



بررسی ژئوشیمی و ژنز اندیس آهن آلقویروق، شمال خوی

بهنام گیلانی^۱، صمد علیپور^۲

^۱دانشگاه ارومیه، ارومیه behnamgilani94@gmail.com

^۲دانشگاه ارومیه، ارومیه s.alipour@urmia.ac.ir

چکیده

ذخیره آهن آلقویروق بخشی از زون ساختاری البرز- آذربایجان است که در ورقه خوی در شمال غرب ایران قرار می‌گیرد. واحدهای لیتولوژی منطقه شامل گرانیت میلونیت، گنایس، میگماتیت و کوارتزیت منتسب به سنوزوئیک می‌باشد. با توجه به مطالعات صحرایی، سنگ میزبان اصلی کانی‌سازی یک سنگ کاتاکلاستیک میلونیتی حاصل از دگرگونی سنگ اولیه گرانیتی است. کانی‌های فلزی ذخیره به ترتیب فراوانی شامل مگنتیت، هماتیت و گوتیت می‌باشد. کانی‌های گانگ و فرعی نیز براساس فراوانی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، سرسیت، بیوتیت و کلریت می‌باشد. ویژگی‌هایی مانند ترکیب سنگ میزبان، نوع دگرسانی‌ها و کانه‌ها، محیط تکنونیک و نمودارهای ژئوشیمیایی همه بر هیدروترمال بودن سیالات کانسار ساز دلالت دارد. کاهش ناگهانی دما و احتمالاً فشار در اثر رسیدن به مناطق پرشی شده و نزدیک به سطح زمین و احتمالاً اختلاط با آب‌های جوی که با کاهش pH سیال و قابلیت انحلال کمپلکس‌های آهن‌دار همراه است، باعث تغییر شرایط محلول کانی‌ساز از احیاء به اکسیدان و ترسیب ترکیبات آهن‌دار به صورت اکسیدی (مگنتیت) شده است.

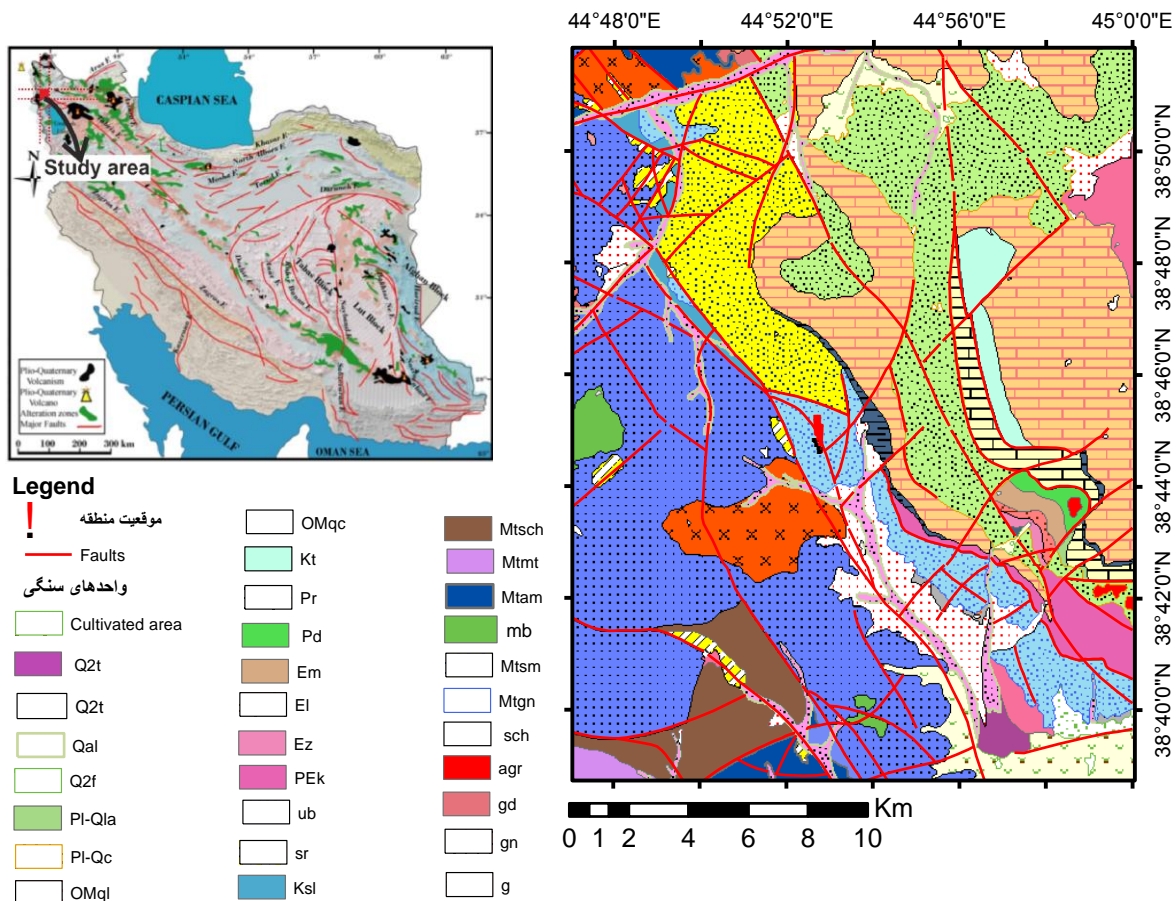
واژه‌های کلیدی

ژئوشیمی، اندیس آهن، خوی، کانی‌سازی، ژنز



مقدمه

منطقه مورد مطالعه در ۲۵ کیلومتری شمال خوی در نزدیکی روستای آلقویروق قرار گرفته است. این منطقه بر پایه تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی-زمین‌شناسی ایران، به‌عنوان بخشی از زون ایران مرکزی و پهنه البرز- آذربایجان به شمار می‌رود. از نظر زمین‌شناسی ترکیب سنگ‌ها و نهشته‌های منطقه مورد مطالعه را سنگ‌های دگرسان شده فوق بازیک، سنگ‌های دیابازی و کنگلومراهای جوان (شکل ۱) تشکیل می‌دهند [۱،۲]. با توجه به مطالعات صحرایی صورت گرفته، سنگ میزبان اصلی کانی‌سازی یک سنگ کاتاکلاستیک میلونیتی حاصل از دگرگونی سنگ اولیه گرانیتی است. کانی‌های فلزی ذخیره به ترتیب فراوانی شامل مگنتیت، هماتیت و گوتیت می‌باشد. کانی‌های گانگ نیز براساس فراوانی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آکالی فلدسپار، سرسیت، بیوتیت و کلریت می‌باشد. به دلیل اهمیت REEs در مطالعات زمین‌شناسی و تجزیه و تحلیل ژئوشیمیایی از یک سو و محدودیت‌های مالی از سوی دیگر، تعداد ۱۲ نمونه از ذخیره آهن آلقویروق انتخاب و جهت آنالیز به روش ICP-MS به آزمایشگاه رازما ارسال گردید.



شکل ۱. برگرفته شده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ خوی اشتوکلین [۲] و نبوی [۱]. نقشه اصلاح شده پراکندگی سنگ‌های پلیوکواترنری، گسل‌های بزرگ ایران و زون‌های دگرسانی [۳].
 ۱. ژئوشیمی عناصر اصلی

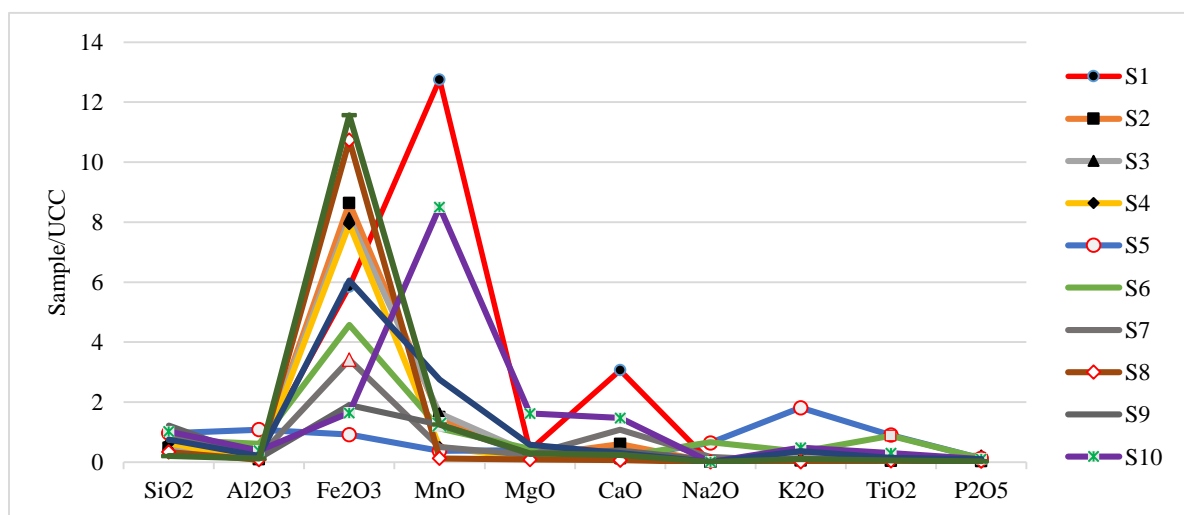


عناصر اصلی در تجزیه شیمیایی به صورت اکسید ارائه می‌شوند و مطالعه‌ها معمولاً به ۱۰ عنصر Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K و P محدود می‌شود [۴]. جهت بررسی تغییرات عناصر اصلی در سنگ‌ها و کانسنگ‌های منطقه، داده‌های موجود پس از به‌هنجار شدن نسبت به UCC [۵] مورد استفاده قرار گرفتند.

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی اکسید عناصر اصلی نمونه‌های آهن منطقه مورد مطالعه.

Elements	Al ₂ O ₃	Si ₂ O	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	MgO	MnO	TiO ₂	SO ₃	BaO	P ₂ O ₅	L.O.I
Sample	% Wt	% Wt	% Wt	% Wt	% Wt	% Wt	% Wt	% Wt	% Wt	% Wt	% Wt	% Wt	% Wt
S1	5.70	28.70	12.87	32.5	0/77	0/01	0.88	1.02	0.10	0.05	0.01	0.01	8.09
S2	1.45	31.40	2.52	47.96	0/16	0/01	0.43	0.12	0.02	0.05	0.01	0.01	2.18
S3	2.91	35.42	0.54	45.17	0/53	0/01	0.67	0.13	0.03	0.09	0.01	0.09	1.45
S4	0.65	41.39	0.95	44.06	0/01	0/01	0.26	0.04	0.01	0.08	0.01	0.08	<0.01
S5	16.45	63.59	0.63	5.09	6/15	2/5	0.87	0.03	0.45	0.05	0.03	0.05	2.40
S6	9.34	49.66	0.72	25.38	1/17	2/59	0.96	0.09	0.44	0.05	0.01	0.05	2.20
S7	3.01	63.97	4.55	18.96	0/11	0/69	0.52	0.04	0.07	0.05	0.01	0.01	2.58
S8	1.25	22.17	0.27	59.63	0/01	0/01	0.19	0.01	0.02	0.05	0.01	0.01	<0.01
S9	1.99	80.60	1.64	10.54	0/37	0/26	0.59	0.10	0.05	0.05	0.01	0.01	0.79
S10	5.82	67.28	6.17	9.11	1/63	0/01	3.56	0.68	0.15	0.05	0.01	0.04	2.85
S11	3.04	49.70	1.27	33.62	1/23	0/03	1.26	0.22	0.07	0.05	0.06	0.04	<0.01
S12	1.77	13.52	1.01	64.25	0/34	0/01	0.64	0.10	0.03	0.05	0.01	0.01	<0.01

با توجه به جدول ۱، نمونه ۱۲ بیشترین مقدار آهن با ۶۴/۲۵ درصد و نمونه شماره ۵ که از سنگ میزبان آهن برداشت شده است کمترین مقدار آهن (۵/۰۹ درصد) را دارد. با توجه به نمونه‌های برداشت شده از سنگ آهن به‌طور میانگین عیار آهن حدوداً ۳۵/۵ درصد می‌باشد. تحرک سیلیس بر خلاف آهن در سیستم‌های طبیعی به شرایط اکسیداسیون- احیا (Red-Ox) وابسته نبوده و ارتباط مستقیمی با آن نشان نمی‌دهد. سیلیس در محیط‌های قلیایی تشکیل آنیون می‌دهد در حالی که آهن در محیط‌های اسیدی متحرک می‌باشد. بنابراین سیلیس و آهن در سیستم‌های فیزیکوشیمیایی طبیعی ناسازگار هستند [۶].



شکل ۲. نمودار داده‌های آهن عناصر اصلی منطقه مورد مطالعه نرمالیزه شده نسبت به UCC [۵]. غنی شدگی آهن و آلومینیوم مشهود است.

۱،۱ بررسی ضریب همبستگی و روابط عناصر اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه



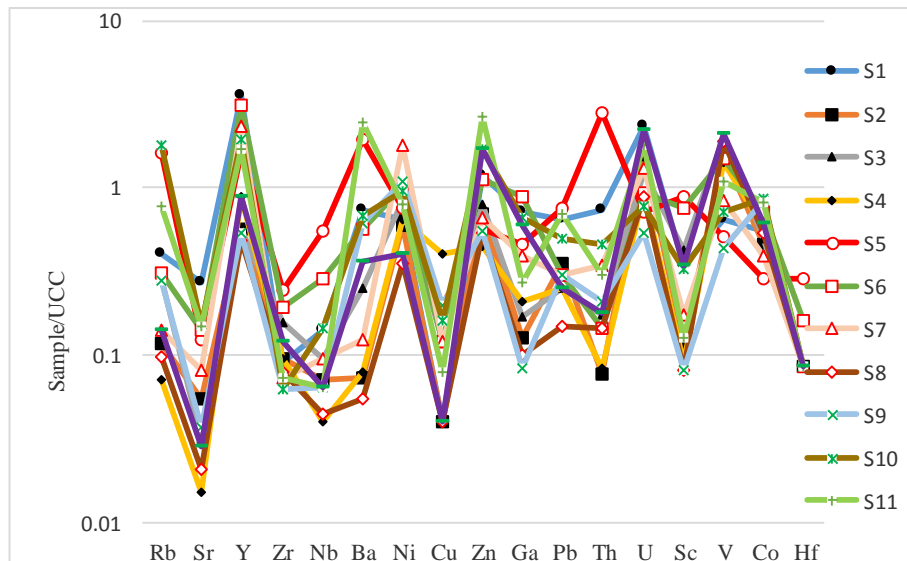
در محاسبه ضریب همبستگی پیرسون بین عناصر از نرم افزار SPSS استفاده می‌شود. باتوجه به جدول ۲، بیشترین همبستگی منفی قوی بین Fe_2O_3 با SiO_2 و برابر با -0.924 می‌باشد تحرک سیلیس بر خلاف آهن در سیستم‌های طبیعی به شرایط اکسیداسیون- احیا (Red-Ox) وابسته نبوده و ارتباط مستقیمی با آن نشان نمی‌دهد. سیلیس در محیط‌های قلیایی تشکیل آنیون می‌دهد در حالی که آهن در محیط‌های اسیدی متحرک می‌باشد. بنابراین سیلیس و آهن در سیستم‌های فیزیوشیمیایی طبیعی ناسازگار هستند [۶]. بعد از آن یک همبستگی منفی بین آهن با Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 و Na_2O وجود دارد. این ضرایب همبستگی نشان می‌دهند که با کانی‌سازی آهن در سیستم عناصری نظیر Si , Al , K , Ti و Na از سیستم خارج می‌شوند.

جدول ۲. ضریب همبستگی پیرسون بین عناصر اصلی نمونه‌های آهن و سنگ میزبان.

Elements	Al_2O_3	SiO_2	CaO	Fe_2O_3	K_2O	Na_2O	MgO	MnO	TiO_2	SO_3	BaO	P_2O_5
Al_2O_3	1											
SiO_2	.356	1										
CaO	.043	-.010	1									
Fe_2O_3	-.617*	-.924**	-.232	1								
K_2O	.922**	.365	-.089	-.569	1							
Na_2O	.852**	.355	-.246	-.500	.687*	1						
MgO	.206	.372	.344	-.459	.189	-.071	1					
MnO	.090	-.045	.915**	-.205	-.011	-.282	.562	1				
TiO_2	.932**	.360	-.088	-.569	.769**	.952**	.181	-.036	1			
SO_3	-.256	-.173	-.257	.273	-.200	-.239	-.203	-.184	-.290	1		
BaO	.227	.168	-.201	-.162	.398	.102	.097	-.067	.158	-.179	1	
P_2O_5	.165	-.016	-.431	.053	.184	.229	-.190	-.308	.187	.837**	.159	1

۲. ژئوشیمی عناصر جزئی

در شکل ۳ نمودار نرمالیز عناصر جزئی ۱۲ نمونه سنگ آهن و سنگ میزبان نسبت به UCC ترسیم شده است. بر این اساس آنومالی‌های مثبت شامل Rb , Y , Ba , Ni , Zn , Pb , U , V و Co و عناصر Hf , Sc , Ga , Cu , Ba , Nb , Zr و Sr آنومالی منفی نشان می‌دهند. در یک دید کلی با توجه به روند تقریباً یکسان تمام الگوهای رسم شده برای عناصر مورد مطالعه در همه نمونه‌ها، می‌توان گفت که این نمونه‌ها هم منشأ می‌باشند ولی سیر تحولات و فرآیندهای مختلف، تغییراتی در عیار برخی عناصر و ایجاد ناهنجاری‌های مثبت و یا منفی را در طی تاریخ تحولی نمونه ایجاد کرده است.



شکل ۳. نمودار تغییرات عناصر جزئی مورد مطالعه بهنجار شده نسبت به UCC [۵].

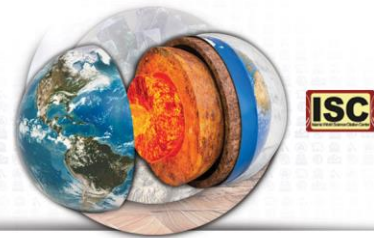
۲.۱. عناصر لیتوفیل درشت یون (Large Ion Litophile Elements) (LILE)

این گروه از عناصر شامل Rb و Cs, Sr, Ba, U, Th می‌باشند و به گروه عناصر با شعاع یونی بزرگ معروف می‌باشند. نکته جالب توجه این است که در نمونه شماره پنج (S5) (سنگ میزبان) مقدار Th افزایش یافته و یک آنومالی مثبت را نشان می‌دهد. عنصر U به دلیل بار یونی زیاد و رفتار ژئوشیمیایی خاص، معمولاً تمایل دارد با LILE و همراه با عناصری مانند Rb, Sr و Ba در کانی‌های سیلیکاته حضور یابد و معمولاً تا مراحل آخر تبلور در فاز باقی مانده یعنی در سیالات هیدروترمال، غنی می‌شود. این عنصر معمولاً در سنگ‌های آذرین اسیدی با سیلیس بالای ۶۶ درصد یافت می‌شود بنابراین U از سنگ گرانیتوئیدی میلوئیتی شده و از سیالات هیدروترمالی نشأت گرفته که رگه سیلیسی را ایجاد کرده است [۷].

۲.۲. عناصر با قدرت میدان بالا (High-Field Strength Elements) (HFSE)

عناصر HFSE شامل Al, Ga, Nb, Ti, Y و Zr می‌باشند. این عناصر میل به تحرک ندارند مگر این که عاملی باعث تحرک آن‌ها شود. تحرک آن‌ها توسط چند فاکتور مانند دما، فشار، pH و شیمی محلول کنترل می‌شود [۸]. طبق نمودار شکل ۳ به جز نمونه شماره ۵ (سنگ میزبان) بقیه عناصر الگویی تقریباً مشابه با دیگر نمونه‌های آنالیز شده از سنگ آهن نشان می‌دهند و فقط در چند عنصر مانند Ga, Nb و Zr غنی‌تر شده‌اند. همان‌طور که میدانیم Nb مانند سایر عناصر HFSE معمولاً نامتحرک و سازگار با ساختار کانی‌سازی اولیه می‌باشد. افزایش عیار این عنصر و زیرکونیم بیانگر این است که این سیال غنی از Nb, Ga و Zr بوده است و احتمالاً منشأ ماگمای ایجاد کننده این سیال دارای عمق زیادی بوده و سنگ گرانیتوئیدی اولیه از یک گوشته‌ی غنی شده نشأت گرفته باشد. با توجه به آنومالی‌های مشاهده شده می‌توان این‌گونه تفسیر کرد که آنومالی مثبت بالای Y می‌تواند بیانگر حضور کانی زینوتایم باشد. ناهنجاری منفی Zr و Hf احتمالاً به دلیل فقیر بودن سیال ایجاد کننده این سنگ‌ها از این عناصر می‌باشند و یا این که چون این عناصر HFSE می‌باشند در ساختار کریستالی کانی زیرکن سازگار بوده و نامتحرک عمل می‌کنند و تمایل به ورود به مذاب و سیالات ماگمایی را ندارند و احتمالاً این عامل باعث شده است که سیال هیدروترمال از این عناصر فقیر شده باشد. Pb دارای آنومال مثبت می‌باشد و احتمالاً به این دلیل است که Pb^{2+} می‌باشد این Pb متحرک، ناسازگار و جزء LILE می‌باشد اما Pb^{4+} نامتحرک سازگار و HFSE می‌باشد.

۲.۳. عناصر جزئی عبوری (Transition Trace Elements) (TTE)



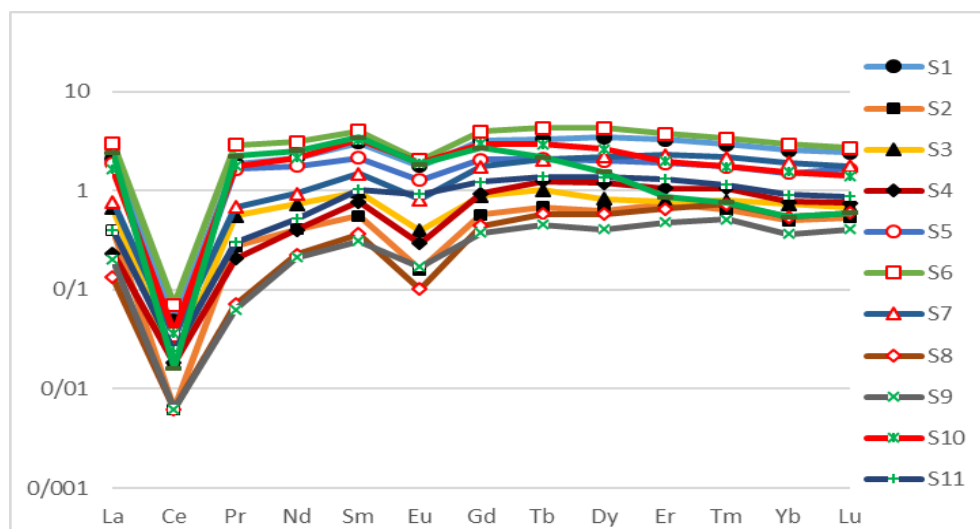
این عناصر شامل Cr, Cu, Zn, Mo, Co, Ni و V می‌باشند. از الگوی رسم شده برای نمونه شماره پنج (S5) می‌توان دریافت که این نمونه نسبت به سایر نمونه‌ها از برخی از عناصر مانند Co و V فقیرتر شده و عبار کمتری را نشان می‌دهد. شعاع یونی کبالت تقریباً برابر منیزیم می‌باشد لذا با افزایش تبلور بخشی، توسط کانی‌های منیزیم‌دار حرارت بالا مثل پیروکسن از ماگما خارج می‌شود. در فازهای اولیه تبلور این عنصر نسبت به مذاب باقی مانده غنی‌تر است. همچنین این عنصر بیش‌تر جانشین آهن در مگنتیت و همچنین پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت می‌شود و با افزایش تبلور از مقدار آن در مذاب باقی مانده کاسته می‌شود.

۳. ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

عناصر نادر خاکی را به دو دسته عناصر نادر خاکی سبک (LREEs) و عناصر نادر خاکی سنگین (HREEs) تقسیم‌بندی کرده‌اند [۷]. ما نیز از این تقسیم‌بندی استفاده می‌کنیم هر چند که در بعضی از تقسیم‌بندی‌ها آن‌ها را به سه دسته عناصر نادر خاکی سبک (LREEs)، متوسط (MREEs) و سنگین (HREEs) تقسیم نموده‌اند [۹].

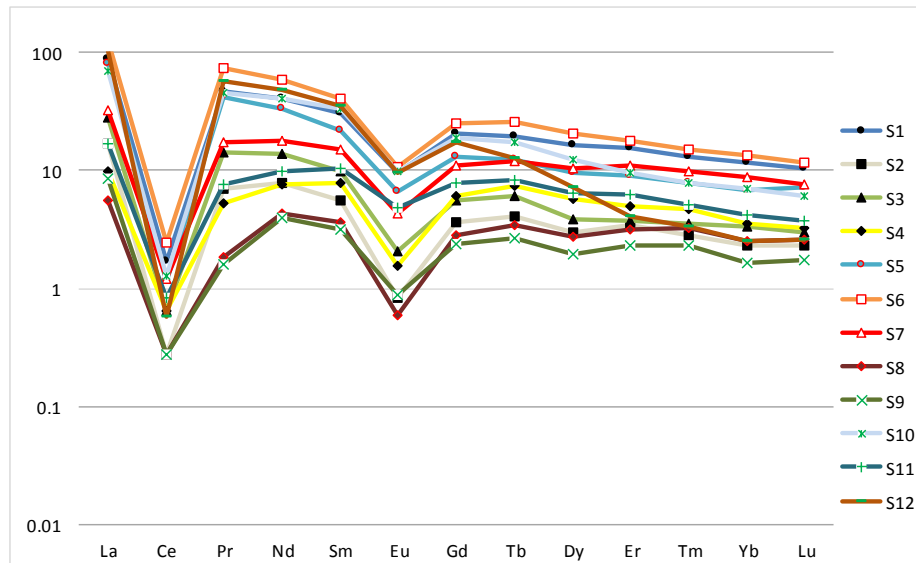
۳.۱. تحرک عناصر نادر خاکی

هنوز فرآیند تحرک عناصر نادر خاکی به درستی آشکار نشده است [۱۰، ۱۱]. تحرک عناصر نادر خاکی عمدتاً توسط دو فاکتور شرایط هوازدگی آب و هوایی و پایداری کانی‌های حمل‌کننده اولیه عناصر نادر خاکی کنترل می‌شود [۱۲]. pH پایین باعث شستشو و pH بالا باعث ترسیب REEs در سیستم‌های دگرسانی می‌شود [۱۳]. معمولاً این عناصر در شرایط pH پایین، نسبت بالای آب به سنگ و فراوانی لیگندهای کمپلکس‌ساز نظیر CO_3^{2-} ، SO_4^{2-} و PO_4^{3-} به تحرک درمی‌آیند [۱۴]. در حالت کلی عناصر LREEs ناسازگارتر از HREEs هستند. در هنگام ذوب بخشی این عناصر سریعاً فاز جامد را ترک کرده و وارد مذاب می‌شوند بنابراین مذاب حاصله از این عناصر غنی‌شدگی نشان می‌دهند. براساس مطالعات پژوهشگران، سنگی که REE کمی داشته باشد تحت شرایط احیایی تشکیل شده است، چرا که عناصر نادر خاکی در محیط احیایی تمایل به تحرک دارند و در نتیجه REE ها از سنگ شسته شده و سنگ تهی از عناصر نادر خاکی خواهد شد.



شکل ۴. نمودار توزیع عناصر نادر خاکی، به‌هنجار شده نسبت به UCC [۵]. ناهنجاری‌های منفی قوی بر روی سریم، و همچنین آنومالی منفی بر روی یوروپیم مشاهده می‌شود.

براساس نمودار شکل ۴ استنتاج می‌شود که محیط تشکیل کانسار آهن محدوده مورد مطالعه تقریباً خنثی تا کمی بازی بوده است. براساس مطالعات هر چه شیب نمودار کم‌تر باشد محیط تشکیل سنگ اسیدی خواهد بود. همچنین مطالعات ژئوشیمیایی مختلفی که توسط پژوهشگران صورت گرفته، نشان می‌دهد که LREEs در محیط‌های اسیدی نسبت به HREEs با شدت بیشتری از محیط شسته شده و در نتیجه محیط از HREEs غنی شده و LREEs تهی‌شدگی نشان می‌دهند.



	La / Yb	Nd/Yb	Eu/Eu*	Ce/Ce*
S1	0/827	0/840	1/772	0/048
S2	0/802	0/815	0/159	0/006

عناصر نادر خاکی، به هنجار شده

شکل ۵. نمودار توزیع

به کندریت [۱۵].

در نمودار شکل ۵ که داده‌های عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت [۱۵] نرمالیزه شده‌اند. نتایجی مشابه نمودار شکل ۵ استنتاج می‌شود، با این تفاوت که عنصر Pr نرمالیز شده نسبت به کندریت غنی شدگی بیشتری نسبت به Pr نرمالیز شده به UCC نشان می‌دهد چون مقدار Pr در کندریت کم‌تر از UCC می‌باشد. همچنین این نمودار نشان می‌دهد که LREEs نسبت به HREEs کمی غنی شدگی داشته و براساس این نمودار محیط تقریباً خنثی تا کمی اسیدی است، البته برای رسیدن به جوابی کمی بهتر، از رابطه (۱) نیز استفاده شد تا مشخص شود این نتیجه تا چه حد درست است.

$$(La / Yb)_N = \text{استاندارد} (La/Yb) / \text{نمونه} \quad (۱)$$

براساس رابطه (۱) مقادیر کوچک‌تر از یک نشان دهنده pH اسیدی، بزرگ‌تر از یک نشان دهنده pH قلیایی و مساوی یک نشان دهنده محیط خنثی می‌باشند. مقادیری که در این پژوهش از این رابطه حاصل شده‌اند نشان می‌دهد که محیط تشکیل کانسنگ مورد مطالعه تقریباً خنثی تا کمی قلیایی می‌باشد. همچنین نسبت تفریق یا جدایش LREEs از HREEs (جدول ۴) در یک محیط با نسبت Yb_n بیان می‌شود. اگر این نسبت کم‌تر از ۱ باشد نشان دهنده غنی شدگی HREEs در محیط و اگر بزرگ‌تر از ۱ باشد نشان دهنده غنی شدگی LREEs می‌باشد [۱۷] بر اساس این نسبت LREEs نسبت به HREEs کمی غنی شدگی نشان می‌دهند.



S3	0/919	1/004	0/397	0/018
S4	0/302	0/517	0/295	0/018
S5	1/270	1/179	1/272	0/032
S6	1/034	1/061	2/022	0/070
S7	0/402	0/489	0/818	0/034
S8	0/245	0/416	0/102	0/006
S9	0/551	0/581	0/170	0/006
S10	1/059	1/376	1/886	0/036
S11	0/441	0/575	0/920	0/023
S12	4/473	4/632	1/840	0/016
Average	1/027	1/124	0/971	0/026

۳,۲. تفسیر عناصر نادر خاکی

همان‌طور که در نمودار مشاهده می‌شود شیب عناصر نادر خاکی کم می‌باشد و نمودار تقریباً حالت مسطح دارد براساس مطالعات انجام شده توسط Ling و همکاران [۱۷] کاهش REE در سنگ می‌تواند ناشی از دو عامل باشد: (۱) شسته شدن و کاهش REE در طی دگرسانی (۲) رقیق شدگی REE در اثر افزوده شدن سیلیس و سایر اجزای سنگ در طی فرآیندهای مختلف.

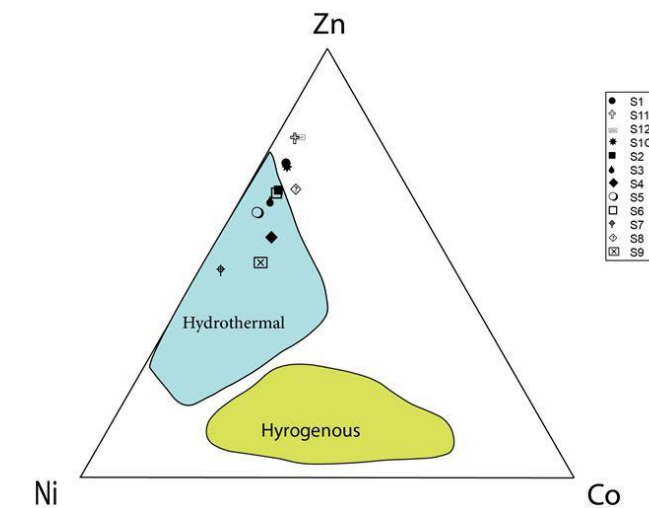
۳,۲,۱. آنومالی Eu

تمامی عناصر نادر خاکی دارای ظرفیت $3+$ می‌باشند اما دو عنصر Eu و Ce علاوه بر ظرفیت $3+$ ، دارای یک ظرفیت اضافی نیز می‌باشند. همان‌طور که گفته شد Eu دارای دو ظرفیت است Eu^{3+} نشاندهنده محیط قلیایی و Eu^{2+} نشاندهنده محیط اسیدی می‌باشد. وجود آنومالی منفی ضعیف Eu را می‌توان به تفریق پلاژیوکلازها و آلکالی فلدسپارها نسبت داد [۱۸]. به عقیده سورجنسکی [۱۹] نسبت Eu^{2+} به Eu^{3+} به شدت وابسته به دما می‌باشد. بطوری که Eu در دمای کم‌تر از ۲۵ درجه سانتی‌گراد به صورت Eu^{3+} ، در دمای ۲۵ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد به هر دو صورت دو ظرفیتی و سه ظرفیتی و در دمای بالای ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد به صورت Eu^{2+} دیده می‌شود. بنابراین این آنومالی همچنین نشاندهنده دمای کم سیال دگرسان کننده نیز می‌باشد چرا که هر چه دما کم‌تر، آنومالی نیز ضعیف‌تر می‌-



شکل ۷. نمودار دو تایی Ni+Cu+Co در برابر مجموع REE [۳۲].

بر اساس مثلث Ni-Zn-Co [35] نیز نمونه‌های مورد مطالعه در داخل یا نزدیک به محدوده ذخایر هیدروترمال قرار می‌گیرند از این رو منشأ سیالات کانسار ساز، هیدروترمالی بوده است.



شکل ۸. موقعیت نمونه‌های ذخیره آهن آلقویروق در مثلث Ni+Zn+Co [35]

نتیجه‌گیری

همه نمودارهایی که برای تعیین ژنز آهن استفاده شده‌اند بر هیدروترمال بودن سیالات کانسار ساز دلالت دارند. وجود زون‌های بُرشی در این منطقه هم محل مناسبی برای نفوذ آب‌های جوی و هم نفوذ سیالات هیدروترمال ماگمایی می‌باشند و در واقع یکی از عوامل مهم کنترل کننده جایگزینی توده نفوذی و تشکیل و تمرکز کانه‌زایی می‌باشند بنابراین می‌توان بیان کرد کاهش ناگهانی دما و احتمالاً فشار



در اثر رسیدن به مناطق پرشی شده و نزدیک به سطح زمین و احتمالاً اختلاط با آب‌های جوی که با کاهش pH سیال و قابلیت انحلال کمپلکس‌های آهن‌دار همراه است، باعث تغییر شرایط محلول کانی‌ساز از احیاء به اکسیدان و ترسیب ترکیبات آهن‌دار به صورت اکسیدی (مگنتیت) در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌ها و کانه‌زایی آهن به صورت رگه‌ای شده است.

منابع

- [1] محمد حسن نبوی، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [2] Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG bulletin*, 52(7), pp.1229-1258.
- [3] Torbehbar, A.K. and Liseroudi, M.H., 2015. Geological classification of proposed geothermal areas of Iran. *World Geotherm Congr, 2015*(April), pp.19-25.
- [4] Rollinson, H., 2002. The metamorphic history of the Isua greenstone belt, West Greenland. *Geological Society, London, Special Publications*, 199(1), pp.329-350.
- [5] Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution.
- [6] Bergman, I.A. and Kolesov, G.M., 2011. Rare-earth elements in the models of the Early Precambrian iron-siliceous ore genesis. *Geochemistry International*, 49(4), p.375.
- [7] Rollinson, H.R., 2014. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Routledge.
- [8] Jiang, S.Y., Wang, R.C., Xu, X.S. and Zhao, K.D., 2005. Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, metamorphic-, and submarine-hydrothermal systems. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 30(17-18), pp.1020-1029.
- [9] Sholkovitz, E.R., 1995. The aquatic chemistry of rare earth elements in rivers and estuaries. *Aquatic geochemistry*, 1, pp.1-34.
- [10] Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7(1), pp.25-41.
- [11] Küpeli, Ş., 2010. Trace and rare-earth element behaviors during alteration and mineralization in the Attepe iron deposits (Feke-Adana, southern Turkey). *Journal of Geochemical Exploration*, 105(3), pp.51-74.
- [12] Aubert, D., Stille, P. and Probst, A., 2001. REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(3), pp.387-406.
- [13] Patino, L.C., Velbel, M.A., Price, J.R. and Wade, J.A., 2003. Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala. *Chemical Geology*, 202(3-4), pp.343-364.
- [14] Michard, A., 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(3), pp.745-750.
- [15] McDonough, W.F., Rudnick, R.L. and McCulloch, M.T., 1991. The chemical and isotopic composition of the lower eastern Australian lithosphere: a review. *The Australian Lithosphere*, pp.163-188.
- [16] Ling, Q.C. and Liu, C.Q., 2002. Behavior of the REEs and other trace elements during fluid-rock interaction related to ore-forming processes of the Yinshan transitional deposit in China. *Geochemical journal*, 36(5), pp.443-463.
- [17] Mills, M., Yang, N., Weinberger, R., Vander Woude, D.L., Beggs, A.H., Easteal, S. and North, K., 2001. Differential expression of the actin-binding proteins, α -actinin-2 and-3, in different species: implications for the evolution of functional redundancy. *Human molecular genetics*, 10(13), pp.1335-1346.
- [18] Dostal, J. and Strong, D.F., 1983. Trace-element mobility during low-grade metamorphism and silicification of basaltic rocks from Saint John, New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(3), pp.431-435.
- [19] Sverjensky, D.A., 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(1), pp.70-78.
- [20] Raju, P.S., 2009. Petrography and geochemical behaviour of trace element, REE and precious metal signatures of sulphidic banded iron formations from the Chikkasiddavanahalli area, Chitradurga schist belt, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(5), pp.663-673.



- [21] Jiang, S.Y., Wang, R.C., Xu, X.S. and Zhao, K.D., 2005. Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, metamorphic-, and submarine-hydrothermal systems. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 30(17-18), pp.1020-1029.
- [22] Frei, R., Dahl, P.S., Duke, E.F., Frei, K.M., Hansen, T.R., Frandsson, M.M. and Jensen, L.A., 2008. Trace element and isotopic characterization of Neoproterozoic and Paleoproterozoic iron formations in the Black Hills (South Dakota, USA): assessment of chemical change during 2.9–1.9 Ga deposition bracketing the 2.4–2.2 Ga first rise of atmospheric oxygen. *Precambrian Research*, 162(3-4), pp.441-474.
- [23] Karadağ, M.M., Küpeli, Ş., Arýk, F., Ayhan, A., Zedef, V. and Döyen, A., 2009. Rare earth element (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortaş bauxite deposit (Seydişehir/Konya–Southern Turkey). *Geochemistry*, 69(2), pp.143-159.
- [24] Crozaz, G., Floss, C. and Wadhwa, M., 2003. Chemical alteration and REE mobilization in meteorites from hot and cold deserts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(24), pp.4727-4741.
- [25] Tanaka, K. and Kawabe, I., 2006. REE abundances in ancient seawater inferred from marine limestone and experimental REE partition coefficients between calcite and aqueous solution. *Geochemical Journal*, 40(5), pp.425-435.
- [26] Henderson, P.A.U.L., 1984. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In *Developments in geochemistry* (Vol. 2, pp. 1-32). Elsevier.
- [27] Canet, C., Alfonso, P., Melgarejo, J.C. and Belyatsky, B.V., 2004. Geochemical evidences of sedimentary-exhalative origin of the shale-hosted PGE–Ag–Au–Zn–Cu occurrences of the Prades Mountains (Catalonia, Spain): trace-element abundances and Sm–Nd isotopes. *Journal of Geochemical Exploration*, 82(1-3), pp.17-33.
- [28] Bühn, B., Schneider, J., Dulski, P. and Rankin, A.H., 2003. Fluid–rock interaction during progressive migration of carbonatitic fluids, derived from small-scale trace element and Sr, Pb isotope distribution in hydrothermal fluorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(23), pp.4577-4595.
- [29] Kato, Y., 1999. Rare Earth Elements as an Indicator to Origins of Skarn Deposits: Examples of the Kamioka Zn-Pb and Yoshiwara-Sannotake Cu (–Fe) Deposits in Japan. *Resource Geology*, 49(4), pp.183-198.
- [30] Wonder, J.D., Spry, P.G. and Windom, K.E., 1988. Geochemistry and origin of manganese-rich rocks related to iron-formation and sulfide deposits, western Georgia. *Economic Geology*, 83(5), pp.1070-1081.
- [31] Crerar, D.A., 1980. Geochemistry of manganese: an overview. *Geology and Geochemistry of Manganese*, pp.293-334.
- [32] Dymek, R.F. and Klein, C., 1988. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. *Precambrian Research*, 39(4), pp.247-302.
- [33] Guichard, F., Church, T.M., Treuil, M. and Jaffrezic, H., 1979. Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(7), pp.983-997.
- [34] Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7(1), pp.25-41.
- [35] Choi, J.H. and Hariya, Y., 1992. Geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokoro Belt, northeastern Hokkaido, Japan. *Economic Geology*, 87(5), pp.1265-1274.