



سال بیست و یکم، شماره ۲، تابستان ۹۲، از صفحه ۲۲۹ تا ۲۴۲

سیماهای زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی و زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی کانسار آهن نیزار، جنوب باختری مشهد، شمال خاوری ایران

پروین نجف‌زاده طهرانی^۱، علی اصغر کلاگری^{*}، علی عابدینی^۲، علیرضا مظلومی^۳

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور

(دریافت مقاله: ۹۰/۱۱/۲۹، نسخه نهایی: ۹۱/۲/۳)

چکیده: کانسار آهن نیزار در فاصله ۵۰ کیلومتری جنوب باختری مشهد، شمال خاوری ایران واقع شده است. این کانسار به صورت لایه‌ها و عدسی‌های جدا از هم در یک زون گسله در ماسه‌سنگ‌های کوارتز آرنایتی و ساب‌لیتارنایتی سازند لالون (کامبرین زیرین) گسترش یافته است. بررسی‌های کانی‌نگاری نشان می‌دهند که هماتیت کانه‌ی اصلی کانسنگ‌های آهن است که با گوتیت و پیریت در مقادیر کمتر همراهی می‌شود. بررسی‌های میکروسکوپی، حضور بافت‌های اسکلتال، جانشینی برجای‌مانده، جانشینی حاشیه‌ای و شبه ریخت را در کانسنگ‌ها مسجل می‌سازند. بر اساس یافته‌های سنگ‌نگاری دو دسته از کانی‌های دگرسان، درون‌زاد (سرسیت، پیریت، پیروفیلیت، باریت، کلسدون، و کلسیت) و برون‌زاد (گوتیت، جاروسیت، ژیپس، لیمونیت، و هماتیت) در این کانسار تشکیل شده‌اند. با توجه به نتایج حاصل از کارهای صحرایی و بررسی‌های کانی‌نگاری و زمین‌شیمیایی، به نظر می‌رسد که شکل‌گیری کانسنگ‌های مورد بررسی از نظر ژنتیکی به سنگ‌های درونگیر وابسته‌اند. فرایندهای گرمایی و سیستم‌های گسلی (موجود در سنگ‌های میزبان) توأم نقش ارزنده‌ای در شستشوی فلزات و نهشت کانسنگ‌های آهن داشته‌اند. نتایج آنالیزهای شیمیایی نشان می‌دهند که مقادیر REE ها در کانسنگ‌های آهن از ۶۹۷ تا ۱۸۲۶ ppm تغییر می‌کنند. بازه‌ی بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در کانسنگ‌ها به ترتیب برابرند با ۱/۳۶ - ۰/۱۰۱ و ۰/۲۸-۱/۸۹. ملاحظات زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که توزیع عناصر نادر خاکی در کانسنگ‌های آهن نیزار با pH، فراوانی یون‌های همبافت ساز (CO₃²⁻، F⁻، Cl⁻، PO₃⁴⁻ و SO₄²⁻)، فرایندهای روبش و تثبیت در فازهای کانیایی نئومورف کنترل شد.

واژه‌های کلیدی: نیزار؛ مشهد؛ کانسنگ‌های آهن؛ عناصر کمیاب خاکی؛ هماتیت؛ گوتیت.

مقدمه

۱). وجود کانی‌سازی‌هایی از آهن در درون ماسه‌سنگ سازند لالون (کامبرین زیرین) باعث شده است که این منطقه در سال‌های اخیر از زون بینالود از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی مورد توجه پژوهشگران مختلف قرار گیرد. جعفرزاده و همکاران [۲] طی پی‌جویی و آثاریابی ذخایر آهن در ایران به طور مقدماتی دست به بررسی زمین‌شناسی منطقه نیزار زده‌اند.

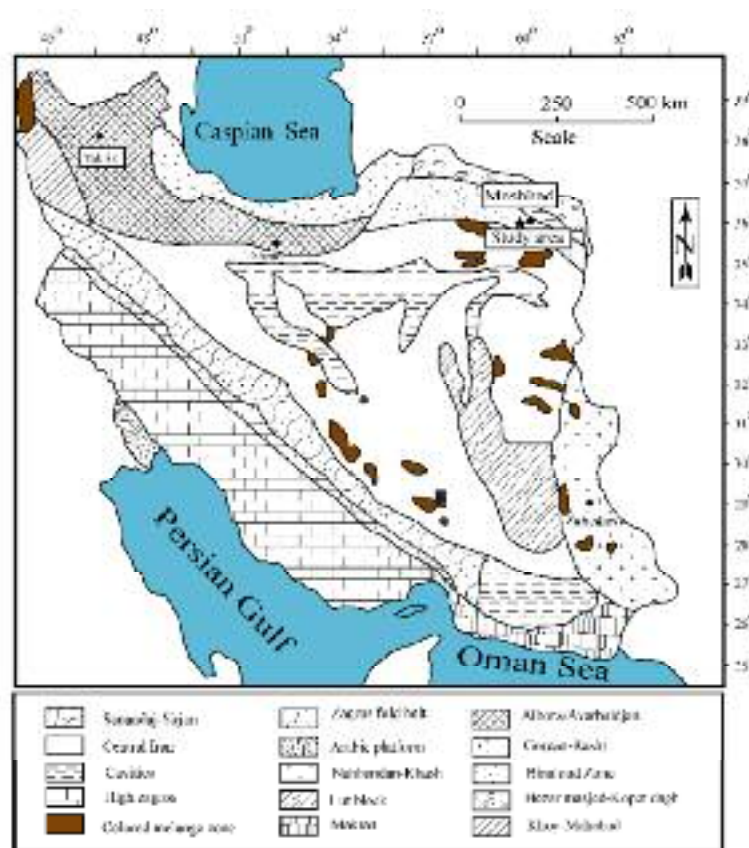
منطقه‌ی نیزار، به مختصات جغرافیایی ۰۶'، ۲۶'، ۵۹° تا ۰۶'، ۲۹'، ۵۹° طول شرقی و ۰۹'، ۰۰'، ۳۶° تا ۰۱'، ۵۷'، ۳۶° عرض شمالی، در فاصله‌ی ۵۰ کیلومتری جنوب غربی مشهد، استان خراسان رضوی واقع شده است. این منطقه بر اساس تقسیمات زون‌های ساختاری ایران [۱] بخشی از زون بینالود است (شکل

زمین‌شناسی منطقه انجام شده است. در بخش آزمایشگاهی، تعداد ۳۰ مقطع نازک، ۱۰ مقطع صیقلی، و ۱۸ مقطع نازک-صیقلی از کانسنگ‌های آهن و واحدهای لیتولوژیک منطقه تهیه و بوسیله‌ی میکروسکوپ بررسی شدند. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی، تعداد ۶ نمونه از کانسنگ‌های آهن و ۶ نمونه از سنگ‌های درونگیر از عرض نیم‌رخ انتخاب شدند و به روش‌های طیف سنجی جرمی پلاسمای انتشار اتمی (ICP-AES) و طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی، و عناصر جزئی و نادر خاکی در آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا تجزیه شدند. در اندازه‌گیری مقادیر عناصر نادر خاکی حدود ۰٫۵ گرم از هر نمونه با بورات لیتیم ترکیب و در اسید نیتریک رقیق گردیدند. مقادیر LOI نمونه‌های یاد شده از سوی شرکت یاد شده بر اساس اندازه‌گیری وزن نمونه‌ها قبل و پس از گرما دادن (در ۱۰۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد به مدت سه ساعت) محاسبه شدند. نتایج حاصل از آنالیزهای ICP-AES و ICP-MS همراه با LOI کانسنگ‌های آهن و سنگ‌های درونگیر آنها در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

پورلطفی [۳] طی بررسی و تهیه نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰۰۰ طبقه به وجود کانی‌سازی‌هایی از آهن در منطقه نیز اشاره کرده است. تا سال ۱۳۸۷ بررسی‌های گسترده‌ای در خصوص ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی کانی‌سازی‌های آهن این منطقه انجام نشده بود. در این سال نجف‌زاده طهرانی [۴] بررسی‌های نسبتاً جامعی روی کانی‌سازی آهن این منطقه در قالب رساله کارشناسی ارشد انجام داد که بخشی از نتایج بدست آمده به طور مقدماتی توسط نجف‌زاده طهرانی و همکاران [۵، ۶] ارائه شد. در این پژوهش سعی شده است تا اطلاعات کاملی از کانه‌نگاری، نوع دگرسانی‌های موجود در این محدوده، سازوکار کانی‌سازی، و زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی (REEs) کانسنگ‌های آهن و سنگ درونگیر آنها ارائه شود.

روش بررسی

این بررسی در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. بررسی‌های صحرایی به منظور شناخت واحدهای لیتولوژیک منطقه، شکل و هندسه‌ی کانسار، ارتباط سنگ‌های درونگیر با ماده‌ی معدنی، نمونه‌برداری و نهایتاً تهیه نقشه‌ی



شکل ۱ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در نقشه‌ی زون‌های ساختاری ایران [۱].

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی ICP-AES و ICP-MS کانسنگ‌های آهن و ماسه‌سنگ‌های میزبان در نيزار. نمونه‌های L1 تا L6 وابسته به ماسه-سنگ، و نمونه‌های N1 تا N6 وابسته به کانسنگ‌های آهن هستند.

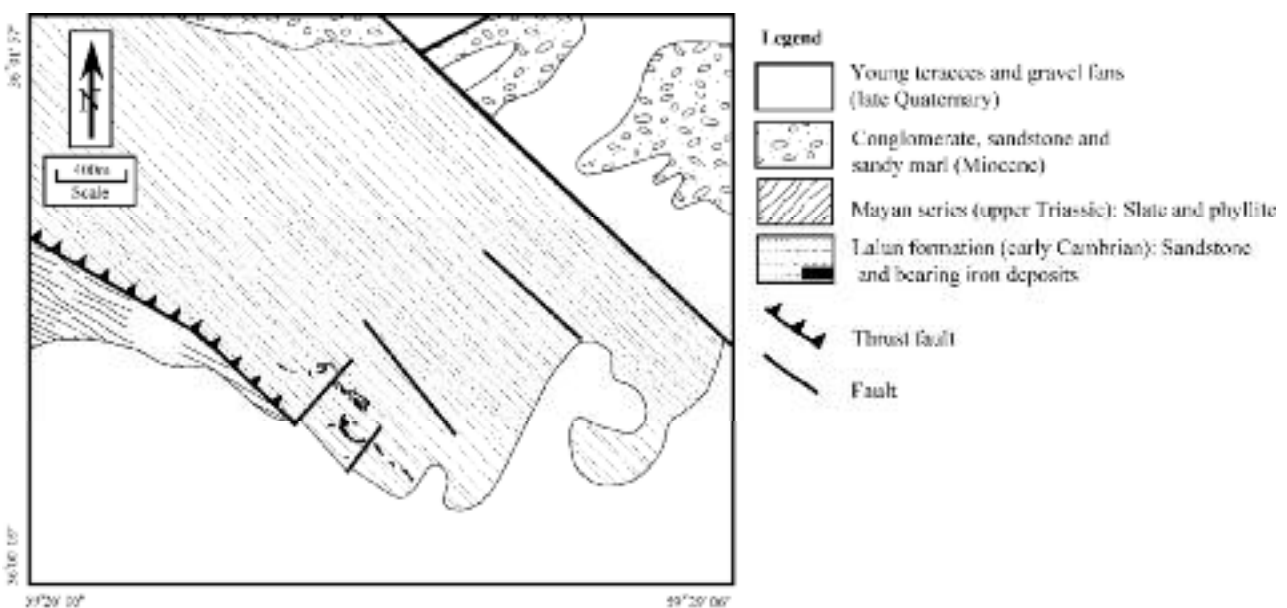
	Sandstone						Iron ore					
	L1	L2	L3	L4	L5	L6	N1	N2	N3	N4	N5	N6
SiO ₂ (wt%)	۵۷٫۲	۹۱٫۵	۹۱٫۹	۸۸٫۹	۹۶٫۱	۸۹٫۳	۴٫۰۶	۴٫۰۶	۲٫۵۷	۱٫۳۶	۴٫۱۵	۷۵٫۶
Al ₂ O ₃	۳٫۵۳	۱٫۴۷	۰٫۶۴	۳٫۶۵	۱٫۵۴	۳٫۷۵	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۸	۰٫۲۳	۰٫۵۴	۰٫۳۳
Fe ₂ O ₃	۵٫۸۳	۴٫۱۷	۱٫۱۲	۲٫۵۴	۱٫۵۸	۲٫۶۰	۶۳٫۸	۹۳٫۸	۹۰٫۲	۶۷٫۶	۹۱٫۱	۲۲٫۰
CaO	۱۷٫۲۵	۰٫۴۱	۳٫۲۲	۰٫۸۹	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۱٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۲۶	۰٫۱۳
MgO	۰٫۴۲	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۱۵	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۵
Na ₂ O	۰٫۰۴	۰٫۱۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲
K ₂ O	۱٫۱۴	۰٫۴۱	۰٫۰۵	۱٫۲۱	۰٫۴۷	۱٫۲۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۰۹
TiO ₂	۰٫۲۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۱۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
MnO	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۶۰	۰٫۰۸	۰٫۱۸	۰٫۰۵
P ₂ O ₅	۰٫۱۸	۰٫۰۴	۰٫۳۳	۰٫۱۲	۰٫۰۲	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۹
LOI	۱۳٫۹۰	۰٫۶۵	۲٫۸۷	۱٫۲۲	۰٫۱۰	۰٫۷۴	۰٫۸۷	۰٫۷۶	۳٫۱۷	۰٫۸۹	۱٫۴۸	۱٫۰۷
Total	۹۹٫۸	۹۹٫۰	۹۹٫۹	۹۸٫۹	۱۰۰	۹۹٫۳	۹۹٫۹	۹۹٫۹	۹۹٫۵	۹۸٫۴	۹۹٫۱	۹۹٫۸
U (ppm)	۲٫۵۲	۰٫۰۵	۰٫۵۸	۰٫۵۶	۰٫۴۵	۰٫۸۶	۰٫۶۰	۰٫۵۰	۰٫۸۹	۰٫۶۳	۱٫۰۷	۰٫۴۴
Hf	۲٫۴	۱٫۷	۲٫۰	۱٫۸	۱٫۶	۳٫۵	۰٫۷	۱٫۰	۱٫۵	۱٫۲	۰٫۹	۲٫۶
Ba	۱۰۶٫۵	۶۲٫۵	۱۰۰۰۰	۸۶۷۰	۳۳۰	۵۵۷	۲۸٫۷	۷۱۸	۵۸٫۵	۱۰۰۰۰	۱۰۰۰۰	۳۵۱۰
Co	۳٫۸	۰٫۴	۱٫۱	۰٫۵	۰٫۷	۱٫۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۵	۱٫۳
Nb	۳٫۸	۰٫۴	۱٫۱	۰٫۵	۰٫۷	۱٫۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲
Rb	۲۲٫۱	۲٫۶	۱٫۶	۲۱٫۴	۷٫۸	۲۲٫۶	۱٫۹	۰٫۴	۲٫۶	۰٫۴	۲٫۳	۱٫۵
V	۱۲۳	۱۳	۵	۲۱	۷	۲۲	۵	۱۸	۱۹	۲۴	۱۱	۶۴
Y	۱۰٫۹	۲٫۳	۳٫۹	۱۴٫۱	۱٫۸	۳٫۱	۳٫۱	۲٫۸	۴٫۷	۳٫۲	۴٫۰	۲٫۰
Zr	۷۷	۵۵	۷۵	۵۹	۵۴	۱۳۴	۱۴	۲۵	۴۵	۲۸	۲۱	۸۸
Sr	۳۹٫۶	۱۸٫۸	۲۹۲۰	۳۲۳	۸٫۰	۱۸٫۹	۷٫۵	۱۸٫۶	۹۹٫۲	۲۵۳۰	۱۶۹٫۵	۵۱٫۸
La (ppm)	۳٫۵	۱٫۳	۱۶٫۳	۱۲٫۹	۰٫۸	۷٫۰	۰٫۹	۱٫۴	۱٫۶	۳٫۶	۲٫۶	۰٫۷
Ce	۸٫۳	۲٫۹	۳۸٫۸	۲۹٫۲	۲٫۱	۱۵٫۳	۱٫۹	۴٫۶	۴٫۱	۱٫۷	۸٫۳	۲٫۰
Pr	۱٫۲۵	۰٫۳۲	۵٫۰۸	۳٫۱۷	۰٫۲۶	۱٫۸۷	۰٫۳۰	۰٫۳۵	۰٫۵۳	۰٫۷۱	۰٫۳۷	۰٫۷۲
Nd	۸٫۳	۱٫۲	۲۱٫۸	۱۱٫۲	۱٫۰	۷٫۲	۱٫۶	۱٫۹	۳٫۰	۲٫۸	۳٫۱	۱٫۳
Sm	۱٫۴۵	۰٫۳۶	۳٫۱۷	۱٫۷۳	۱٫۲۰	۱٫۲۶	۰٫۵۶	۰٫۶۱	۰٫۹۷	۰٫۷۴	۱٫۰۴	۰٫۵۲
Eu	۰٫۵۲	۰٫۱۱	۰٫۵۹	۰٫۵۶	۰٫۰۸	۰٫۲۹	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۴۱	۰٫۰۳	۰٫۴۴	۰٫۲۲
Gd	۱٫۷۸	۰٫۳۰	۱٫۹۲	۲٫۵۳	۰٫۳۱	۱٫۰۵	۰٫۷۰	۰٫۸۵	۱٫۲۲	۱٫۳۳	۱٫۱۵	۰٫۴۷
Tb	۰٫۲۷	۰٫۰۱	۰٫۱۸	۰٫۴۰	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۰۴
Ho	۰٫۳۴	۰٫۰۱	۰٫۱۰	۰٫۴۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۱۳	۰٫۰۴	۰٫۱۵	۰٫۴۷
Er	۱٫۲۱	۰٫۳۱	۰٫۴۵	۱٫۴۴	۰٫۲۳	۰٫۴۴	۰٫۴۲	۰٫۳۶	۰٫۳۰	۰٫۳۴	۰٫۵۳	۰٫۲۴
Tm	۰٫۱۱	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۱۵	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱
Yb	۱٫۰۷	۰٫۳۱	۰٫۵۶	۱٫۲۰	۰٫۲۶	۰٫۵۱	۰٫۴۱	۰٫۳۹	۰٫۴۷	۰٫۶۹	۰٫۳۹	۰٫۲۸
Lu	۰٫۱۱	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۱۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱
REE	۲۸٫۲۱	۷٫۱۵	۸۹٫۰۹	۶۵٫۰۴	۶٫۳۶	۳۵٫۰۰	۷٫۱۸	۱۰٫۸۷	۱۲٫۸۰	۱۲٫۲۴	۱۸٫۲۶	۶٫۹۷
Eu/Eu*	۰٫۹۹	۱٫۸۵	۰٫۷۳	۰٫۸۷	۰٫۹۸	۰٫۷۸	۱٫۱۷	۱٫۱۷	۱٫۱۵	۰٫۰۱	۱٫۲۳	۱٫۳۶
Ce/Ce*	۰٫۹۴	۱٫۰۴	۱٫۰۱	۱٫۰۶	۱٫۰۹	۰٫۴۵	۱٫۷۹	۰٫۷۹	۱٫۸۹	۰٫۲۸	۱٫۴۰	۱٫۰۱

بحث و بررسی

زمین‌شناسی

اکسیدهای آهن است. کانسنگ‌های لایه‌ای شکل در گستره‌ی مورد بررسی، کاملاً موازی طبقات سنگ‌های دربرگیرنده بوده ولی کانسنگ‌های عدسی شکل، ابعاد و ضخامت متغیری دارند. در کل کانسنگ‌های آهن پرشی شده هستند و آینه‌های گسلی گاهی در سطوح کانسنگ‌ها دیده می‌شوند که می‌تواند دال بر فعالیت گسل‌های راستا لغز جوان، پس از فرایند کانه‌زایی باشد. در این منطقه در اثر جابه‌جایی‌های حاصل از حرکت گسل‌ها، کانسنگ‌های آهن به صورت بلوک‌های جدا از هم در آمده‌اند. پیمایش‌های صحرایی در این منطقه نشان می‌دهد که در مجاورت با عدسی‌ها و لایه‌های آهن، گاهی رگه‌ها و رگچه‌هایی از هماتیت‌های ورقه‌ای نازک (اسپیکولاریت) به ضخامت ۳ الی ۵۰ سانتی‌متر در واحدهای ماسه‌سنگی میزبان حضور دارند (شکل ۴-الف). در ماسه‌سنگ‌های میزبان در محل لایه‌ها و عدسی‌های آهن، برونزدهایی از سنگ‌های آذرین به صورت دایک (به ضخامت ۱ الی ۱٫۵ متر) و با راستای شمالی-جنوبی دیده می‌شوند (شکل ۴-ب). اندازه‌ی دانه‌های تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها در نمونه دستی حدود ۱ میلی‌متر بوده و حاوی بلورهای بسیار درشت پلاژیوکلاز به شدت دگرسان شده هستند. رنگ آنها در صحرا سبز تیره تا سبز روشن و گاهی طولی در حدود ۱۵ متر دارند و به دلیل ضخامت کم آنها قابل نقشه برداری نبودند.

آشکارترین واحدهای سنگی منطقه‌ی نیزار به ترتیب از قدیم به جدید، عبارتند از سازندهای ماسه‌سنگی، کنگلومرایی لالون (کامبرین زیرین)، اسلیتی، فیلیتی مایان (تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین)، کنگلومرایی، ماسه سنگی، مارن ماسه‌ای میوسن و تراس‌های آبرفتی دوران چهارم (شکل ۲). کانی‌سازی‌های آهن در این منطقه با شکل‌های عدسی و لایه‌ای منفصل در یک زون گسله و در درون ماسه‌سنگ‌های سازند لالون گسترش یافته‌اند. از دیدگاه هندسی، لایه‌ها و عدسی‌های آهن (شکل ۳ الف، ب) دارای روند کلی NW-SE بوده (شکل ۲) و در مجموع طولی در حدود ۱۲۳۰ متر، ضخامتی از ۴ تا ۷ متر و شیب کلی حدود ۳۰ درجه به سمت جنوب غرب دارند. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند که ماسه‌سنگ‌های سفید تا صورتی رنگ میزبان لایه‌ها و عدسی‌های آهن، بوده و در محل زون‌های گسله حاوی ساخت‌های کاتاکلاستیکی و شکستگی‌های شدید هستند. در ماسه‌سنگ‌های میزبان گاهی واحدهای برشی در همبری با گسل‌ها با ضخامتی از ۱ تا ۱٫۵ متر قابل تشخیص‌اند. بررسی‌های ماکروسکوپی نشان می‌دهند که قطعات سازنده‌ی این واحدها از خرده‌سنگ‌های نیمه زاویه‌دار تا زاویه‌دار در اندازه‌هایی از ۰٫۵ تا ۱٫۵ سانتی‌متر تشکیل شده و خمیره‌ی لایه‌های برشی به رنگ قرمز و بیشتر از جنس



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی.



شکل ۳ الف- کانسنگ آهن لایه‌ای همراه با کانسنگ آهن عدسی مانند (دید به سمت جنوب). ب- کانسنگ عدسی شکل (دید به سمت جنوب باختری).



شکل ۴ الف- برونزد رگه‌ی اسپکیولاریتی در ماسه‌سنگ لالون. ب- برونزدی از دایک در ماسه‌سنگ لالون. پ- حضور باریت با بافت کلوفرمی در کانسنگ‌های هماتیته.

برخوردارند. آنها شکل توده‌ای داشته و دارای تخلخل پایینی هستند. کانسنگ‌های هماتیته نرم از حجم قابل ملاحظه‌ای برخوردار بوده و دارای رگچه‌های کلسیتی بوده و انباشت خاکی و بافت متخلخل از ویژگی‌های روشن فیزیکی آنها محسوب

در بررسی‌های صحرائی با توجه به ویژگی‌های فیزیکی سه نوع کانسنگ، (۱) هماتیته سخت، (۲) هماتیته نرم، و (۳) لیمونیتی- هماتیته در این منطقه قابل تشخیص اند. کانسنگ‌های هماتیته سخت سیاه رنگ بوده و از چگالی بالایی

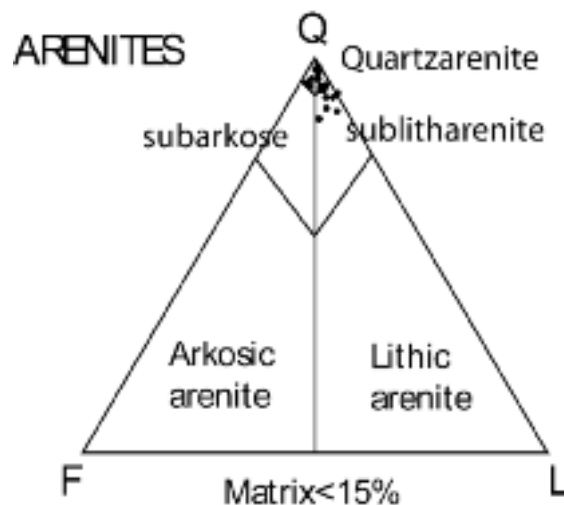
بیش از ۱۰٪ سنگ‌اند. از اینرو می‌توان سنگ‌های یاد شده را ماسه‌سنگ آهن‌دار نیز نامگذاری کرد. مهم‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارتند از کوارتز (۵۵٪-۴۰)، باریت (۱۵٪-۱۰)، پیریت (۵٪-۱)، گوتیت (۱۵٪-۵)، هماتیت (۵٪)، ژیپس (۵٪)، پیروفیلیت (۱۰٪-۵)، و جاروسیت (۵٪). در این سنگ‌ها، کوارتز در نمونه‌هایی که بافت ماسه‌سنگ حفظ شده به صورت دانه‌های بی‌شکل در اندازه ریز تا متوسط مشاهده می‌شوند این کانی در نمونه‌هایی که از مجاور کانی-سازی‌های آهن برداشت شده‌اند، خاموشی موجهی دارند. پیریت در این سنگ‌ها به صورت دانه‌های خود شکل (در اندازه‌ی ریز تا متوسط) و پراکنده در زمینه دیده می‌شوند که اغلب به گوتیت دگرسان شده‌اند. حاصل این فرایند به صورت شبه ریخت پس از پیریت قابل مشاهده است (شکل ۶-الف). گوتیت در اندازه‌های میان دانه تا درشت دانه و به صورت دانه‌های پراکنده و بی‌شکل و گاهی شبه ریخت پس از پیریت در این سنگ‌ها حضور دارند. هماتیت به شکل پولک‌های ریز تا متوسط به صورت پراکنده در متن سنگ دیده می‌شود. باریت به صورت انباشتی از بلورهای شکل‌دار در اندازه‌ی متوسط تا درشت قابل مشاهده است. این کانی گاهی به صورت رگچه‌ای و پرکننده‌ی حفره‌ها در سنگ حضور دارد. ژیپس به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار دیده می‌شود (شکل ۶-ب). پیروفیلیت به صورت انباشته‌هایی از ریزدانه‌ها و جاروسیت به صورت پرکننده‌ی فضای خالی و بین بلورهای کوارتز و در اغلب موارد به صورت انباشت پولکی در سنگ حضور دارد (شکل ۶-پ).

می‌شود. در این کانسنگ‌ها گاهی باریت به شکل‌های کلوفرمی همراه با هماتیت مشاهده می‌شود (شکل ۴-پ). کانسنگ لیمونیتی-هماتیتی به شدت هوازده بوده و به رنگ زرد قهوه‌ای تا نخودی دیده می‌شوند. از ویژگی‌های روشن آنها می‌توان به حضور بافت شبکه‌ای در آنها اشاره کرد.

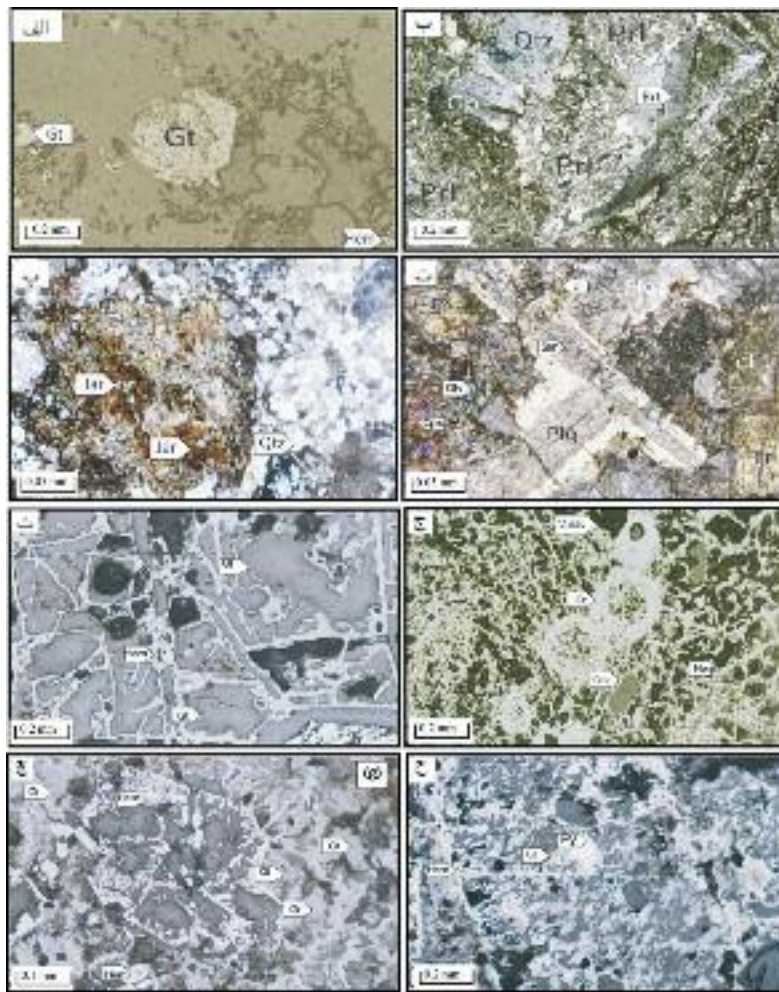
سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری

سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری سنگ‌های میزبان: بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که ماسه‌سنگ‌های میزبان کانی-سازهای آهن بیشتر از دانه‌های آواری زاویه‌دار تا نیمه گرد شده با قطر میانگینی بین ۰/۱۵ تا ۰/۵ میلی‌متر تشکیل شده و کوارتز (۹۵٪-۷۵) اصلی‌ترین کانی تشکیل دهنده آنهاست. خرده سنگ‌های رسوبی از جنس چرت (۵٪-۳) همراه با میکا (۱۰٪-۵)، زیرکن (کمتر از ۱٪) و کانی‌های تیره شامل هماتیت، گوتیت و پیریت (۵٪-۲) دیگر اجزای تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند. اجزای آواری تشکیل دهنده این ماسه-سنگها با سیمان کلسیتی (۳٪-۱)، اکسید آهن (۵٪-۳) و رس (۴٪-۱) به یکدیگر وصل شده‌اند. میزان ماتریکس در نمونه‌ها از ۱ الی ۵٪ متغیر است. با توجه به میزان درصد ذرات آواری و مقادیر مودال کانی‌های اصلی (کوارتز، فلدسپار و خرده سنگ) و درصد رس زمینه‌ی، این ماسه‌سنگ‌ها بر اساس نمودار Q-F-L [۷] ترکیبی در حد کوارتز آرنایت و ساب لیت آرنایت دارند (شکل ۵).

بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که در برخی از نمونه‌های ساب‌لیت آرنایتی میزان اکسیدها و سولفیدهای آهن



شکل ۵ موقعیت نمونه‌های ماسه‌سنگی مورد بررسی در نمودار سه متغیره‌ی کوارتز (Q)-فلدسپار (F)-خرده سنگ (L) [۷].



شکل ۶ الف- گوتیت شبه‌ریخت پس بعد از پیریت در ماسه‌سنگ‌های آهن‌دار. نور انعکاسی (PPL). ب- ژپیس، باریت، و پیروفیلیت در ماسه‌سنگ آهن‌دار. نور انعکاسی (XPL). پ- جاروسیت به همراه کوارتز در ماسه‌سنگ‌های آهن‌دار. نور انعکاسی (XPL). ت- پلاژیوکلازهای سریسیتی شده و کلریت در دایک‌های منطقه. نور انعکاسی (XPL). ث- هماتیت و گوتیت با بافت اسکلتی که در آن گوتیت در فضای بین دیواره‌های حاصله از هماتیت باقی مانده است. نور انعکاسی. ج- شبه‌ریخت گوتیت پس از پیریت. نور انعکاسی. چ- جانشینی گوتیت به وسیله‌ی هماتیت و بافت جانشینی برجای مانده. نور انعکاسی. ح- جانشینی حاشیه‌ای پیریت توسط گوتیت. نور انعکاسی. علائم اختصاری بکار رفته عبارتند از: Py= پیریت، Hem= هماتیت، Lm= لیمونیت، Gt= گوتیت، Qtz= کوارتز، Brt= باریت، Prl= پیروفیلیت، Jar= جاروسیت، Plg= پلاژیوکلاز، Cl= کلریت، Ser= سریسیت، Olv= الیون، و Cpx= کلینوپیکروکسن.

دگرسانی اغلب به آمفیبول (ترمولیت) تبدیل شده و کلریت احتمالاً حاصل دگرسانی کانی‌های فرو منیزین مانند بیوتیت است. کانی‌های تیره اغلب از نوع هماتیت بوده که در متن سنگ پراکنده هستند. بر اساس مقادیر مودال کانی‌های تشکیل‌دهنده، سنگ‌های یاد شده ترکیبی در حد گابرو دارند. به نظر می‌رسد که دگرسانی‌های روی داده در این سنگ‌ها همزمان با دگرسانی درون‌زاد در ماسه‌سنگ‌ها بوده‌اند.

سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری کانسنگ‌های آهن: بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که کانسنگ‌های مورد بررسی بیشتر از هماتیت تشکیل شده و با کانی‌های گوتیت، لیمونیت و

سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری دایک‌های نفوذی: این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای بوده و از فنوکریست‌هایی حاوی پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند، و در رخنمون‌های سطحی اغلب دگرسان شده‌اند. کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی آنها شامل پلاژیوکلاز (۵۵٪) و پیروکسن (۴۰٪) (بیشتر اوژیت) هستند که در مقادیر کمتر از کانی‌های تیره (۵٪) و بیوتیت (۴٪-۱) کانی‌های یاد شده را همراهی می‌کنند. پلاژیوکلازها نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و از نظر ترکیبی در حد لابرادوریت‌اند. این سنگ‌ها تحت تاثیر فرایندهای دگرسانی به سریسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند (شکل ۶-ت). کانی‌های پیروکسن در این سنگ‌ها در اثر

لیمونیت: این کانی با فراوانی متغیر از ۲۵ الی ۳۴٪ در زمینه‌ی کانسنگ‌های لیمونیتی-هماتیتی حضور دارد (شکل ۷-ت). در کانسنگ‌های یاد شده، هماتیت به صورت پراکنده در زمینه‌ای از لیمونیت دیده می‌شود.

کوارتز: این کانی به دو صورت آواری و اولیه و نیز به صورت ثانویه (کلسدونی) در داخل کانسنگ‌ها دیده می‌شود. کوارتز-های آواری به صورت کلاست‌های پراکنده بوده (شکل ۷-ث) ولی کوارتزهای ثانویه (کلسدونی) فضای بین دانه‌ها و کلاست‌ها را پر می‌کنند.

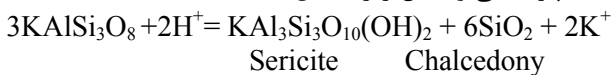
باریت: این کانی با فراوانی در حدود ۱۰٪ در میکروسکوپ به صورت انباشت پر مانند مشاهده می‌شود.

سیدریت: این کانی با فراوانی در حدود ۱٪ در کانسنگ‌ها، و به صورت دانه‌های بسیار ریز و در فضاهای خالی به صورت پراکنده‌ی حفره‌ها در کانسنگ‌های هماتیتی-لیمونیتی دیده می‌شود.

دگرسانی

شواهد صحرایی و یافته‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که ماسه‌سنگ‌های میزبان و کانسنگ‌های آهن دستخوش دو نوع دگرسانی درون‌زاد (هیپوژن) و برون‌زاد (سوپروژن) شده‌اند.

دگرسانی درون‌زاد (هیپوژن): این دگرسانی با حضور کانی‌هایی مثل کوارتز ثانویه (کلسدونی)، سریسیت، پیروفیلیت، پیریت، باریت و کلسیت در ماسه سنگ‌های میزبان به صورت عدسی‌ها و لایه‌های کانسنکی مشخص می‌شود. در این نوع دگرسانی سریسیت به صورت جانشینی در فلدسپارهای تخریبی، و به صورت پراکنده در زمینه‌ی سنگ دیده می‌شود. به نظر می‌رسد که سریسیت و کلسدونی طی دگرسانی درون‌زاد از تخریب فلدسپارهای طی واکنش زیر حاصل شده‌اند [۸]:



پیروفیلیت در اثر دگرسانی گرمایی و در دماهای بالاتر از ۳۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد به وسیله‌ی شاره‌های اسیدی و سنگ‌های حاوی سریسیت به وجود آمده است [۹]. تبلور دوباره بلورهای کوارتز و پیدایش بافت‌های تعادلی در ماسه‌سنگ‌های میزبان و کانسنگ‌ها می‌تواند بواسطه تأثیر گرمای گرماب‌ها باشد. تشکیل کانی پیریت می‌تواند حاکی از آن باشد که گرماب‌های حاوی H_2S بوده‌اند. باریت که در این منطقه عمدتاً به صورت رگه‌ای و در طی فرایندهای دگرسانی درون‌زاد حاصل شده است، احتمالاً در نتیجه تأثیر محلول‌های گرمابی حاوی SO_4^{2-} با

پیریت همراهی می‌شوند. کانی‌هایی نظیر کوارتز، باریت و کربنات به صورت باطله همراه با کانی‌های یاد شده در کانسنگ‌ها حضور دارند. مهم‌ترین بافت‌های مشاهده شده در این کانسنگ‌ها عبارتند از بافت‌های اسکلتی (شکل ۶-ث)، شبه ریخت (pseudomorph) (شکل ۶-ج)، باقی مانده (relict) (شکل ۶-چ) و جانشینی حاشیه‌ای (marginal replacement) (شکل ۶-ح).

هماتیت: این کانه تقریباً حدود ۸۰ در صد کانسنگ‌ها را شامل شده و به صورت پولک‌های بسیار ریز (۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر) مشاهده می‌شود. این کانه حاوی حفره‌های و تخلخل با ابعاد مختلف بوده که بیشتر با کانی‌های باطله پر شده‌اند. هماتیت گاهی جانشین گوتیت شده و سبب بافت اسکلتی در آن شده است. این پدیده در کانسنگ‌های هماتیتی نرم دیده می‌شود. در مقایسه با کانسنگ‌های هماتیتی نرم، در کانسنگ‌های هماتیتی سخت با افزایش عمق کانی‌سازی به تدریج بر میزان کانی هماتیت افزوده شده و هماتیت پولکی (الیژیست) به صورت انباشت ستاره مانند در متن کانسنگ مشاهده می‌شود (شکل ۷-الف). هماتیت نیز به شکل ورقه‌ای (اسپیکولاریت) و نوارهای موازی در مقاطع حضور دارد و بافت تیغه‌ای را در کانسنگ به نمایش می‌گذارد (شکل ۷-ب).

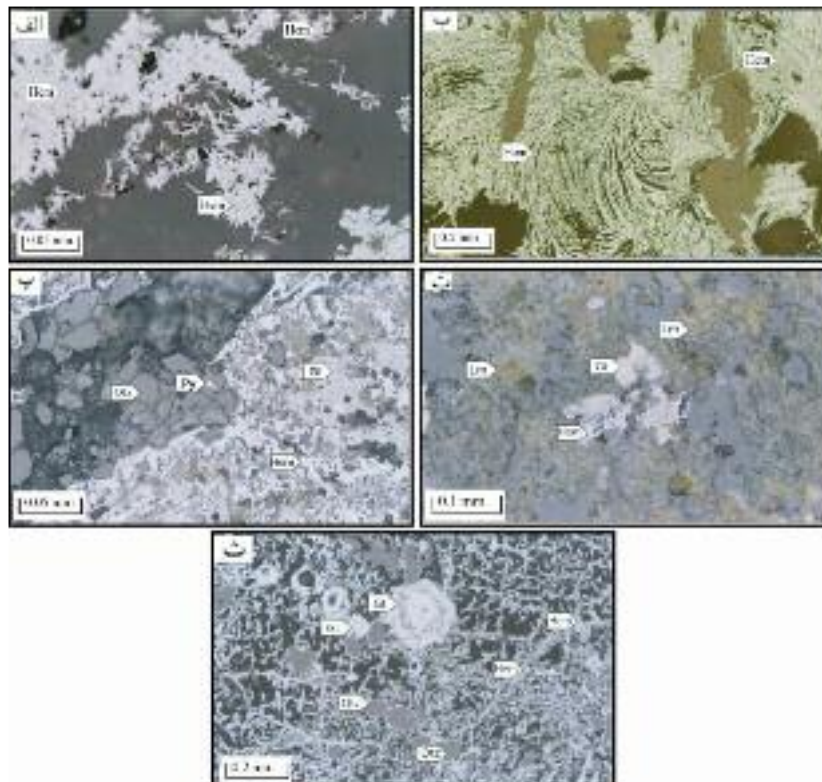
گوتیت: این کانه تقریباً ۵ الی ۱۰٪ در صد کانسنگ‌ها را تشکیل داده و به ندرت در نمونه‌های دستی قابل تشخیص‌اند. بافت‌های جانشینی برجای مانده و بافت شبه ریختی از ویژگی‌های چشمگیر این کانه است. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی دو نوع گوتیت در کانسنگ‌ها قابل تشخیص‌اند: (۱) گوتیت‌های حاصل از اکسیده شدن پیریت‌ها با بافت شبه-ریختی پس از پیریت، به طوریکه این کانه از حاشیه‌ها جانشین کانی پیریت شده و گاهی به صورت شبه‌ریخت کانی پیریت در آمده است و (۲) گوتیت‌های حاصل از ته نشینی شاره‌ی حاوی آهن دو ظرفیتی در محیط اکسایشی که این کانی گاهی در اثر فرایند آب‌زدایی به کانی هماتیت تبدیل شده است.

پیریت: این کانه با فراوانی حدود ۳٪، گاهی به صورت فنوکریست‌های مکعبی و کاملاً شکلدار و بیشتر به صورت دسیمینه در کانسنگ‌ها دیده می‌شوند. اغلب آنها اکسیده و به گوتیت تبدیل شده‌اند. بلورهای ریز آن به صورت خود شکل گاهی در داخل کوارتز دیده می‌شوند (شکل ۷-پ) که از اکسایش مصون مانده‌اند.

موجود در زون درونزاد باعث پیدایش محلول‌های آبگون اسیدی فعالی شده که عامل اصلی رخداد دگرسانی برونزاد در منطقه‌ی نیزارند [۱۱]. وجود ترک‌ها و شکستگی‌های متعدد در سنگ میزبان باعث شده‌اند تا محلول‌های اسیدی بتوانند به تمامی اجزای تشکیل دهنده‌ی سنگ میزبان در زون درونزاد دسترسی داشته باشند. طی این فرایند کانی‌های گوتیت، هماتیت، لیمونیت، جاروسیت، ژپس حاصل شده که بافت‌های جانیشینی برجای مانده، اسکلتال و شبه‌ریخت را به نمایش می‌گذارند. گوتیت‌های حاصل از اکسایش پیریت‌ها اغلب بافت شبه‌ریختی بسا پیریت و جانیشینی برجای مانده از خود نشان می‌دهند. طی شکل‌گیری فرایند دگرسانی برونزاد، جاروسیت در pH اسیدی و از تخریب کانی‌های آهن‌دار حاصل شده است [۱۲]. پتاسیم لازم برای تشکیل جاروسیت از دگرسانی فلدسپارهای برونزاد و سریسیت‌ها تامین شده است. کانی ژپس نیز از واکنش H_2SO_4 محلول‌های اسیدی با کربنات‌های تشکیل شده در مرحله‌ی درونزادی به وجود آمده است.

عنصر باریوم حاصل از شکسته شدن فلدسپارهای موجود در ماسه‌سنگ‌های میزبان تشکیل شده است. کربنات‌ها احتمالاً از واکنش محلول‌های گرمایی حاوی CO_2 با کلسیم موجود حاصل از دگرسانی فلدسپارها در دمای بالا تشکیل شده‌اند [۱۰].

دگرسانی برونزاد (سوپرژن): کانی‌های گوتیت، لیمونیت، هماتیت، جاروسیت و ژپس در ماسه‌سنگ‌ها، نشانه‌ای بر دگرسانی برونزادی در گستره‌ی کانسار آهن نیزارند. به نظر می‌رسد که فرسایش لایه‌های فوقانی زون‌های خرد شده و شکسته که قبلاً دستخوش دگرسانی درونزادی شده بودند، سبب قرار گیری آنها در نزدیکی سطح زمین شده است. زون‌های یاد شده که حاوی مجموعه کانی‌های دگرسان درونزاد بوده‌اند، در معرض حمله‌ی شیمیایی سفزه آب‌های اکسایشی زیرزمینی قرار گرفته‌اند. این پدیده موجب پیدایش یک رشته کانی‌های جدید با خاستگاه برونزادی در کانسار نیزار شده است. برخورد آب‌های اکسیژن‌دار با کانی‌های سولفیدی (پیریت)



شکل ۷ الف- تصویری از هماتیت پولکی در کانسنگ‌ها. نور انعکاسی. ب- نوارهای موازی از کانی هماتیت ورقه‌ای (اسپیکولاریت) که در اثر فرایندهای زمین‌ساختی خمیده شده است. نور انعکاسی. پ- حضور پیریت در داخل کانی کوارتز. نور انعکاسی. ت- حضور گوتیت و هماتیت در زمینه‌ای از لیمونیت. نور انعکاسی. ث- کلاست‌های کوارتز و شبه‌ریخت کانی گوتیت پس از پیریت. نور انعکاسی. علائم اختصاری بکار رفته عبارتند از: Py= پیریت، Hem= هماتیت، Lm= لیمونیت، Gt= گوتیت و Qtz= کوارتز.

سازوکار کانه‌زایی آهن

شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری حاکی از آن است که کانه‌زایی آهن در نيزار طی دو مرحله به‌وسیله‌ی محلول‌های درونزاد و برونزاد صورت گرفته است. با توجه به شواهد صحرایی، خاستگاه درونزادهای آبگون محلول‌های هیپوزن را می‌توان به فعالیت‌های آتشفشانی روی داده در دو کیلومتری شمال شرق منطقه مورد بررسی (خارج از گستره‌ی مورد بررسی) در نظر گرفت. سنگ‌های آتشفشانی یاد شده ترکیبی در حد آندزیت دارند [۳]. کانی‌های سولفیدی آهن‌دار (پیریت) همزمان با دگرسانی درونزادی به صورت روزادی در زون‌های شکسته و خرد شده (ناشی از فعالیت گسل‌ها) در درون ماسه‌سنگ‌های میزبان نهشته شده‌اند. تشکیل زون‌های برونزاد وقتی آغاز شده است که این زون‌ها نزدیک به سطح زمین مورد تهاجم آب‌های اکسایشی زیرزمینی با خاستگاه جوی قرار گرفته‌اند. کانی‌های سولفیدی آهن‌دار (پیریت) در اثر واکنش با این آبگون‌ها به گوتیت و لیمونیت دگرسان شده که بعداً بواسطه‌ی آزدایی به هماتیت (گاهی به شکل‌های اسپیکولاریت و هماتیت میکایی) تبدیل شده‌اند. عملکرد آبگون‌های جوی با حضور بافت‌های جانشین برجا مانده، جانشینی حاشیه‌ای، شبه‌ریختی و اسکلتی و حضور حفره‌ها و تخلخل فراوان قابل تأییدند. دنباله‌ی پاراژنتیک برای کانی‌های حاصل از فرایندهای دگرسانی و کانه‌زایی در منطقه‌ی نيزار در شکل ۸ نمایش داده شده است.

زمین شیمی عناصر نادر خاکی در ماسه سنگ‌های میزبان و کانسنگ‌های آهن

عوامل زمین‌شیمیایی موثر در توزیع عناصر نادر خاکی

در این پژوهش برای تعیین عوامل فیزیکوشیمیایی موثر در توزیع عناصر نادر خاکی در ماسه‌سنگ‌های میزبان کانی‌سازی آهن، به بهنجار کردن مقادیر REE‌ها در نمونه‌های ماسه‌سنگی و متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) به ترکیب کندریت [۱۳] پرداختیم (شکل ۹). از این الگوی توزیع REE‌ها چنین استنباط می‌شود که بیشتر عناصر نادر خاکی با شدت‌های متفاوتی نسبت به UCC دستخوش تهی‌شدگی شده‌اند. بررسی‌های انجام شده نشان دادند که REE‌ها در pH‌های پایین شسته شده و در pH‌های بالا در محیط‌های دگرسان تثبیت می‌شوند [۱۴]. با در نظر گرفتن این نکته، می‌توان ادعا کرد که محلول‌های درونزاد با ماهیت pH پایین

موجب شستشوی REE‌ها از سیستم شده‌اند. با توجه به شواهد سنگ‌نگاری، حضور مقادیر قابل ملاحظه‌ای کوارتز در ماسه-سنگ‌های میزبان نیز دلیل دیگری بر عدم تثبیت REE‌ها در ماسه‌سنگ‌های دگرسان شده است. بررسی‌ها نشان داد که کوارتز ظرفیت جذب REE‌ها از محلول‌های دگرسان‌کننده را ندارد [۱۵]. با توجه به کاهش شدید مقادیر REE‌ها در ماسه-سنگ‌های دگرسان شده (نسبت به UCC) می‌توان سه عامل، (۱) pH پایین محلول‌های مسئول دگرسانی، (۲) نسبت بالای آب به سنگ، و (۳) همبافت شدن با لیگندهایی نظیر SO_4^{2-} ، F^- ، PO_4^{3-} ، CO_3^{2-} و Cl^- را مسئول تهی‌شدگی REE‌ها در ماسه‌سنگ‌ها طی عملکرد فرایندهای دگرسانی قلمداد کرد [۱۶، ۱۷].

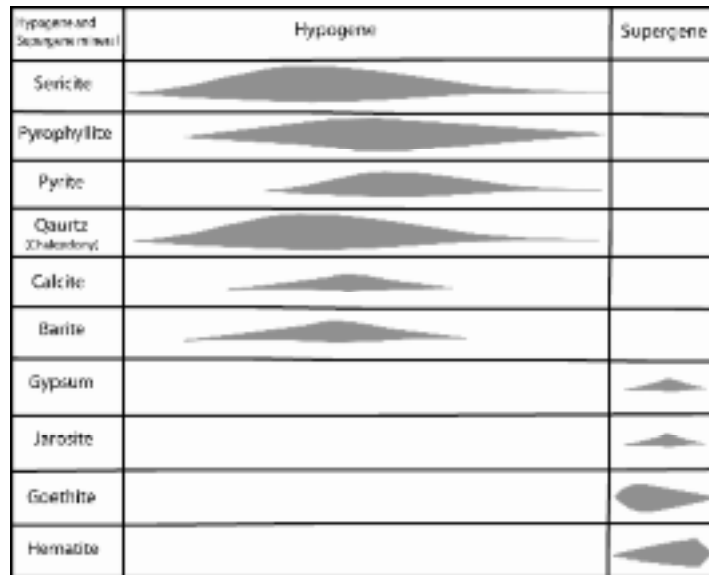
الگوی توزیع REE‌های به‌هنجار شده به ترکیب کندریت [۱۳] در کانسنگ‌های آهن، رفتار زیگزاک مانند عناصر نادر خاکی همراه با گستره‌ی تغییرات زیاد برای اغلب آنها را نشان می‌دهد (شکل ۱۰). با توجه به شواهد سنگ‌نگاری به نظر می‌رسد که این رفتار غیر عادی برای REE‌ها در کانسنگ‌ها می‌تواند در ارتباط با تغییرات در میزان تاثیر دگرسانی‌های برونزاد روی کانسنگ‌ها و اختلاف در مقادیر کانی‌های حاضر در کانسنگ‌ها باشد. هر چند به نظر می‌رسد که الگوی توزیع زیگزاک مانند REE‌ها، هم در کانسنگ‌ها و هم در ماسه سنگ‌های دگرسان شده، متاثر از اثرهای چهارگانه (Tetrad effects) [۱۸] نیز باشد.

کنترل‌های کانیایی روی توزیع عناصر کمیاب خاکی

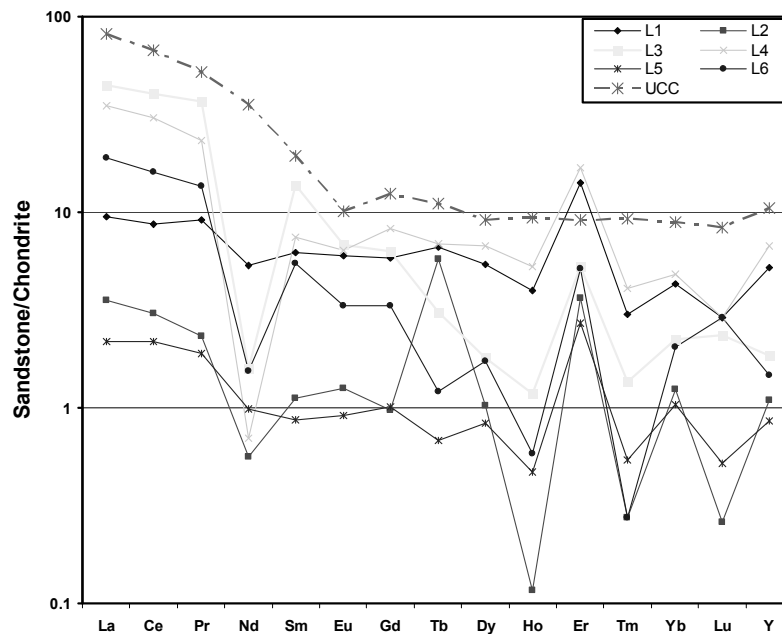
در بررسی‌های میکروسکوپی فازهای کانیایی که در سنگ-سازهای کانسنگ‌های آهن و ماسه‌سنگ‌های میزبان حضور دارند، شناسایی شده‌اند. بنابراین این احتمال وجود دارد که علاوه بر فازهای کانیایی شناسایی شده، کانی‌های دیگری نیز میزبان REE‌ها در این سنگ‌ها باشند که با بررسی‌های میکروسکوپی شناسایی نشده‌اند. در این پژوهش به منظور شناسایی کانیهای میزبان احتمالی REE‌ها در کانسنگ‌های آهن و ماسه‌سنگ‌های میزبان، ضرایب همبستگی رتبه‌ای اسپیرمن [۱۹] بین عناصر نادر خاکی با دیگر عناصر سازنده، این سنگ‌ها محاسبه شدند. همبستگی مثبت و خوب بین LREE با $P(0.72)$ در ماسه‌سنگ‌های میزبان نشان می‌دهد که کانی‌های فسفاتی تا حدودی توزیع LREE‌ها را در این

کانیایی Mn دار نقش مهمی در توزیع و تثبیت REEها ایفا دارند [۲۱]. افزون بر این، همبستگی مثبت و خوب بین Y با REEها (۰/۸۸) در کانسنگ‌های آهن نشان می‌دهد که زینوتایم در کانسنگ‌های آهن نیز سهم کنترلی مهمی در توزیع REEها داشته است.

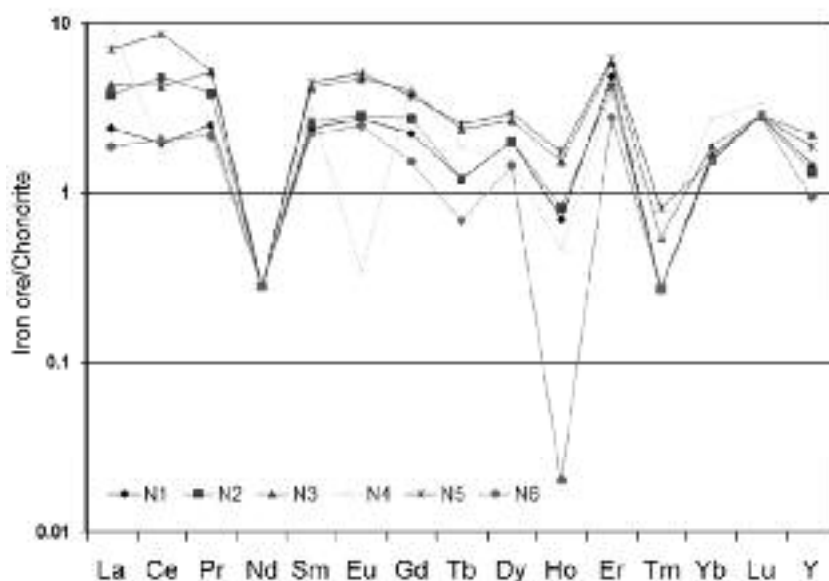
سنگ‌ها در کنترل خود دارند [۲۰]. همچنین همبستگی مثبت و خوبی بین عنصر Y و REEها (۰/۷۷) در ماسه‌سنگ‌ها وجود دارد که حکایت از نقش موثر کانی زینوتایم در توزیع REEها در سنگ‌های درونگیر کانسنگ‌های آهن دارد. این در حالی است که در کانسنگ‌های آهن همبستگی مثبت و متوسط بین Mn با REEها (۰/۶۰) نشان می‌دهد که فازهای



شکل ۸ دنباله‌ی پارازنتیکی کانی‌های حاصل از فرایندهای دگرسانی و کانه‌زایی در منطقه نيزار. ضخامت علائم دوکی افقی در ارتباط با میزان فراوانی کانی‌ها می‌باشد.



شکل ۹ الگوی توزیع REEهای به هنجار شده برای ماسه سنگ و متوسط پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) نسبت به کندریت [۱۳].



شکل ۱۰ الگوی توزیع REE‌های به هنجار شده برای کانسنگ‌های آهن نسبت به کندریت [۱۳].

تفسیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce

در این کار پژوهشی برای اندازه‌گیری مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در کانسنگ‌های آهن و سنگ‌های درونگیر آنها به ترتیب از روابط زیر استفاده شد [۱۳]:

$$Eu/Eu^* = (Eu_N) / \sqrt{Sm_N \times Gd_N}$$

$$Ce/Ce^* = 2Ce_N / (La_N + Pr_N)$$

در روابط بالا N بهنجار شدن عناصر وابسته به ترکیب کندریت [۱۳] را نشان می‌دهد. برپایه‌ی محاسبات انجام شده میزان بی‌هنجاری Eu در ماسه‌سنگ‌ها از ۰٫۷۳ تا ۱٫۸۵ و در کانسنگ‌های آهن از ۰٫۰۱ تا ۱٫۳۶ تغییر می‌کند. بازه‌ی تغییرات بی‌هنجاری Ce در ماسه‌سنگ‌ها از ۰٫۴۵ تا ۱٫۰۹ و در کانسنگ‌های آهن از ۰٫۲۸ تا ۱٫۸۹ است. همبستگی مثبت و خوب بین بی‌هنجاری‌های Eu و Ce (۰٫۸۱) در کانسنگ‌های آهن حکایت از آن دارد که به موازات افزایش گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل کانسنگ‌ها، مقادیر pH محلول‌های دگرسان کننده نیز افزایش یافته است. با توجه به عملکرد فرایندهای دگرسانی روی ماسه‌سنگ‌های میزبان می‌توان چنین استدلال کرد که رخداد بی‌هنجاری منفی Eu در این سنگ‌ها علاوه بر وابستگی به زادگاه (provenance) آنها، در ارتباط با تشکیل همبافت Eu با Cl^- موجود در آبگون‌های اسیدی فعال است [۲۲]. به عبارت دیگر درجه‌ی بالای همبافت‌سازی با لیگندهایی چون Cl^- که موجب رخداد بی‌هنجاری بسیار منفی

Eu و روبش و تمرکز (Scavenging) انتخابی Eu به وسیله‌ی اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن شده است. بی‌هنجاری مثبت Eu در کانسنگ‌های آهن را فراهم کرده است. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که معمولاً بی‌هنجاری‌های مثبت Ce در محیط‌هایی با گریزندگی بالای اکسیژن (محیط‌های اکسایشی) و بی‌هنجاری‌های منفی Ce در شرایط محیطی احیایی رخ می‌دهد [۲۳]. با توجه به یافته‌های کانی‌شناسی (حضور مقادیر بالای هماتیت در کانسنگ‌ها) که مبین شرایط محیط تشکیل اکسایش کانسنگ‌های آهن است، به نظر می‌رسد که بی‌هنجاری مثبت Ce در کانسنگ‌ها در نتیجه‌ی تبدیل Ce^{3+} به Ce^{4+} رخ داده است. تنها دلیل منطقی که بتوان رخداد بی‌هنجاری منفی Ce در کانسنگ‌های آهن را توجیه کرد، بالا بودن میزان فلئور در شاره‌های کانسنگ‌ساز است. معمولاً F^- موجود در گرماب‌های با Ce^{4+} ، تشکیل همبافت‌های پایدار فلئورید سربوم را می‌دهد [۲۴]. به عبارت بهتر، میزان دسترسی به F^- در گرماب‌ها یکی از دلایل مهم تغییرات در بی‌هنجاری Ce در کانسنگ‌های مورد بررسی است. با در نظر گرفتن تغییرات مقادیر بی‌هنجاری Ce در ماسه‌سنگ‌هایی که دستخوش فرایندهای دگرسانی شده‌اند، پیشنهاد می‌شود که سازوکار مشابه با تغییرات بی‌هنجاری Ce در کانسنگ‌های آهن، این تغییرات را در ماسه‌سنگ‌های دگرسان شده نیز کنترل کرده‌اند.

برداشت

مهمترین نتایج حاصل از بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی کانسار آهن نیزار، عبارتند از:

۱- سنگ‌های میزبان کانسار آهن نیزار دارای ترکیب کوارتز آرنایتی و شبه لیتارنایتی هستند. این سنگ‌ها با گرماب‌های درونزاد و برونزاد دستخوش دگرسانی شده‌اند.

۲- عملکرد فرایندهای دگرسانی درونزاد در گستره‌ی مورد بررسی با تشکیل و گسترش کانی‌های سریسیت، پیریت، پیروفیلیت، باریت، کلسدون، و کلسیت و عملکرد فرایندهای دگرسانی برونزاد با تشکیل و گسترش کانی‌های گوتیت، جاروسیت، ژپیس، لیمونیت، و همتایت همراه بوده است.

۳- بررسی‌های به عمل آمده نشان می‌دهد که فرایندهای گرمابی و سیستم‌های گسلی موجود در سنگ‌های میزبان نقش ارزنده‌ای در شستشوی فلزات و نهشت کانسنگ‌های آهن در گستره‌ی مورد بررسی ایفا کرده‌اند. به نظر می‌رسد که آهن سیستم از سنگ‌های درونگیر کانسار تامین شده است.

۴- بررسی‌های زمین‌شیمیایی حکایت از آن دارند که توزیع و تثبیت عناصر نادر خاکی در کانسنگ‌های آهن و سنگ‌های میزبان دگرسان شده‌ی آنها تابعی از عواملی نظیر تغییرات pH، میزان دسترسی به لیگندهای همبافت ساز (Cl^- ، F^- ، CO_3^{2-} ، SO_4^{2-} و PO_3^{4-})، فرایندهای روبش، تثبیت در فازهای کانیایی نئومورف (زینوتایم، کانی‌های فسفاتی و اکسیدهای منگنز)، نسبت بالای آب به سنگ و اثرهای چهارگانه بوده‌اند.

۵- پتانسیل اکسایش و میزان دسترسی به F^- در گرماب‌های دو عاملی هستند که نقش ارزنده‌ای در تغییرات بی‌هنجاری‌های Ce در کانسنگ‌های آهن و ماسه‌سنگ‌های میزبان آنها ایفا کرده‌اند.

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 نظرات و پیشنهادات ارزنده و سازنده‌ی داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[۱] نبوی م.ح.، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۵۵) ص ۱-۱۰۹.

[۲] جعفرزاده ا.، قربانی م.، پزشکیور م.، "زمین‌شناسی ایران- کانسارهای آهن"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۷۴) ص ۱-۱۹۵.

[۳] پور لطیفی ع.، نقشه زمین‌شناسی چهارگوش طرقله با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۷۷).

[۴] نجف‌زاده طهرانی پ.، "بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمی کانسار آهن نیزار، جنوب غرب مشهد (شمال شرق ایران)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی دانشگاه تبریز، (۱۳۸۷) ص ۱-۹۴.

[۵] نجف‌زاده طهرانی پ.، کلاگری ع.ا.، عابدینی ع.، مظلومی ع.، "کانی‌شناسی و ژئوشیمی عناصر نادر خاکی در سنگ میزبان کانسار آهن نیزار (جنوب غرب مشهد)"، شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گیلان (۱۳۸۷).

[۶] نجف‌زاده طهرانی پ.، کلاگری ع.ا.، عابدینی ع.، مظلومی ع.، "بررسی مینرالیزاسیون و ژنز کانسار آهن نیزار (جنوب غرب مشهد)"، هفدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه بوعلی همدان، (۱۳۸۸).

[7] Pettijohn F. J., Potter E. E., Siever R., "Sand and sandstone", Springer, New York, (1972) 1-618.

[8] Beane R. E., "Hydrothermal alteration in silicate rocks, southwestern North American", in Titley, S. R., ed., Advanced in geology of the porphyry copper deposits, south wesern North American. The University of Arizona press. Tucson, Arizona, (1983) 1-500.

[9] Boulange B., Bouzat G., Pouliquent M., "Mineralogical and geochemical characteristics of two bauxitic profiles, Fria, Guinea Republic", Mineralium Deposita 31 (1996) 432-438.

[10] Radke B. H., Mathis, R. L., "On the formation and occurrence of saddle dolomite", Journal Sedimentary of Petrology 50 (1980) 1149-1168.

[11] Bigham J. M., Nordstrom D. K., "Iron and aluminum hydroxy-sulfates front acid sulfate waters", In: Alpers, C. N., Jambor, J. L., Nordstrom, D. K. (Eds), Sulfate minerals-Crystallography, Geochemistry and Enviromental Significance, Rev. Mineral Geochemistry 40, Mineral Society American Washington, DC, (2000) 351-403.

[12] Bigham J. M., Schwertmann U., Traina S. J., Winland R. L., Wolf M., "Schwertmaaitite and

- over dolomite during chemical weathering", *Chemical Geology* 171 (2010) 112-132.
- [19] Rollinson H. R., "Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation", Longman (1993) 352 p.
- [20] Taunton A. E., Welch S.A., Banfield J. F., "Microbial controls on phosphate and lanthanide distributions during granite weathering and soil formation", *Chemical Geology* 169 (2000) 137-382.
- [21] Koppi A.J., Edis R., Foeld D.J., Geering H.R., Klessa D.A., Cockayne D.J.H., "REEs trends and Ce-U-Mn associations in weathered rock from Koongarra, northern territory, Australia", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (1996) 1695-1707.
- [22] Lewis A. J., Palmer M. R., Stuchio N. C., Kemp A. J., "The rare earth element geochemistry of acid-sulphate-chloride geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61(1997) 695-706.
- [23] Bühn B., Schneider J., Dulski P., Rankin A. H., "Fluid-rock interaction during progressive migration of carbonatitic fluids, derived from small-scale trace element and Sr, Pb isotope distribution in hydrothermal fluorite", Okorusu, Namibia, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67(2003) 4577-4595.
- [24] Seward T. M., Barnes H. L., "Metal transport by hydrothermal ore fluids", in: H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Willey and Sons (1997), 435-486.
- the chemical modeling of iron in acid sulfate waters", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (1996) 2111-2121.
- [13] Taylor S. R., McLennan S. M., "The continental crust; its composition and evolution", Blackwell, Oxford (1985) 1-312.
- [14] Patino L. C., Velbel M. A., Price J. R., Wade J. A., "Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala", *Chemical Geology* 202 (2003) 343-364.
- [15] Gonzalez-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.
- [16] Wood S. A., "The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: theoretical prediction in hydrothermal solutions to 350°C at saturation of water vapour pressure", *Chemical Geology* 88 (1990) 99-125.
- [17] Haas J. R., Shock E. L., Sassani D. C., "Rare earth elements in hydrothermal systems: estimates of standard partial modal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (1995) 4329-4350.
- [18] Feng J., "Behaviour of rare earth elements and yttrium in ferromanganese concretions, gibbsite spots, and the surrounding terra rossa