

لایه‌های قرمز اقیانوسی کرتاسه، مدلی برای بررسی تغییرات سریع شرایط ژئوشیمیایی در محیط‌های رسوبی عمیق

سیدمحمدعلی موسوی زاده

استادیار گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه یزد، یزد

نویسنده مسئول: moosavizadeh@yazd.ac.ir

نوع مقاله: مطالعه موردی

پذیرش: ۹۹/۲/۲۷

دریافت: ۹۸/۱۲/۱۵

چکیده

بررسی رسوبات کربناته به سن آپتین در برش آب‌پخش در زون فارس داخلی نشان‌دهنده وجود ضخامتی از رسوبات شیلی-آهکی به رنگ قرمز ارغوانی است که در عین وجود رخساره پلاژیک و عمیق شرایط محیط اکسیدان را نشان می‌دهد. داده‌های مربوط به اندازه‌گیری‌های عنصری توسط روش جذب اتمی نشان‌دهنده افزایش عنصر آهن و عناصر وابسته دیگر همچون منگنز در این رسوبات است. آنالیز کانی‌شناسی با استفاده از روش *XRD* نیز نشان داد اکسید آهن به فرم گوتیت در این رسوبات وجود دارد. از آنجا که بررسی‌های عنصری تایید کننده حاکم بودن شرایط دیاژنز دفنی در یک سیستم بسته در این رسوبات است، عامل ایجاد رنگ قرمز در این لایه‌ها مربوط به وجود کانی‌های آهن‌دار در زمان رسوب‌گذاری است. چنین رسوباتی تحت شرایط اکسیدان تشکیل شده که با شرایط تشکیل لایه‌های غنی از مواد آلی و رسوبات پلاژیک موجود در قسمت زیرین آن همخوانی ندارد. عامل ایجاد شرایط اکسیدان در یک محیط آنوکسیک و بدون اکسیژن، کاهش دما پس از رویداد آنوکسیک اقیانوسی است که این تغییرات در دمای آب منجر به افزایش پتانسیل اکسیدکنندگی آب‌های عمیق حوضه، تغییر در الگوی چرخش آب و در نهایت انتقال اکسیژن به این قسمت از حوضه شده است. با توجه به اینکه عامل کاهش دما، خروج حجم عظیمی از دی‌اکسیدکربن از اتمسفر به شکل رسوبات غنی از مواد آلی است، تشکیل این لایه‌های قرمز اقیانوسی در زمان کرتاسه به عنوان رویدادی متعاقب با رویداد آنوکسیک اقیانوسی در نظر گرفته می‌شود.

واژه‌های کلیدی: لایه قرمز، گوتیت، سازند داریان، آپتین، زاگرس

پیشگفتار

طوری که آرتور (۱۹۷۹) پیشنهاد کرد که این مواد آلی منشاء آهن موجود در لایه‌های قرمز فوقانی آن‌ها هستند. در حال حاضر این رسوبات به عنوان پنجره‌ای تازه برای بررسی تغییرات آب و هوایی و اقلیمی در گذشته در نظر گرفته می‌شوند (هو و همکاران، ۲۰۱۲) و در رسوبات مربوط به زمان‌های زمین‌شناسی مختلف، از کامبرین تا ائوسن، گزارش شده‌اند (هو و همکاران، ۲۰۰۵؛ ونگ و همکاران، ۲۰۰۵؛ ۲۰۰۹). یکی از مجموعه لایه‌های قرمز اقیانوسی که بیش‌تر مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته مربوط به سیستم کرتاسه است که ابتدا توسط استور (۱۸۶۰) و گامبل (۱۸۶۱) از رسوبات سازند پوچوف^۲ در بخش شرقی آلپ گزارش شدند. در دهه ۱۹۹۰ این لایه‌های قرمز اقیانوسی از رسوبات کرتاسه بالایی در چین گزارش شدند (هو، ۲۰۰۸؛ ۲۰۱۲) و مشخص شد که از لحاظ جغرافیایی این رسوبات گسترش جهانی داشته و در

لایه‌های قرمز اقیانوسی^۱، مجموعه‌ای از رسوبات کربناته و آواری دریایی هستند که در ادامه رخساره‌های عمیق اقیانوسی حاوی مواد آلی تشکیل می‌شوند (هو و همکاران، ۲۰۰۵). بر خلاف رخساره‌های حاوی مواد آلی، رسوبات قرمز اقیانوسی حاوی فونای پلاژیک و بنتیک به صورت همزمان هستند و با رنگ قرمز ناشی از حضور کانی‌های آهن‌دار مشخص می‌شوند (هو و همکاران، ۲۰۱۲). ذکر این نکته لازم است که تعریف ارائه شده در بالا، رسوبات قرمزی قاره‌ای و یا رسوباتی که بر اثر فرآیندهای فرسایشی لایه‌های قرمز قاره‌ای به محیط‌های عمیق حمل می‌شوند را در بر نمی‌گیرد (ون هوتن، ۱۹۶۴). لایه‌های قرمز اقیانوسی به طور معمول بر روی شیل‌های سیاه غنی از مواد آلی ته‌نشین می‌شوند به

² Puchov

¹ Oceanic Red Beds

دارد. امتداد لایه‌ها شمال‌غرب- جنوب‌شرق (۱۴۳°) و شیب لایه‌ها به سمت جنوب‌غرب و در خلاف جهت شیب توپوگرافی است. این برش در تنگ دوپر برداشت شده است.

از لحاظ ساختاری منطقه مورد مطالعه در جنوب‌غرب ایران و در زون ساختاری زاگرس قرار دارد (شکل ۲ الف- ب). چرخه بوجود آمدن این کمر بند شامل جدایی بلوک قاره‌ای ایران از گندوانا در اواخر پرمین و تشکیل اقیانوس نئوتتیس است که با فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در زیر بلوک ایران در جهت شمال‌شرق دنبال می‌شود و نهایتاً با تصادم بین ورقه ایران و آفریقا- عربیاً^۴ خاتمه می‌یابد (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ سنگور، ۱۹۸۱، علوی، ۱۹۹۴؛ ۲۰۰۴؛ قاسمی و تالبوت، ۲۰۰۶). تقسیم‌بندی زون‌های زاگرس بر اساس مطالعات علوی (۲۰۰۷) عبارت است از: ۱- مجموعه کمان ماگمایی^۵ ارومیه- دختر (UDMA) (۵۰ تا ۸۰ کیلومتر)، ۲- زون هم‌آغوشی زاگرس^۶ (ZIZ) و ۳- کمر بند چین‌خورده- رانده زاگرس^۷ (ZFTB) که منطقه مورد مطالعه در کمر بند چین‌خورده- رانده زاگرس واقع شده است. از ویژگی‌های بارز این کمر بند، حضور بازه گسترده‌ای از رسوبات است که پرکامبرین پسین تا رسوبات عهد حاضر را در بر می‌گیرد (جیمز و وایند، ۱۹۶۵؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ مطیعی، ۱۳۷۳). این مجموعه رسوبی از سازند نمکی هرمز تا سازند کنگلومرای بختیاری را شامل می‌شود (جیمز و وایند، ۱۹۶۵؛ ستوده‌نیا، ۱۹۷۸؛ مطیعی، ۱۳۷۳). رخنمون‌های رسوبی در منطقه مورد مطالعه عمدتاً مربوط به اواخر مزوزوئیک تا اوایل سنوزوئیک هستند به طوری که قدیمی‌ترین سازند مشاهده در این منطقه سازند فهلیان به سن بریازین بوده و جدیدترین رسوبات مربوط به سازند آسماری به سن اولیگو- میوسن است (شکل ۱).

چینه‌شناسی

رسوبات مورد مطالعه به سن آپتین پیشین (موسوی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۵) و در واحد غیررسمی داریان پایینی از سازند داریان قرار دارند (جیمز و وایند، ۱۹۶۵). سازند داریان یکی از سازندهای کربناته در زون ساختاری

مناطق مختلفی در اروپا، آسیا، آفریقا، نیوزلند، دریای کارائیب بیرون‌زدگی داشته و هم‌چنین در رسوبات اقیانوسی در اقیانوس‌های اطلس، آرام و هند وجود دارند (هو و همکاران، ۲۰۰۶).

واژه لایه‌های قرمز اقیانوسی کرتاسه^۳ که به اختصار CORB گفته می‌شود، در ابتدا توسط ونگ و همکاران (۲۰۰۴) و پس آن توسط هو و همکاران (۲۰۰۵) منتشر شد و پس از آن در بسیاری از مطالعات و انطباق‌ها به صورت گسترده مورد استفاده قرار گرفت. در این سال‌ها، رسوبات قرمز اقیانوسی در دو شاخه اصلی مورد بررسی قرار می‌گیرند: ۱- شاخه اول به بررسی واکنش محیط به تغییرات جهانی اقیانوسی- آب و هوایی می‌پردازد و ۲- شاخه دوم تغییر شرایط بدون اکسیژن به شرایط اکسیژنی در رسوبات دریایی را مورد توجه قرار می‌دهد. به طور خلاصه لایه‌های قرمز اقیانوسی کرتاسه، سنگ‌های رسوبی (به طور کلی سنگ‌آهک، مارن، شیل و یا چرت) به رنگ قرمز، صورتی تا قهوه‌ای هستند که در محیط‌های عمیق و پلاژیک دریایی ته‌نشین شده‌اند (هو و همکاران، ۲۰۰۵؛ اسکات و همکاران ۲۰۰۹). مقالات مختلفی درباره این موضوع در قالب پروژه IGCP منتشر شده است که خلاصه‌ای از آن‌ها توسط ونگ و همکاران (۲۰۰۹) در قالب داده‌های گسترش جغرافیایی، زیست‌چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، جمع‌آوری و منتشر گردید. مطالعه حاضر تلاش دارد تا علاوه بر معرفی لایه‌های قرمز اقیانوسی در رسوبات کرتاسه زیرین، شرایط تشکیل این لایه‌ها را با استفاده از شواهد رخساره‌ای و ژئوشیمیایی مورد بررسی قرار دهد.

موقعیت زمین‌شناسی

برش آب‌پخش در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ چشمه‌دزدان (مک‌کویلین و همکاران، ۱۹۷۸) (شکل ۱) و در مختصات جغرافیایی ۵۱°۳۶' طول شرقی و ۳۰°۱۲' طول غربی، در ۱۲ کیلومتری شمال شرق نورآباد ممسنی واقع شده است (شکل ۲ج). ارتفاع آن از سطح دریا در حدود ۱۱۹۵ متر و دسترسی به این برش از طریق جاده کازرون به سمت گچساران امکان‌پذیر است. پس از عبور از پل فهلیان از طریق جاده آسفالت فرعی به سمت روستای آب‌پخش امکان دسترسی به این برش وجود

^۴ Afro-Arabian plate

^۵ Urumiyeh-Dokhtar magmatic arc

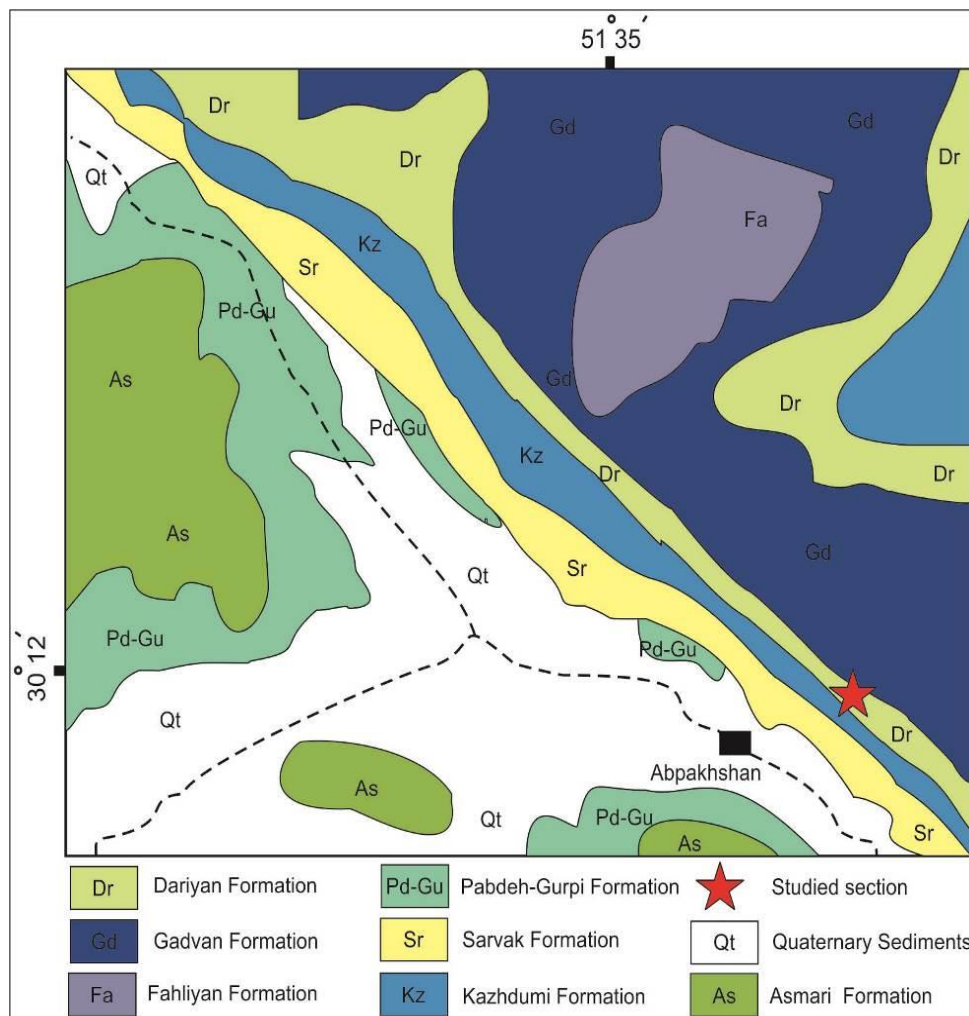
^۶ Zagros imbricated zone

^۷ Zagros fold-thrust belt

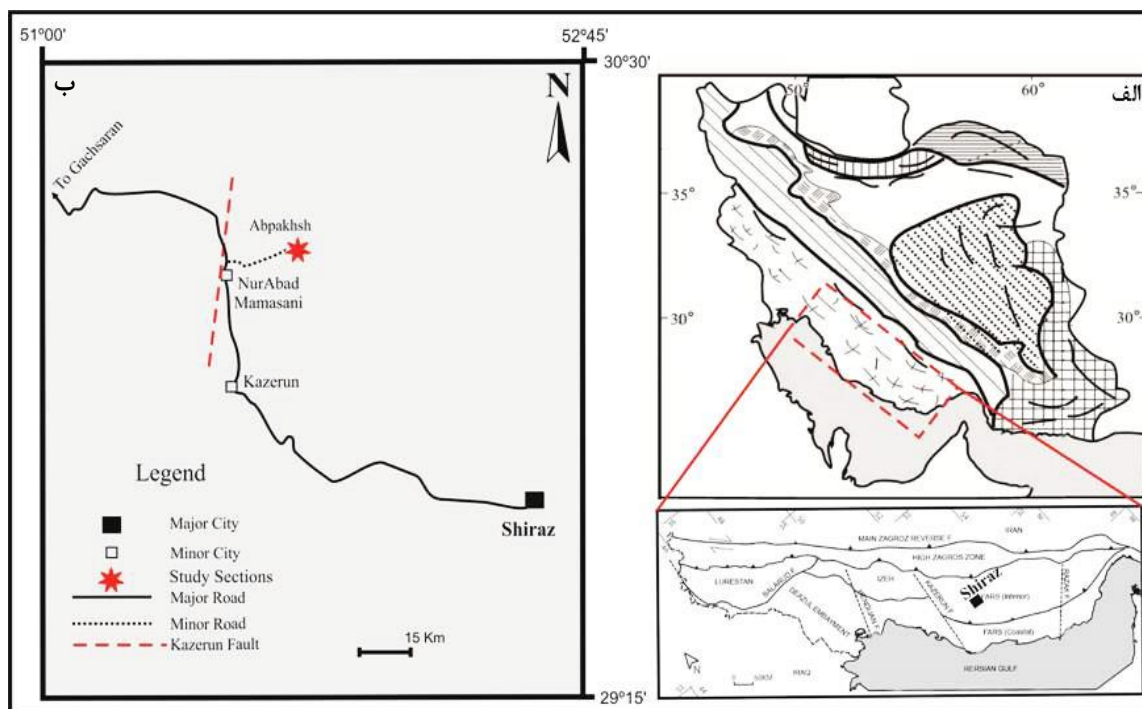
^۳ Cretaceous Oceanic Red Beds

خاکستری تیره و بین لایه‌هایی از شیل و باندهای چرتی سیاه تا قهقه‌ای رنگ تشکیل شده است. زبانه کژدمی ۴۷ متر ضخامت دارد و از تناوب شیل‌های خاکستری و مارن و به مقدار کمتری میان لایه‌هایی از آهک شیلی تشکیل شده است. فرسایش در این واحد تأثیری زیادی داشته و عمده رسوبات به صورت پوشیده است. بررسی‌های رخساره‌ای نشان‌دهنده وجود حجم زیادی از فرامینیفیرهای پلانکتون (گلوبیترین و هدرگلا) و رادیولر در رسوبات واحد پایینی سازند و زبانه کژدمی است. در نهایت واحد داریان بالای ۷۷ متر ضخامت دارد و از سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه کالک‌آرنایتی تا کلسی‌رودایتی حاوی اربیتولین‌های مخروطی تا کشیده به رنگ خاکستری تشکیل شده است. ماکروفسیل‌هایی نظیر دوکفه‌ای و گاستروپود (در اندازه‌های ۸ تا ۱۰ سانتی‌متر) نیز در این واحد دیده می‌شود.

زاگرس است که با دارا بودن پتانسیل سنگ مخزنی هیدروکربن، از نواحی جنوب لرستان تا شمال غرب خلیج فارس گسترش دارد (الشرحان و نعیم، ۱۹۹۷؛ منصور-دانشور و همکاران، ۲۰۱۵). در برش مورد مطالعه این سازند به طور عمده از سنگ‌آهک‌های اربیتولین‌دار تشکیل شده است. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد سازند داریان با مرز هم‌شیب و پیوسته بر روی سازند گدوان قرار گرفته است و مرز فوقانی این سازند با آهک‌های شیلی و شیل‌های سازند کژدمی نیز به صورت پیوسته و هم‌شیب است. با توجه به فرسایش رسوبات سازند کژدمی، مرز فوقانی به خوبی قابل مشاهده است. در این برش یک واحد شیلی به نام زبانه کژدمی، سازند داریان را به دو واحد غیررسمی داریان پایینی و بالایی تقسیم می‌کند. واحد پایینی در این برش ۳۸ متر ضخامت داشته و اغلب از سنگ‌آهک‌های شیلی



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از مک‌کویلین و همکاران، ۱۹۷۸) و موقعیت برش برداشت شده (ستاره قرمز رنگ)



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه، الف) زون‌های ساختاری اصلی ایران و موقعیت زون ساختاری زاگرس در جنوب غرب ایران (اقتباس از وزیر مقدم و همکاران، ۲۰۰۶)، ب) تقسیم‌بندی زون زاگرس و موقعیت منطقه مورد مطالعه در زیر زون فارس داخلی (اقتباس از شرکتی و لتوزی، ۲۰۰۴)، ج) راه دسترسی به برش مورد نظر که با علامت ستاره مشخص شده است.

نمونه توسط دستگاه *XRD* در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه یزد مورد بررسی قرار گرفتند. در نهایت روند تغییرات کانی‌ها و عناصر موجود در توالی مورد نظر بررسی و ساز و کار تشکیل لایه‌های قرمز تفسیر شد.

نتایج

بررسی‌های سنگ‌چینه‌شناسی صورت گرفته در برش مورد نظر نشان‌دهنده وجود ضخامتی از رسوبات شیلی با میان لایه‌هایی از آهک شیلی به رنگ قرمز (شکل ۳ الف، ۵) در واحد پایینی سازند داریان است. آنچه که وجود این توالی را قابل توجه می‌کند قرار گرفتن آن بر روی توالی رسوبات کربناته‌ای است که از یک طرف حاوی فونای پلاژیک و عمیق مثل رادیولر و فرامینیفرهای پلانکتون (گلوبیژرین و هدبرگلا) هستند و از طرف دیگر محتوای بالایی از مواد آلی داشته و حتی آغشتگی‌های هیدروکربنی در آن دیده می‌شود. این رسوبات قرمز رنگ با فاصله حدود ۱ متر و ۲۰ سانتی‌متری بر روی این رخساره پلاژیک قرار گرفته است. شرایط ژئوشیمیایی تشکیل رسوبات پلاژیک حاوی مواد آلی به رنگ تیره و رسوبات قرمز رنگ کاملا با هم متفاوت است، به همین جهت بررسی‌های دقیق‌تر جهت توضیح این مسئله

روش پژوهش

از طریق بررسی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چشمه دزدان (مک‌کویلین و همکاران، ۱۹۷۸)، برش چینه‌شناسی آب‌پخش به ضخامت ۱۶۲ متر انتخاب و نمونه‌برداری برداشت شد (۹۳ نمونه سنگ‌آهک، ۲۵ نمونه شیل). پس از تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی و مطالعه آن‌ها، رخساره‌های رسوبی مربوط به نمونه‌های سنگی کربناته از طریق روش دانه‌م (۱۹۶۲) و امبری و کلوان (۱۹۷۱) نام‌گذاری شدند و نمونه‌های شیلی نیز جهت مشخص شدن محتوی فسیلی آن‌ها توسط الک‌های مش ۲۳۰ و ۲۷۰ تحت شستشو قرار گرفتند. به منظور مشخص شدن وجود یا نبود دولومیت در نمونه‌های سنگی کربناته، مقاطع نازک توسط محلول آلزارین قرمز رنگ و به روش دیکسون (۱۹۶۶) رنگ‌آمیزی شدند. بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی بر روی رسوبات مربوط به توالی قرمز رنگ (شکل ۳ الف) صورت گرفته است و به همین منظور پودر ۹ نمونه سنگی و شیلی تهیه و توسط دستگاه جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه دانشکده شیمی دانشگاه یزد مورد آنالیز عنصری قرار گرفت. علاوه بر این به منظور تعیین ویژگی‌های کانی‌شناسی نمونه‌ها، پودر مربوط به این ۹

۲۰۱۲). به منظور مشخص شدن عامل ایجاد رنگ قرمز، رسوبات مذکور مورد مطالعه ژئوشیمیایی قرار گرفتند. داده‌های مربوط به آنالیز عنصری توسط روش جذب اتمی در جدول ۱ و همچنین نمودار مربوط به آنالیز *XRD* در شکل ۴ ارائه شده است. درصد وزنی کانی گوتیت از روی مساحت زیر منحنی بدست آمده از آنالیز *XRD* محاسبه شده است.

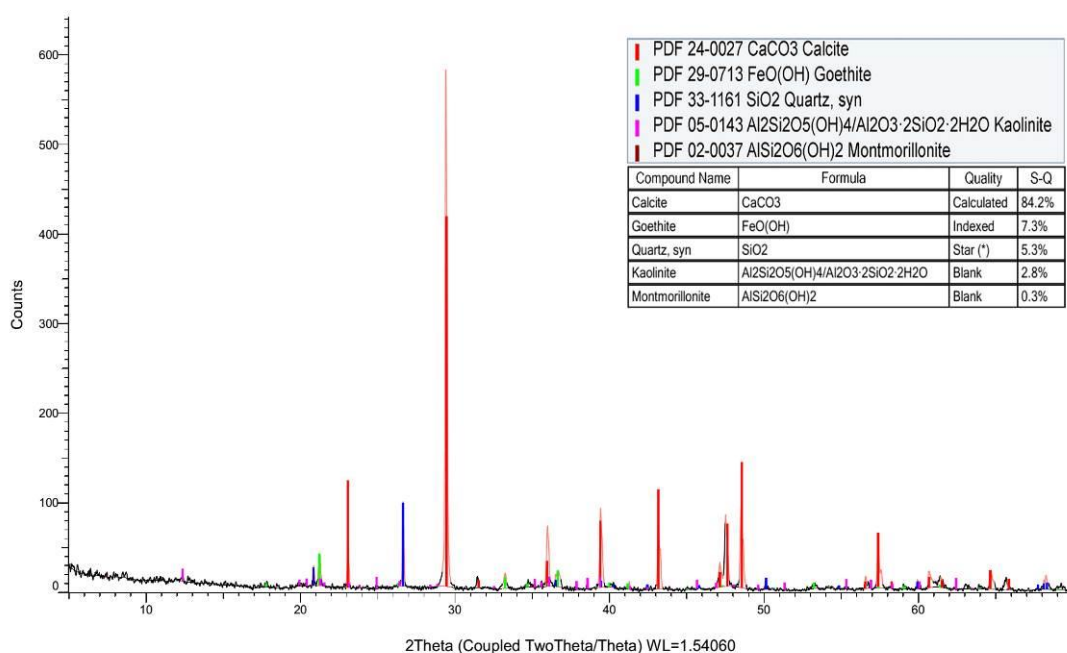
صورت گرفت. به طور کلی حضور اکسیژن در رسوبات بخش‌های عمیق حوضه‌های دریایی قدری غیرمعمول است، به خصوص اینکه کمی قبل‌تر از ته‌نشینی این رسوبات، توالی‌های شیل و آهک سیاه‌رنگ حاوی مواد در طی رویداد آنوکسیک اقیانوسی (موسوی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۴) ته‌نشین شده باشند. شناسایی منشأ رنگ قرمز در لایه‌های قرمز اقیانوسی می‌تواند کلید مهمی برای درک نحوه شکل‌گیری این رسوبات باشد (هو و همکاران



شکل ۳. تصاویر صحرایی و رخساره‌ای از رسوبات مورد مطالعه، الف) تصویر صحرایی از لایه شیل قرمز رنگ که بر روی رسوبات آهک پلاژیک حاوی مواد آلی قرار گرفته است. رنگ قرمز در سطح تازه شکسته شده لایه شیلی دیده می‌شود (چکش به عنوان مقیاس). ب-ج) تصاویر رخساره‌ای که نشان‌دهنده وجود رخساره پلاژیک به همراهی فرامینیفرهای بنتیک (شوفاتلا) است. آغستگی‌های آهن‌دار در زمینه رخساره دیده می‌شود (مقیاس ۳۰۰ میکرومتر).

جدول ۱. نتایج آنالیز عنصری (AA) و درصد وزنی کانی گوتیت (*XRD*) مربوط به نمونه‌های مورد مطالعه

Sample N.	Ca%	Mg%	Fe ppm	Mn ppm	FeO(OH)%W
1	35.2	0.27	2300	133.3	2.17
2	37.7	0.24	2200	162.1	3.19
3	36.2	0.31	4300	211.9	6.98
4	35.4	0.37	7100	283.3	8.31
5	35.9	0.35	6700	290.8	9.23
6	33.3	0.29	6900	278.7	9.13
7	33.4	0.42	7200	286.2	7.31
8	35.7	0.33	2400	153.7	2.11
9	35.2	0.37	2300	140.4	2.31



شکل ۴. آنالیز *XRD* مربوط به نمونه آهک شیلی در رسوبات مورد مطالعه، وجود کانی گوتیت به عنوان کانی آهن‌دار در این نمونه مشخص و از نظر فراوانی در رده دوم قرار دارد.

آنالیز عنصری

آنالیز عنصری رسوبات مورد مطالعه نشان می‌دهد بیشینه عنصر آهن در این نمونه‌ها برابر با ۷۳۰۰ پی‌پی‌ام^۱ و کمینه آن معادل ۶۷۰ پی‌پی‌ام است. ترسیم تغییرات عنصری در رسوبات مورد مطالعه نشان‌دهنده افزایش ناگهانی عنصر آهن و منیزیم در محدوده شیل‌های قرمز رنگ است. در این محدوده فراوانی عنصر آهن از ۲۲۰۰ پی‌پی‌ام به ۴۳۰۰ پی‌پی‌ام رسیده و در ضخامت ۶۵ سانتی‌متر در محدوده‌ای بین ۶۷۰۰ تا ۷۱۰۰ پی‌پی‌ام در نوسان است. پس از این افزایش مجدداً فراوانی عنصر آهن به میزان ۲۴۰۰ پی‌پی‌ام کاهش پیدا می‌کند. روند مشابهی نیز در مورد عنصر منیزیم مشاهده می‌شود. این روند تغییرات می‌تواند تابع دو عامل اصلی باشد. یکی در دسترس بودن عناصر مورد بحث در زمان ته‌نشینی رسوبات قرمز رنگ و دیگری تغییر شرایط اکسیداسیون و احیایی محیط و ورود این عناصر در رسوبات ته‌نشین شده است.

بررسی رسوبات کربناته در لایه‌های قدیمی‌تر نسبت به لایه‌های قرمز رنگ نشان می‌دهد بلورهای پیریت به فراوانی در رسوبات حاوی مواد آلی مربوط به بخش عمیق اقیانوس وجود دارد. این مسئله به خوبی بیان می‌کند که

عنصر آهن در زمان ته‌نشینی رسوبات حاوی مواد آلی و رسوبات قرمز رنگ، به فراوانی در محیط وجود داشته است و شرایط اکسیداسیون و احیایی محیط بوده که امکان تشکیل انواع سولفید آهن و یا اکسید آهن را فراهم آورده است.

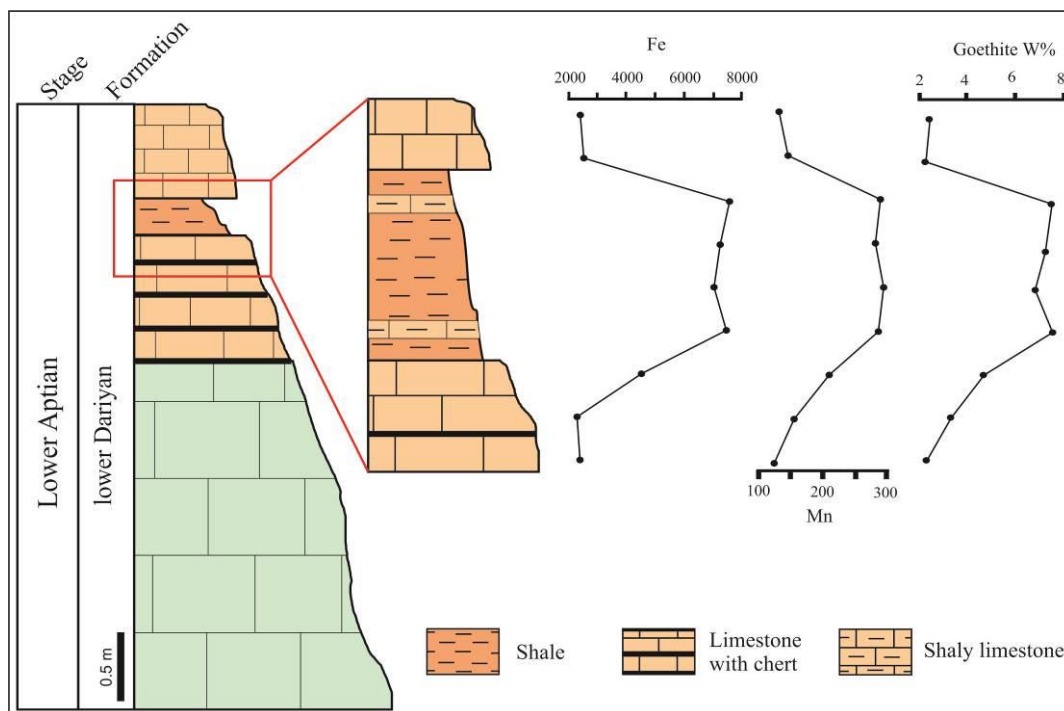
آنالیز کانی‌شناسی

بررسی‌های کانی‌شناسی انجام شده توسط دستگاه *XRD* نشان داد علاوه بر کانی‌هایی نظیر کلسیت، کوارتز و کانی‌های رسی نظیر کائولینیت و مونت‌موریونیت، اکسید آهن به فرم کانی گوتیت (*FeO(OH)*) نیز در رسوبات قرمز رنگ واحد پایینی سازند داریان وجود دارد (شکل ۴). با توجه به درصد وزنی گوتیت در این نمونه‌ها (بین ۱/۹۳ تا ۹/۲۳) و فراوانی این کانی در بخش شیل قرمز رنگ (۶/۹۸ تا ۹/۲۳) (جدول ۱، شکل ۵) با اطمینان می‌توان گفت که عامل ایجاد رنگ قرمز در رسوبات مورد مطالعه، حضور کانی گوتیت است. بررسی روند تغییرات فراوانی درصد وزنی کانی گوتیت در توالی مورد نظر به خوبی نشان می‌دهد که شرایط ژئوشیمیایی در این بخش از رسوبات با یک نوسان کوتاه مدت و در عین حال مشخص همراه بوده است. بررسی‌های رخساره‌ای نشان می‌دهد در لایه‌های زیرین لایه قرمز رنگ، رخساره‌های حاوی مواد

¹ Part per million

دهنده شرایط اکسیدان در زمان رسوب‌گذاری است (هو و همکاران، ۲۰۱۲) می‌توان از این روند تغییرات در محتوای کانی‌شناسی به عنوان شاخصی جهت تفسیر شرایط اکسیداسیون و احیایی در محیط رسوبی استفاده کرد.

آلی هستند که بلورهای فراوان پیریت به فرم دانه‌تمشکی^۱ در آن‌ها دیده می‌شود. با توجه به اینکه تشکیل بلورهای پیریت به فرم دانه‌تمشکی به عنوان شاخصی برای شرایط احیایی در محیط رسوبی (ارلیک و نیومن، ۲۰۰۹) و حضور کانی‌هایی نظیر گوتیت نشان



شکل ۵. بخشی از ستون چینه‌شناسی واحد پایین سازند داریان و موقعیت رسوبات قرمز رنگ در این توالی. روند تغییرات عنصری و کانی‌شناسی در این رسوبات به صورت نمودار نشان داده شده است. در محل لایه قرمز فراوانی عنصر آهن، منگنز و هم‌چنین کانی گوتیت افزایش یافته است.

ته‌نشینی رسوبات، اکسیژن به اندازه کافی به بخش‌های عمیق حوضه رسیده و امکان زیست برای موجودات بنتیک را فراهم آورده است. بررسی روند تغییرات ایزوتوپ کربن ۱۳ که توسط موسوی‌زاده و همکاران (۲۰۱۵) بر روی سازند داریان در برش کوه سفید انجام شده است این مطلب را تایید می‌کند که رویداد آنوکسیک اقیانوسی^۲ آپتین پیشین در رسوبات واحد پایینی این سازند ثبت شده است. در برش آب‌پخش نیز دقیقاً رخساره مشابه با واحد پایین سازند داریان و با همان محتوای فسیلی و حضور مواد آلی در زمینه رخساره‌های پلاژیک وجود دارد. بررسی‌های زیست‌چینه‌نگاری انجام شده توسط موسوی‌زاده و همکاران (۲۰۱۴) در برش کوه سفید بر اساس فرامینفر بنتیک اربیتولین و مقایسه محتوای فسیلی برش آب‌پخش با نتایج آن مطالعه موید همزمانی

بحث

همانطور که بخش مقدمه عنوان شد، مطالعه رخساره‌های رسوبی توسط میکروسکوپ پلاریزان در سنگ‌آهک‌های قسمت زیرین لایه قرمز رنگ وجود رخساره پلاژیک حاوی فرامینفرهای پلانکتون و رادیولر را تایید کرده است ولی در توالی شیل قرمز رنگ و میان‌لایه‌های سنگ‌آهک شیلی موجود آن، علاوه بر فونای پلاژیک، فرامینفرهای بنتیک نظیر شوفاتالا (شکل ۳-ج) نیز به فراوانی دیده می‌شود. حضور فرامینفرهای پلانکتون و بنتیک در کنار یکدیگر موید این مسئله است که اکسیژن محلول در آب، هم در سطوح بالایی ستون آب و هم در بخش‌های عمیق حوضه وجود داشته است (هو و همکاران، ۲۰۱۲). علاوه بر این، رنگ زمینه گل‌آهکی در این رخساره‌ها نیز قرمز است (شکل ۳ب) که این مسئله نیز نشان می‌دهد در زمان

² Oceanic anoxic event

¹ Framboidal

از چند میکرون هستند و پراکندگی ناهمگن^۶ داشته و نمی‌توانند باعث ایجاد رنگ قرمز به صورت یکنواخت در رسوبات شوند، در صورتی که هماتیت و گوتیت در جازا پراکندگی کاملاً همگن^۷ داشته و به همین دلیل غلظت‌های کمی از آن می‌تواند به راحتی رنگ قرمز یکنواخت در رسوبات ایجاد کند (کایی و همکاران، ۲۰۰۹). با توجه به این مسئله می‌توان نتیجه گرفت که منشأ کانی گوتیت در رسوبات سازند داریان تهنشینی مستقیم از آب دریا و یک منشأ اولیه بوده است (برای مثال هو و همکاران، ۲۰۱۲). در مورد سازوکار تشکیل لایه‌های قرمز اقیانوسی فرضیه‌ای توسط ونگ و همکاران (۲۰۱۱) ارائه شده است که پیشنهاد می‌دهد رسوب‌گذاری لایه‌های قرمز اقیانوسی به عنوان فرآیندی متعاقب با رویدادهای آنوکسیک اقیانوسی در نظر گرفته می‌شوند. بر اساس این فرضیه افزایش تدفین کربن آلی در طی رویداد آنوکسیک اقیانوسی منجر به کاهش شدید محتوای دی‌اکسیدکربن در جو زمین شده است (آرتور و همکاران، ۱۹۸۸). به عنوان مثال رویداد آنوکسیک اقیانوسی ۲ منجر به کاهش شدید (در حدود ۴۰ تا ۸۰ درصد) فشار دی‌اکسیدکربن (pCO_2) در اتمسفر گردیده است (کوپیروز و همکاران، ۱۹۹۹؛ بارکلی و همکاران، ۲۰۱۰). این کاهش شدید فشار دی‌اکسیدکربن در جو، به نوبه خود منجر به سرد شدن آب و هوا در مقیاس جهانی می‌شود (جنکینز، ۲۰۱۰). چنین سردشدگی در زمان پس از رویداد آنوکسیک اقیانوسی پیشین (*OAE1a*) نیز به عنوان یکی از دو دوره سردشدگی اصلی در طول شرایط گلخانه‌ای کرتاسه گزارش شده است (ماورر و همکاران، ۲۰۱۲). شواهد این سردشدگی به صورت رسوبات یخچالی در حوضه‌های رسوبی مختلف مانند کانادا، اسوالبارد غربی^۸ و استرالیا گزارش شده است (فراکس و همکاران، ۱۹۹۲). علاوه بر شواهد رسوب‌شناسی و رخساره‌ای، شواهد ایزوتوپی پایدار اکسیژن نیز این سرد شدگی را تایید می‌کنند (لوریو و فراکس، ۱۹۹۵؛ آیم‌هاوزر، ۲۰۰۵). کاهش نانوفسیل‌های آهکی در اقیانوس تئیس نیز از دیگر شواهد اثبات کننده این سردشدگی است (موتزلوس و همکاران، ۲۰۰۹). البته یکی دیگر از دلایل کاهش دما پس از

رسوب‌گذاری این واحدهای رسوبی است. آنچه که در مورد لایه‌های قرمز اقیانوسی حائز اهمیت است سازوکار ایجاد رنگ قرمز در این لایه‌ها و تغییر سریع شرایط کف حوضه از شرایط اقیانوسی به اکسیدان است.

به طور کلی هماتیت، گوتیت و کلسیت‌های حاوی منگنز مهم‌ترین عوامل ایجاد رنگ قرمز در لایه‌های قرمز اقیانوسی هستند (هو و همکاران، ۲۰۰۹، ۲۰۱۲). به عنوان مثال شیل‌های چوانگ^۳ در فلات تبت در چین از لحاظ کانی‌شناسی حاوی کلریت، ایلیت، کائولینیت، کوارتز، آلبیت، کلسیت و هماتیت است که این هماتیت عامل ایجاد رنگ قرمز در آن‌ها شده است (لی و همکاران، ۲۰۰۹). محیط‌های دریایی اکسیدان با اسیدیتته نزدیک به ۸ شرایط مناسبی برای تشکیل هماتیت و گوتیت از فری‌هیدرات را فراهم می‌آورند، البته در این بین عوامل مختلفی وجود دارند که تعیین می‌کنند کدام کانی در رسوبات غالب باشد (کیپلی و همکاران، ۲۰۰). به عنوان مثال جاننشینی سیلیس یا آلومینیوم در فری‌هیدرات تشکیل گوتیت را متوقف می‌کند (کرنل و شوارتزمن، ۱۹۹۶).

محیط‌های رسوبی اصلی برای تشکیل لایه‌های قرمز اقیانوسی به صورت شماتیک در شکل ۶ نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود شرایط تشکیل این رسوبات از بخش کم‌عمق پلتفرم تا قسمت‌های عمیق حوضه می‌تواند وجود داشته باشد. همانطور که در توصیفات چینه‌شناسی عنوان شد، رسوبات قرمز اقیانوسی در سازند داریان از شیل و بین لایه‌هایی از آهک شیلی تشکیل شده است، بنابراین می‌توان موقعیت محیطی این رسوبات را در محدوده لایه‌های قرمز آهکی و سیلیسی چرخه‌ای^۴ در نظر گرفت.

مطالعات کایی و همکاران (۲۰۰۹) نشان می‌دهد که هماتیت و گوتیت در رسوبات دریایی از دو طریق تشکیل می‌شوند: حالت اول منشأ قاره‌ای داشته که توسط باد‌های فصلی و به همراهی بوهمیت و دانه‌های کوارتز به بخش‌های عمیق اقیانوسی انتقال می‌یابند. طریقه دوم، هماتیت و گوتیت‌های در جازا^۵ هستند که از آب دریا تهنشینی می‌شوند. در حالت اول دانه‌های هماتیت بزرگ‌تر

^۶ Heterogeneously distribution

^۷ Homoge

^۸ West Svalbard

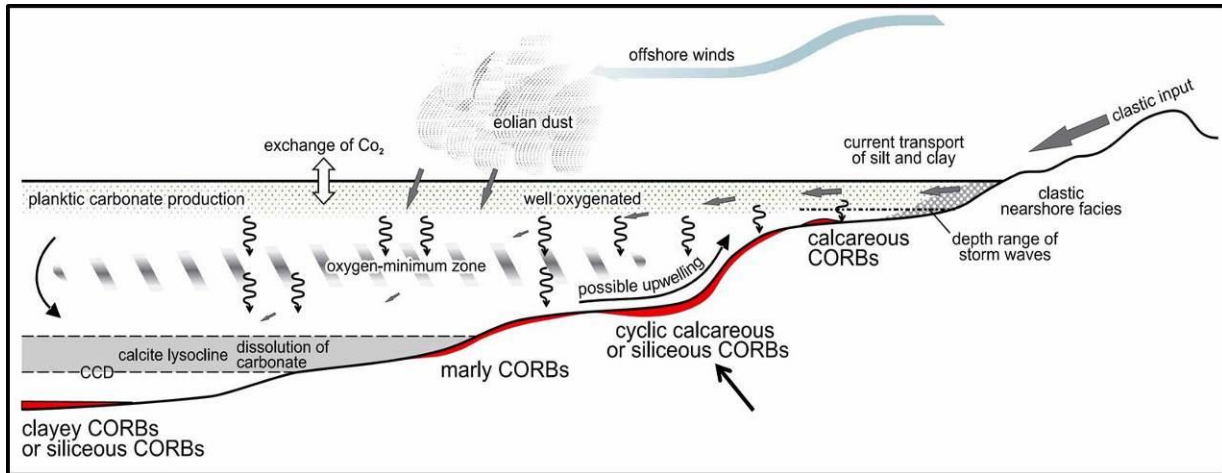
^۳ Chuangde

^۴ Cyclic calcareous or siliceous CORBs

^۵ Authigenic

(۲۰۱۴) نشان داده است که رسوبات واحد پایینی سازند داریان در منطقه مورد مطالعه (اطراف گسل کازرون) در یک حوضه اینتراشلفی با رسوبات پلاژیک ته‌نشین شده است. در نهایت بررسی ایزوتوپ پایدار اکسیژن در برش کوه سفید توسط موسوی‌زاده (۱۳۹۸) روند سردشدگی پس از رویداد آنوکسیک اقیانوسی آپتین پیشین را تایید می‌کند.

رویدادهای احیایی می‌تواند به کاهش فعالیت‌های ولکانیکی در بستر اقیانوس‌ها مربوط باشد (لارسن، ۱۹۹۱). مطالعات قبلی انجام شده در رسوبات واحد پایینی سازند داریان نشان‌دهنده انطباق زمانی آن‌ها با یکی از رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی مهم در انتهای آپتین پیشین (*OAE1a*) است (موسوی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۵). از طرفی بررسی‌های رخساره‌ای و چینه‌نگاری سکانسی صورت گرفته توسط موسوی‌زاده و همکاران



شکل ۶. محیط‌های رسوبی اصلی و عوامل تاثیرگذار بر رسوب‌گذاری لایه‌های قرمز اقیانوسی کرتاسه. با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی سازند داریان، رسوبات قرمز رنگ مورد مطالعه می‌تواند در محدوده لایه‌های قرمز آهکی یا سیلیسی چرخه‌ای (پیکان) قرار داشته باشد (اقتباس از هو و همکاران، ۲۰۰۹).

اکسیدکنندگی آب‌های عمیق را افزایش داده و شرایط لازم برای تشکیل لایه‌های قرمز اقیانوسی را فراهم آورد. بررسی‌ها نشان می‌دهد که این تغییر فاز از رویداد آنوکسیک احیایی آپتین پیشین (*OAE1a*) به اولین لایه‌های قرمز اقیانوسی (*CORB1*) در بازه زمانی کوتاه در حدود ۱ میلیون سال در غرب (ایتالیا) (هو و همکاران، ۲۰۰۹) و مرکز اقیانوس نئوتتیس (ترکیه) (ارن و کدیر، ۱۹۹۹) اتفاق افتاده است. به این ترتیب لایه‌های قرمز رنگ اقیانوسی سازند داریان می‌توانند با فرضیه مطرح شده کاملاً منطبق باشد. در مورد عوامل موثر در تقویت حالت اکسیدکنندگی آب، هو و همکاران (۲۰۱۲) اعتقاد دارند که کاهش موجودات زنده آب پس از ایجاد رویداد بی‌هوایی، تقاضا برای مصرف اکسیژن را کاهش می‌دهد و لذا اکسیژن موجود در آب به راحتی و به فراوانی در اختیار فرآیند اکسید شدن عناصر قرار گرفته است و در چنین شرایط اکسید آهن به سادگی تشکیل می‌شود. در چنین شرایطی است که میزان تولید کربنات

داده‌های حاصل از این مطالعات با فرضیه مطرح شده در مورد سازوکار تشکیل لایه‌های قرمز اقیانوسی کاملاً همخوانی دارند، به این معنی که لایه قرمز اقیانوسی در ادامه رسوبات پلاژیک، بعد از رویداد آنوکسیک اقیانوسی آپتین پیشین و پس از دفن مقادیر زیادی از کربن به صورت مواد آلی در رسوبات تشکیل شده‌اند. سردشدگی جهانی آب اقیانوس‌ها منجر به افزایش آب‌های سرد عمیق می‌شود و با توجه به محتوای بالای اکسیژن محلول در آب‌های سرد، ظرفیت اکسیدکنندگی آن‌ها افزایش می‌یابد (هو و همکاران، ۲۰۱۲). علاوه بر این، افزایش کربن آلی دفن شده در طی رویداد آنوکسیک احیایی، میزان اکسیژن اتمسفر را افزایش داده و نسبت فتوسنتزی CO_2-O_2 به ۱:۱ می‌رسد (آرتور و همکاران، ۱۹۸۸). این مسئله نیز به نوبه خود می‌تواند پتانسیل اکسیدکنندگی آب‌های عمیق را افزایش دهد. بنابراین کاهش فشار دی‌اکسید کربن در نتیجه تدفین کربن آلی در طول رویدادهای احیایی می‌تواند ظرفیت

بی‌اکسیژنی به اکسیژن‌دار نسبت داد. مقایسه داده‌های به دست آمده با نتایج حاصل از مطالعات قبلی در این محدوده سنی نشان می‌دهد افزایش میزان اکسیژن کف حوضه رسوبی در نتیجه سردشدگی ناشی از خروج گاز دی‌اکسیدکربن از طریق تشکیل رسوبات غنی از مواد آلی رخ داده است. این سردشدگی از یک طرف منجر به افزایش توان اکسیدکنندگی آب‌های عمیق شده و از طرف دیگر الگوی چرخش آب اقیانوس‌ها را پس از رویداد بی‌اکسیژنی تغییر داده است. این نتایج می‌تواند در بازسازی شرایط ژئوشیمیایی و اکولوژیکی قدیمه حوضه رسوبی و همچنین بررسی شرایط آب و هوایی منطقه مفید و کاربردی باشد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان از سردبیر محترم مجله رسوب‌شناسی کاربردی دانشگاه بوعلی‌سینا همدان و ریاست محترم انجمن رسوب‌شناسی ایران کمال تشکر را دارند.

منابع

- مطیعی، ه (۱۳۷۲) چینه‌نگاری زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ۳۰۶ ص.
- موسوی‌زاده، م. ع (۱۳۹۸) بررسی روند تغییرات دمای دیرینه در نهشته‌های کربناته آپتین-آلبین در زون چین‌خورده-رانده زاگرس بر مبنای داده‌های ایزوتوپ اکسیژن، مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۷۴، سال سی و پنجم، ص ۵۵-۷۲.
- Alavi, M (1994) *Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics*, 229: 211-238.
- Alavi, M (2004) *Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science*, 304: 1-20.
- Alavi, M (2007) *Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of Science*, 307: 1064-1095.
- Alsharhan, A. S., Nairn, (1997) *A Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East. Amsterdam: Elsevier. 371 p.*
- Arthur, M. A (1979) *Origin of Upper Cretaceous multicolored claystones of the western Atlantic, in Tucholke, B.E., Vogt, P.R., et al., eds., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 43:417-420.*
- Arthur, M. A., Dean, W. E., Pratt, L. M (1988) *Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the*

کلسیم نیز کاهش یافته و سهم کانی‌های رسی در رسوبات افزایش می‌یابد و به همین دلیل سنگ‌شناسی رسوبات از سنگ‌آهک به طرف سنگ‌آهک شیلی و شیل تغییر می‌یابد. در همین زمینه، های (۲۰۰۸) معتقد است که چرخه‌های اقیانوسی ایجاد شده توسط جریان باد، یکی از عوامل موثر در گسترش دادن محدوده حداقل اکسیژن^۱ (OMZ) به بخش‌های عمیق‌تر حوضه بوده است و به همین دلیل در برخی رسوبات اقیانوسی، تناوبی از رسوبات سیاه‌رنگ و قرمزرنگ دیده می‌شود که تغییر متناوب سطح اکسیژن بخش عمیق حوضه را نشان می‌دهد. به عقیده این فرد، سرد شدن آب و هوا خود یکی از دلایل مهم ایجاد جریان‌های عمیق اقیانوسی است که می‌تواند اکسیژن محلول در آب را به بخش‌های عمیق حوضه منتقل کرده و پس از آن از طریق جریان‌های بالآمدگی^۲ این اکسیژن، در اختیار بخش‌های کم‌عمق پلت‌فرم قرار گیرد. در هر صورت مجموعه این فرآیندها که همگی به نوعی ناشی از کاهش حجم دی‌اکسیدکربن اتمسفر در نتیجه دفن مواد آلی در رسوبات بوده است، می‌تواند شرایط لازم برای تشکیل لایه‌های قرمزرنگ پس از رسوبات سیاه‌رنگ غنی از مواد آلی را در رسوبات مورد مطالعه فراهم کرده باشد.

نتیجه‌گیری

بررسی رسوبات واحد پایینی سازند داریان نشان‌دهنده وجود لایه‌های آهکی-شیلی قرمزرنگی است که بر روی رسوبات پلاژیک سیاه‌رنگ حاوی مواد آلی ته‌نشین شده‌اند. آنالیزهای عنصری و کانی‌شناسی صورت گرفته در این رسوبات موید افزایش محتوای آهن عنصری و همچنین حضور کانی گوتیت در این توالی است. نظر به نتایج حاصل از آنالیزهای ژئوشیمیایی و با توجه به اینکه در این رسوبات عمیق دریایی، فونای پلاژیک و بنتیک با هم دیده می‌شوند، می‌توان نتیجه گرفت که سطح اکسیژن بستر رسوبات در این بخش از حوضه بالا بوده که شرایط تشکیل اکسید آهن و حضور فونای بنتیک را فراهم آورده است. تشکیل این رسوبات قرمزرنگ بر روی شیل‌ها و آهک‌های غنی از مواد آلی را می‌توان به تغییر سریع شرایط ژئوشیمیایی کف حوضه رسوبی از حالت

¹ Oxygen minimum zone

² Upwelling

- scales and models of origin. *Earth-Science Reviews*, 115: 217-248.
- Jenkyns HC (2010) Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochem Geophys Geosyst*, 11(3): 3-38.
- Kiipli, E., Kallaste, T. and Kiipli, T (2000) Hematite and goethite in Telychian marine red beds of the East Baltic. *GFF*, 122: 281-286.
- Kuypers, M. M. M., Pancost, R. D., Sinninghe Damsté, J (1999) A large and abrupt fall in atmospheric CO₂ concentration during Cretaceous times. *Nature*, 399: 27-30.
- Larson, R. L (1991) Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19 (10): 963-966.
- Li, X., Cai, Y., Xue, J (2009) Colour genesis of red shales in Cretaceous marine red beds from Gyangze, southern Tibet. *Acta Mineralogica Sinica*, 29 (3): 283-290.
- Mansouri-Daneshvar P., Moussavi-Harami R., Mahboubi A., Gharaie M. H., Feizie A (2015) Sequence stratigraphy of the petroliferous Dariyan Formation (Aptian) in Qeshm Island and offshore (southern Iran). *Petroleum Science*, 12: 232-251
- Moosavizadeh, M. A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Kavooosi, M. A (2014) Early Aptian oceanic anoxic event (OAE 1a) in Northeastern Arabian Plate setting: an example from Dariyan Formation in Zagros fold-thrust belt, SE Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 7: 4745-4756.
- Moosavizadeh, M. A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Kavooosi, M.A., Schlagintweit, F (2015) Sequence stratigraphy and platform to basin margin facies transition of the Lower Cretaceous Dariyan Formation (northeastern Arabian Plate, Zagros fold-thrust belt, Iran). *Bulletine of Geosciences*, 90(1): 154-172.
- Mutterlose, J., Bornemann, A., Herrle, J (2009) The Aptian-Albian cold snap: evidence for "mid" Cretaceous icehouse interludes. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie-Abhandlungen*, 252 (2): 217-225.
- Sengor, A. C (1984) The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. In: Baker, V. R. (Ed.), *Rethinking the Fabric of Geology*. Geological Society of America Special Papers, 195: 1-74.
- Scott, R. W., Oboh-Ikuenobe, F. E., Benson Jr., D. G., Holbrook, J.M (2009) Numerical age calibration of the Albian/Cenomanian boundary. *Stratigraphy*, 6: 17-32.
- Sherkati, S. & Letouzey, J (2004) Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21(5): 535-554.
- Štur, D (1860) Bericht über die geologische übersichts - Aufnahmed. Wassergebietes der Cenomanian/Turonian boundary. *Nature*, 335: 714-717.
- Barclay, R. S., McElwain, J. C., Sageman, B. B (2010) Carbon sequestration activated by a volcanic CO₂ pulse during Ocean Anoxic Event 2. *Nature Geoscience*, 3 (3): 205-208.
- Berberian, M. and King, G (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Cai, Y., Hu, X., Li, X., Pan, Y (2012) Origin of the red color in a red limestone from the Vispi Quarry section (central Italy): a high-resolution transmission electron microscopy analysis. *Cretaceous Research*, 28: 97-102.
- Cornell, R.M. and Schwertmann, U (1966) *The Iron Oxides*. VCH Weinheim. 573 p.
- Lurio, J. L., Frakes, L. A (1999) Glendonites as a paleoenvironmental tool: implications for Early Cretaceous high latitudes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 1039-1048.
- Dickson, J. A. D (1966) Carbonate Identification and genes as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 441-505.
- Ehrlich H. L., Newman D. K (2009) *Geomicrobiology*. Chapter 19: *Geomicrobiology of Sulfur*. Fifth Edition. Taylor and Francis Group, LLC. pp. 439-490.
- Eren, M., Kadir, S (1999) Colour origin of upper Cretaceous pelagic red sediments within the Eastern Pontides, northeast Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 88 (3): 593-595.
- Frakes, L. A., Francis, J. E., and Syktus, J. I (1992) *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge: Cambridge University Press. 290 p.
- Ghasemi, A. and Talbot, C (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 683-693.
- Gümbel, C.W (1861) *Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes*. Alps, Bavarian (Germany) 950 p.
- Hay, W. W (2008) Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. *Cretaceous Research*, 29: 725-753.
- Hu, X. M., Jansa, L., Wang, C. S., Sarti, M., Bak, K., Wagreich, M., Michalik, J., Sotak, J (2005) Upper Cretaceous oceanic red beds (CORBs) in the Tethys: occurrences, lithofacies, age, and environments. *Cretaceous Research* 26: 3-20.
- Hu, X., Hu, X., Wagreich, M., Yilmaz, I. O (2012) Marine rapid environmental/climatic change in the Cretaceous greenhouse world. *Cretaceous Research*, 38: 40-51.
- Hu, X., Scott, R. W., Cai, Y., Wang, C. and Melinte-Dobrinescu, M.C (2012) Cretaceous oceanic red beds (CORBs): Different time

- Waag und Meutra. *Geologische Reichsanstalt, Jahrbuch*, 11: 17–149.
- Vaziri-Moghadan, H., Kimiagari, M. & Taheri, A (2006) *Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. Facies*, 52: 41–51.
- Vna Houten, F. B (1964) *Origin of red beds—some unresolved problems*, in Nairn, A. E. M., ed., *Problems in Paleoclimatology: New York, Interscience*, 647–661.
- Wang, C., Huang, Y., Hu, X., Li, X (2004) *Cretaceous oceanic redbeds: implications for paleoclimatology and paleoceanography. Acta Geologica Sinica—English Edition*, 78 (3): 873–877.
- Wang, C. S., Hu, X. M., Sarti, M., Scott, R. W., Li, X. H (2005) *Upper Cretaceous oceanic red beds in southern Tibet: a major change from anoxic to oxic, deep-sea environments. Cretaceous Research*, 26 (1): 21–32.
- Wang, C., Hu, X., Huang, Y., Scott, R., Wagreich, M (2009) *Cretaceous oceanic red beds (CORB): a window on global oceanic/climatic change. In: Hu, X., Wang, C., Scott, R.W., Wagreich, M., Jansa, L. (Eds.), Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins and Paleoceanographic/Paleoclimatic Significance SEPM Special Publication*, 91: 13–33.
- Wang, C., Hu, X., Huang, Y., Wagreich, M., Scott, R. W., Hay, W. W (2011) *Cretaceous oceanic red beds as possible consequence of oceanic anoxic events. Sedimentary Geology*, 235: 27–37.