سال بیست و دوم، شماره‌ی سوم، پاییز ۹۳، از صفحهٔ ۳۵۷ تا ۳۶۸

بررسی محیط تشکیل افق‌های فسفریتی کانسارهای کوه سفید و بناری با استفاده از شواهد کانی‌شناسی

کاظم دمیری[*1]، هوشنگ پورکاسب[1]، علیرضا زراسوندی[1]، مجید حیدری[2]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲- پژوهشکده علوم دریایی، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر

(دریافت مقاله: ۹۱/۱۰/۱، نسخه نهایی: ۹۲/۲/۲۳)

چکیده: زاگرس ساده چین‌خورده، در زمان کرتاسه-ترشیری دارای رخدادهای فسفاتی متعددی بوده است که به صورت بین لایه‌ای در سازندهای مارنی و شیلی پابده و گورپی قرار گرفته‌اند. لذا بررسی ترکیب، بافت و کانی‌شناسی و تعیین خاستگاه فسفات‌های دریائی ائوسن-الیگوسن حوضه‌ی ساختاری زاگرس از اهمیت بالایی برخوردار است. در این راستا تعداد ۲۸ نمونه از افق فسفاتی در تاقدیس-های کوه سفید و کوه لار (بناری)، برای بررسی‌های کانیایی گردآوری شدند. بررسی پراش پرتو ایکس نشان (XRD) داد که کانی‌های گروه آپاتیت موجود در نمونه‌ها بیشتر گلوکونیت، کربنات فلوئورآپاتیت و کربنات‌هیدروکسی‌آپاتیت هستند. از طرف دیگر بررسی مقاطع نازک، حضور مواد فسفاتی مانند پلت‌ها و اائیدها را تایید می‌کند. ترسیم دنباله‌ی پاراژنزی کانی‌های موجود، نشان دهنده‌ی شرایط خودزایی، بالا بودن سطح آب دریا و در نهایت وجود محیط احتمالی فلات قاره‌ای کم عمق، حین تشکیل کانسارهای مورد بررسی بوده-اند.

واژه‌های کلیدی: *فسفات؛ زاگرس؛ پابده؛ کوه سفید؛ کوه لار.*

مقدمه

مقدار متوسط فسفر در پوسته‌ی زمین تقریبا ۰/۱۲ درصد است [۱]. فسفر در طبیعت به اشکال مختلفی از قبیل کانی، ماده آلی، حلال‌های غیر آلی، گازی و به صورت ذرات ریز یا کلوییدی یافت می‌شود [۱]. فسفاتزایی تقریباً در تمام دوره‌های زمین‌شناسی در نقاط مختلف جهان نظیر پرو، مراکش، آمریکا، اردن و مصر صورت گرفته است؛ ولی تنها در دوره‌های محدودی از منظر کمی و نیز گسترش جغرافیایی، قابل توجه است. بر مبنای جایگاه زمین‌شناسی، حوضه‌ی تتیس به عنوان یکی از مهمترین ایالت‌های فسفات‌زایی جهان، ذخایر عظیم فسفات را در خود جا داده است [۲]. از منظر زمانی نیز، فسفات‌های رسوبی در چهار گستره‌ی پروتروزوئیک - کامبرین، اردویسین – سیلورین، دونین بالایی و کرتاسه پسین– ترشیری یافت می‌شوند [۳]. در ایران نیز افق‌های فسفریتی را از نظر مدل زمین‌ساختی می‌توان به دو دسته‌ی افق‌های فسفریتی پالئوزوئیک که در تشکیل آنها، دریاهای کم-عمق و سطوح تختگاهی نقش داشته‌اند و افق‌های کرتاسه-ترشیری که در حوضه‌های کم‌عمق زاگرس (نواحی کم عمق دریای تتیس) شکل گرفته‌اند [۳]، تقسیم کرد. البته باید بدین نکته نیز اشاره کرد که حوضه‌ی ساختاری زاگرس نیز در زمان کرتاسه-ترشیری دارای رخدادهای فسفاتی متعددی است که به صورت بین لایه‌ای در سازندهای پابده و گورپی تکامل یافته شکل گرفته‌اند [۴]. در این میان نیز منطقه‌ی زاگرس ساده چین خورده دارای ذخایر فسفات قابل توجهی است. لذا هدف

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۹۳۴۹۲۵۴، نمابر: ۰۷۳۲۵۷۹۲۲۹۱، پست الکترونیکی: Damiri2121@gmail.com

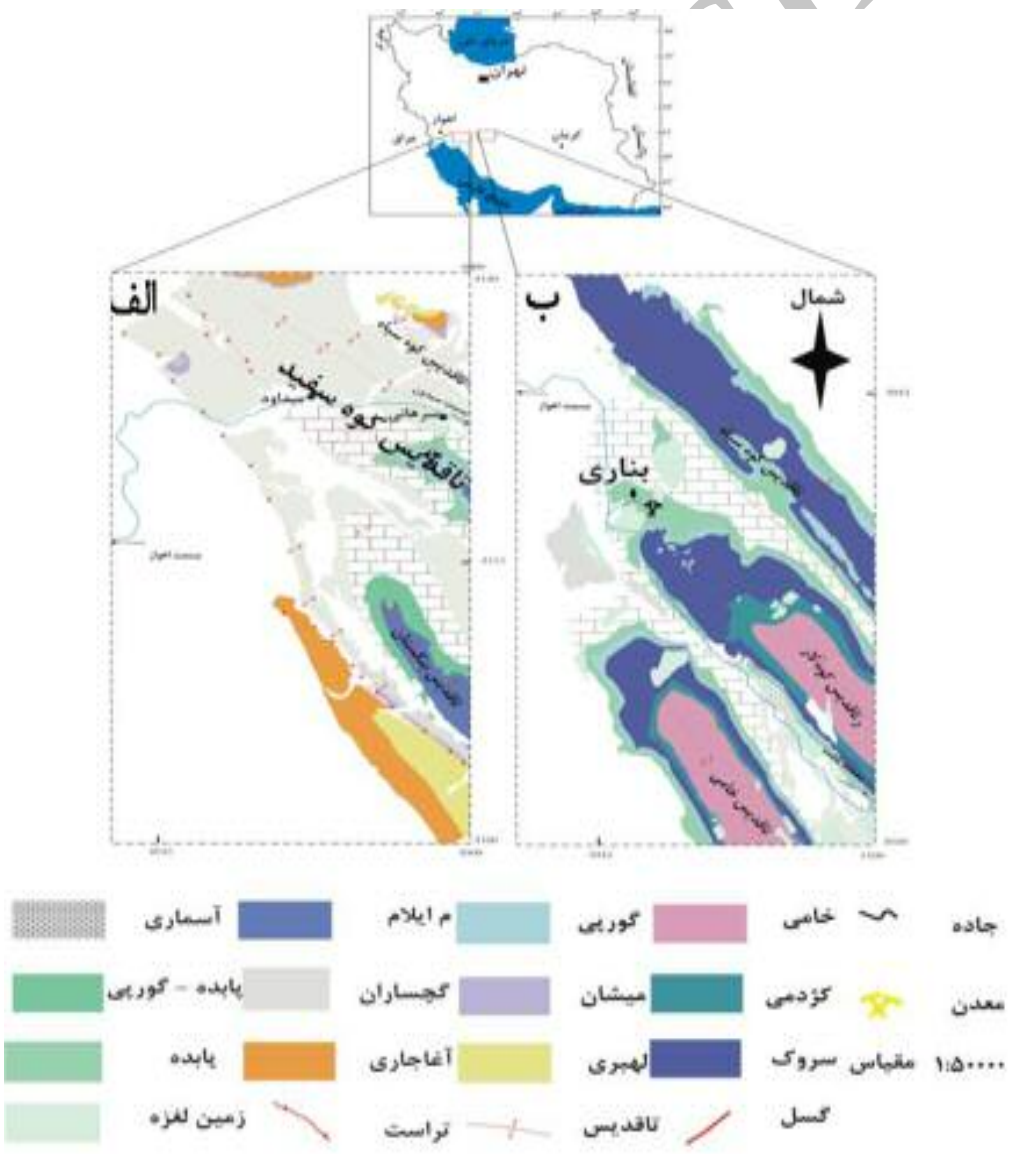
Archive of SID

www.SID.ir

این پژوهش، بهره‌گیری از داده‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی افق‌های فسفریتی موجود در تاقدیس کوه لار (بناری) (واقع در شهرستان دهدشت، استان کهکیلویه و بویراحمد) و نیز تاقدیس کوه سفید (واقع در شهرستان رامهرمز، در استان خوزستان) به منظور تعیین الگوی زایش این افق‌هاست (شکل ۱).

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

کمربند کوهزایی زاگرس به عنوان بخشی از رشته‌کوه‌های آلپ ـ هیمالیاست و با وسعتی در حدود ۲۰۰۰ کیلومتر مربع در راستای شمال‌غرب ـ جنوب شرق از کوهستان‌های توروس در جنوب‌شرق ترکیه آغاز شده و تا گسل میناب در نزدیکی تنگه‌ی هرمز امتداد یافته است [۵]. در ایران نیز کمربند کوهستانی زاگرس که گستره‌های لرستان، خوزستان و فارس را در بر دارد، با طول ۱۶۰۰ و عرض بین ۱۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر [۶] با روند شمال‌غربی ـ جنوب‌شرقی به عنوان محصول جدایش بلوک قاره‌ای ایران از باقیمانده‌ی پوسته‌ی قاره‌ای گندوانا مورد توجه است. اعتقاد بر این است که کمربند زاگرس در اثر فرورانش در راستای شمال‌غرب، از پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس واقع در زیر ریزقاره‌ی ایران و برخورد بعدی (تورونین تا ماستریشتین) بین صفحه‌ی ایران و آفرو ـ عربی و به موازات خط برخورد، در جنوب‌غربی ایران شکل گرفته است [۸،۷]. به عبارتی، این کمربند کوهزاد، نتیجه‌ی نهایی برخورد بین صفحه‌ی عربی (قطعاتی از گندوانا) و ایران (ایران مرکزی) است [۵].



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی و راه‌های دسترسی به دو کانسار کوه سفید (الف) و بناری (ب) [۳].

www.SID.ir

ریخت‌شناسی اخیر کمربند چین‌خورده‌ـ رانده‌ی زاگرس، نتیجه‌ی چندین تاریخچه‌ی تکامل ساختاری و رسوبی است [۹]، لذا پهنه‌ی زاگرس از نظر ساختاری، پیچیدگی بسیاری دارد. به طورکلی و بر اساس مراجع [۱۰-۱۲]، حوضه‌ی زاگرس به سه زون راندگی، زون درهم و زون ساده چین‌خورده تقسیم می‌شوند.

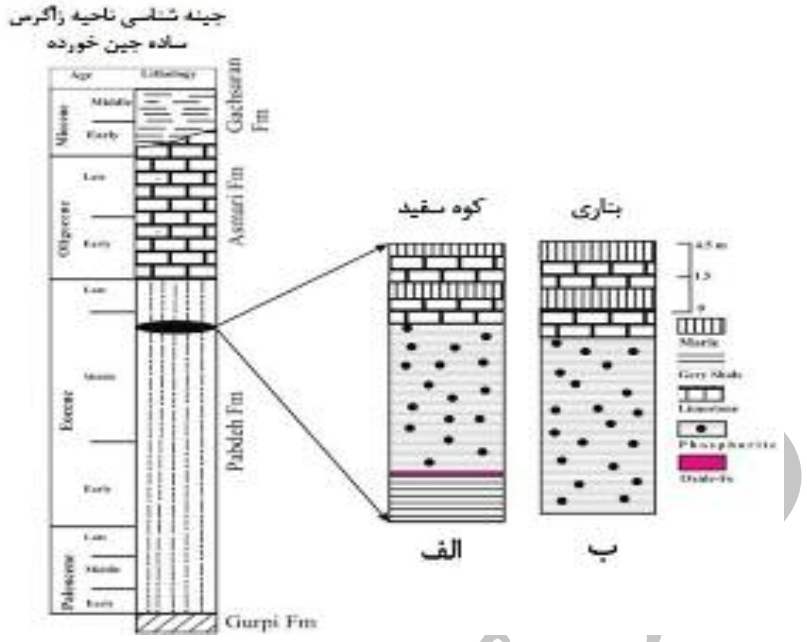
کانسار فسفات بناری

افق فسفریتی کوه لار در ۲۰ کیلومتری جنوب‌شرقی شهرستان دهدشت استان کهکیلویه و بویراحمد، با مختصات جغرافیایی E ۵۰° ۴۷' ۳۱،۹" و N ۳۰° ۴۱' ۲۹،۷" واقع شده است. این کانسار در دماغه‌ی شمال‌غربی و یال شمالی تاقدیس کوه لار در بخش میانی کمربند زاگرس چین خورده ساده قرار گرفته است. تاقدیس کوه لار، تاقدیس نامتقارنی است که بین دو تاقدیس کوه سیاه در شمال و خامی در جنوب قرار گرفته است (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحدهای سنگی این تاقدیس که هسته‌ی تاقدیس نیز محسوب می‌شوند، به وسیله‌ی دنباله‌ای از رسوب-های مارنی، آهکی، رسی و تبخیری (سازندهای گورپی و پابده) وابسته به سنوزوئیک و ترشیری پوشانده شده‌اند. به نظر می-رسد که تمام این رسوب‌ها در یک محیط فلات قاره‌ای و کم عمق ته‌نشین شده‌اند [۴]. مهمترین حرکت‌های کوهزائی در زاگرس چین خورده در اواخر میوسن یا اوایل پلیوسن آغاز و تا دوره‌ی پلئیستوسن منجر به شکل‌گیری بخش بزرگی از ارتفاعات منطقه شده است، همچنین چین‌خوردگی آن با در نظر گرفتن اختلاف مقاومت پی‌سنگ و رسوب‌های شکل‌پذیر روی آن از نوع دکولمان است [۴]. محدود بودن رسوب‌های مارنی و شیلی سازندهای گورپی و پابده بین رسوب‌های آهکی و مقاوم سازندهای سروک و آسماری موجب تشکیل ریزچین-هایی در این رسوب‌ها شده است. به بیان دیگر در اثر چین خوردگی آهک مقاوم آسماری، ریزچین‌هایی در طبقات شیل و مارنی سازندهای گورپی و پابده ایجاد شده است. پدیده‌ی زمین‌لغز به میزان زیادی محدوده‌ی مورد بررسی را تحت تاثیر قرار داده است؛ بطوریکه بخش وسیعی از آن بوسیله‌ی توده‌های بزرگی از آهک‌های نابرجای سازند آسماری پوشیده شده است. پدیده‌ی گسلش نیز محدوده‌ی کانسار را تحت تاثیر قرار داده و گسل‌های طولی و عرضی متعدد موجب جابجائی افق فسفریتی شده است (شکل ۲- الف). واحدهای چینه‌شناسی محدوده‌ی مورد بررسی در تاقدیس لار را سازندهای ایلام-سروک، گورپی، پابده و آسماری تشکیل می‌دهند (شکل ۲-ب). سازند پابده به عنوان میزبان ذخایر فسفات منطقه بیشتر از شیل، مارن و آهک مارنی تشکیل شده است. ضخامت این سازند در محل مورد بررسی بین ۶۰۰-۲۰۰ متر متغیر است (شکل ۳).

شکل ۲ الف- جابه‌جایی افق‌های فسفریتی بر اثر گسلش، ب- نمایی از سازندهای پابده و آسماری در کانسار بناری (دید به سمت شمال خاور)، پ- نمایی از افق فسفریتی در کانسار کوه سفید (دید به سمت شمال شرق).

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۳ ستون چینه‌شناسی کانسارهای کوه سفید (الف) و بناری (ب).

کانسار فسفات کوه سفید

افق فسفریتی کوه سفید در جنوب غرب کشور و در فاصله‌ی ۱۷۰ کیلومتری شرق شهرستان اهواز و در ۳۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان رامهرمز و نزدیک به روستای سرهانی و در عرض جغرافیایی ′۵۵ °۳۱ تا ′۲۰ °۳۲ و طول جغرافیایی ′۵۴ °۴۸ تا ′۲۲ °۴۹ واقع شده است (شکل ۱). افق فسفریتی کوه سفید در بخش جنوب‌غربی زاگرس چین خورده‌ی ساده، بین تافدیس بنگستان (در جنوب) و کوه سیاه (در شمال) در بخش فرسایش یافته‌ی تاقدیس کوه سفید قرار دارد و از خصوصیات کلی این منطقه‌ی ساختاری پیروی می‌کند. فاز اصلی چین خوردگی زاگرس ساده چین خورده به برخورد قاره-ای میوسن ـ پلیوسن نسبت داده می‌شود [۷].

روند عمومی تاقدیس کوه سفید 130N ـ120 (شمال‌غربی ـ جنوب‌شرقی) بوده و به سمت روستای میداود، دارای پلانژ است (شکل ۲- پ). این تاقدیس، تاقدیس ساده با مقطع استوانه‌ای بوده و به نظر می‌رسد که سطح محوری آن نزدیک به قائم است و تحت تاثیر گسل‌هایی که به صورت عرضی تاقدیس را بریده‌اند، خمش‌های جزئی در تاقدیس به وجود آمده است. از منظر سنگ‌شناسی نیز عدسی‌ها و لایه‌هایی از سنگ‌های فسفات پهنه‌ای همراه میان لایه‌های شیل تیره و آهک مارنی در سازند پابده دیده می‌شوند. افق‌های فسفریتی، ضخامتی بین ۲ تا ۲۵ متر دارند. بطورکلی، ضخامت لایه‌های با درصد بالای فسفات پهنه‌ای بین ۳۰ سانتی‌متر تا ۲ متر متغیر و بندرت طبقات ضخیم‌تر مشاهده شده است (شکل ۲-پ).

طبقات برون‌زده‌ی تاقدیس کوه سفید در منطقه از قدیم به جدید شامل سازندهای گورپی، پابده، آسماری و گچساران هستند. سازندهای گورپی و پابده به علت دارا بودن لایه‌های زود فرسا و نرم، عموماً به صورت فروافتادگی بین سازندهای پائینی و بالایی خود (ایلام وآسماری) دیده می‌شوند. ضخامت بخش‌های غیر مقاوم متغیر، ولی ضخامت بخش مقاوم (سازند آسماری) تقریبا یکسان است. سازند پابده روی سازند گورپی و در زیر سازند آسماری با آهک‌های توده‌ای تا ضخیم لایه قرار گرفته است. جوان‌ترین سازند در این منطقه گچساران است که شامل لایه‌های مارن قرمز، سبز و کرم میان لایه‌های تبخیری است که با ناپیوستگی روی سازند آسماری قرار گرفته است.

مواد و روش کار

در این کار پژوهش، برای بررسی چگونگی کانی‌شناسی و بافت نهشته‌های فسفاتی و بررسی عوامل مؤثر در تشکیل و نهشت آن‌ها، تعداد ۱۵ نمونه از افق‌های فسفریتی بناری برداشت شوند. افق‌های فسفریتی در این منطقه به صورت لایه‌ای یا عدسی با ضخامت۷ متر است که نمونه‌برداری چکشی در

Archive of SID

www.SID.ir

راستای محور طولی توده صورت گرفته است. نمونه‌های برداشت شده از افق بناری بصورت گرهک‌های بزرگ و کوچک با میانگین قطر تقریبی ۴ سانتیمتر بوده است. به همین‌صورت تعداد ۲۰ نمونه از کانسار فسفات کوه سفید (با ضخامت تقریبی ۳/۵ متر) گردآوری شدند.

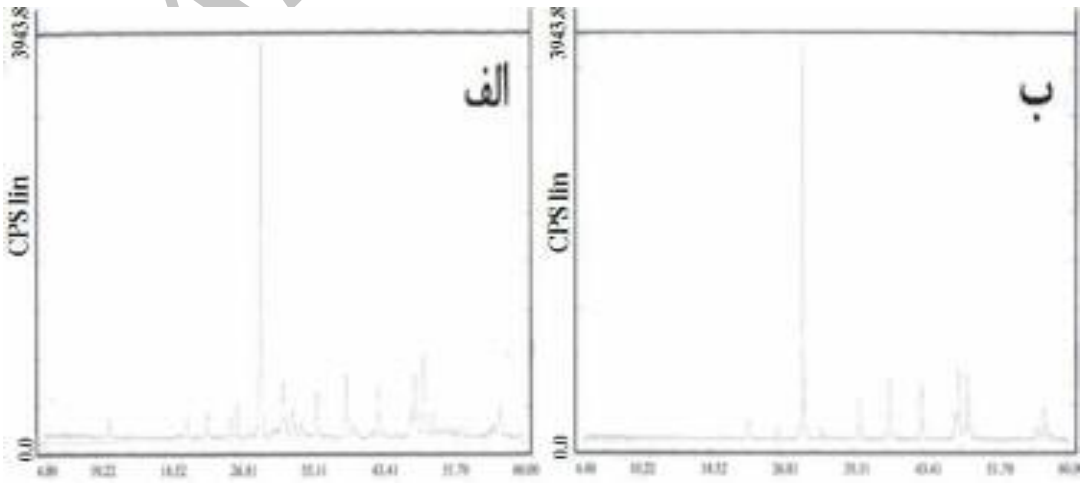
در ادامه تعداد ۲۸ نمونه‌ی سنگی با کمترین دگرسانی، از افق‌های فسفریت بناری (۱۴ نمونه) و کوه سفید (۱۴ نمونه) انتخاب شدند و برای تهیه‌ی مقطع نازک و بررسی پراش پرتو ایکس (XRD) به شرکت کانسار بینالود تهران ارسال شدند (جدول ۱). کانی‌شناسی نمونه‌های گردآوری شده (۱۴ نمونه: ۷ نمونه از فسفات بناری و ۷ نمونه از کانسار کوه سفید) نیز با استفاده از پراش‌سنج پرتو ایکس (فیلیپس مدل ۳۰۴۰) آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود مستقر در پارک علم و فناوری پردیس (تهران) انجام گرفت. بررسی مقاطع نازک (۲۸ نمونه: ۱۴ نمونه از هر کانسار) نیز در آزمایشگاه سنگ‌شناسی گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید چمران اهواز با استفاده از میکروسکوپ قطبشی صورت پذیرفت.

نتایج

نتایج XRD نشان داد که کانی اصلی در کانسارهای مورد بررسی، کلسیت است (شکل ۴). البته در برخی نمونه‌ها نظیر نمونه‌ی KS-7 کوارتز نیز به عنوان فاز کانیایی اصلی مشاهده شد. همچنین نتایج حاصل نشان دادند که کانی‌های فسفاتی (خانواده آپاتیت) نظیر فلورآپاتیت و هیدروکسی‌آپاتیت تشکیل دهنده‌های فرعی افق‌های فسفریتی هستند (جدول ۱). کانی فلورآپاتیت نیز در کانسار بناری در نمونه‌های BN-1، BN-3، BN-4، BN-5 و BN-6 و در کانسار کوه سفید تنها در دو نمونه‌ی KS-2 و KS-3 وجود داشتند (جدول ۱).

BN-7 تنها نمونه‌ای بود که در آن کانی هیدروکسی‌آپاتیت وجود داشت که دلیل آن وفور قطعات استخوان بوده است (جدول ۱). در نمونه‌ی BN-2 کانی فسفاتی وجود نداشت. یکی دیگر از کانی‌های فرعی کائولینیت بود که در سه نمونه‌ی BN-1، BN-2 و KS-7 حضور داشتند (جدول ۱). علاوه بر آن کانی مونتموریونیت در تمام نمونه‌های کوه سفید وجود داشت؛ در حالی که در کانسار بناری تنها در سه نمونه دیده شد. چنانکه اشاره شد کوارتز تنها در KS-7 همراه با کلسیت به عنوان کانی اصلی به شمار می‌رود؛ ولی در نمونه‌های دیگر به عنوان کانی فرعی بود. یکی دیگر از کانی‌های فرعی روتیل است که تنها در نمونه‌ی KS-7 دیده شد (جدول ۱).

به طور معمول، فسفریت‌ها به اشکال گوناگونی از قبیل ارتوکیمیکال، آلوکیمیکال، اائید، پلت و اینتراکلاست تقسیم می‌شوند [۱۳]. مشاهدات میکروسکوپی نمونه‌های گردآوری شده نیز نشان می‌دهند که نمونه‌ها بیشتر از دانه‌های فسفاتی و بدون فسفات، در رنگ‌ها و اشکال مختلف تشکیل شده‌اند. مهمترین دانه‌های فسفاتی شامل پلت- اائید، اینتراکلاست، اجزائ باقیمانده‌ی استخوان ماهی و میکروفسیل‌هاست. بیشترین نوع ماده‌ی فسفاتی در دو کانسار پلت‌ها بوده و در اشکال خیلی متنوعی ظاهر می‌شوند (شکل ۵). اشکال غالب پلت‌ها، کروی و بیضوی با گردشدگی خوب تا ضعیف هستند.



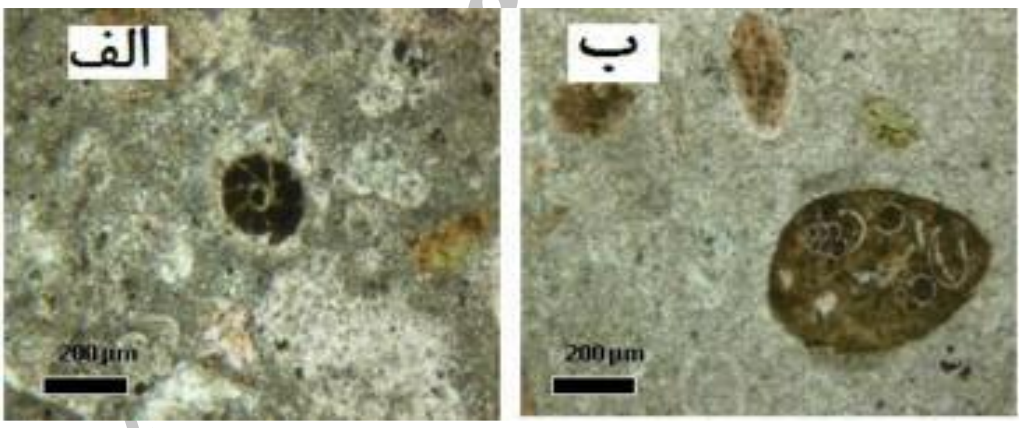
شکل ۴ نمودار پراش پرتو X کانی کلسیت: الف- KS-2 ب- BN-7.

Archive of SID

www.SID.ir

جدول ۱ نتایج آزمایش XRD نمونه‌های برداشت شده از دو کانسار کوه سفید و بناری (بناری:BN و کوه سفید:KS).

شماره	شکل نمونه	شکل توده	نحوه برداشت	کانی‌ها		
				اصلی	فرعی	جزئی
BN-1	خرده سنگی	لایه‌ای	در امتداد عدسی	کلسیت	کوارتز، کائولینیت، فلوئورآپاتیت	-
BN-2	خرده سنگی	لایه‌ای	//	کلسیت	کوارتز، کائولینیت	-
BN-3	نودول	عدسی	//	کلسیت	کوارتز، فلوئورآپاتیت	-
BN-4	نودول	عدسی	//	کلسیت	کوارتز، فلوئورآپاتیت، مونتموریونیت	-
BN-5	نودول	عدسی	//	کلسیت	کوارتز، فلوئورآپاتیت، مونتموریونیت	-
BN-6	نودول	عدسی	//	کلسیت	کوارتز، فلوئورآپاتیت، مونتموریونیت	-
BN-7	نودول	عدسی	//	کلسیت	کوارتز، کربنات هیدروکسی‌آپاتیت	-
KS-1	خرده سنگی	عدسی	عمود بر لایه‌بندی	کلسیت	کوارتز، مونتموریونیت	ژیپس
KS-2	پودر	عدسی	//	کلسیت	کوارتز، فلوئورآپاتیت، مونتموریونیت	-
KS-3	خرده سنگی	عدسی	//	کلسیت	کوارتز، مونتموریونیت، فلوئورآپاتیت	-
KS-4	نودول	لایه‌ای	//	کلسیت	کوارتز، مونتموریونیت	کلریت،دولومیت
KS-5	نودول	لایه‌ای	//	کلسیت	کوارتز، مونتموریونیت	-
KS-6	نودول	لایه‌ای	//	کلسیت	کوارتز، مونتموریونیت	دولومیت
KS-7	نودول	لایه‌ای	//	کلسیت،کوارتز	روتیل، مونتموریونیت، کائولینیت	دولومیت



شکل ۵ الف- تصویری از یک میکروفسیل که حجره‌های آن به طور کامل تحت تاثیر فسفات‌زایی قرار گرفته است و تنها پوسته آن حفظ شده است (XPL) ، ب- یک اینتراکلاست فسفاتی تخم مرغی شکل محتوی فرامینفر، خردهای میکروفسیل و استخوان از سازند پابده در کانسار کوه سفید (XPL).

بحث و بررسی

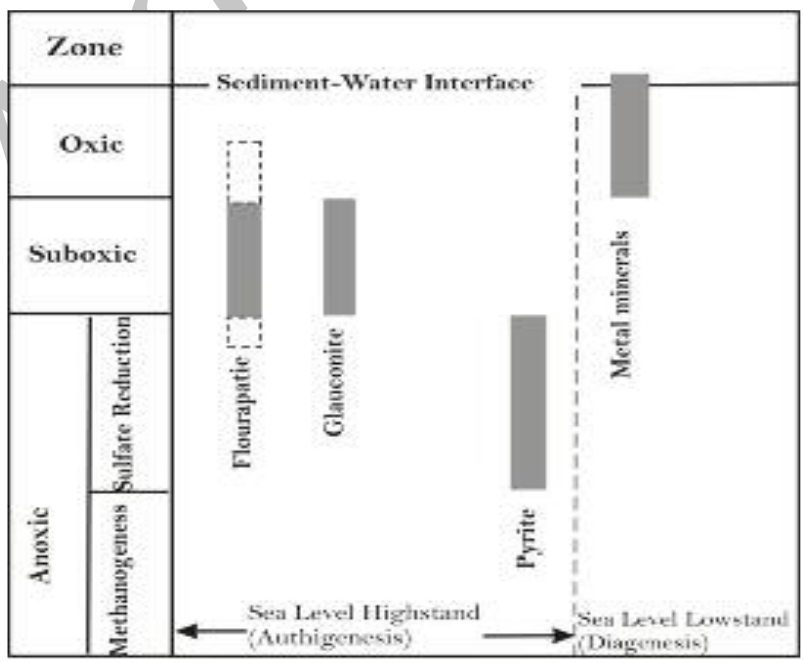
در این راستا باید قبول کرد که بیشتر سنگ‌های رسوبی دارای فسفر کمتر از ۱ درصدهستند . تشکیل سنگ‌های غنی شده از P_2O_5 نیازمند ته‌نشست و شرایط دیاژنتیک ویژه‌ای است [۱۴]. چهار عامل اصلی کنترل کننده در تشکیل فسفریت‌ها شامل: ۱) فراچاهندگی (Upwelling) به همراه با زمین‌ساختی شدید و آتشفشان زیر دریایی، ۲) محیط فلات قاره‌ای گرم، کم عمق و شوری و pH بالا، ۳) افزایش تمرکز P در محیط و ۴) کمبود یون‌های منیزیم محلول است [۱۵]. فراوان‌ترین کانی فسفاتی در محیط‌های رسوبی، فسفات کلسیم است. علاوه بر این، فسفریت‌ها بیشتر دارای فرانکولیت و هیدروکسی‌آپاتیت هستند و کلروآپاتیت به میزان کمتری در ترکیبات فسفریتی قابل مشاهده است.

www.SID.ir

با این وجود، در این پژوهش نیز نتایج آنالیز XRD نشان می‌دهد (جدول ۱) که کانی فسفاتی اصلی در نمونه‌های آنالیز شده کربنات فلوئورآپاتیت است. لذا در رابطه با شرایط تشکیل و ته‌نشت کانی کربنات فلوئورآپاتیت، باید بدین مهم توجه داشت که در حضور فلوئور و تمرکز بالای Hpo_4^- در محلول، کانی کربنات فلوئورآپاتیت ته‌نشین می‌شود [۱۶]. هنگامی که بیشتر کلسیم از سنگ خارج شود و pH به کمتر از ۵/۵ برسد، تقریباً تمامی فسفر به شکل فسفات آهن و آلومینیم غیر متحرک در می‌آید و فقط تحت تأثیر غلظت قابل توجه اسیدهای آلی، قادر به مهاجرت، آن هم در مسافت‌های کوتاه است. یون‌های HPO_4^{-2} در محدوده pH بین ۱۰-۶/۱ فراوانترین یون فسفر است، بنابراین افزایش pH به تە نشست آپاتیت کمک می‌کند [۱۷]. افزایش فسفات یا رسوبگذاری آپاتیت به نسبت Ca/Mg بستگی دارد که در pH ۷-۷/۸ صورت می‌گیرد [۱۶]. رسوبگذاری مستقیم کانی‌های آپاتیت طی دیاژنز در داخل محیط‌های فقیر از اکسیژن صورت می‌گیرد. در نتیجه‌ی کاهش مقدار منیزیم آب دریا [۱۴] و افزایش pH، تبلور کربنات فلوئورآپاتیت تشدید می‌شود. با توجه به این‌که پدیده‌ی فراچاهندگی با انتقال آب‌های غنی از فسفر از اعماق به بخش‌های کم عمق، نقش به‌سزایی در افزایش pH و کاهش فشار گاز CO_2 و در نهایت، رسوب فسفر ایفا می‌کند [۱۸]؛ لذا پدیده‌ی فراچاهندگی را می‌توان در ته‌نشت ترکیبات فسفاتی در بررسی حاصل نیز مؤثر دانست. البته باید خاطر نشان کرد که فسفات‌زایی یک فرآیند بیوژئوشیمیایی است که در آب‌های منفذی و کف دریا، در شرایط انحلال شیمیایی و نرخ رسوبگذاری کم صورت می‌گیرد.

افزون بر این، بر مبنای Fountian and Mc Clellan [۱۹]، محیط دریایی به سه زون اکسیژن‌دار، نیمه‌اکسیژن و بدون اکسیژن تقسیم می‌شوند که با ترسیم جایگاه کانیایی نمونه‌های گردآوری شده در هر بررسی می‌توان مدل پاراژنزی تقریبی را برای فسفریت‌ها ارائه داد. در همین راستا دنباله‌ی پاراژنزی تقریبی براساس کانی‌های موجود در این بررسی نیز تفسیر شد (شکل ۶).

بر این اساس، فلوئورآپاتیت و گلوکونیت تقریباً در یک گستره‌ی پاراژنزی قرار می‌گیرند. به عبارت دیگر، این دو کانی شرایط تشکیل مشابهی دارند و می‌توانند در هر دو شرایط نیمه اکسیدی و بدون اکسیژن تشکیل شوند. در مجموع شکل ۶، نشان می‌دهد که کانی‌های موجود در نمونه‌های مورد بررسی در شرایط اتوژنیک و در زمانی که سطح آب دریا بالا و نرخ رسوبگذاری در محیط اندک بود شکل گرفته‌اند، به عبارت دیگر این کانی‌ها، یک دنباله‌ی پاراژنزی را در زمان ته‌نشینی نشان می‌دهند. به عبارت دیگر جریان‌های فراچاهندگی، فسفر مورد نیاز برای تشکیل کانی‌ها را فراهم آورده‌اند.



شکل ۶ توالی پاراژنزی برای کانی‌های مشاهده شده در دو کانسار کوه سفید و بناری [۱۶].

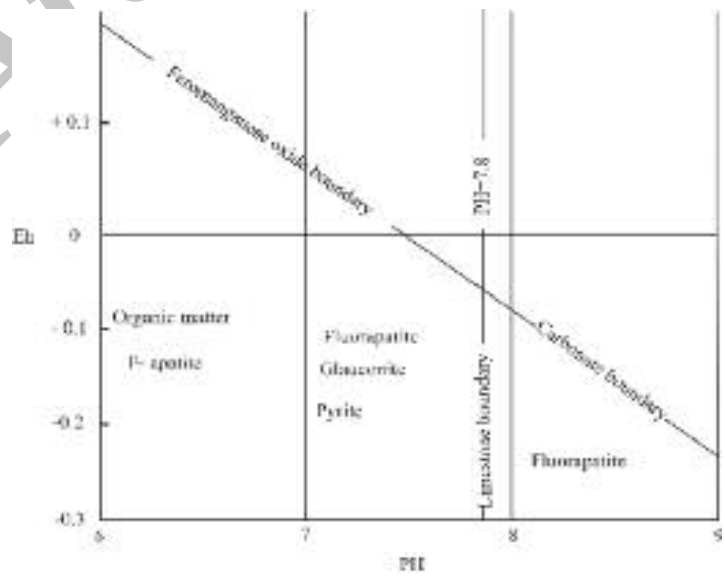
Archive of SID

www.SID.ir

در ارتباط با شرایط تشکیل کانی‌ها در محیط آبی، نمودار Eh-Ph ابزار مناسبی برای تعیین میدان‌های پایداری کانی‌های مختلف در محیط آبی به شمار می‌رود [۱۶]. بدین منظور در این پژوهش نیز شرایط مناسب برای تشکیل کانی‌های خانواده آپاتیت در شرایط pH و Eh ترسیم شد (شکل ۷). در این نمودار مشاهده می‌شود که کانی‌های گروه آپاتیت، پیریت و گلوکونیت به ترتیب در گستره‌ی pH و Eh ۷-۷٫۸ و ۰-۰٫۳- قرار می‌گیرند که نشان دهنده‌ی شرایط کاملاً احیایی برای تشکیل این کانی‌هاست.

نکته‌ی مهم این که خاستگاه دریایی با سه منطقه‌ی بدون اکسیژن، زون کاهش سولفات و زون متانوژنز باکتریایی مشخص می‌شود [۲۰]. به همین صورت، کانسارهای اقتصادی فسفریت زمانی تشکیل می‌شوند که بالاآمدن سطح آب دریا موجب پیشروی آن و در نتیجه انتقال دانه‌های فسفریت به سمت ساحل و انباشت آنها در ناحیه‌ی کرانه‌ای و نیز اطراف برآمدگی‌ها می‌شود. در این بین، رسوب‌های مختلفی مانند شیل‌ها، فسفات‌ها و سنگ‌آهک‌های بیوژنیک ممکن است به صورت همزمان و در نتیجه‌ی تغییرات محلی کاملاً ساده در محیط رسوبگذاری، یعنی کاملاً مستقل از ماهیت مواد وارد شده، ته نشین شوند. با این تفسیرها تا در بررسی کنونی نیز سرعت پایین انباشت فسفات‌ها مبین آن است که باید یک محیط مناسب با رسوبگذاری پائین مانند حاشیه‌های حوضه و یا در داخل یا نزدیک مناطق کم‌عمق برای تشکیل وجود داشته باشد. علاوه بر آن انباشت فسفات نیازمند وجود یک تله برای تشکیل کانی فسفاتی و نیز یک محیط پایدار برای جلوگیری از پراکنده شدن ذرات فسفات است. وجود میان آوار در مقاطع تهیه شده از نمونه‌های گردآوری شده نشان می‌دهد که فسفات مورد بررسی حمل شده است که این شرایط بر اهمیت اقتصادی کانسار نیز می‌افزاید.

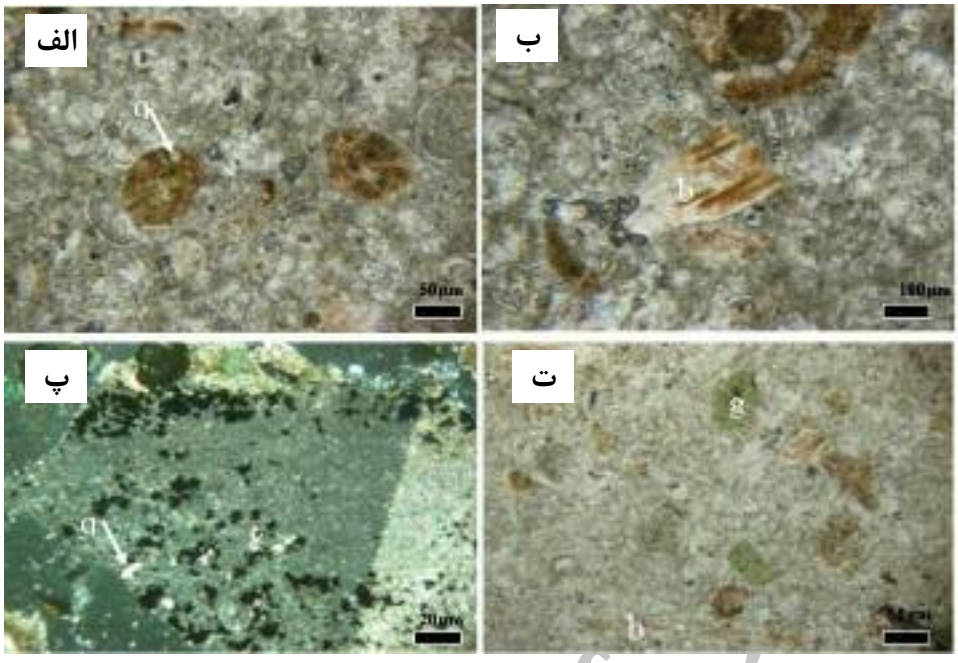
در گام بعدی و به منظور تعیین خاستگاه دانه‌های فسفاته ترکیب، بافت و اندازه‌ی دانه‌ها در فسفریت‌ها و سنگ فسفات از نظر سنگ‌شناسی مورد بررسی قرار گرفت. بررسی مقاطع تهیه شده با میکروسکوپ نشان می‌دهد که نمونه‌ها از دانه‌های آواری بدون فسفاتی و فسفاتی با انواع مختلف سیمان تشکیل شده‌اند. دانه‌های فسفاتی اصلی شامل بیوکلاست‌ها و پهنه‌ها هستند. بیشترین نوع ماده‌ی فسفاتی در دو کانسار در دست بررسی، پلت‌ها بوده و در اشکال خیلی متنوعی ظاهر می‌شوند. ترکیب غالب پلت‌های مورد بررسی، کربناتی است. این پلت‌ها به شکل کروی با گردشدگی خوب تا ضعیف و فاقد ساختار درونی هستند. پلت‌ها مرکب از دانه‌های خیلی ریز، نهان‌بلور با زمینه‌ی همگن هستند که در برخی موارد دانه‌های کوارتز آواری و خرده‌های استخوان در آن دیده می‌شوند. قطر آنها بین ۵۰ تا ۱۵۰ میکرون است و به رنگ‌های متنوعی از زردکمرنگ تا قهوه‌ای کمرنگ دیده می‌شوند (شکل ۸-الف). بیوکلاست‌ها نیز که در نمونه‌های مورد بررسی، بیشتر از قطعات استخوان ماهی تشکیل شده‌اند، به شکل مستطیلی و بی‌شکل، گوشه‌دار تا بدون‌گوشه دیده می‌شوند و اندازه‌ی آنها بین ۱۵۰ تا ۲۵۰ میکرومتر متغیرند. ترکیبات استخوانی یاد شده معمولاً در زیر میکروسکوپ بی‌رنگ است ولی گاهی تغییر رنگ کوچکی از زرد تا خاکستری را نیز نشان می‌دهند (شکل ۸-ب).



شکل ۷ محدوده Eh و pH کانی‌های مشاهده شده در دو کانسار کوه سفید و بناری [۱۶].

Archive of SID

www.SID.ir



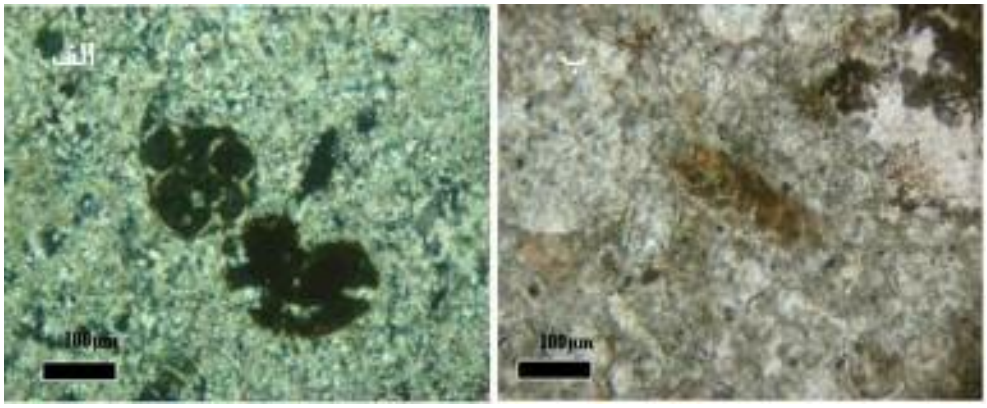
شکل ۸ پلت فسفاتی نیمه‌زاویه‌دار (الف)، قطعه استخوان ماهی بی‌شکل از سازند پابده در کانسار بناری (ب)، اینتراکلاست که دانه کوارتز (رنگ روشن) و پیریت (سیاه رنگ) در آن پراکنده است (پ)، گلوکونیت با گرد شدگی که در آن آثار شکستگی دیده می‌شود (ت). (علائم اختصاری: کوارتز(q)، قطعه استخوان (b)، گلوکونیت (g)). (مقاطع الف، ب و د، در PPL و مقطع ج در XPL).

علاوه بر این، دانه‌های غیر فسفاتی اغلب شامل کوارتز آواری و پلت‌های گلوکونیتی هستند. بررسی‌های میکروسکوپی مبین آن است که دانه‌های کوارتز تک یا چند بلور به صورت بی شکل و نیمه شکل‌دار با اندازه‌ای بین ۲۰ تا ۶۰ میکرون در نمونه‌ها، حضور گسترده‌ای دارند. گستره‌ی رنگ آن‌ها از بی‌رنگ تا خاکستری و قهوه‌ای کمرنگ متغیر است (شکل ۸-پ). گلوکونیت در ذخایری که ارزش اقتصادی دارند نادر است، ولی در افق‌های فسفریتی با کیفیت پائین فراوان است که به شکل‌های کانی‌شناسی مختلف ظاهر می‌شوند [۱۷]. به همین‌صورت، در این بررسی، گلوکونیت نیز (با اندازه‌های بین ۱۵۰– ۷۰ میکرون) به شکل دانه‌های مجزایی یافت می‌شوند که به صورت پلت‌های بیضوی در رنگ‌های متنوع از سبز تا قهوه‌ای و زرد مایل به قرمز دیده می‌شوند (شکل ۸-ت). برخی از پلت‌ها دارای شکل بسیار همگن و فاقد هر نوع ساختار داخلی هستند. اگرچه برخی از پلت‌ها تماماً آپاتیتی هستند اما حاوی میانبارهای آلی خیلی واضحی مانند خرده‌های پلانکتون و فرامینفر هستند که به همراه فسفات، رو رانده شده‌اند. در این ساختار، فسیل معمولاً در مرکز قرار دارد و پلت به وضوح گرداگرد آن شکل گرفته است (۹- الف). شکل (۹- ب) نیز تصویری از یک میکروفسیل با پوسته کلسیتی از کانسار کوه سفید، که با فسفات محاط شده و بخشی از آن با آپاتیت و بخشی را که به‌وسیله‌ی گلوکونیت پر شده است نشان می‌دهد. بیشترین میزان خرده‌های استخوانی در نمونه‌ی KS-7 وجود دارند. شکل ۱۰ نیز روند فسفاتی شدن میکروفسیل‌های پلاژیک که تا جانشینی کامل و ایجاد پلت‌های فسفاتی پیشرفته است و نیز شکل‌های گوناگون میان آوار را نشان می‌دهد.

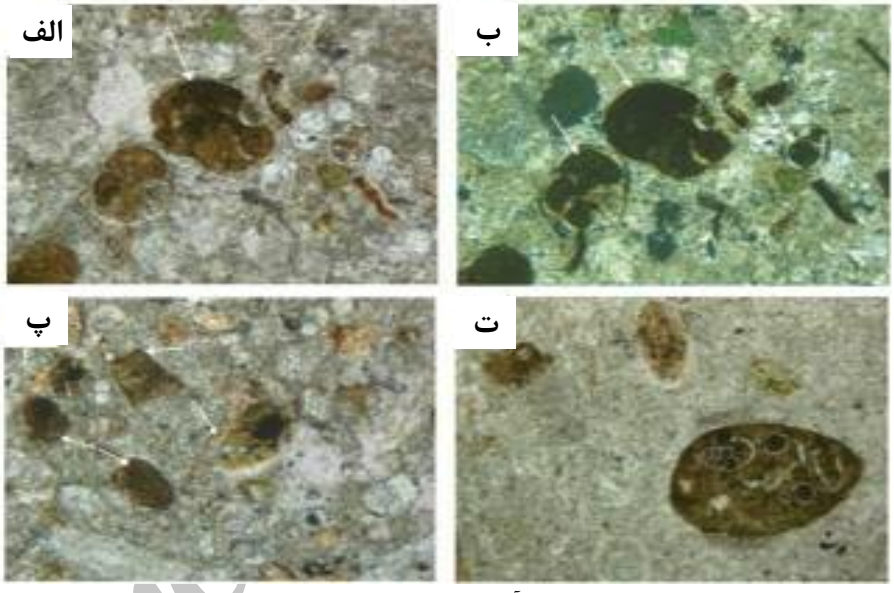
پیریت نیز به صورت انبوه یا دانه‌های مجزا، از قرمز تا قهوه‌ای با اندازه‌ی بین ۱۵۰-۵۰ میکرون در نمونه‌های مورد بررسی وجود دارد (شکل ۱۱) که در برخی موارد خلل و فرج موجود در رسوب‌ها را پر کرده و یا جانشین حجره‌های برخی از میکروفسیل‌ها شده است. پیریت به صورت فرامبوئیدال نیز وجود دارد. فرامبوئیدال‌های پراکنده در رسوب‌ها از تبدیل مونوسولفیدهای آهن اتوژنیک در نتیجه‌ی واکنش باکتریایی سولفات ایجاد شده‌اند [۲۱]. از طرف دیگر به این مهم نیز باید توجه داشت که فضای بین دانه‌ای در نمونه‌های در دست بررسی به وسیله‌ی کلسیت، دولومیت، ژیپس و انیدریت سیمانی شده است که در برخی موارد نیز جانشین فسفات موجود شده‌اند. علاوه بر این، خرده‌های اسکلت ماهی و مهره‌دارن دریایی دستخوش تغییر شده‌اند که بیشتر در اثر تبدیل کربنات هیدروکسی‌آپاتیت اولیه به کربنات فلورآپاتیت است.

Archive of SID

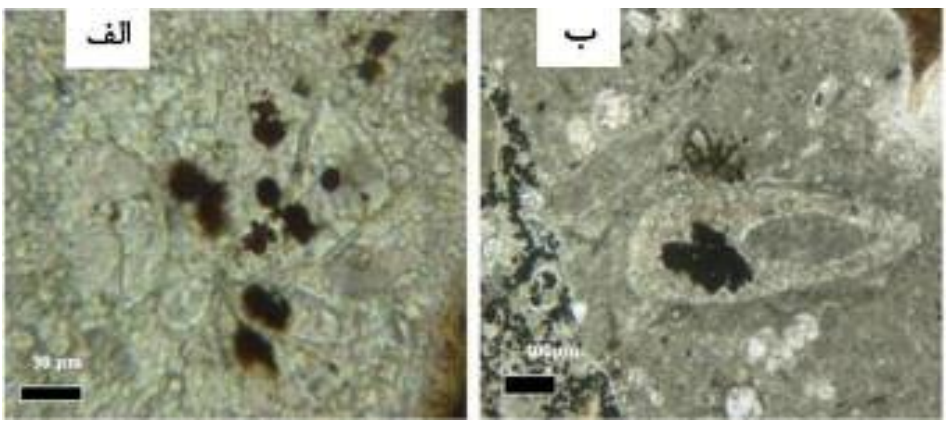
www.SID.ir



شکل ۹ فرامینفر با صدف کلسیتی که با آپاتیت نهان بلور جایگزین شده است (الف)، تصویری از یک میکروفسیل با صدف کلسیتی از کانسار کوه سفید که بخشی از آن با آپاتیت و بخشی توسط گلوکونیت پر شده است (ب). (مقطع الف در XPL و مقطع ج درPPL).



شکل ۱۰ الف- روند فسفاتی شدن میکروفسیل های پلاژیک گردآوری شده از کانسار کوه سفید که تا جانشینی کامل و ایجاد پلت های فسفاتی پیشرفته است. ب- حاشیه میکروفسیل فسفاتی نشده است و به رنگ روشن دیده می‌شود. پ- اجزای فسفاتی در سیمان زمینه‌ای قرار گرفته‌اند که آثار تبلور مجدد کلسیت قابل مشاهده است، اینتراکلاست زاویه دار. ت- یک اینتراکلاست تقریبا گرد شده با میکروفسیل فراوان، خرده استخوان. (مقاطع الف، ج و د، در PPL و مقطع ب در XPL).



شکل ۱۱ دانه‌های پیریت فرامبوئیدال (الف)، اگرگات پیریت از سازند پابده، کانسار بناری، (ب). (مطالعه مقاطع نازک در PPL).

www.SID.ir

در نهایت نیز با توجه به نتایج به‌دست آمده از آزمایش‌های پراش پرتو ایکس و بررسی‌های میکروسکوپی، می‌توان شرایط احتمالی برای تشکیل و انباشت ذخایر فسفاتی در کانسارهای کوه سفید و بناری را ترسیم کرد. بدین منظور، کانی‌های شناسایی شده نظیر آپاتیت و پیریت، می‌توانند تأثیر به‌سزایی در تعیین شرایط ته‌نشست فسفات در ناحیه‌ی مورد پایش داشته باشند.

در این راستا، باید توجه داشت که فسفاتی شدن یک فرآیند دیاژنتیک است که در چند مرحله رخ می‌دهد. رسوبگذاری فسفات کلسیم از محلول منفذی اشباع شده صورت می‌گیرد و در پی آن آب‌زدایی و سخت شدگی صورت می‌گیرد و در ادامه آپاتیت متبلور شده و کم و بیش جایگزین بخش‌های غیر فسفاتی می‌شود. از آنجایی‌که محیط‌های مساعد برای تشکیل کانی‌های فسفات کلسیم، در مجاورت مرز آب-رسوب (Sediment–Water interface) با نرخ رسوبگذاری پایین و در داخل رسوب‌های آلی قرار دارند [۲۱]؛ لذا این محیط‌ها معمولاً در حد واسط یک محیط احیایی با میزان اکسیژن اندک و یک محیط اکسیدی متوسط وابسته به آب‌های هوادار قرار دارند [۲۰]. در این پژوهش نیز به احتمال زیاد، جریان‌های فراچاهندگی وابستگی با محیط‌های دریایی آزاد، فسفر مورد نیاز برای تشکیل کانی‌ها را فراهم می آورند.

وجود پیریت نیز می‌تواند در تعیین شرایط ته‌نشت کانسارهای مورد بررسی مفید باشد. این احتمال نیز وجود دارد که تشکیل پیریت بطور معمول در شرایط احیایی و در اولین مراحل درونزادی (کمی پس از رسوبگذاری) صورت می‌گیرد و طی آن باکتری‌های احیا کننده‌ی سولفات، یون سولفات را به سولفید تبدیل می‌کنند [۲۲]. این فرآیند در نتیجه‌ی واکنش بین یون‌های سولفید و یون‌های آهن دو و سه ظرفیتی انجام می‌گیرد [۲۳]. در این پژوهش نیز پیریت دانه‌ای که به صورت سیمان پرکننده‌ی خلل و فرج است [۲۴] و در نمونه‌های هوازده در اثر اکسایش به اکسیدهای آهن تبدیل شده است، در دمای کم تشکیل می‌شود و شامل اجتماعات کروی تا نیمه کروی از ریزبلورهای تقریبا هم‌بعد و هم اندازه‌ی پیریت است. به طور کلی با افزایش در تامین مواد آلی، ته نشینی پیریت تکرار می‌شود [۲۱]. بنابراین می‌توان گفت که کمی پس از رسوبگذاری و در مراحل اولیه‌ی درونزادی که با فشردگی ملایم همراه است [۲۵] نیز همچنان شرایط احیایی بر محیط مورد بررسی حکم‌فرما بوده است.

نتیجه گیری

داده‌های حاصل از آنالیز پراش پرتو ایکس نشان می‌دهند که کانی‌های کلسیت و کوارتز مهم‌ترین فازهای کانیایی موجود در نمونه‌های گردآوری شده را شامل می‌شوند. کانی‌های فلورآپاتیت، هیدروکسی‌آپاتیت، مونتموریونیت، کائولینیت و روتیل نیز فازهای کانیایی فرعی را تشکیل می‌دهند. مشاهدات میکروسکوپی مقاطع نازک نیز نشان می‌دهند که پلت‌ها- اائید، میان‌آوار، اجزائ باقیمانده‌ی استخوان ماهی و میکروفسیل‌ها، شکل‌های غالب دانه‌های فسفاتی را شامل می‌شوند. کانسار فسفات بناری در تمام نمونه‌ها دارای کربنات فلوئورآپاتیت است؛ ولی کانسار فسفات کوه سفید فقط در دو نمونه که از افق گلوکونیت ماسه‌ای برداشت شده، دارای کانی فسفاته‌ی هیدروکسی‌کربنات فلوئورآپاتیت و کربنات است.

پلت‌ها و اائیدهای فسفاتی، محیطی پرانرژی، کم عمق و با جریان‌های رفت و برگشت آب را نشان می‌دهند. در برخی موارد هسته اائیدها از میکروفسیلهای پلاژیک نظیر گلوبیژرینا و گلوبوروتالیا تشکیل شده است. لذا کانی‌های فسفات از آب منفذی در مجاورت سطح مشترک آب- رسوب و در حواشی مرز بالایی لایه‌ی با کمترین اکسیژن در شرایط انرژی کم و در سطوح فرسایش رخ داده است.

افزون بر این، داده‌ها نشان می‌دهند که کانی‌های گروه آپاتیت، پیریت و گلوکونیت به ترتیب در گستره‌ی pH و Eh ۷-۷٫۸ و ۰٫۳-۰- قرار می‌گیرند که نشان دهنده‌ی شرایط کاملاً احیایی برای تشکیل این کانی‌هاست. با این تفسیرها، داده‌های حاصل نشان می‌دهند که کانی‌های موجود در نمونه‌های مورد بررسی، در شرایط خودزائی و در زمانی که سطح آب دریا بالا بوده شکل گرفته‌اند. به طور کلی سازوکارهای اصلی در تشکیل فسفاتها شامل حمل مجدد ذرات اولیه، روزادی ذرات غیر فسفاتی اولیه، پرشدگی خلل و فرج موجود، فسفاتی شدن پلت-ها و رسوبگذاری مستقیم کانی فسفاتی روی یک سطح مناسب هستند.

قدردانی

نویسندگان مقاله از کلیه‌ی کارکنان سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی اهواز و سازمان صنعت، معدن و تجارت استان خوزستان، صمیمانه تشکر می‌کنند.

مراجع

[1] Isil A., *"Determination of mineral phosphate species in sedimentary phosphate rock in Mardin,*

Archive of SID

www.SID.ir

SE Anatolia, Turkey by sequential extraction", Microchemical Journal 91 (2009) 63_69.

[2] Bralower J.T., *"Unique record of an incipient ocean basin: Lower Cretaceous sediments from the southern margin of Tethys",* Geology 20 (1992) 551-555.

[۳] اشکان ف.، پدرامی م.، *"فسفات‌های رسوبی ایران از دیدگاه تکتونیک ورقه‌ای"*، سازمان زمین شناسی کشور، گزارش داخلی، (۱۳۶۱) ۱۲۳ ص

[۴] هلالات ه.، بلورچی م.، *"زمین‌شناسی ایران، فسفات ۱۹"*، انتشارات سازمان زمین شناسی، (۱۳۷۳) ۳۶۲ ص.

[5] Alavi M., *"Regional stratigraphy of the zagros fold thrust belt of Iran and its proforland evolution",* American Journal of Science 304 (2004) 1_2.

[6] Alavi M., *"Tectonic of Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretations",* Tectonophysics 229 (1994) 211-238.

[7] Berberian M., *"Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics",* Tectonophysics 241 (1995) 193_224.

[8] Haynes S.J., McQuillan H., *"Evolution of the Zagros Suture Zone, Southern Iran",* Geological Society of America Bulletin 85 (1974) 739–744.

[9] Bahroudi A., *"The effect of mechanical characteristics of Basal Decollement and Basament Structures on Deformations of the Zagros basin",* Uppesala University (2003) 46 p.

[10] Koop W.J., Stoneley R., *"Subsidence History of the Middle East Zagros Basin. Permian to recent",* Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A 305 (1982) 149–168.

[11] Bahroudi A., Koyi H. A., *"Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin",* Marine and Petroleum Geology 21 (2004) 1295-1310.

[12] Sepehr M., Cosgrov J.W., *"Structural framework of Zagros fold-thrust belt of Iran",* Marine and Petroleum Geology 21 (2004) 829-843.

[13] Trappe., Jorg., *"A nomenclature system for granular phosphate rocks according to depositional texture",* Sedimentary Geology 145 (2001) 135-150.

[14] Ancharov Scopelliti G., bellanca A., Neri R., Sabatino N., *"Phosphogenesis in the Bonarelli Level from northwestern Sicily, Italy: petrographic evidence of microbial mediation and REEbehavior",* Cretaceous Research 31 (2010) 237-248.

[15] Bassam S. K., Al- Allak M.M., *"Factors controlling the deposition of some Tethyan Phosphorites of Iraq",* Cretaceous Research 51 (1985) 199-212.

[16] Yuxue Z., Qiguang H.E., Shuxun S., Shuying Z., *"Scandium Geochemistry of Phosphorites, Guizhou, Southwest China",* Chinese Journal of Geochemistry 18 (1999) 76-98 p.

[۱۷] مامیکونیان س.، اسلانسکی ت.م.، *"زمین‌شناسی فسفات-های رسوبی"*، ترجمه: ملک‌قاسمی، ف.، انتشارات فروغ آزادی، (۱۳۸۲) ۳۵۳ ص.

[18] Litvinova T.V., *"Composition, Morphology, and Origin of Phosphate Pellets",* Lithology and Mineral Resources 42 (2007) 384-399.

[19] Fountain B., McClellan, G., *"Mneralogical and Geochemical Evidence for the Origin of Phosphorite nodules on the upper West Florida Slope.Marine Authigenesis:from Golbal to Microbial",* SEPM Special Publication 66 (2000) 34-41.

[20] Rasmussen B., *"Early – diagenetic REE-phosphate minerals in marine sandstones: a major sink for oceanic phosphorus",* American Journal of Science 296 (1996) 601-632.

[21] Arning E.T., Luckge A., Breuer C., Gussone N., Birgel, D., peckmann J., *"Genesis of Phosphorite Crusts off Peru",* Marine Geology 262 (2009) 68-81.

[22] Lovley D.R., *"Dissimilatory Fe (III) and Mn (IV) reduction: Microbiol",* Rev 55 (1991) 259–287.

[23] Barbieri R., Stivaletta N., Marinangeli L., Gabriele C., *"Microbial signatures in sabkha evaporite deposits of Chott el Gharsa (Tunisia) and their strobiological implications",* Planetary and Space Science 54 (2006) 726-736.

[24] Butler I., Ricckard d., Grimes S., *"Framboidal Pyrite: Self Organisation in the Fe-S System",* Abstracts book of 3rd–8th Goldschmidt conference, United Kingdom (2000) 276-277.

[25] Brookfield M.E., Hemmings D. P., Van Straaten P., *"Paleoenvironments and origin of the sedimentary phosphates of the Napo formation",* Journal of South American Earth Sciences 28 (2009) 180-192.

Archive of SID

www.SID.ir