدتر LREE از HREE‌ها را نشان می‌دهند. با این توصیف‌ها، الگوی توزیع غنی‌شدگی نسبتاً ضعیف LREE از HREE پیشنهاد کننده‌ی یک خاستگاه بازی برای نهشته‌ی لاتریت زان است.

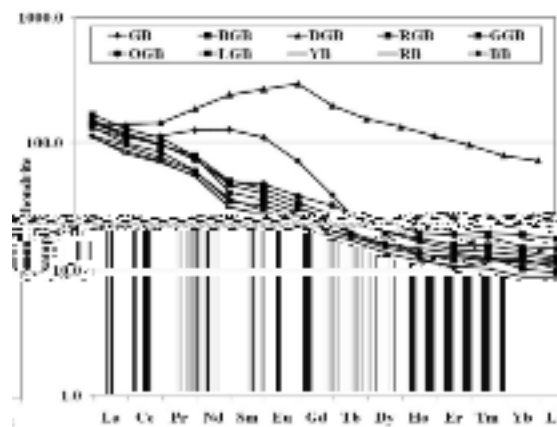
الگوی توزیع REE‌ها در واحدهای مختلف افق بازماندی به هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت [۵۰] (شکل ۱۲)، نشان می‌دهد که هر دو دسته‌ی LREE و HREE نسبت به کندریت غنی شده‌اند با این تفاوت که LREE نسبت به HREE بیشتر غنی شده‌اند. الگوی توزیع در کانسنگ‌ها می‌تواند از سنگ مادر به ارث رسیده باشد. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که الگوی توزیع REE‌ها در مواد هوازده و کانسنگ‌های بازماندی شاخص‌های زمین‌شیمیایی مهمی برای



شکل ۱۰ تغییرات LREE، HREE و REE در عرض افق بازماندی زان.



شکل ۱۱ $\sum LREE$ ، $\sum HREE$ و $\sum REE$ نسبت به $SiO_2/(SiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3)$. چنانکه در این نمودار پیداست مقادیر $\sum REE$ ، $\sum LREE$ و $\sum HREE$ با افزایش شدت لاتریتی شدن کاهش می‌یابند.

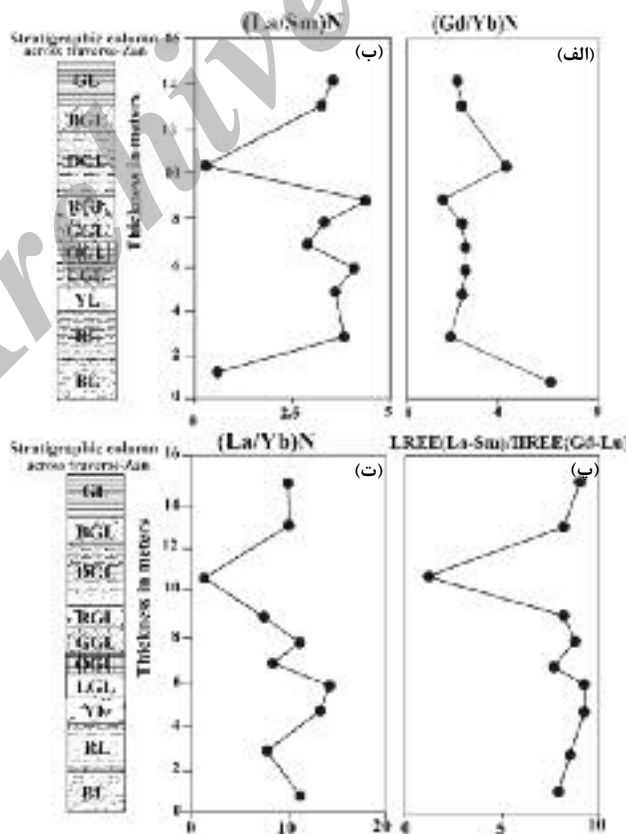


شکل ۱۲ الگوی عناصر نادر خاکی به هنجار شده به ترکیب کندریت [۴۸].

در واحد DGL حدود ۱/۷ و کمتر از بقیه لایه‌هاست که نشان دهنده‌ی جدایی ناچیز LREE ها از HREE ها در این کانسنگ است. معمولاً pH های پایین باعث تحرک REE ها و pH های بالا باعث رسوب کردن REE ها از محلول‌های آبگون می‌شوند [۴۳]. از طرفی با افزایش pH محلول‌های مسئول هوازدهی ثبات همبافت‌های حامل HREE ها بیشتر از LREE ها است [۵۱]. به نظر می‌رسد که افزایش pH محلول‌های مسئول لاتریت‌زایی و به عبارت بهتر تغییرات pH، مهمترین فاکتور کنترل کننده‌ی جدایش LREE ها از HREE ها در کانسنگ‌های مورد بررسی است. افزون بر این، غنی‌شدگی بیشتر LREE ها نسبت به HREE ها را می‌توان به عوامل زیر نسبت داد: (۱) پتانسیل یونی کمتر LREE ها نسبت به HREE ها، (۲) پایداری همبافت‌های کربناتی HREE ها در pH قلیایی (ایجاد شده به وسیله‌ی سنگ‌های بستر کربناتی) [۵۲، ۱۰]، (۳) شرایط قلیایی برای جذب سطحی LREE ها به وسیله‌ی کانی‌ها مناسبتر است [۵۳] و (۴) با کاهش عدد اتمی بواسطه کاهش پایداری کاتیون‌های سه ظرفیتی REE محلول، فرایند جذب بر سطح کانی‌ها افزایش می‌یابد [۵۴].

LREE ها و HREE ها در واحد لاتریتی DGL نسبت به بقیه واحدها غنی‌شدگی قابل چشمگیری را نشان می‌دهند. این مسئله احتمالاً با افزایش شدید pH محیط در زمان گسترش این کانسنگ وابسته است که سبب افزایش تمرکز REE ها شده است. افزایش pH محلول‌های مسئول لاتریت‌زایی می‌تواند به واسطه‌ی بالا آمدن سطح سفره‌ی آب‌های زیرزمینی و یا به عبارت بهتر به واسطه‌ی میانگیری محلول‌های هوازده کننده به وسیله‌ی سنگ‌های بستر کربناتی رخ داده باشد.

تحرک متفاوت REE ها طی فرایند هوازدهی سبب جدایش این عناصر در نیمرخ هوازده می‌شود. محاسبه‌ی مقادیر نسبت‌های $(La/Sm)_N$ و $(Gd/Yb)_N$ برای واحدهای مختلف زان، تغییرات کمی را نشان می‌دهند که به ترتیب برابرند با ۰/۵ تا ۴ و ۱/۴ تا ۵/۹ (شکل ۱۳-الف و ب)، در حالیکه تغییرات نسبت $LREE_{(La-Sm)}/HREE_{(Gd-Lu)}$ و $(La/Yb)_N$ ترتیب دارای بازه‌های ۱/۷ تا ۱۲/۹ و ۱/۷ تا ۹/۲ (شکل ۱۳-پ و ت) هستند. نتایج حاصل از این محاسبات نشان دهنده‌ی جدایی LREE ها از HREE ها و غنی‌شدگی بیشتر LREE ها نسبت به HREE ها است. مقدار $LREE_{(La-Sm)}/HREE_{(Gd-Lu)}$



شکل ۱۳ الف) تغییرات $(Gd/Yb)_N$ ، ب) $(La/Sm)_N$ ، پ) $LREE_{(La-Sm)}/HREE_{(Gd-Lu)}$ و ت) $(La/Yb)_N$.

کانی‌های میزبان عناصر نادر خاکی (REE)

تمرکزهای بالای REEها در فراورده‌های هوازده به دلیل حضور کانی‌های اولیه مانند اسفن، آپاتیت و زیرکن است، درحالیکه تمرکزهای پایین تا متوسط این عناصر حاکی از حضور کوارتز، فلدسپار و بیوتیت در سنگ مادر است [۵۶، ۵۵]. غنی‌شدگی LREEها در نهشته‌های مختلف لاتریتی می‌تواند بواسطه‌ی تشکیل کانی‌های فسفاتی نظیر آپاتیت یا مونازیت باشد که میزبان‌های مهم برای این عناصر محسوب می‌شوند. غنی‌شدگی HREEها نیز می‌تواند بواسطه‌ی حضور کانی‌های سنگین در جازا نظیر روتیل، آناتاز و تیتانیت باشد که به عنوان روبنده‌های (Scavengers) اصلی این عناصر عمل می‌کنند [۲۸، ۵۷، ۵۸]. برای تعیین کانی‌های میزبان REEها در افق لاتریتی زان، ضرایب همبستگی رتبه‌ای اسپیرمن (Spearman, s rank correlation) [۵۹] بین REE با Si, Fe, Al, P, Mn, Ti, Zr, Y و Ba محاسبه شده‌اند (جدول ۳). REEها دارای همبستگی مثبت بالا با Zr ($0.6 <$) و Ti ($0.6 <$) هستند که نشان می‌دهد کانی‌های زیرکن، روتیل و آناتاز میزبانان اصلی و کنترل‌کننده‌های مهم پراکندگی HREEها و LREEها در واحدهای مختلف این نهشته هستند. لازم به یادآوری است که زیرکن فقط توزیع Ce و HREEها را در کنترل خود داشته است. همبستگی مثبت Pr, Nd, Sm, Eu, Gd و Tb با Ba ($0.5 <$)، P_2O_5 ($0.4 <$) و Y ($0.45 <$) می‌تواند دلالت بر حضور احتمالی کانی‌های فسفاتی آلومینیوم‌دار نظیر گورسکسیت (Gorceixite) $[BaAl_3(LREE, PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O]$ [۶۰] و زینوتایم (YPO_4) در افق هوازده باشد. با توجه به نقش اکسید/هیدروکسیدهای منگنز در تمرکز REEها [۲۴]، همبستگی مثبت متوسط Mn با Sm, Nd, Gd و Eu ($0.4 <$)، نقش کم‌رنگ‌تر هیدروکسیدهای منگنز در میزبانی این گروه از LREEها را نشان می‌دهد. با توجه به همبستگی مثبت ولی ضعیف REEها با Al و Si به احتمال می‌توان گفت که کانی‌های رسی به‌عنوان حامل‌های ضعیف برای REEها در این نهشته به شمار می‌روند. کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن به عنوان میزبان REEها معرفی شده‌اند [۹]، اما همبستگی منفی REEها با Fe نقش این کانی‌ها را در کنترل پراکندگی REEها در کانسنگ‌های لاتریتی زان منتفی می‌سازد.

جدول ۳ ضرایب همبستگی رتبه‌ای میان برخی عناصر با REEها در نیمرخ انتخابی.

	Si	Al	Fe	P	Mn	Ti	Zr	Y	Ba
La	۰.۳۸	۰.۳۹	-۰.۳۸	-۰.۱۰	۰.۳۰	۰.۶۱	۰.۷۴	۰.۷۳	-۰.۰۳
Ce	۰.۲۲	۰.۳۶	-۰.۵۴	۰.۳۱	۰.۳۷	۰.۸۴	۰.۷۷	۰.۸۰	۰.۲۸
Pr	۰.۱۷	۰.۳۳	۰.۴۹	۰.۵۳	۰.۳۹	۰.۷۹	۰.۶۹	۰.۵۵	۰.۴۹
Nd	۰.۲۱	۰.۳۵	-۰.۵۶	۰.۴۲	۰.۵۶	۰.۸۰	۰.۶۸	۰.۵۵	۰.۶۰
Sm	۰.۲۴	۰.۴۰	-۰.۶۱	۰.۶۴	۰.۵۲	۰.۸۵	۰.۶۰	۰.۴۹	۰.۷۵
Eu	۰.۱۲	۰.۲۸	-۰.۵۰	۰.۶۰	۰.۴۶	۰.۸۵	۰.۶۵	۰.۴۹	۰.۶۹
Gd	۰.۱۵	۰.۲۹	-۰.۵۱	۰.۵۳	۰.۴۴	۰.۸۱	۰.۶۲	۰.۵۳	۰.۷۰
Tb	۰.۱۷	۰.۳۲	-۰.۴۹	۰.۴۵	۰.۳۵	۰.۸۱	۰.۷۰	۰.۶۰	۰.۵۶
Dy	۰.۲۰	۰.۳۳	-۰.۵۰	۰.۲۰	۰.۳۰	۰.۸۶	۰.۸۰	۰.۸۸	۰.۳۲
Ho	۰.۲۲	۰.۳۳	-۰.۵۰	-۰.۰۴	۰.۱۵	۰.۶۸	۰.۶۷	۰.۹۹	۰.۱۰
Er	۰.۲۸	۰.۳۹	-۰.۵۰	-۰.۰۱	۰.۱۰	۰.۶۹	۰.۶۲	۰.۹۸	۰.۰۶
Tm	۰.۱۸	۰.۳۰	-۰.۵۵	-۰.۰۳	۰.۱۲	۰.۷	۰.۶۸	۰.۹۶	۰.۱۱
Yb	۰.۳۴	۰.۴۵	-۰.۵۵	۰.۱۲	۰.۲۹	۰.۷۵	۰.۷۴	۰.۹۶	۰.۲۲
Lu	۰.۴۹	۰.۶۲	-۰.۷۰	۰.۲۹	۰.۲۲	۰.۷۸	۰.۷۲	۰.۹۳	۰.۳۴

برداشت

افق لاتریتی زان به‌صورت چین‌سازان در قاعده‌ی سازند شیلی-ماسه سنگی شمشک تشکیل شده است. دیاسپور، هماتیت، گوتیت، بوهمیت، آناتاز، کائولینیت، سیدریت، روتیل، تیتانومگنتیت، پیریت، زیرکن و کوارتز کانی‌های شناسایی شده این افق هستند. مجموعه کانیایی، نوسان‌های محیط اکسایشی و کاهش‌ی و گسترده‌ی گسترده‌ی pH را طی تشکیل این نهشته نشان می‌دهد. با محاسبه نسبت مقادیر Al_2O_3 ، SiO_2 و Fe_2O_3 این نهشته از نوع رس بوکسیتی، لاتریت و لاتریت غنی از آهن بود که دستخوش درجات شدید لاتریتی شدن نشده است. بر اساس نسبت عناصر کمیاب Pb/Y و Ga/Pb علیرغم ترکیب بوهمیتیک-دیاسپوری فعلی، این افق دارای ترکیب اولیه گیبسیتی بود که در اثر فرایندهای زمین‌ساختی در آن تغییرات کانی‌شناسی رخ داده است. تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی محیط نظیر Eh و pH به واسطه حضور پیریت، مواد آلی فراوان، سنگ‌های بستر کربناتی و خواص زمین-شیمیایی REEها از علل مهم پراکندگی REEها در واحدهای مختلف نهشته‌ی بازماندی است. بر اساس بررسی‌های زمین-شیمیایی، میزبان اصلی REEها در این افق هوازده کانی‌های تیتانیوم (روتیل و آناتاز) و زیرکن بوده‌اند. کانی‌های فسفاتی (گورسکسیت و زینوتایم)، کانی‌های رسی و اکسید/

Mortas bauxite deposit (Seydisehir/Konya-southern Turkey), *Chemie der Erde-Geochemistry* 69(2009) 143-159.

[9] Mameli P., Mongelli G., Oggiano G., Dinelli E., "Geological, geochemical and mineralogical features of some bauxite deposits from Nurra (western Sardinia, Italy): Insights on conditions of formation and parental affinity", *International Journal of Earth Sciences* 96(2007) 887-902.

[10] Ye L., Cheng Z.T., Pan Z.P., "The REE geochemical characteristics of the Xiaoshanba bauxite deposit, Guizhou. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry* 26 (2007) 228-233.

[11] Johannesson K.H., Stetzenbach K.J., Hodge V.F., Lyons W.B., "Rare earth element complexation behavior in circumneutral pH groundwaters: assessing the role of carbonate and phosphate ions", *Journal of Earth Planetary Science and Letters* 139(1996) 305-319.

[12] Compton S.J., White A.R., Smith M., "Rare earth element behavior in soils and salt pan sediments of a semi-arid granitic terrain in the Western Cape, South Africa", *Chemical Geology* 201(2003)239-255.

[13] Mordberg L.E., "Geochemical evolution of a Devonian diasporite-crandallite-svanbergite-bearing weathering profile in the Middle Timan, Russia", *Journal of Geochemical Exploration* 66(1999)353-361.

[14] Mordberg L.E., Stanley C.J., Germann K., "Rare earth element anomalies in crandallite group minerals from the Schugorsk bauxite deposit Timan, Russia. *European Journal of Mineralogy* 12(2000) 1229-1243.

[15] Horbe A., Costa M., "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(1999)339-351.

[16] Steinberg M., Courtois C., "Le comportement des terres rares au cours de l'altération et ses conséquences", *Journal of Societe Geologique de France* 18(1976)13-20.

[17] Balasubramaniam M.N., Snelling N.J., "Extraneous argon in lavas and dykes of Deccan Volcanic Province", *Journal of Memoir of the Geological Society of India* 3(1981) 219-264.

[18] Mongelli G., "Ce-anomalies in the textural components of Upper Cretaceous karst bauxites from the Apulian carbonate platform (southern Italy)", *Chemical Geology* 140(1997) 69-79.

[19] Laskou M., Andreou G., "Rare earth elements distribution and REE-minerals from the

هیدروکسیدهای منگنز درجه‌ی بعدی اهمیت را در میزبانی این عناصر دارند.

قدردانی

نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برخوردار بوده‌اند، لذا شایسته است نهایت سپاس و قدردانی خود را ابراز دارند. نگارندگان همچنین از نظرها و پیشنهادهای ارزنده و سازنده‌ی داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Boulange B., Colin F., "Rare earth element mobility during conversion of nepheline syenite into lateritic bauxite at Passa Quatro Minais Gerais, Brazil", *Applied Geochemistry* 9 (1994) 701-711.

[2] Wang Y.X., Li H.M., Yang J.D., Qiu L.W., Chai D.H., Chen P., "Discovery of palaeoweathering type rare and rare earth element deposits in Northern China and its significance Geological", *Journal of China Universities* 6 (2000) 605-607.

[3] Yang J.C., Wang F.L., Li D.S., Fei Y.C., Wang L., "Investigation on occurrence and trend of rare and rare-earth elements associated in bauxite", *Journal of Mining & Metallurgy* 13 (2004) 89-92.

[4] Wang Y.X., Li H.M., Yang J.D., Shen Y.Q., Chai D.H., Chen P., Qiu L.W., Chen X.M., Zhao L.X., Zhu C., Ge J.J., "Palaeoweathering type rare earth element deposit in Shanxi determined by solid isotope mass spectrometry", *Journal of Chinese Mass Spectrometry Society* 24 (2003) 394-397.

[5] Maksimovic Z., Skarpelis N., Pantó G., "Mineralogy and geochemical of the rare earth elements in the karstic nickel deposits of Lokris area, Greece", *Journal of Geologica Hungarica* 36 (1993) 331-342.

[6] Maksimovic Z., Pantó G., "Contribution to the Geochemistry of the rare earth elements in the karst-bauxite deposits of Yugoslavia and Greece", *Geoderma* 51(1991) 93-109.

[7] Liu X., Wang Q., Deng J., Zhang Q., Sun S., Meng J., "Mineralogical and geochemical investigations of the Dajia Salento-type bauxite deposits, western Guangxi, China", *Journal of Geochemical Exploration* 105(2010) 137-152.

[8] Karadag M., Kupeli S., Arik F., Ayhan A., Zedef V., Doyen A., "Rare earth element (REE) geochemistry and genetic implications of the

- Alanya, Antalya, Turkey*", Journal of Asian Earth Sciences 27(2006) 512-522.
- [32] Bardossy G., "Karst Bauxites. Elsevier Scientific", Amsterdam (1982) 441p.
- [33] Özlü N., "Trace element contents of karst bauxites and their parent rocks in the Mediterranean belt", Mineralium Deposita, 18(1983) 469-476.
- [34] Dangic' A., "Kaolinization of bauxite: a study of the Vlasenice bauxite area, Yugoslavia. II. Alteration of oolites", Clays and Clay Minerals 36 (1988)439-447.
- [35] D'Argenio B., Mindszenty A., "Bauxites and related paleokarst: tectonic and climatic event markers at regional unconformities", Eclogae geologicae Helvetiae 88 (1995) 453-499.
- [36] Garrels R.M., Christ C.L., "Solutions, Minerals and Equilibria", Harper and Row, New York(1965) p. 450.
- [37] Krauskopf K., "Introduction to Geochemistry", McGraw-Hill, NewYork (1967) 721pp.
- [38] Dangic' A., "Kaolinization of bauxite: a study in the Vlasenice bauxite area, Yugoslavia. I. Alteration of matrix", Clays and Clay Minerals 33 (1985) 517-524.
- [39] Schellmann W., "Considerations on the definition and classification of laterites", in Proceedings, International Seminar on Lateritization Processes, Trivandrum, December 1979: Rotterdam, A.A. Balkema, (1981) 1-10.
- [40] Mordberg L.E., "Patterns of distribution and behaviour of trace elements in bauxites", Journal of Geochemical and Isotopic Record of Continental Weathering 107 (1993) 241-244.
- [41] MacLean W.H., Bonavia F.F., Sanna G., "Argillite debris converted to bauxite during karst weathering: Evidence from immobile element geochemistry at the Olmedo Deposit, Sardinia", Mineralium Deposita 32(1997) 607-616.
- [42] Hill I.G., Worden R.H., Meighan I.G., "Geochemical evolution of a palaeolaterite: The Interbasaltic Formation, Northern Ireland", Chemical Geology 166(2000) 65-84.
- [43] Patino L.C., Velbel M.A., Pirice J.R., Wade J.A., "Trace elements mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala", Chemical Geology 202(2003) 343-364.
- [44] Hongbing Ji H., Wang S., Ouyang Z., Zhang S., Sun C., Liu X., Zhou D., "Geochemistry of red residua underlying dolomites in karst terrains of Yunnan-Guizhou Plateau. I. The formation of the Parnassos-Ghiona bauxite deposits, Greece. In: Eliopoulos, D. et al. (Eds.)", Mineral Exploration and Sustainable Development, 7th Biennial SGA Meeting, Athens. Millpress, Rotterdam(2003) pp. 89-92.
- [20] Roaldset E., "Rare earth elements in different size fractions of marine quick clay from Ullensaker, and a till from Upper Numedal, Norway", Clay Minerals 14(1973)229-240.
- [21] Aagard P., "Rare earth elements adsorption on clay minerals", Journal of Groupe Francais des Argiles 26 (1974) 193-199.
- [22] Decarreau A., Cortois C., Steinberg M., "Comportement des Cléments de la première série de transjtion et des lanthanides dans les altérations naturelles et experimentales", PdbI ERA No. 765, du CNRS, (1979) 29-34.
- [23] Laufer F., Yariv S., Steinberg M., "The adsorption of quadrivalent cerium by kaolinite", Clay Minerals 19(1984) 137-149.
- [24] Walter A. V., Nahon D., Flicoteaux R., Girard J. P., Melfi A., "Behaviour of major and trace elements and fractionation of REE under tropical weathering of typical weathering of typical apatite-rich carbonatite from Brazil", Journal of Planetary Science and Letters 303(1995) 591-601.
- [25] Cullers R.L., Graf J., "Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks, ore petrogenesis. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry", Elsevier, Amsterdam, (1983) 275-312.
- [26] Schellman W., "A new definition of laterite. In: Banerji, P.K. (Ed.), Lateritisation Processes", Journal of Geological Survey of India Memoir 120(1986) 11-17.
- [27] Taylor S.R., McLennan S.M., "The geochemical evolution of the continental crust", Journal of Review Geophysics. 33(1995) 241-265.
- [28] Nyakairu G.W.A., Koeberl C., "Mineralogical and chemical composition and distribution of rare earth elements in clay-rich sediments from Central Uganda", Geochem 35,(2001)13-28.
- [۲۹] نبوی م.ح، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی کشور " (۱۳۵۵) ۱۰۹.
- [۳۰] امینی ب،، "خلعگیری م،" نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰
- دماوند، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۵۱).
- [31] Temur S., Kansun G., "Geology and petrography of the Mastadagi diasporic bauxites,

نهشته بوکسیت آغاجری، جنوب شاهیندر، شمال غرب ایران"،
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۸۷)
ص ۳۴۱-۳۵۶.

[53] Sholkovitz E.R., "The aquatic chemistry of rare elements in rivers and estuaries. *Aquat*", *Geochem* 1(1995) 1-34.

[54] Byrne R.H., Kim K.H., "Rare earth element scavenging in seawater", *Journal of Geochimica et Cosmochimica Acta* 54(1990) 2645-2656.

[55] Gromet P.L., Silver L.T., "Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenic implications", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47(1983) 925-939.

[56] Mariano A.N., "Economic geology of rare earth elements. In: Lipin, B.R., Macky, G.A. (Eds.)", *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements Reviews in Mineralogy* 21(1989) 309-337.

[57] Kanazawa Y., Kamitani M., "Rare earth minerals in the world", *Journal of Alloy Compounds* (2006)408-412, 1339-1343.

[58] Roy P.D., Smykatz-Kloss W., "REE geochemistry of the recent playa sediments from the Thar Desert, India: an implication to playa sediment provenance", *Chemie der Erde - Geochemistry* 67(2007) 55-68.

[59] Rollinson H., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", Longman Scientific and Technical, (1993) 352p.

[60] Costa M. L., Araujo E. S., "Application of multi-element geochemistry in Au-phosphate-bearing lateritic crusts for identification of their parent rocks", *Journal of Geochemical Exploration* 57(1996) 257-272.

"Pingba profile", *Chemical Geology* 203(2004) 1-27.

[45] Nesbitt W.H., "Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite", *Journal of Nature* 279(1979) 206-210.

[46] Fleet A.J., "Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: Hendersonm, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier(1984) 343-373.

[۴۷] لیلا امینی، غلامحسین شمعیان، مصطفی رقیمی، رضا جعفر زاده، "بررسی‌های کانی شناسی، زمین شیمیایی و پیدایشی کانسار بوکسیت کارستی جاجرم، شمال شرق ایران"،
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۹۰)
ص ۴۱۳-۴۲۶.

[48] Lopez J. M. G., Bauluz B., Fernandez-Nieto C., Oliete A. Y., "Factors controlling the trace element distribution in fine-grained rocks: the Albian kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain)", *Chemical Geology* 214(2005) 1-19.

[49] Kunhel R.A., "The role of cationic and anionic scavengers in laterites", *Chemical Geology* 60(1987)31-40.

[50] Taylor S. R., McLennan S. M., "The continental crust: Its composition and evolution", Blackwell. Oxford(1985) 312p.

[51] Ronov A.B., Balashov Y.A., Migdisov A., "Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle", *Geochemistry International* 4(1967) 1-17.

[۵۲] عابدینی ع.، کلاگری ع.ا.، حاج علیلو ب.، "ویژگی‌های زمین شناسی -کانی شناسی و زمین شیمی عناصر کمیاب در