کانیشناسی و زمینشیمی عناصر خاکی کمیاب نهشته فسفات جیرود در دره شمشک، شمال تهران

سید جواد مقدسی^۱* ادانشیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران تاریخ دریافت: ۱/۲۰/۱۱/۹۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۴/۲۸

چکيده

Jooic (

نهشته فسفات جیرود در ۴۵ کیلومتری شمال شهر تهران، در بخش مرکزی پهنه زمین شناختی- ساختاری البرز قرار گرفته است. این نهشته در سازند جیرود جای دارد که یکی از میزبان های مهم فسفات در ایران است. افق فسفاتی شامل چندین لایه ماسه سنگی فسفاتی است که در یک واحد شیلی متورق سیاه رنگ جای گرفته است. نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی نشان می دهند که افق های فسفاتی سازند جیرود کانی شناسی ساده ای دارند. آپاتیت و کوارتز کانی های اصلی سازنده این افق ها و کانی های فرعی شامل کلست، دولومیت، پیریت، اکسیدهای آهن و کانی های رسی هستند. نمونه های فسفات گرد آوری شده دارای الگوهای EER، مقدار کل MEE و نسبت های عنصری تقریباً یکسانی هستند که نشان می دهد فرایندهای مشابهی در تشکیل آنها مؤثر بوده اند. میانگین مقدار کل REE موند مقدان معدن جیرود از میانگین آب های اقیانوسی بسیار بیشتر است. الگوهای Pi نشان می دهد فرایندهای مشابهی در تشکیل آنها مؤثر بوده اند. میانگین مقدار کل REE نمونه معان معدن جیرود از میانگین آب های اقیانوسی بسیار بیشتر است. الگوهای REE به نمان می دهد فرایندهای مشابهی در تشکیل آنها مؤثر بوده اند. میانگین مقدار کل HREE نمونه می معات معدن جیرود از میانگین آب های اقیانوسی بسیار بیشتر است. الگوهای REE به نمان می دهد فرایندهای مشابهی در تشکیل آنها مؤثر بوده اند. میانگین مقدار کل HREE نشان می دهند. فسفات جیرود بدون بی هنجاری OP است. بررسی الگوی بهنجار شده REE بسبت به کندریت نشان دهنده شرایط احیایی رسوب گذاری فسفات است. الگوی بهنجار شده REE نسبت به میانگین شیل های پساآر کنن (PAG) نمونه های فسفات جیرود، الگوی تقریباً محدب همراه با بی هنجاری EE می می مان می دهد که وجود یک محیط رسوبی بی اکسیژن یا محیط دیاژنزی (احیاکنده سولفات) را برای تشکیل این فسفاتها پیشنهاد می کند.

> **کلیدواژهها**: کانی شناسی، زمین شیمی، عناصر خاکی کمیاب، کانی سازی فسفات، سازند جیرود. **نویسنده مسئول:** سید جواد مقدسی

E-mail: sjmoghad@pnu.ac.ir

۱- پیشنوشتار

سنگ های رسوبی سرشار از فسفات یا فسفریت ها، مهم ترین منبع تولید فسفر در جهان هستند و در دوران های مختلف زمین شناسی از پر کامبرین تا عهد حاضر یافت می شوند (Guilbert and Park, 1986). به نظر می رسد فسفریت ها در همه مناطق قاره ای معتدل، در زمان ها و مکان های مختلف میان عرض ۴۰ درجه شمالی و جنوبی استوای دیرینه تشکیل شده باشند. فسفات در این نهشته ها به شکل آپاتیت دریایی ریزدانه یافت می شود و معمولاً از نوع فلو تور آپاتیت کربناتی است (Guilbert and Park, 1986). آپاتیت با فرمول شیمیایی (Guilbert and Park, 1986) دارای تقریباً ۴۲ درصد وزنی و P₂O₅ است و فلو تور آپاتیت کربناتی (فرانکولیت) که نوع ریزبلور آن کالوفان نامیده می شود، حدود (Dill, 2010).

نهشتههای رسوبی فسفات در مناطق مختلف ایران از پروتروزوییک پسین تا پالئوژن دیده می شوند. فسفات های پروتروزوییک پسین – کامبرین پیشین در بخش شیلی و دولومیت میانی سازند سلطانیه در البرز و ایران مرکزی یافت می شوند (چشمه سری و همکاران، ۱۳۹۱؛ عابدینی و همکاران، ۱۳۹۱). فسفات های پالئوزوییک پسین – تریاس در البرز مرکزی و ایران مرکزی یافت می شوند (Ghorbani, 2013) و از میان آنها، مهم ترین نهشته های فسفات دونین جهان در ایران (سازند جیرود) و ارمنستان تشکیل شدهاند (هلالات و بلورچی، ۱۳۷۳). فسفات های کرتاسه پسین – ترشیاری ایران در زاگرس بیشتر در شیل های سازند پابده (پورکاسب و همکاران، ۱۳۹۰) و گورپی (Ghorbani, 2013) یافت می شوند.

سازند جیرود که یکی از میزبانهای مهم فسفات رسوبی در ایران است، در دامنه جنوبی رشته کوه البرز جای دارد (شکل ۱). رشته کوه البرز یکی از پهنههای زمین شناختی– ساختاری (Stöcklin, 1968) در شمال ایران است که خود به سه بخش باختری، مرکزی و خاوری تقسیم می شود و منطقه مورد مطالعه در بخش مرکزی آن جای دارد. اگر چه توالی نهشتههای دونین ایران که سازند جیرود نیز جزیی از آن است، بیشتر در البرز مرکزی و خاوری و ایران مرکزی گسترش یافته است از آن است، میشتر در البرز مرکزی و خاوری و ایران مرکزی گسترش یافته است افق های فسفات دار قابل توجهی هستند.

در سال های اخیر مطالعات مفصلی روی ویژگی های کانی شناختی و زمین شیمیایی

نهشته های فسفات رسوبی جهان به ویژه رفتار عناصر خاکی کمیاب صورت گرفته است (Elderfield and Pagett, 1986; Byrne and Kim, 1990; Ilau and Dulski, 1996; Reynard et al., 1999; Shields and Stille, 2001; Bau and Dulski, 1996; Reynard et al., 1999; Shields and Stille, 2001; Chen et al., 2003; Awadalla, 2010; Khan et al., 2012 کانی شناختی و زمین شیمیایی خوبی روی فسفات های منطقه دلیر در جنوب باختر چالوس (چشمه سری و همکاران، ۱۳۹۱؛ عابدینی و همکاران، ۱۳۹۱) و کوه سفید و بناری در جنوب باختر ایران (پورکاسب و همکاران، ۱۳۹۰) انجام شده است، ولی مطالعه مفصلی روی افق های فسفاتی منطقه جیرود انجام نشده است. در این مطالعه ضمن بررسی زمین شناسی عمومی منطقه به مطالعه کانی شناسی افق فسفاتی و همچنین زمین شیمی عناصر خاکی کمیاب افق فسفاتی پرداخته می شود.

۲- زمینشناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در ۴۵ کیلومتری شمال شهر تهران، طول جغرافیایی '۳۰ °۵۱ و عرض جغرافیایی '۰۰ °۳۶ در بخش مرکزی رشته کوههای البرز مرکزی قرار گرفته است (شکلهای ۱ و ۲). مرز شمالی البرز، پهنه زمین درز برخوردی دیرینه تتیس است. این زمین درز بخش جنوبی اور اسیا را از صفحه ایران که بخشی از شمال گندوانا بوده است، جدا می کند (آقانباتی، ۱۹۸۵؛ ۱۹۵۹، Alavi). از دید چینه شناختی منطقه البرز متشکل از توالی تقریباً کاملی از نهشته های پر کامبرین تا هولوسن است (2009) در می کند (آقانباتی، ۱۹۸۵) در این که بخشی از شمال رویین یالزو متشکل از توالی تقریباً کاملی از نهشته های پر کامبرین تا هولوسن رویین زیرین سلطانیه آغاز می شوند و با سازندهای باروت و زایگون (کامبرین زیرین)، لالون (کامبرین زیرین)، میلا (کامبرین میانی – اردویسین آغازین)، جیرود (دونین بالایی – کربنیفر آغازین)، مبارک (کربنیفر زیرین)، درود (پرمین پیشین)، روته (پرمین پسین) و نسن (پرمین بالایی) ادامه می یابند (شکل ۲).

شیلها و دولومیتهای متناوب سازند سلطانیه توسط سازند باروت پوشیده می شوند که شامل سنگ آهک و ماسه سنگ های میکادار با چندین میان لایه نازک آتشفشانی است. سازند باروت هم توسط رسوبات آواری سیلیسی قهوه ای متمایل به سرخ سازندهای زایگون و لالون پوشیده می شوند. سنگ آهک های سازند میلا به ۳۱۳

عاويدك والم

سن کامبرین میانی تا اردویسین آغازین (ممبرهای ۱ تا ۴) روی رسوبات کامبرین قرار می گیرند و خود توسط شیلها و ماسه سنگهای براکیوپوددار اردوویسین آغازین تا میانی (عضو ۵ میلا و سازند لشکرک) پوشیده می شوند. سازند نیور به سن سیلورین تنها در بخش خاوری البرز رخنمون دارد. توالی دونین که با ماسه سنگ و شیل همراه با میان لایههای جریانهای گدازهای و آذرآواری آغاز می شود، با شیلها، ماسه سنگها و سنگآهک های دونین بالایی تا کربنیفر سازند خوش ییلاق (Inst and Mohammadi, 2009) و جیرود (Tolokonnikova et al., 2011) می یابد و توسط سنگآهک کربنیفر مبارک پوشیده می شود. رسوبات دونین زیرین تا میانی در البرز مرکزی یافت نمی شوند. سازند مبارک توسط ماسه سنگهای زیرین تا میانی در البرز مرکزی یافت نمی شوند. سازند مبارک توسط ماسه سنگهای سازند روته به سن پرمین میانی پوشیده می شود. شیل ها و سنگ آهکهای پرمین بالایی سازند نسن آخرین رسوبات پالئوزوییک در منطقه هستند که توسط رسوبات ژوراسیک (سازند شمشک) پوشیده می شوند.

۲- ۱. سازند جیرود

سازند جیرود یکی از میزبان های مهم فسفات رسوبی در ایران است که در بخش مرکزی پهنه زمین شناختی- ساختاری البرز (Stöcklin, 1968) جای گرفته است. رسوبات دونین ایران که سازند جیرود نیز جزیی از آن است، بیشتر در البرز مرکزی و خاوری و ایران مرکزی گسترده است (Wendt et al., 2005). در البرز مرکزی توالیهای دونین متشکل از سازند جیرود هستند.

سازند جیرود برای نخستین بار توسط (Assereto (1963) در دره جیرود (شمال تهران) مطالعه و معرفی شد. ستبرای این سازند از باختر به خاور به ترتیب میان ۳۷۵ تا ۳۰۰ متر متغیر است و ویژگیهای یک توالی قارهای را نشان می دهد (Ernst and Mohammadi, 2009). باور بر این است که این سازند در یک محیط دریایی کمژرفا تشکیل شده است (Assereto, 1966). بخش زیرین این توالی با ماسه سنگ کوارتزی آغاز می شود و سپس با تقریباً ۳۰ تا ۴۰ متر میان لایه های شیل سیاه و ماسه سنگ ادامه می یابد. این واحد دارای لایه های فسفاتی است که به عنوان معدن فسفات جیرود در دره جیرود در حال بهره برداری است. این لایه های تناوبی از سنگ های سیلیسی آواری و کربنات ها پوشیده می شوند که میان لایه های آذر آواری و جریان های گدازه ای دارند.

در منطقه مورد مطالعه سازند جیرود به صورت دگرشیب روی شیل های دریایی سازند میلا به سن کامبرین میانی تا اردوویسین آغازین قرار دارد و به صورت هم شیب توسط سنگ آهک سیاه رنگ مبارک (کربنیفر زیرین) پوشیده می شود. در این منطقه وقفه ای بزرگ میان سازندهای میلا و جیرود وجود دارد که از اردوویسین پسین تا دونین پیشین – میانی ادامه پیدا می کند و احتمالاً معادل با کوهزایی کالدونین است (Ghavidel-Syooki (1995). بر پایه مطالعات (1905) Ghavidel-Syooki سن سازند جیرود دونین پسین (فرازنین – فامنین) است؛ اگر چه برخی دیگر (2005) Wendt et al. (۱۳۷۹) سن ژیونتین – ویسه ان را برای آن پیشنهاد کرده اند. در طی این زمان کشور ایران در حاشیه شمالی گندوانا، در امتداد ساحل جنوبی اقیانوس دیرینه تتیس قرار داشته است که با چرخه های پیشروی – پسروی دیرینه تتیس مشخص می شود.

سازند جیرود شامل چهار بخش A، B، A و D است (Assereto, 1966) که بخش D در منطقه مورد مطالعه رخنمون ندارد (شکل ۳).

بخش A روی سطح فرسایشی سازند میلا قرار می گیرد و با یک ماسه سنگ پیشرونده به ستبرای ۴ تا ۶ متر شروع می شود. روی آن یک لایه آهک براکیو پوددار قرار دارد که گاهی قطعات فسفاته در آن فراوان است. یک واحد شیلی متورق سیاه رنگ روی این آهک قرار دارد که ستبرای آن تا ۳۰ متر می رسد و دارای چندین لایه ماسه سنگی فسفاتی است. لایه های ماسه سنگی فسفاتی در این واحد شیلی فراوان هستند؛ ولی به طور کلی می توان آنها را به سه لایه فسفات دار کم عیار پایینی، لایه فسفاتی پر عیار میانی و لایه فسفات دار کم عیار بالایی تقسیم کرد. ستبرای این لایه ها در گستره طولی افق فسفاتی متفاوت و دارای تغییرات چشمگیری است؛ به طوری

که ستبرای لایه فسفاتی میان ۲/۴ تا ۳ متر متغیر است (آوینی، ۱۳۶۶). آهکهای دولومیتی سیاه رنگ و آهکهای سرشار از براکیوپود با ستبرای حدود ۷۰ متر روی واحد شیلی قرار می گیرند که خود توسط ۱۰۰ تا ۱۴۰ متر بازالت جریانی پوشیده می شوند. یک واحد نازک کنگلومرایی دارای قطعات بازالت و چند لایه آهک ماسهای سیاه رنگ در انتهای این بخش قرار می گیرد.

کانیشناسی و زمینشیمی عناصر خاکی کمیاب نهشته فسفات جیرود در دره ...

بخش B شامل آهک تخریبی سیاهرنگ اسپاری و بیوژنیک ناز کلایه و سرشار از فسیل است که در بخش پایینی آن میانلایههایی از شیل سیاه مارنی قرار دارد.

بخش C شامل آهک تقریباً سیاه بسیار متراکم با لایه های نامنظم است که در بخش بالایی به آهک دولومیتی بلورین به رنگ خاکستری روشن با لایهبندی نامشخص تا تودهای تبدیل میشود.

بخش D شامل رسوبات آهکی سیاهرنگ اَالیتی و پیزولیتی است که در بخش بالایی آن میانلایههای نازک مارن سیاهرنگ دیده می شود و بیشینه ستبرای آن به ۳۰۰ متر میرسد.

۳- روش پژوهش

با استفاده از نقشه زمین شناسی منطقه که توسط پژوهشگران پیشین تهیه شده است (حقیپور و همکاران، ۱۳۶۵)، پیمایش های لازم برای شناخت واحدهای سنگ شناختی منطقه، هندسه ماده معدنی و ارتباط آن با سنگ های میزبان و ویژگیهای ماکروسکوپی نمونه های فسفاتی صورت گرفت. بر این اساس ۱۵ نمونه از افقهای فسفاتی موجود در واحد شیلی بخش A و سنگ میزبان آنها برای مطالعات سنگنگاری و کانه نگاری و همچنین ۹ نمونه نمایانگر تازه از ستبر ترین بخش افق فسفاتی پرعبار برای تجزیه شیمیایی برداشت شد.

۲۱ مقطع نازک و صیقلی تهیه شده از افق های فسفاتی سازند جیرود و سنگ میزبان آنها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان عبوری و باز تابی المپوس مدل BX51 بررسی شد. حدود ۵۰۰ گرم از هر نمونه برای عملیات خردایش و پودر کردن انتخاب و توسط آسیاب دیسکی از نوع آگات پودر شد. نمونه ها به روش ذوب قلیایی توسط لیتیم متابورات به طور کامل حل شدند. اکسیدهای اصلی در شرکت زر آزما به روش طیفسنجی نشری با پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) توسط دستگاه روش طیف سنجی جرمی با پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) توسط دستگاه روش طیف سنجی جرمی با پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) توسط دستگاه روش طیف سنجی جرمی با پلاسمای جفت شده القایی و محدوده آشکارسازی دستگاه برای هر یک از عناصر در جدول ۱ ارائه شده است.

4- کانیشناسی

توالی رسوبی قاعده سازند جیرود به ستبرای میانگین ۶۷ متر دارای لایه های بسیاری از فسفات است. دست کم ۲۷ افق فسفات دار در این ستبرا تشخیص داده شده است که هر افق از یک یا چند لایه تشکیل شده است. تغییرات مقدار P₂O₅ از یک درصد تا بالاتر از ۳۰ درصد است (نمدمالیان و همکاران، ۱۳۷۷). نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی نشان می دهند که افق های فسفاتی سازند جیرود کانی شناسی ساده ای دارند. آپاتیت و کوارتز کانی های اصلی سازنده این افق ها و کانی های فرعی شامل کلسیت، دولومیت، پیریت، اکسیدهای آهن و کانی های رسی هستند.

آپاتیت به شکل کالوفان به رنگ قهوه ای خرمایی، نهان بلور و همسانگرد به دو شکل در منطقه مورد مطالعه یافت می شود: ۱) دانه های گرد شده تا نیمه مدور و در مواردی کشیده با ابعاد چند دهم تا چند میلی متر (شکل ۴– الف)؛ ۲) به صورت سیمان در زمینه سنگ و میان دانه های سازنده ماسه های فسفاتی (شکل ۴– ب). به باور نمدمالیان و همکاران (۱۳۷۷) وجود دانه های کشیده آپاتیت می تواند اثر محوری از استخوان مهره داران باشد. همچنین بسیاری از قطعات فسفاتی دارای فسیل های استراکد و بریوزو آ هستند که در این میان فرم شناخته شده استراکد در این قطعات Cryptophilus است. (نمدمالیان و همکاران، ۱۳۷۷) که از فسیل های شاخص دونین بالایی است.

کوارتز در افق های فسفاتی در اندازه های سیلت تا ماسه یافت می شود. این کانی بهصورت دانه های سازنده ماسه سنگ فسفاتی با گردشدگی خوب دیده می شود که بیشتر به علت فشردگی با دانه های آپاتیتی جوش خورده اند (شکل ۴– پ). دانه های کوارتز ریزدانه با اندازه حدود سیلت درون قطعات (کلاست های) فسفاتی نیز دیده می شوند که نشان دهنده دوگانه بودن محیط تشکیل آنهاست (شکل ۴– ت) و به عنوان شاهدی برای رخداد دگرجایی (reworking) در افق های فسفاتی مطرح می شوند.

تر کیبات آهن به سه شکل پیریت، آنکریت و اکسیدهای آهن در افقهای فسفاتی یافت می شوند. پیریت مهم ترین کانی آهن دار در افق های فسفاتی است که هم در سنگ های هوازده و هم غیرهوازده حضور دارد (شکل ۴- ث). آنکریت به علت حلالیت بالا، در پهنه هوازده کمتر دیده می شود و اکسیدهای آهن نیز تنها در افق های هوازده دیده می شوند. کربنات ها به صورت کلسیت یا دولومیت سیمان سنگ را می سازند (شکل ۴- ج) و در مواردی که فسفات ها جور شدگی و فشرد گی خوبی ماسه ای به مقدار کم حضور دارند (کمتر از ۱۰ درصد) ولی در فسفات های شیلی ماسه ای به مقدار کم حضور دارند (کمتر از ۱۰ درصد) ولی در فسفات های شیلی مانزنده فسفات ها هستند. وجود اکسیدهای آهن و مواد آلی در افق های به این سنگ ها رنگ تیره ای داده است.

۵- زمینشیمی عناصر کمیاب خاکی

توزیع عناصر کمیاب خاکی (REE) در آب دریا نشان از غنی شدگی عناصر كمياب خاكي سنگين (HREE) و تهي شدگي سريم (Ce) دارد (شكل ۵- الف)، ولی این ویژگی تنها به میزان کم در کانیهای درجازاد دریایی کهن مانند فلئورآپاتیت کربنات و کلسیت یافت می شود. علت این پدیده می تواند تغییر توزیع REEها در آب دریا در طول زمان و یا توزیع مجدد پساوانهشتی REEها باشد (Shields and Stille, 2001). كربنات ها و فسفات هاى درجازاد درياهاى امروزى، الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی محیط آب دریایی را به نمایش می گذارند که از آن نهشته شدهاند (Elderfield and Pagett, 1986). بی هنجاری منفی Ce به كاهش حلاليت اين عنصر مربوط است كه با اكسايش (Ce (III) به Ce (IV) همراه است و سبب خروج آن همراه با فلزات چند ظرفیتی مانند آهن یا منگنز از آب دریا می شود. از سوی دیگر، غنی شدگی HREEها احتمالاً می تواند ناشی از پایداری بیشتر كمپلكس هاى HREE آبگين (Cantrell and Byrne, 1987) و تمايل LREEها به جذب ترجیحی روی ذرات معلق باشد (Byrne and Kim, 1990). در نتیجه بیشتر پیکرههای آبگین سطحی از HREE غنی شدهاند ولی تنها آنهایی که دارای اکسیژن آزاد هستند، بی هنجاری Ce منفی دارند. این الگوها می توانند بعدها به میزان متفاوتی توسط تبادل های دیاژنزی پساوانهشتی (Elderfield and Pagett, 1986) یا هوازدگی سطحى (McArthur and Walsh, 1985) تغيير يابند.

رایج ترین الگوهای REE در فسفریت های دریایی (Shields and Stille, 2001) عبارتند از: ۱) الگوهای شبیه به آب دریا (شکل ۵- الف) با بی هنجاری Ce منفی و غنی شدگی از HREE (شکل ۵- ب) که تنها در برخی از فسفریت های پساژوراسیک رایج هستند؛ ۲) الگوی تخت شبیه به الگوی شیل ها (شکل ۵- پ) که شاخص فسفریت های با سن میوسن و یا جوان تر هستند که در سواحل جنوبی افریقا و پرو نهشته شدهاند؛ ۳) تقریبا همه فسفریت های کهن تر از مزوزوییک، الگوهای REE با بی هنجاری Ce منفی دارند ولی از HREE تهی شدهاند (شکل های ۵- ت و ث)؛ بی هنجاری های Ce منفی Ce میف از شکل ۵- ذ).

ترکیب عناصر کمیاب خاکی نمونههای فسفات معدن جیرود و همچنین مقادیر کل عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و برخی نسبتهای عنصری مربوط در جدول ۱ ارائه شده است. مقدار کل عناصر

محاسبه ضرایب همبستگی پیرسون برای عناصر کمیاب خاکی در نمونههای افقهای فسفاتی معدن جیرود نشان میدهد که میان عناصر کمیاب خاکی همبستگیهای مثبت بسیار بالایی (> ۰/۹۱۶) وجود دارد (جدول ۲).

دامنه بی هنجاری Ce در نمونه های فسفات جیرود بسیار محدود و از ۱/۰۱ تا ۱/۰۵ متغیر است (جدول ۱). نمودار تغییرات *Ce/Ce در برابر Bau and Dulski, 1906) Pr/Pr (Bau and Dulski, 1996) Pr/Pr نمونه های فسفات جیرود در محدوده I قرار می گیرند (شکل ۶) که محدوده بدون بی هنجاری است. قرار گرفتن نمونه ها در نزدیکی محدوده II نشان می دهد که بی هنجاری La منفی احتمالاً می تواند موجب بی هنجاری Ce مثبت کوچک ظاهری نیز شده باشد.

بررسی الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی با کندریت در نمونههای فسفات معدن جیرود، وجود بی هنجاری Eu منفی را نشان می دهد که می تواند شاهدی برای شرایط احیایی رسوب گذاری (Rollinson, 1993) (Awadalla, 2010; Rollinson, 1993) در منطقه باشد (شکل ۷ – الف). تهی سازی آشکار Eu در همه الگوهای Eu می تواند ویژگی آپاتیت هایی باشد که از سنگ مادر جدا شدهاند و در پوسته بالایی دچار تفریق درون پوسته ای کم ژرفایی شدهاند (1944). الگوی بهنجار شده REE (Awadalla, 2010). الگوی بهنجار شده الگوی های دیده شده در فسفریت های صحرای باختری مصر (2010, Awadalla (شکل ۷– ب) و آپاتیت های به دست آمده از سنگهای آواری و آذرآواری (Awadalla, 2010) تفیقریت می در و نام این باختری مصر (2010, Awadalla (شکل ۷– ب) و آپاتیت های به دست آمده از سنگی ای آواری و آذرآواری (Awadalla, 2010) تهرین در فی باختری مصر (2010, Awadalla (میکل ۷– ب) و آپاتیت های به دست آمده از سنگیهای آواری و آذرآواری (Awadalla, 2010) در می در فی مندگی Erbendorl آلمان (2010, Awadalla است که تفریق شدید HREE و غنی شد گی LREE نسبت به HREE را به نمایش می گذارند. LREE نمونه های فسفات جیرود در مقایسه با نمونه های یاد شده غنی شدگی کمتری دارند (شکل ۷).

تغییرات الگو و غلظت REE در نهشته های فسفریتی را می توان توسط ۳ سازو کار توضیح داد (Awadalla, 2010): ۱) پیوستگی کمی منشأ گرفته از آب دریا بدون تفریق؛ ۲) وجود سازو کار جذبی که توسط ویژگی های شیمیایی سطح بلور کنترل می شود؛ ۳) وجود سازو کار جانشینی که توسط ویژگی های شیمیایی کل بلور کنترل می شود؛ ۳) وجود سازو کار جانشینی که توسط ویژگی های شیمیایی کل بلور کنترل می شود؛ ۳) وجود سازو کار اول، الگوی REE آپاتیت های بیوژنتیک را کنترل می کنند که تنها تحت تأثیر دیاژنز ضعیف یا آغازین قرار گرفته اند. سازو کار سوم الگوی REE آپاتیت های بیوژنتیک را کنترل می کند که تحت تأثیر تبلور دوباره در حضور آب های شیرین یا اقیانوسی در هنگام دیاژنز شدید یا پسین قرار گرفته باشند (Reynard et al., 1999).

به طور کلی فسفات های جیرود با وفور نسبی سولفیدها به ویژه پیریت (شکل ۴)، بی هنجاری Ce کوچک مثبت ظاهری و بی هنجاری Eu منفی بزرگ شناخته می شوند (شکل ۶- الف). بی هنجاری Eu منفی شاخص در نمونه های فسفات جیرود می تواند نتیجه تبدیل (III) Eu (III با شد که نشان دهنده انحلال این عنصر در محیط احیایی رسوبات بستر دریاست (German and Elderfield, 1990).

الگوهای REE بهنجار شده نسبت به میانگین شیل های پساآرکنن (PAAS) در

فسفاتهاي جيرود يک الگوي تقريباً محدب، همراه با بي هنجاري Ce ضعيف مثبت ظاهری و بی هنجاری Eu متوسط مثبت نشان می دهند (شکل ۸- الف). بی هنجاری Eu مثبت نشاندهنده وجود یک محیط رسوبی بیاکسیژن یا محیط دیاژنزی (احیاکننده سولفات) برای تشکیل فسفاتهاست و در برخی نهشتههای فسفریتی مانند نهشته های بلوک سوناری در ایالت اوتارپرادش هند (شکل ۸– ب) دیده می شود (Khan et al., 2012). الگوی تقریباً محدب فسفات های جیرود بسیار شبیه به الگوی دیده شده در فسفاتهای منطقه دلیر است؛ با این تفاوت که در جیرود، بیهنجاری Ce منفی دیده نمیشود؛ ولی در فسفاتهای منطقه دلیر بیهنجاری Ce قوی منفی دیده شده است (شکل ۸- ج) (چشمه سری و همکاران، ۱۳۹۱؛ عابدینی و همکاران، ۱۳۹۱). بی هنجاری Ce قوی منفی از ویژگی های شاخص الگوی REE در آبهای بدون اکسیژن اقیانوس اطلس است (Elderfield and Greaves, 1982). به باور چشمه سری و همکاران (۱۳۹۱) این الگو در بیشتر فسفریتهای کهن تر از مزوزوییک معمول است و می تواند نشان دهنده محیط های دیاژنزی (Shields and Stille, 2001) و یا ناشی از جذب ترجيحي عناصر خاكي كمياب توسط مواد آلي و انتقال آنها توسط آبهای منفذی به کانی فسفاتی مانند آیاتیت در هنگام مراحل اولیه دیاژنز باشد (Felitsyn and Morad, 2002). وجود قالب فسيل، حضور كاني پيريت در نمونه هاي فسفات و دیگر شواهد سنگنگاری نشاندهنده رخداد دیاژنز در سنگهای منطقه جیرود، نشان میدهد که هر دو پدیده در شکل گیری الگوی توزیع عناصر خاکی كمياب منطقه نقش داشتهاند.

یکی از ویژگیهای غیردریایی معمول فسفاتها (بهویژه آپاتیتهای اسکلتی زیستزاد مانند کونودونتها) که در آب دریا دیده نمی شود، غنی شدگی از MREE و ایجاد الگوی کلاه مانند است. (2001) Shields and Stille استفاده از نسبت تقریباً پایدار MR_N را برای بررسی الگوی غنی شدگی MREE پیشنهاد کردند. نسبت می ایدار تر غنی شدگی Dy_N/Sm را برای ۱ است و با افزایش ژرفا تا حدود ۲ افزایش می یابد. در اثر غنی شدگی MREE، نسبتهای MR_N به کمتر از ۱ کاهش می یابد. نسبت می این ای می این ۱/۴۰ تا ۱/۵۵ متغیر است (جدول ۱) که نشان می دهد غنی شدگی MREE در نمونه های مورد مطالعه رخ نداده است.

نسبت La/Yb نمونه های فسفات جیرود میان ۳/۶۳ تا ۴/۲۰ و نسبت La/Sm میان ۲/۶۳ تا ۳/۵۲ متغیر است (جدول ۱ و شکل ۹) که غنی شدگی بیشتری نسبت به مقادیر مشابه برای آبهای اقیانوسی عهد حاضر (Reynard et al., 1999) نشان می دهند. نسبت La/Yb و La/Sm در آبهای اقیانوسی عهد حاضر به ترتیب میان ۲/۰ تا ۲/۵ و ۲/۶ تا ۱/۶ متغیر و تقریباً همگن است (Reynard et al., 1999). این پژوهشگران عوامل شیمیایی بلور را مطالعه کردند که می توانند بر تفریق REE میان آپاتیت و آب مؤثر باشند. آنها دریافتند که اگر جذب REEها روی آپاتیت برجازاد، سازوکار اصلی تفریق باشد، به دلیل جذب ترجیحی LREEها، مقادیر La/Yb در مقایسه با آب دریا افزایش خواهد یافت؛ ولی تغییرات قابل توجهی در مقادیر La/Sm دیده نخواهد شد. از سوی دیگر، اگر جانشینی توسط تبلور دوباره، فرایند اصلی در مشارکت REEها در شبکه بلوری آپاتیت باشد، نسبت La/Sm کاهش قابل توجهی خواهد یافت و یک الگوی زنگی شکل دیده خواهد شد. نسبت های La/Yb و La/Sm در نمونه های فسفات جیرود غنی شدگی بیشتری نسبت به مقادیر مشابه برای آبهای اقیانوسی عهد حاضر (Reynard et al., 1999) نشان میدهند (شکل ۹) که این موضوع می تواند اهمیت فرایند جذب ترجیحی را در تفریق REEها در هنگام تشکیل و یا دیاژنز بعدی فسفات های منطقه نشان دهد.

6- بحث

فسفر عنصر بسیار مهمی است که برای رشد و گسترش بیشتر جانداران ضروری است. آبهای اقیانوسی دارای مقدار کمی P₂O_s به صورت محلول هستند که همین مقدار کم، پلانکتونهای بسیاری (و زنجیره

غذایی وابسته به آنها) را تغذیه میکنند. سنگهای رسوبی سرشار از فسفات (فسفریتها) معمولاً در امتداد فلات قارهها و حوضههای دریایی حاشیهای کم ژرفا مانند محیطهای کولابی و دلتایی نهشته می شوند که در این مکانها رسوبگذاری آواری کم است (Robb, 2005).

کانیشناسی و زمینشیمی عناصر خاکی کمیاب نهشته فسفات جیرود در دره ...

تشکیل نهشته های فسفات دریایی به فرایند فراچاهندگی نسبت داده می شود که در آن آبهاي دريايي ژرف و سرد سرشار از فسفر محلول، توسط جريان هاي بالارو به نواحي ساحلي كمژرفا و گرم ميرسند و در آنجا ضمن رسوب مستقيم ناآلي آپاتيت، موجبات رشد و گسترش جانداران دريايي از پلانكتون ها و جلبك ها گرفته تا نرم تنان صدفدار و مهرهداران می شوند. اسکلت و بقایای این موجودات به همراه تهنشست مستقیم ناآلی آیاتیت می تواند یهنههای گسترده و ستبری از نهشتههای فسفاتی فسیلی، اُالیتی، گلولهای، گرهکی یا میکرایتی موسوم به میکروسفریت ایجاد کند (Guilbert and Park, 1997). فسفر همچنین می تواند از بدن در حال فساد موجودات آزاد و به شکل نهانبلور ناخالصی از آیاتیت یا کربنات آیاتیت (کالوفان) نهشته شود (Robb, 2005). میکروسفریتهای ریزدانه عموماً در محیطهای آرام تشکیل مي شوند، ولي انتقال دوباره آنها توسط جريانهاي ساحلي موجب نهشته شدن دوباره آنها بهصورت أأليت، گلوله، قطعات زاويهدار و قلوه در مناطق يست حاشيهاي حوضه رسوبی و تشکیل فسفریتهای دگرجا (reworked) می شود. موقعیت فسفاتهای دریایی و گوناگونی آنها در حوضههای دریایی حاشیهای به شرح زیر است (Laznicka, 2006): ۱) سنگفرش شيب قارهاي بالايي؛ به شكل جانشيني كربنات ها؛ ۲) فلات قاره برون کرانه ای؛ به شکل پلت و سیمان فسفاتی با گلو کونیت؛ ۳) جانشینی تیه های کربناتی؛ ۴) یلت ها و لایه های فسفاتی در حوضه های کم ژرفای گرم؛ ۵) زمین های سخت ساحلی کم ژرفا؛ به شکل فسفریت های دگرجا (شکل ۱۰).

وجود دانه های گرد شده، نیمه مدور و کشیده آیاتیت به شکل کالوفان در نهشته جیرود نشان میدهد که اگر چه ممکن است فسفریتهای ریزدانه اولیه در یک محیط آرام تشکیل شده باشند، ولی جریان های ساحلی نقش مهمی در انتقال دوباره آنها داشتهاند. رخداد آیاتیت بهصورت سیمان در زمینه سنگ و میان دانههای سازنده ماسههای فسفاتی نیز نشان میدهد که آزاد شدن فسفر از آپاتیت های اولیه و رسوب گذاری دوباره، می تواند موجب تشکیل آنها شده باشد. همچنین کانی کوارتز در اندازههای سیلت تا ماسه با گردشدگی خوب در افق های فسفاتی نهشته جیرود دیده می شود که بیشتر به علت فشردگی با دانه های آياتيتي جوش خوردهاند. دانههاي كوارتز ريزدانه درون قطعات فسفاتي نيز ديده می شوند که نشان دهنده دو گانه بودن محیط تشکیل آنها و شاهدی برای رخداد دگرجایی در افقهای فسفاتی هستند، بهویژه آنکه لایههای ماسهسنگی فسفاتی جیرود در واحد شیلی بخش A سازند جیرود جای گرفتهاند. فراوانی مواد آلی در افق های فسفاتی که به این سنگ ها رنگ تیره ای داده است و همچنین وجود پیریت می تواند نشان دهد که با وجود این حقیقت که در حوضه رسوبی جریان های بالارو و ساحلي وجود داشته اند، فسفاتي شدن در شرايط به نسبت احيايي رخ داده است. الگوی بهنجار شده REE با میانگین شیل های پساآر کئن (PAAS) در فسفات های جيرود يک الگوی تقريباً محدب، همراه با بی هنجاری Ce ضعيف مثبت ظاهری و بیهنجاری Eu متوسط مثبت نشان میدهد، که وجود یک محیط رسوبی بى اكسيژن يا محيط دياژنزى (احياكننده سولفات) را براى تشكيل اين فسفاتها پیشنهاد می دهد. الگوی یاد شده با شواهد سنگنگاری و کانی شناختی به دست آمده از نهشته فسفات جیرود همخوانی دارد.

با توجه به شواهد بحث شده در بالا و گوناگونی نهشتههای دریایی فسفاتی (شکل ۱۰) می توان نتیجه گرفت که فسفریتهای ریزدانه اولیه نهشته فسفات جیرود در اثر عملکرد فرایند فراچاهندگی روی فلات قاره در یک محیط آرام تشکیل شدهاند، ولی احتمالاً جریانهای ساحلی نقش مهمی در انتقال دوباره آنها به حوضههای رسوبی حاشیهای به نسبت بسته با گسترش جانبی محدود و شرایط به نسبت احیایی (مانند حوضه رسوبی D در شکل ۱۰) داشتهاند.

سيد جواد مقدسي

۷- نتیجهگیری

نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی نشان دادند که افق های فسفاتی سازند جیرود کانیشناسی سادهای دارند. آپاتیت و کوارتز کانی های اصلی سازنده این افق ها و کانی های فرعی شامل کلسیت، دولومیت، پیریت، اکسیدهای آهن و کانی های رسی هستند.

نمونه های فسفات گرد آوری شده از افق های فسفاتی نهشته جیرود دارای الگوهای REE، مقدار کل REE و نسبت های عنصری تقریباً یکسانی هستند که نشان می دهد فرایند (فرایندهای) مشابهی در تشکیل آنها مؤثر بوده اند. میانگین REE∑ نمونه های فسفات معدن جیرود از میانگین آب های اقیانوسی بسیار بیشتر است. بررسی میانگین نسبت LREE/HREE و همچنین نسبت LA/Yb در نمونه های فسفات تجزیه شده از نهشته جیرود نشان از تفریق و غنی شدگی LREE نسبت به HREE در محیط تشکیل فسفات ها دارد. بررسی نمونه های فسفات جیرود در نمود از گرفتن نمونه ها در بزدیکی نشان داد که فسفات جیرود بی هنجاری Ce منفی نمونه های منطقه مورد مطالعه می تواند احتمالاً موجب بی هنجاری Ce مثبی ناهری شده باشد.

الگوی بهنجار شده REE نسبت به میانگین شیل های پساآرکنن (PAAS) در فسفاتهای جیرود یک الگوی تقریباً محدب، همراه با بی هنجاری Ce ضعیف مثبت ظاهری و بی هنجاری Eu متوسط مثبت نشان می دهد که وجود یک محیط رسوبی بی اکسیژن یا محیط دیاژنزی (احیاکننده سولفات) برای تشکیل این

فسفات ها را پیشنهاد می دهد و در برخی نهشته های فسفریتی مانند نهشته های بلوک سوناری در ایالت او تارپرادش هند (Khan et al., 2012) و فسفات های منطقه دلیر (چشمه سری و همکاران، ۱۳۹۱؛ عابدینی و همکاران، ۱۳۹۱) دیده می شود. بررسی نمونه های فسفات جیرود در نمودار La/Yb در برابر La/Sm نشان داد که نسبت های یاد شده در نمونه های فسفات جیرود غنی شدگی بیشتری نسبت به آب های اقیانوسی عهد حاضر نشان می دهند که این موضوع می تواند اهمیت فرایند جذب ترجیحی را در تفریق REE

شواهد سنگنگاری، کانی شناختی و زمین شیمیایی عناصر خاکی کمیاب در نهشته فسفات جیرود نشان میدهد که فسفریتهای ریزدانه اولیه نهشته فسفات جیرود در اثر عملکرد فرایند فراچاهندگی روی فلات قاره در یک محیط آرام تشکیل شدهاند؛ ولی احتمالاً جریانهای ساحلی نقش مهمی در انتقال دوباره آنها به حوضههای رسوبی حاشیهای به نسبت بسته با گسترش جانبی محدود و شرایط به نسبت احیایی داشتهاند.

سپاسگزاری

این مقاله مستخرج از پژوهشی است که با حمایت مالی دانشگاه پیام نور انجام شده است؛ بنابراین از همه افرادی که به گونهای در تصویب و اجرای آن نقش داشتهاند و همچنین از کمکهای ارزنده آقای مهندس غلامرضا عابدینی کارشناس محترم معدن فسفات جیرود در بازدیدهای صحرایی صمیمانه سپاسگزاری می شود.



شکل ۱- موقعیت نهشته فسفات جیرود در نقشه مناطق ساختاری ایران (Stöcklin, 1968).



Olo.U

شکل ۲-نقشه زمین شناسی منطقه میگون در شمال تهران که در آن رخنمون های سازند جیرود و ایستگاه نمونهبرداری نمایش داده شده است (با تغییرات از حقی پور و همکاران، ۱۳۶۵).

Formation	Lithology	Thickness (m)
Dorud	Quartzitic Sandstone & conglomrate	
fobarak	Sandstone obering red plat Sandy limestone with dolomitic cement Thin limestone with interbeded lime mark	
-	Debrise	
	Thin sandstone	0-
	Silicific sandy dolomite	-
	conglomratic sandstone layer Basaltic lava	0
Jeirnd	Thin calcareous sandstone with red plat	0
	Bioclastic dolomitic limestone & lumashel	0-
	Quartzitic sandstone	0-
	Alternation of shale & phosphorus sandstone	
	Dark phosphorite layer	0_
	Alternation of black shale & phosphorus sandstone to limestone layers	
	Top quartzit & dolomitic interbeded	0-
Mila	Fine sandy limestone /	

شکل ۳-ستون چینهشناسی سازند جیرود در البرز مرکزی و موقعیت افق های فسفاتی که در آن به رنگ سیاه نشان داده شده است (هلالات و بلورچی، ۱۳۷۳).

سيد جواد مقدسي

شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از افقهای فسفاتی سازند جیرود در دره جیرود واقع در شمال تهران. الف) دانههای گردشده تا نیمه مدور و یا کشیده آیاتیت (Ap) به رنگ قهوهای خرمایی؛ ب) رخداد آیاتیت به صورت سیمان در میان دانههای سازنده ماسههای فسفاتی؛ پ) دانههای کوارتز (Qz) در افقهای فسفاتی به همراه دانههای کوارتز ریزدانه با اندازه حدود سیلت درون ت) دانههای کوارتز ریزدانه با اندازه حدود سیلت درون میان روزنهای در افق فسفاتی؛ ج) تشکیل کانی کلسیت به عنوان سیمان ماسههای فسفاتی. تصاویر الف، ب و ت در نور عبوری پلاریزه منقاطع (ap) و تصویر ش در نور بازتابیده پلاریزه صفحهای (ap) و تصویر ش در نور بازتابیده پلاریزه صفحهای (ap) و تصویر ش در نور بازتابیده پلاریزه صفحهای (ap) تهیه شدهاند.



شکل ۵- الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به شیل برای برخی از فسفریتهای منتخب (Shields and Stille, 2001). الف) الگوی شبه به آب اقیانوس اطلس امروزی؛ ب) الگوی شیلها؛ ت) و ث) الگوی فسفریتهای دانهای با بی هنجاری Ce منفی و تهی شدگی از HREE؛ ج) الگوی فسفریتهای اسکلتی زیستزاد مانند کنودونتها؛ چ) الگوی کمیاب دارای بی هنجاری Ce مثبت.





شکل ۶- نمودار تغییرات «Ce/Ce در برابر "Bau and Dulski, 1996) Pr/Pr (برای تشخیص نوع بی هنجاری Ce. (I) محدود بدون بی هنجاری، (III) محدودهای که بی هنجاری La مثبت موجب بی هنجاری Ce منفی ظاهری می شود، (IIII) محدوده بی هنجاری Ce مثبت واقعی، (IIII) محدوده بی هنجاری Ce منفی واقعی. نمونه های فسفات جیرود در محدوده I و در نزدیکی محدوده II قرار می گیرند.



شکل ۷-الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت. الف) نمونه های فسفات معدن جیرود؛ ب) نمونه های فسفریت صحرای باختری مصر (Awadalla, 2010). مقادیر عناصر خاکی کمیاب در کندریت از (Taylor and McLennan (1985 بر گرفته شده است.



شکل ۸- الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به میانگین شیل پسا آرکنن (PAAS). الف) نمونههای فسفات معدن جیرود؛ ب) نمونههای فسفریت نهشتههای بلوک سوناری در ایالت اوتارپرادش هند (Khan et al., 2012)؛ ج) نمونههای افق فسفاتی منطقه دلیر (چشمهسری و همکاران، ۱۳۹۱). مقادیر عناصر خاکی کمیاب در میانگین شیل های پساآرکنن (PAAS) از McLennan (1989) برگرفته شده است.

سيد جواد مقدسي



شکل ۹- نمودار تغییرات نسبت La/Yb در برابر La/Sm برای نمونه های فسفات نهشته جیرود. مقادیر La/Yb و La/Sm برای آب های ساحلی و اقیانوسی عهد حاضر (بیضی ایستاده) از (La/S9 در آبایت Reynard et al. (1999) بر گرفته شده است. غنی شدگی مقادیر La/Yb و La/Yb و آباتیت های منطقه مورد مطالعه به ویژه La/Yb، نشاندهنده اهمیت فرایند جذب ترجیحی در تفریق REEها در هنگام تشکیل و یا دیاژنز بعدی آنهاست.



. شکل ۱۰-موقعیت فسفات های دریایی و گوناگونی آنها در حوضه های دریایی حاشیه ای (Laznicka, 2006).



کانیشناسی و زمینشیمی عناصر خاکی کمیاب نهشته فسفات جیرود در دره ...

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های افق فسفاتی معدن جیرود برای عناصر اصلی و خاکی کمیاب به همراه برخی نسبت های عنصری و بی هنجاری های به دست آمده. بی هنجاری های Eu ،Ce ،Pr و Y با مقادیر (McLennan, 1989) PAAS بهنجار شدهاند و برای محاسبه بی هنجاری از روابط ارائه شده در (2003) Chen et al. (2003) استفاده شد.

	D.L.*	JR01	JR02	JR03	JR04	JR05	JR06	JR07	JR08	JR09
Major elements (%)										
SiO,	0.01	23.17	16.94	14.00	12.05	17.47	16.79	17.41	14.20	10.38
Al ₂ O ₃	0.01	6.21	2.21	1.59	2.24	3.68	4.57	1.87	2.01	2.01
Fe ₂ O ₃	0.01	5.91	7.24	8.71	10.00	5.71	5.50	5.83	7.12	5.56
MnO	0.01	0.30	0.52	0.55	0.55	0.36	0.35	0.41	0.44	0.39
MgO	0.01	0.61	1.38	1.16	0.84	0.80	0.66	0.99	0.75	0.88
CaO	0.01	30.26	36.29	36.62	35.71	36.29	36.20	37.01	37.39	41.90
BaO	0.01	0.02	0.02	0.06	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
Na ₂ O	0.01	0.42	0.39	0.38	0.40	0.41	0.42	0.39	0.41	0.45
K ₂ O	0.01	1.06	0.27	0.18	0.30	0.58	0.76	0.24	0.27	0.24
TiO2	0.01	0.24	0.11	0.10	0.11	0.13	0.17	0.08	0.10	0.08
P ₂ O ₅	0.01	20.64	22.36	23.03	23.59	23.59	23.6	23.68	24.9	26.84
SO ₃	0.01	3.59	4.12	5.04	4.56	3.00	3.03	4.18	3.90	3.90
LOI	0.01	7.37	8.04	8.45	9.59	7.73	7.80	7.68	8.34	7.23
Total		99.80	99.89	99.87	99.98	99.78	99.87	99.79	99.86	99.88
Rare earth elements (ppm)	1		1	1	1	1	1		1
La	0.05	75.9	64.7	50.0	53.0	74.0	59.0	71.2	68.8	69.5
Ce	0.05	198	158	119	126	182	145	177	169	159
Pr	0.05	25.5	18.4	14.0	14.7	22.1	17.5	21.5	20.3	18.8
Nd	0.02	115.0	81.1	61.8	64.6	98.5	76.7	97.0	90.1	83.6
Sm	0.02	28.8	18.4	14.3	15.0	23.5	17.7	23.1	21.4	19.8
Eu	0.02	6.40	4.19	3.33	3.45	5.23	3.92	5.19	4.80	4.45
Gđ	0.05	23.0	16.7	13.1	13.8	20.4	15.5	20.5	19.0	18.2
1 D	0.02	5.65	3.89	2.99	3.18	4.90	3.60	4.87	4.52	4.20
Dy He	0.02	34.0 8.20	23.8	18.5	19.5	7.40	5.52	30.2	6.86	20.0
Er.	0.02	0.29	16.8	4.05	4.00	21.0	15.32	21.0	10.30	18.7
Tm	0.05	3 34	2 53	1 97	2.06	3 19	2 31	3.16	2.92	2 79
Yb	0.05	20.4	15.4	12.5	12.9	19.8	14.2	19.6	18.2	17.5
Lu	0.02	3.12	2.46	1.98	2.06	3.13	2.25	3.11	2.85	2.81
ΣREE		570.1	432.33	330.90	349.03	515.34	382.8	504.97	475.65	451.93
 ΣLREE (La-Gd)		472.6	361.49	275.53	290.55	425.73	317.62	415.49	393.4	373.35
∑HREE (Tb-Lu)		97.5	70.84	55.37	58.48	89.61	65.18	89.48	82.25	78.58
La/Yb		3.72	4.20	4.00	4.11	3.74	4.15	3.63	3.78	3.97
La/Sm		2.63	3.52	3.50	3.53	3.15	3.33	3.08	3.21	3.51
Eu/Eu*		1.17	1.12	1.14	1.13	1.12	1.11	1.12	1.12	1.10
Ce/Ce*		1.02	1.05	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.01
Pr/Pr*		0.98	0.95	0.95	0.95	0.96	0.97	0.96	0.96	0.95
Y/Y*		1.07	1.07	1.08	1.06	1.07	1.01	1.05	1.06	1.07
Dy _N /Sm _N		1.40	1.53	1.51	1.54	1.52	1.46	1.55	1.53	1.55
La _N /Nd _N		0.59	0.71	0.72	0.73	0.76	0.68	0.65	0.68	0.74
*D.L.= Detection limit										



سيد جواد مقدسم

	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
La	0.977	0.949	0.946	0.925	0.922	0.969	0.957	0.964	0.972	0.980	0.981	0.976	0.977
Ce		0.992	0.990	0.975	0.972	0.989	0.988	0.987	0.987	0.984	0.982	0.968	0.955
Pr			0.999	0.994	0.991	0.989	0.993	0.988	0.983	0.975	0.967	0.952	0.930
Nd				0.996	0.994	0.991	0.995	0.990	0.986	0.977	0.968	0.955	0.933
Sm					0.999	0.985	0.992	0.986	0.978	0.967	0.956	0.943	0.917
Eu						0.985	0.992	0.986	0.978	0.967	0.955	0.943	0.916
Gd							0.998	0.999	0.999	0.996	0.990	0.984	0.969
Tb								0.999	0.996	0.990	0.984	0.975	0.957
Dy									0.999	0.996	0.991	0.984	0.969
Ho										0.998	0.995	0.990	0.978
Er											0.998	0.995	0.987
Tm												0.998	0.993
Yb													0.997

جدول ۲- ضرایب همبستگی پیرسون برای عناصر خاکی کمیاب در نمونه های افق فسفاتی معدن جیرود.

كتابنگاري

آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۵– زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

آويني، م.، ۱۳۶۴– گزارش مطالعات فني اقتصادي مقدماتي ذخيره فسفات جيرود، طرح اكتشاف تفضيلي فسفات در تشكيلات جيرود، سلطانيه و زاگرس، شركت ملي فولاد ايران، ١٠٨ ص.

- پورکاسب، ه.، دمیری، ک.، زراسوندی، ع. و چرچی، ع.، ۱۳۹۰- زمین شیمی افق های فسفات کوه سفید و بناری در جنوب غرب ایران، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۴، صص. ۲۹۹ تا ۷۶۰.
- چشمه سری، م.، عابدینی، ع.، علیزاده، ا. و موسوی، س. م.، ۱۳۹۱ کانی شناسی و زمین شناسی عناصر نادر خاکی افق فسفاتی دلیر (جنوب غرب چالوس، استان مازندران)، مجله زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه فر دوسی مشهد، شماره ۲ (جلد ۴)، صص. ۳۱۹ تا ۳۳۳.

حقی پور، ع.، تراز، ه. و وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۶۵– نقشه زمین شناسی چهار گوش تهران، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

عابدینی، ع.، چشمه سری، م. و علیزاده، ا.، ۱۳۹۱ – زمین شیمی و محیط تشکیل نهشته فسفاتی دلیر، جنوب باختر چالوس، استان مازندران، مجله رسوب شناسی کاربردی، دانشگاه بوعلی سینا همدان، جلد ۱، صص ۲۸ تا ۴۳.

لاسمی، ی.، ۱۳۷۹ – رخسارهها، محیطهای رسوبی و چینهنگاری سکانسی نهشتههای پر کامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۸۷، ۱۸۰ ص. نمدمالیان، ع.، اخوت، ز. و مومن زاده، م.، ۱۳۷۷ – فسفات در ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور .

هلالات، ه. و بلورچی، م.، ۱۳۷۳- زمین شناسی ایران، فسفات ۱۹، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۶۲ص.

References

- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. Journal of Geodynamics 21, 1-33.
- Altschuler, Z. S., 1980- The geochemistry of trace metals in marine phosphorites: Part 1. Characteristic abundances and enrichment. In: Bentor, Y. K. (Ed.), Marine phosphorites. The Society of economic and paleontologist and mineralogists, special publication, 29, 19-30.
- Assereto, R., 1963- The Paleozoic formations in Central Elburz (Iran) (preliminary note). Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 69, 503-543.
- Assereto, R., 1966- Explanatory notes on geological map of upper Djadjerud and Lar valleys (central Elburz, Iran), scale 1: 50 000. Instituto di Geologia dell, Universita di Millano, Serie G, Pubblicazione 232, 1–86.
- Awadalla, G. S., 2010- Geochemistry and microprobe investigations of Abu Tartur REE-bearing phosphorite, Western Desert, Egypt. Journal of African Earth Sciences 57, 431-443.
- Bau, M. and Dulski, P., 1996- Distribution of yttrium and rare earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. Precambrian Research 79, 37-55.

Byrne, R. H. and Kim, K., 1990- Rare earth element scavenging in seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta 54, 2645-2656.

Cantrell, K. J. and Byrne, R. H., 1987- Rare earth element complexation by carbonate and oxalate ions. Geochimica et Cosmochimica Acta 51, 597-605.

کانیشناسی و زمین شیمی عناصر خاکی کمیاب نهشته فسفات جیرود در دره ...

- Chen, D., Dong, W., Liang, Q., Qian Chen, G. and Pei Chen, X., 2003- Possible REE constraints on the depositional and diagenetic environment of Doushantuo Formation phosphorites containing the earliest metazoan fauna. Chemical Geology 201, 103-118.
- Dill, H. G., 1994- Can REE patterns and U-Th variations be used as a tool to determine the origin of apatite in clastic rocks? Sedimentary Geology 92, 175-196.
- Dill, H. G., 2010- The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. Earth-Science Reviews 100, 1-420.
- Elderfield, H. and Greaves, M. J., 1982- The rare earth elements in seawater. Nature 296, 214-219.
- Elderfield, H. and Pagett, R., 1986- Rare earth elements in Ichthyoliths: variations with redox conditions and depositional environments. Science of the Total Environment 49, 175-197.
- Ernst, A. and Mohammadi, M., 2009- Stenolaemate bryozoans from the Geirud Formation (Upper Devonian/Lower Carboniferous) of Central Alborz (Iran). Paläontologische Zeitschrift 83, 439-447.
- Felitsyn, S. and Morad, S., 2002- REE patterns in latest Neoproterozoic–early Cambrian phosphate concretions and associated organic matter. Chemical Geology 187, 257-265.
- German, C. R. and Elderfield, H., 1990- Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: the ground rule. Paleoceanography 5, 823-833.
- Ghavidel-Syooki, M., 1995- Palynostratigraphy and palaeogeography of a Palaeozoic sequence in the Hassanakdar area, Central Alborz Range, northern Iran. Review of Palaeobotany and Palynology 86, 91-109.
- Ghorbani, M., 2013- The economic geology of Iran, mineral deposits and natural resources. Springer Netherlands, 569 pp.
- Guilbert, J. M. and Park, C. F., 1986- The geology of ore deposits. W. H. Freeman and Co., 985 pp.
- Khan, K. F., Dar, S. A. and Saif, A., 2012- Geochemistry of phosphate bearing sedimentary rocks in parts of Sonrai block, Lalitpur District, Uttar Pradesh, India. Chemie der Erde 72, 117-125.
- Laznicka, P., 2006- Giant metallic deposits: Future sources of industrial metals. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 732 pp.
- McArthur, J. M. and Walsh, J. N., 1985- Rare-earth element geochemistry of phosphorites. Chemical Geology 47, 191-220.
- McLennan, S. M., 1989- Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 21, 169-200.
- Reynard, B., Lecuyer, C. and Grandjean, P., 1999- Crystal-chemical controls on rare earth element concentrations in fossil biogenic apatites and implications for paleoenvironmental reconstructions. Chemical Geology 155, 233-241.
- Robb, L., 2005- Introduction to ore forming processes. Blackwell Science, 384 pp.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, 352 pp.
- Shields, G. and Stille, P., 2001- Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. Chemical Geology 175, 29-48.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52 (7), 1229-1258.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312pp.
- Tolokonnikova, Z., Ernst, A. and Yarahmadzahi, A., 2011- Frasnian bryozoans (Late Devonian) from the Khoshyeilagh Section, Alborz Mountains (northern Iran). Paläontologische Zeitschrift 85, 393-405.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N. and Karimi Bavandpur, A., 2005- Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeo-geography of Iran, Part II. Northern and central Iran. Acta Geologica Polonica 55 (1), 31-97.

Mineralogy and rare earth elements geochemistry of Jeirud phosphate deposit in Shemshak valley, north Tehran

S. J. Moghaddasi^{1*}

¹Associate Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

Received: 2016 February 09 Accepted: 2016 July 18

Abstract

Jeirud phosphate deposit is located about 45 km north of Tehran, in the central part of the Alborz geological-structural zone. This deposit is occurred in Jeirud Formation, which is one of the major hosts of phosphate deposits in Iran. Jeirud phosphate deposit is composed of several phosphatic sandstone (phosphorite) layers occurring in the laminated black shale unit of Jeirud Formation. Based on the petrographic studies, phosphatic layers of Jeirud formation have simple mineralogy. Phosphate mineralization mainly consists of apatite and quartz with subordinate calcite, dolomite, pyrite, iron oxides and clay minerals. Jeirud phosphate samples show similar REE patterns, total REE contents and element ratios, suggesting contribution of common processes in their formation. Average total REE contents of the Jeirud phosphate samples are much more than those in the average oceanic water. Normalized REE patterns of Jeirud phosphate samples show differentiation and enrichment in LREEs in comparison to HREEs. Ce anomaly was not distinguished in the deposit. Investigating chondrite normalized REE patterns of the Jeirud phosphates indicate their deposition under reducing conditions. Post Archean Average Shale (PAAS) normalized patterns of the Jeirud phosphates show a nearly convex pattern with moderate positive Eu anomaly, revealing an anoxic or (sulfate reducing) diagenetic environment for phosphate formation.

Keywords: Mineralogy, Geochemistry, Rare earth elements, Phosphate mineralization, Jeirud Formation.

For Persian Version see pages 313 to 324

*Corresponding author: S. J. Moghaddasi; E-mail: sjmoghad@pnu.ac.ir

