

شواهد رسوب‌شناسی و ژئوشیمیایی گذر آبتین به آلبین در فروافتادگی دزفول (حوضه رسوبی زاگرس)

هانیه قاینی^۱، محمدحسین محمودی‌قرائی^{۲*}، سیدرضا موسوی‌حرمی^۳، محمد وحیدی‌نیا^۴ و جواد شریفی^۵

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲، ۳ و ۴- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۵- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

نویسنده مسئول: mhmgharaie@um.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۰/۱۱/۹ پذیرش: ۱۴۰۱/۲/۲۵

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

مطالعه توالی آبتین-آلبین در بسیاری از نقاط حوضه زاگرس و صفحه عربی به دلیل ناپیوسته بودن رسوبات این بازه زمانی همواره با محدودیت مواجه بوده است. برش تنگ ماگر که در فروافتادگی دزفول واقع شده است از معدود توالی‌های پیوسته رسوبات دریایی آبتین-آلبین در صفحه عربی است که مطالعه بر روی آن اطلاعات با ارزشی را در مورد وضعیت اقیانوس‌شناسی دیرینه این بازه زمانی در اختیار قرار می‌دهد. در این مطالعه سعی شده است تا علاوه بر مطالعه ریزرخساره‌های رسوبی با استفاده از پتروگرافی برش‌های نازک، روند تغییرات TOC و $\text{CaCO}_3\%$ در رسوبات گذر آبتین-آلبین به منظور تحلیل وضعیت اقیانوسی، مورد بررسی قرار گیرد. در برش تنگ ماگر، میزان TOC در قاعده آشکوب آلبین به ۵/۸ درصد رسیده است که حاکی از وجود شیل سیاه در این بخش می‌باشد. این یافته مهم در کنار داده‌های بایواستراتیگرافی مطالعات پیشین توانسته است تا علاوه بر تعیین جایگاه کرونواستراتیگرافی این شیل، امکان تطابق دقیق آن را با دیگر افق‌های شیل سیاه در سایر حوضه‌های رسوبی برقرار سازد. تغییرات میزان CaCO_3 نیز در لایه‌های مختلف با مقادیر متفاوت به ثبت رسیده است که مهم‌ترین این نوسانات از نظر تفسیرهای پالئوکولوژی در انتهای آبتین و لایه‌های ابتدایی آلبین بوده است که با کاهش قابل توجه در میزان CaCO_3 شناخته شده است. این موضوع در تلفیق با اطلاعات فسیل‌شناسی موجود می‌تواند موید شرایط اسیدی آب دریا در زمان تنه‌نشست رسوبات گذر آبتین-آلبین باشد.

واژگان کلیدی: کژدمی، برش تنگ ماگر، آبتین-آلبین، شیل سیاه، TOC، ریزرخساره

پیشگفتار

۲۰۱۰؛ رابینسون و همکاران، ۲۰۱۷). متعاقباً در این شرایط، حفظ‌شدگی مواد آلی در رسوبات رخ داده و منجر به تشکیل افق‌های شیل تیره‌رنگ، شده است که یکی از مهم‌ترین شواهد رسوبی مرتبط با رخداد های OAE است. در گذر آبتین به آلبین، افق‌های متعددی از شیل تیره و همچنین تحولات شدیدی در اجتماعات زیستی پلانکتونی و بنتیک منتسب به رخداد بی‌هوازی OAE1b دیده می‌شود که در سراسر حوضه‌های رسوبی دنیا به ثبت رسیده است (آرتور و همکاران، ۱۹۹۰؛ ارباچر و همکاران، ۲۰۰۱؛ لکی و همکاران، ۲۰۰۲؛ هرل، ۲۰۰۲؛ گریپو و همکاران، ۲۰۰۴؛ هانگ و همکاران، ۲۰۱۰؛ تراپوچو و الکساندر و همکاران، ۲۰۱۱، پتريزو و همکاران، ۲۰۱۲؛

سیستم کرتاسه به سبب تغییرات عمده آب و هوایی در مقیاس جهانی و افزایش گازهای گلخانه‌ای (CO_2 و/یا CH_4) در اتمسفر و اقیانوس‌ها و نوسانات سطح دریا همواره مورد توجه پژوهشگران بوده است (لارسون، ۱۹۹۱؛ لکی و همکاران، ۲۰۰۲؛ بونمان و همکاران، ۲۰۱۷؛ بوند و گرسبی، ۲۰۱۷). این تغییرات معمولاً منجر به گسترش شرایط گرم و گلخانه‌ای و کاهش سطح اکسیژن شده که به تبع آن رویدادهای OAEs^۱ در اقیانوس‌های سراسر جهان رخ داده است (ویسرت، ۱۹۸۹؛ آرتور و همکاران، ۱۹۹۰؛ جنکینز، ۱۹۹۹؛ جونز و جنکینز، ۲۰۰۱؛ لکی و همکاران، ۲۰۰۲؛ جارویس و همکاران، ۲۰۰۶؛ جنکینز،

^۲ interval

^۱ oceanic anoxic events

شده است که منجر به تفکیک دقیق‌تر مرز آپتین-آلبین نسبت به مطالعات گذشته در یک بازه ۴/۵ متری در زون فرامینیفر پلانکتون *Microhedbergella miniglobularis* بوده که نه تنها ابهامات قبلی را تا حد زیادی برطرف نموده است، بلکه سبب شده تا بستر مناسب و قابل اعتمادی برای تحلیل دقیق داده‌های ژئوشیمی در مرز آپتین/آلبین حوضه زاگرس مهیا شود. بر همین اساس در این مطالعه سعی شده است داده‌های ژئوشیمی شامل TOC% و CaCO₃% از مرز آپتین/آلبین در برش تنگ‌ماغر و معطوف به داده‌های سنی دقیق قبلی (شریفی و همکاران، ۲۰۲۱) گزارش شود تا با استفاده از آن‌ها به بررسی شرایط پالئوآکولوژیک و اقیانوس‌شناسی دیرینه بپردازیم. در ادامه با در نظر گرفتن تحولات و تغییرات ژئوشیمیایی مرز آپتین-آلبین در سایر نقاط دنیا، سعی شده است تا یک تطابق چینه‌نگاری شیمیایی^۴ بین داده‌های برش تنگ‌ماغر و این توالی‌های رسوبی برقرار گردد تا منجر به شناسایی دقیق‌تر الگوی تغییرات محیطی در مرز آپتین-آلبین شود. تلفیق مطالعات ژئوشیمی و داده‌های سنی همراه با مطالعات رسوب‌شناسی می‌تواند یک گام مهم در شناخت بیشتر تحولات پالئوآکولوژیک در گذر آپتین-آلبین در جنوب تیتیس و به ویژه صفحه عربی ارائه دهد.

زمین‌شناسی منطقه

حوضه زاگرس در جنوب اقیانوس نئوتیتیس و در امتداد حاشیه شرقی صفحه عربی واقع شده است (شارلند و همکاران، ۲۰۰۱؛ بهرودی و کوی، ۲۰۰۳؛ آگراد و همکاران، ۲۰۱۱) و به دلیل دارا بودن مخازن هیدروکربوری فراوان مورد مطالعه بسیاری از پژوهشگران قرار گرفته است (مطیعی، ۱۳۸۲؛ بردناو، ۲۰۰۲؛ شرکتی و لتوزی، ۲۰۰۴؛ کاروبا و همکاران، ۲۰۰۶؛ الن و طالبیان، ۲۰۱۱). حوضه زاگرس با توجه به ویژگی‌های تکتونیکی و رسوب‌شناسی به چهار زیرحوضه شامل زون لرستان، فروافتادگی دزفول، زون ایذه و حوضه فارس تقسیم می‌شود که عموماً بوسیله گسل‌های پی‌سنگ از یکدیگر جدا شده‌اند (مطیعی، ۱۳۸۲؛ شرکتی و لتوزی، ۲۰۰۴)، که این جدایش‌ها در شکل ۱، الف. قابل مشاهده است. گسل‌های اصلی در زاگرس به دو دسته تقسیم می‌شوند: (۱) گسل‌های با روند NW-SE مانند راندگی اصلی زاگرس که به موازات کمربند

ساباتینو و همکاران، ۲۰۱۵). حوضه رسوبی زاگرس در آپتین-آلبین بعنوان بخشی از صفحه عربی و جنوب اقیانوس نئوتیتیس در نظر گرفته شده و رسوبات آن دارای تنوع قابل توجهی از رخساره‌های رسوبی هستند. حرکات تکتونیکی محلی و نوسانات آب دریا منجر به این تغییرات رخساره‌ای در زاگرس شده است، به نحوی که در بخش‌های درون فلات‌قاره^۳ مانند فروافتادگی دزفول و حوضه لرستان، رسوبات عمدتاً با شیل‌ها و مارن‌های تیره و فراوانی فونای پلانکتون همراه بوده اما مناطق کم عمق‌تر شامل پلتفرم کربناته فارس و زون ایذه با توسعه افقی‌های آهکی، فراوانی فونای بنتیک و عمق کمتر شناخته می‌شوند (افقه و همکاران، ۲۰۲۰؛ کشاورزی و همکاران، ۲۰۲۱). تغییرات سطح آب دریا موجب شده تا مرز آپتین/آلبین در بسیاری از مناطق کم عمق‌تر بصورت ناپیوسته و همراه با افقی‌های آواری باشد و رسوبات پیوسته در این بازه زمانی محدود به مناطق عمیق‌تر حوضه مانند فروافتادگی دزفول می‌شود (غضبان، ۲۰۰۷؛ وینسنت و همکاران، ۲۰۱۰؛ فرضی‌پور ساعین و همکاران، ۲۰۱۳؛ بوربری، ۲۰۱۵). رسوبات آپتین-آلبین در حوضه زاگرس به عنوان سازند کژدمی شناخته می‌شود که یکی از مهم‌ترین سنگ‌منشاهای مواد هیدروکربوری به شمار می‌رود. وجود توالی پیوسته دریایی آپتین-آلبین در حوضه زاگرس همراه با کنترل سنی مناسب از جمله مهم‌ترین پارامترهای مطالعه و بررسی تغییرات اقیانوس‌شناسی دیرینه و پالئوآکولوژی این رسوبات می‌باشد. از مهم‌ترین مطالعات زیست‌چینه‌نگاری و شیمی چینه‌نگاری قبلی که بر روی رسوبات سازند کژدمی انجام شده است می‌توان به مطالعه وینسنت و همکاران (۲۰۱۰) اشاره کرد. مطالعات بعدی (مراجعه شود به مورر و همکاران، ۲۰۱۳؛ فن‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۰، ۲۰۱۱؛ وینسنت، ۲۰۱۵) عمدتاً بر روی شرایط محیط رسوبی و تفسیر تغییرات سطح تراز آب دریا براساس داده‌های وینسنت و همکاران (۲۰۱۰) انجام شده است. از دیگر مطالعات زیست‌چینه‌نگاری بر روی سازند کژدمی می‌توان به مطالعات انجام شده بر روی آمونیت‌ها (رئیس‌السادات و همکاران، ۲۰۲۱) و نانوپلانکتون‌های آهکی (ماهانی‌پور و موتورلوزی، ۲۰۲۱) اشاره نمود، اما کامل‌ترین بررسی انجام شده بر روی این توالی اخیراً توسط شریفی و همکاران (۲۰۲۱) براساس فرامینیفرهای پلانکتون و آمونیت انجام

^۴ chemostratigraphy

^۳ intrashelf

کژدمی (شیل، مارن و سنگ‌آهک آرژیلیتی) و سازند سروک (آهک و شیل) (شکل ۲) را در برمی‌گیرد (وینسنت و همکاران، ۲۰۱۰؛ فن بوخم و همکاران، ۲۰۱۰؛ شریفی و همکاران، ۲۰۲۱). برش تنگ‌ماغر، با ۲۷۰ متر ضخامت نسبت به سایر برش‌های چینه‌شناسی آپتین-آلبین کامل‌تر بوده و از نظر تنوع فسیلی نیز در وضعیت بهتری قرار دارد و به همین جهت همواره مورد توجه پژوهشگران بوده است (وینسنت و همکاران، ۲۰۱۰؛ مورر و همکاران، ۲۰۱۳؛ رئیس‌السادات و همکاران، ۲۰۲۱؛ ماهانی‌پور و موتورلوزی، ۲۰۲۱). تنوع لیتولوژی در این برش بسیار محدود بوده و عمدتاً شامل شیل، مارن و سنگ‌آهک‌های آرژیلیکی می‌باشد. ابتدای این برش شامل شیل و مارن‌های خاکستری و افق‌های متعدد آمونیت‌دار از سازند کژدمی به سن آپتین است (شریفی و همکاران، ۲۰۲۱)، که بصورت پیوسته و بدون وقفه رسوبی بر روی سنگ‌آهک‌های سازند داریان قرار گرفته‌اند. بخش اصلی مورد بررسی در این مطالعه، تمرکز بر روی رسوبات گذر آپتین/آلبین است که از نمونه شماره Q1-17 شروع شده و تا نمونه Q1-110 (90m) را در برمی‌گیرد. این رسوبات شامل تناوبی از شیل و سنگ‌آهک مارنی و مارن است. وجود یک لایه شاخص شیل سیاه به ضخامت ۷۰ سانتی‌متر در 63m ضخامت برش تنگ‌ماغر و تعداد فراوان نودول‌های آهکی از ویژگی‌های این گذر می‌باشد. همچنین قسمت‌های میانی و بالایی برش به سن آلبین نیز دارای مارن، شیل، آهک مارنی و چندین افق شیل تیره با لایه‌های آمونیت‌دار بوده که در زیر رسوبات آهکی سازند سروک قرار گرفته‌اند. عدم وجود اثر فسیل و ماکروفسیل‌ها و وجود رخساره‌های غنی از مواد آلی از جمله شواهد صحرایی در این قسمت از برش تنگ‌ماغر می‌باشند که می‌توانند بیانگر یک محیط عمیق و احیایی باشند (وینسنت و همکاران، ۲۰۱۰؛ شریفی و همکاران، ۲۰۲۱).

روش مطالعه

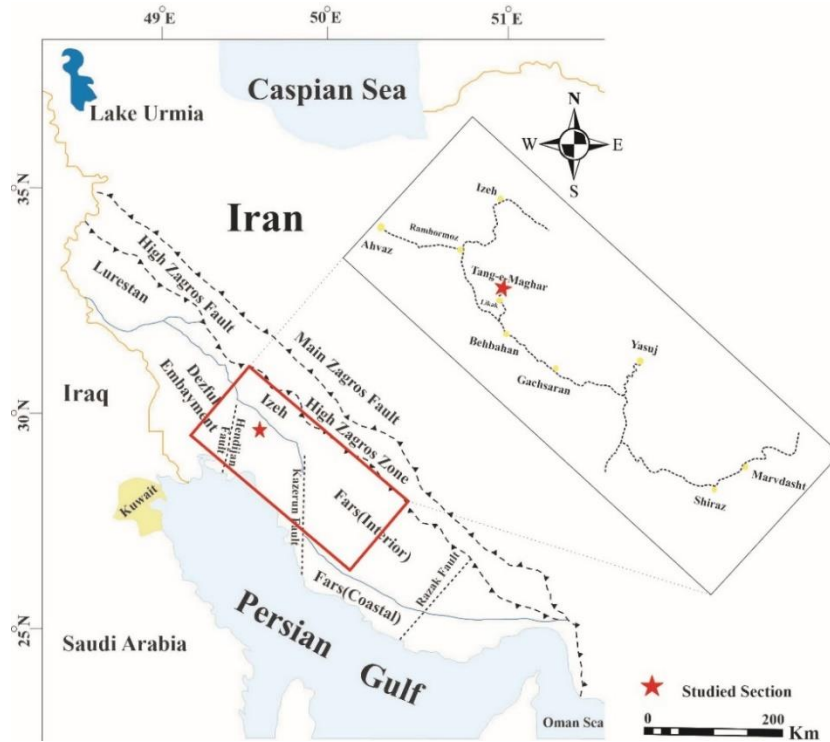
در این مطالعه، طی عملیات صحرایی ۴۵ متر از برش تنگ‌ماغر که شامل مرز دو آشکوب آلبین/آپتین می‌باشد انتخاب و تعداد ۹۰ نمونه برداشت شد (شکل ۳ الف). فاصله نمونه‌برداری، حدود ۵۰ سانتی‌متر بوده که در مرز آپتین/آلبین به ۳۰ سانتی‌متر کاهش یافت (شکل ۳ ب). جهت تعیین سن این بخش از سازند کژدمی، از نتایج

کوهزایی زاگرس قرار گرفته‌اند. این گسل‌ها در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس شکل گرفته‌اند. (۲) گسل‌های دیگر شامل رازک، هنديجان و کازرون بوده و تقریباً عمود بر روند کلی کمربند کوهزایی زاگرس هستند که جنبش‌های همزمان با رسوب‌گذاری در امتداد این گسل‌ها در گذر آپتین-آلبین، سبب تغییر در مورفولوژی حوضه رسوبی، تغییرات در نرخ فرورانش و عمق حوضه و به تبع آن تغییر در روند رسوبگذاری در زون‌های مختلف زاگرس شده است (فورست، ۱۹۹۰؛ امین، ۱۹۹۲؛ برزگر، ۱۹۹۴؛ حسامی و همکاران، ۲۰۰۱؛ یساقی، ۲۰۰۶). یکی از این تغییرات مهم به عمیق‌تر شدن فروافتادگی دزفول در آپتین-آلبین انجامیده است که در ادامه با افزایش ظرفیت رسوبگذاری نسبت به زون‌های مجاور مانند پلت‌فرم فارس مواجه شده است. این امر موجب رسوبگذاری پیوسته رسوبات دریایی آپتین-آلبین در فروافتادگی دزفول شده است که جنس این رسوبات عمدتاً شامل شیل و مارن‌های خاکستری همراه با افق‌های متعدد غنی از مواد آلی با سن آپتین-آلبین می‌باشند (وینسنت و همکاران، ۲۰۱۰؛ فرضی‌پورساعین و همکاران، ۲۰۱۳؛ بوربری، ۲۰۱۵؛ شریفی و همکاران، ۲۰۲۱). شروع عمیق‌شدگی این حوضه رسوبی همواره مورد بحث بوده است و داده‌های بایواستراتیگرافی نشان داده است که ته‌نشست رسوبات عمیق در این حوضه، که منتسب به سازند کژدمی هستند، قدیمی‌تر از آپتین پیشین نمی‌باشند. وجود داده‌های دقیق‌تر چینه‌شناسی از سایر توالی‌های آپتین-آلبین در این منطقه می‌تواند به درک بهتر تاریخچه رسوبگذاری آن کمک کند. منطقه مورد مطالعه نیز در فروافتادگی دزفول واقع شده است که علاوه بر رسوبات سازند کژدمی، توالی‌های منظمی از رسوبات مزوزوییک و سنوزوییک با رخساره‌های گوناگون را در خود جای داده است (کوپ و استونلی، ۱۹۸۲؛ بهرودی و طالبیان، ۲۰۰۳؛ کاروبا و همکاران، ۲۰۰۶؛ الن و همکاران، ۲۰۱۱؛ علیزاده و همکاران، ۲۰۱۲؛ فرحزادی و همکاران، ۲۰۱۹).

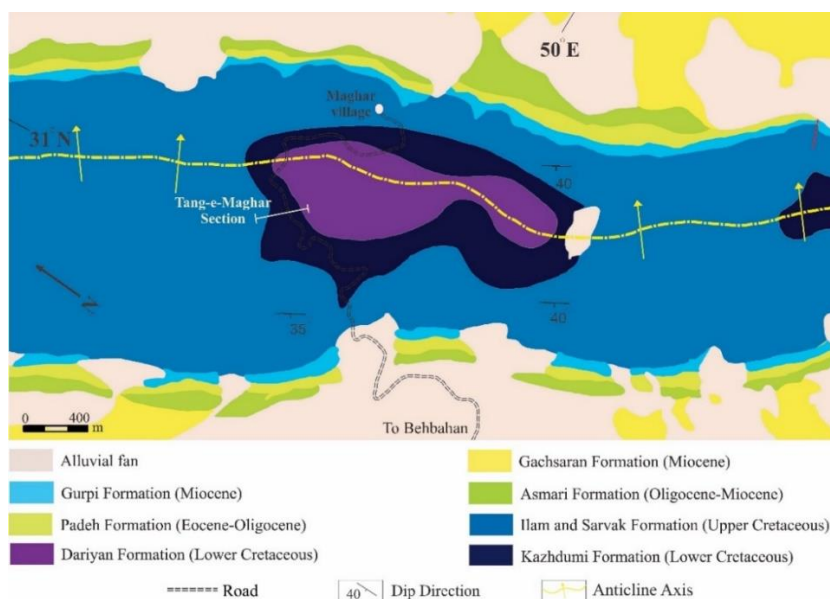
برش تنگ‌ماغر: این برش چینه‌شناسی در فروافتادگی دزفول و در هسته فرسایش یافته تاقدیس بنگستان واقع شده است. از نظر موقعیت جغرافیایی در ۴۵ کیلومتری شمال شرق شهر بهبهان و در نزدیکی روستای ماغر قرار دارد (شکل ۱، ب). برش مورد بررسی واحدهای سنگی به سن آپتین تا سنومانین شامل سازندهای داریان (آهکی)،

همکاران، ۱۹۹۲) انجام گرفت. به منظور اندازه‌گیری میزان کربنات کلسیم، یک گرم از نمونه‌ی کاملاً پودر شده را با محلول اسید ضعیف واکنش داده، پس از انحلال و سانتیفریوژ و توزین باقیمانده غیر قابل حل در اسید، مقدار کربنات کلسیم حل شده محاسبه شد. تفسیر داده‌های TOC و $\text{CaCO}_3\%$ و تغییرات آن در مقابل ستون چینه‌سنگی با توجه به داده‌های زیست چینه‌نگاری صورت می‌گیرد.

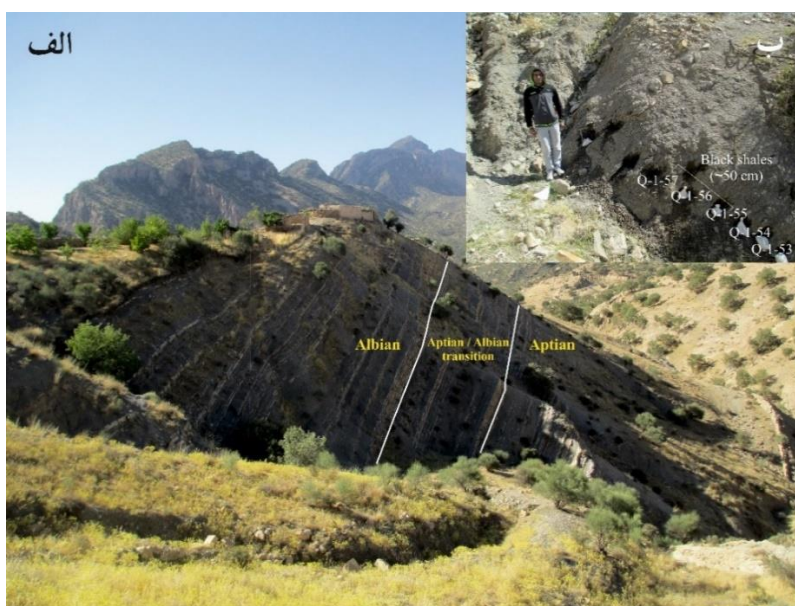
مطالعات قبلی فسیل‌شناسی از جمله فرامینیفرهای پلانکتون و آمونیت استفاده شد (شریفی و همکاران، ۲۰۲۱). به منظور بررسی محتوای ماده آلی (TOC) و همچنین تغییرات $\text{CaCO}_3\%$ در گذر آبتین/آلبین در برش تنگ‌ماغر، نمونه‌های سنگی پس از خردایش پودر شده و سپس در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه فردوسی مشهد مورد آنالیز قرار گرفتند. آنالیز نمونه‌ها برای اندازه‌گیری TOC به روش تیتراسیون Walkely and Black (پاولز و



شکل ۱. الف) زون‌های ساختاری حوضه زاگرس که توسط گسل‌ها از یکدیگر تفکیک شده‌اند (شرکتی و لتوزی، ۲۰۰۴) و ب) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از مک لئود، ۱۹۷۰؛ مک لئود و اکبری، ۱۹۷۰)



شکل ۳. الف) نمایی از برش تنگ ماغر و گذر آپتین/آلبین در این برش و ب) Black Shale معادل Kilian و فواصل نمونه‌برداری از آن

نتایج و بحث

چارچوب بایواستراتیگرافی

ارایه یک چارچوب سنی دقیق برای رسوبات مورد مطالعه به منظور تفسیر صحیح‌تر رویدادهای اقیانوسی و شرایط ناشی از آن ضروری است. بازه زمانی آپتین/آلبین در سراسر دنیا با یک رویداد بحرانی در شرایط دیرینه بوم‌شناسی و همچنین کاهش شدید در تنوع و فراوانی موجودات شناخته می‌شود. انقراض گروهی بسیاری از مجموعه‌های پلانکتون و همچنین موجودات نکتون مانند آمونیت‌ها در این بازه زمانی رخ داده است. لذا تعیین سن و بایواستراتیگرافی این رسوبات همواره از مسایل چالش برانگیز و مهم بوده که مورد توجه پژوهشگران بسیاری قرار گرفته است (کندی و همکاران، ۲۰۱۴). در سازند کژدمی و برش تنگ‌ماغر نیز پژوهشگران متعددی رخداد زیستی مهمی را ثبت کرده‌اند که با کاهش شدید در فرامینیفرهای پلانکتون و آمونیت‌ها در نزدیکی مرز آپتین/آلبین شناخته می‌شود (وینسنت و همکاران، ۲۰۱۰؛ شریفی و همکاران، ۲۰۲۱). با توجه به عدم حضور آمونیت‌های شاخص در رسوبات گذر آپتین/آلبین، تفسیر سنی ارایه شده توسط شریفی و همکاران (۲۰۲۱) صرفاً بر اساس پراکندگی فرامینیفرهای پلانکتون انجام گرفته است و در این پژوهش به منظور تفسیر داده‌های TOC% و CaCO₃% از همان الگوی بایواستراتیگرافی و تعیین سن استفاده شده است. در زیر به معرفی بایوزون‌های گذر آپتین/آلبین در برش تنگ‌ماغر اشاره شده است:

بایوزون *Globigerinelloides aptiensis* این بایوزون توسط گسترش چینه‌شناسی کامل گونه *G. aptiensis* تعریف شده است که قسمت‌های فوقانی آن در گذر آپتین/آلبین واقع شده و با توجه به همراهی آمونیت‌ها (مانند *Hypacanthoplites* sp.) و فرامینیفرهای شاخص (مانند *G. barri*) نشان‌دهنده سن آپتین پسین است.

بایوزون *Microhedbergella miniglobularis* این بایوزون بعنوان یک زون بینابینی از اولین حضور *Mic. miniglobularis* تا اولین حضور *Mic. praeplanispira* تعریف شده است و با توجه به حضور *Mic. miniglobularis* و *Paraticinella* sp. بصورت مشخص انتهای آشکوب آپتین را نشان می‌دهد (شکل ۵). تغییر و تحولات در تجمعات زیستی فرامینیفرهای پلانکتون گذر آپتین/آلبین از این زون زیستی آغاز شده است به طوری که در این بایوزون تمام فرم‌های آپتین منقرض شده و بصورت تدریجی جای خود را به انواع گونه‌های آلبین داده‌اند که این موضوع در مطالعات دیگر از سایر نواحی دنیا نیز گزارش شده است (مراجعه شود به هوبر و همکاران، ۲۰۱۱).

بایوزون *Microhedbergella praeplanispira* این بایوزون بیانگر آغاز آشکوب آلبین بوده و با اولین ظهور *Mic. praeplanispira* آغاز و تا اولین ظهور *Mic. aff. rischi* ادامه دارد. تمام گونه‌های متنوع جنس *Microhedbergella* که در این زون زیستی حاضرند بیانگر سن آلبین زیرین می‌باشند (شکل ۵).

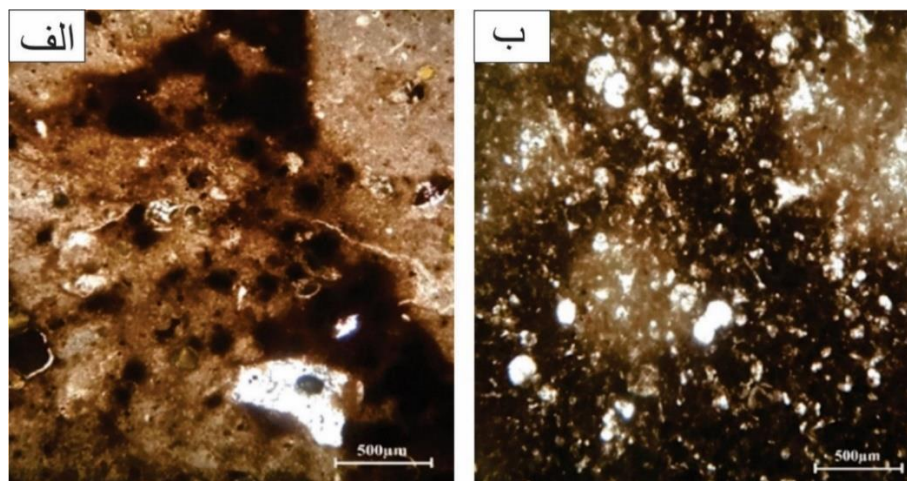
ریزرخساره‌های رسوبی

مطالعات میکروسکوپی، پتروگرافی و بررسی درصد فراوانی آلوکم‌ها در برش‌های نازک، منجر به شناسایی دو ریزرخساره شد که در کمر بند دریای باز نهشته شده‌اند. ریزرخساره مادستون: فراوانی پوسته‌های فسیلی در این رخساره بسیار کم بوده و عمدتاً حاوی گل می‌باشد (شکل ۴، الف). کانی پیریت و اکسیدهای آهن در برخی مقاطع قابل مشاهده است. از معدود فسیل‌های موجود در این رخساره می‌توان به فرامینیفرهای پلانکتون اشاره کرد که بصورت بسیار پراکنده وجود دارند. فراوانی زمینه‌ای از گل، وجود فونای پلاژیک، عدم حضور موجودات کفزی و کمبود آشفستگی‌های زیستی نشان دهنده تشکیل این ریزرخساره در بخش‌های عمیق حوضه با انرژی بسیار کم است (راف و همکاران، ۲۰۰۵) که در زیر قاعده اثر امواج توفانی (SWB) جایی که دارای آب‌های آرام بوده نهشته شده است. همچنین گستردگی بالای مواد

آلی در اغلب مقاطع، این رخساره گویای ته‌نشست این رخساره، در یک محیط کاملاً عمیق و متأثر از شرایط کم اکسیژنی تا بی‌اکسیژنی می‌باشد.

ریزرخساره وکستون دارای فرامینیفر پلانکتون: این ریزرخساره حاوی ۱۵ درصد فرامینیفر پلانکتون و ۲ درصد دوکفه‌ای می‌باشد (شکل ۴، ب). دلایلی مانند نبود آثار و شواهد توفانی و هر گونه فونای مرتبط با آب‌های کم ژرفا مانند دانه‌های آواری، فراوانی گل و محتوی فسیلی شامل فرامینیفر پلانکتون، نشانگر تشکیل این ریزرخساره در زیر امواج توفانی (SWB) با انرژی کم می‌باشد.

تغییرات ناگهانی آب و هوا و به تبع آن ایجاد نوساناتی در سطح آب دریا، سبب ایجاد تنش‌هایی در رسوبات گذر آپتین-آلبین شده و مصادف شدن این مرز با رخداد OAE-1b که افزایش میزان ماده آلی در رسوبات را به همراه داشته، مطالعات میکروسکوپی و بررسی دقیق فونای زیستی موجود در رخساره‌ها را مشکل می‌کند.



شکل ۴. رخساره‌های شناسایی شده از سازند کژدمی در برش تنگ ماغر (XPL): الف) رخساره مادستون (نمونه Q1-52) مربوط به آپتین بالایی و ب) رخساره وکستون حاوی فرامینیفر پلانکتون (نمونه Q1-94) مربوط به آلبین زیرین.

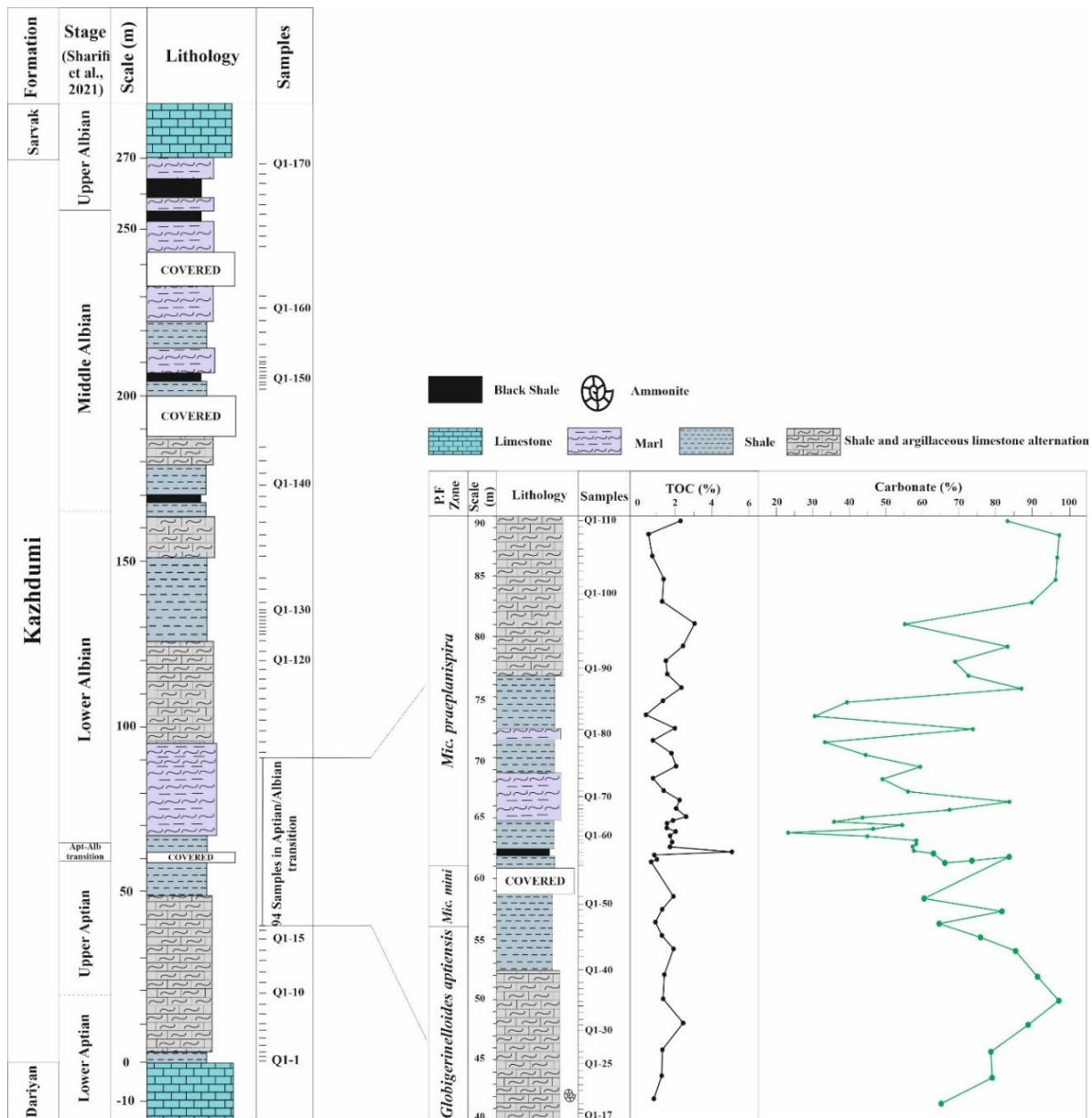
تغییرات %TOC و %CaCO₃

نوسانات TOC در رسوبات آپتین بالایی، معادل زون‌های فرامینیفر *G. aptiensis* و *Mic. miniglobularis* از نمونه Q1-17 تا Q1-55 کم بوده و عموماً بین ۰/۲ تا ۲ است. این در حالی است که میزان TOC از نمونه Q1-56 تا انتهای برش (Q1-110) نوسانات بیشتری داشته و میزان آن از ۰/۲ تا ۵/۸ درصد متغیر بوده و تعداد افق‌های با میزان ماده آلی بالا نیز رو به افزایش است اما در گذر آپتین/آلبین تغییرات منجر به تشکیل شیل سیاه شاخص دیگری بجز نمونه Q1-56 نشده است. لازم به ذکر است که افزایش تعداد

میزان TOC اندازه‌گیری شده در گذر آپتین/آلبین از نمونه Q1-17 تا Q1-110، بطور کلی بین ۰/۲ درصد تا ۳ درصد متغیر بوده که مقدار زمینه‌ای آن حدود ۰/۷۵ درصد می‌باشد. تنها در نمونه Q1-56 که در قاعده آشکوب آلبین قرار دارد، میزان TOC بطور چشمگیری افزایش یافته و مقدار آن به ۵/۸ درصد می‌رسد که بعنوان تپیک‌ترین شیل سیاه و به احتمال زیاد شیل نفتی ولی با ضخامت ۲۰ سانتی‌متر در گذر آپتین-آلبین شناخته می‌شود (شکل ۵).

نقاط دنیا (مراجعه شود به موتولوزی، ۲۰۰۹) گزارش شده است و قلمروهای پلاژیک و فونای پلانکتون را نیز تحت تاثیر قرار داده است. میزان نوسانات CaCO_3 در آلبین زیرین بیشتر از آپتین بالایی بوده اما بصورت کلی از نمونه Q1-83 تا Q1-93 یک روند افزایشی را نشان می‌دهد. میزان CaCO_3 در این قسمت بین بازه‌های ۲۵ درصد تا ۹۸ درصد متغیر است و میانگین درصد کربنات کلسیم در این بخش حدود ۷۰ درصد محاسبه شده است. این افزایش میزان کربنات در آلبین زیرین می‌تواند متأثر از بالآمدن سطح آب دریاها و غالب بودن شرایط گلخانه‌ای در این بازه زمانی باشد (مورر و همکاران، ۲۰۱۳).

افق‌های غنی از مواد آلی با توجه به ادامه روند افزایش دمای عمومی کره زمین و افزایش میزان گازهای گلخانه‌ای در طی آلبین از سایر نقاط دنیا نیز گزارش شده است (مراجعه شود به لکی و همکاران، ۲۰۰۲). در مورد داده‌های CaCO_3 به طور کلی دو روند عمده در گذر آپتین-آلبین قابل مشاهده است (شکل ۵). اول، در رسوبات آپتین بالایی و نزدیک مرز آپتین/آلبین یک روند کاهشی شدید در میزان CaCO_3 از نمونه Q-1-35 به میزان ۹۸ درصد تا Q1-61 به میزان ۲۵ درصد وجود دارد. این کاهش در میزان CaCO_3 می‌تواند متأثر از رخداد کوتاه مدت سردشدگی انتهای آپتین باشد که هم از صفحه عربی (مراجعه شود به مورر و همکاران، ۲۰۱۳) و هم از سایر



شکل ۵. ستون چینه‌شناسی برش مورد مطالعه همراه با منحنی تغییرات در میزان CaCO_3 و TOC

گذر آپتین/آلبین در برش تنگ‌ماغر

موقعیت کرونواستراتیگرافی شیل سیاه: همانطور که در مقدمه ذکر شد با توجه به شرایط پالئوآکولوژیک خاص در آپتین/آلبین، که تقریباً بر تمام اقیانوس‌های جهان حاکم بوده است، رخساره‌های غنی از مواد آلی در بسیاری از نقاط دنیا در نزدیکی مرز آپتین/آلبین راسب شده‌اند که از نظر سنی و جایگاه چینه‌شناسی قابل مقایسه و تطابق هستند (مراجعه شود به ساباتینو و همکاران، ۲۰۱۵). بررسی‌های دقیق بر روی این افق‌های چینه‌ای و مطالعه بر روی علل و عوامل تشکیل آن‌ها می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را در مورد شرایط آب و هوایی و اقیانوس‌شناسی آن زمان ارائه دهد. با توجه به سن و جایگاه چینه‌شناسی هر یک از این لایه‌های شیل تیره اسامی مختلفی برای آن‌ها در نظر گرفته شده است (کندی و همکاران، ۲۰۱۴). افق شیل سیاه Kilian با سن آلبین زیرین یکی از این لایه‌ها می‌باشد که ابتدا از جنوب فرانسه گزارش شد (کندی و همکاران، ۲۰۱۴) و سپس با توسعه مطالعات در سایر نواحی دنیا نیز به ثبت رسید. در حوضه زاگرس و برش تنگ‌ماغر نیز پیش از این یک افق شیل سیاه در گذر آپتین/آلبین توسط (وینسنت و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده بود اما با توجه به فاصله زیاد نمونه‌برداری در این بازه زمانی و همچنین عدم وجود کنترل سنی مناسب، جایگاه چینه‌شناسی آن در حاله‌ای از ابهام قرار داشت و امکان تطابق دقیق آن با سایر افق‌های شیل سیاه در سایر نواحی دنیا فراهم نبود. در این مطالعه برای اولین بار و با تکیه بر چارچوب بایواستراتیگرافی دقیق ارائه شده توسط (شریفی و همکاران، ۲۰۲۱) نمونه شیل سیاه شماره Q1-56 که از نظر سنی در قاعده آشکوب آلبین قرار دارد را می‌توان معادل محلی شیل سیاه Kilian دانست که در همین زمان در بسیاری از حوضه‌های رسوبی اعم از آتلانتیک، نئوتتیس شمالی و جنوبی و همچنین اقیانوس هند گزارش شده است (هویر و همکاران، ۲۰۱۱؛ کوچیونی و همکاران، ۲۰۱۴؛ لی و همکاران، ۲۰۱۶؛ کندی و همکاران، ۲۰۱۷). شکل ۶ نشان‌دهنده همین تطابق زمانی بین شیل سیاه یافت شده در آلبین زیرین برش تنگ‌ماغر با افق‌های معادل، در برخی از برش‌های چینه‌شناسی شناخته شده در سایر نقاط جهان می‌باشد.

پالئوآکولوژی گذر آپتین-آلبین: شرایط بحرانی پالئوآکولوژیک در گذر آپتین-آلبین پیش از این توسط

پژوهشگران زیادی مورد بررسی قرار گرفته است (هرل، ۲۰۰۲؛ هرل و موتورلوزی، ۲۰۰۳؛ هرل و همکاران، ۲۰۰۴؛ جنکینز، ۲۰۱۰؛ کوچیونی و همکاران، ۲۰۱۴). به عنوان مثال انباشت کربن آلی (OC) در بازه‌های زمانی نسبتاً کوتاه (۱۰۰ تا ۵۰۰ هزارساله) که به محیط‌های دریایی و همی‌پلاژیک محدود شده بود توسط شلانگر و جنکینز (۱۹۷۶) رویدادهای بدون اکسیژن اقیانوسی (OAEs) نامیده شد. اگرچه فرآیندهایی که تشکیل نهشته‌های غنی از OC را در اوایل تا اواسط کرتاسه کنترل می‌کردند، هنوز موضوع بحث هستند. به این منظور در طول دهه‌های گذشته، مدل‌های مختلف دیرین اقیانوس‌شناسی ارائه شده‌اند که اکثر آن‌ها را می‌توان به یکی از دو فرضیه متضاد زیر نسبت داد (اریک هیمهوفر و همکاران، ۲۰۰۶).

فرضیه اول به مدل شکوفایی موجودات پلانکتون و افزایش باروری در آب‌های سطحی اقیانوسی اشاره می‌کند که پس از مرگ منجر به افزایش ته‌نشست مواد آلی در کف دریا می‌شوند. این به نوبه خود باعث افزایش کمبود اکسیژن در ستون آب و در نتیجه حفظ‌شدگی بهتر مواد آلی در آب‌های کم اکسیژن تا بدون اکسیژن کف دریا می‌شود. این فرضیه برای OAE های مختلف کرتاسه در مطالعات متعدد مورد تاکید قرار گرفته است (به عنوان مثال آرتور و همکاران، ۱۹۸۷؛ پدرسون و کالورت، ۱۹۹۰؛ اربا، ۱۹۹۴؛ ویسرت و همکاران، ۱۹۹۸؛ جنکینز، ۱۹۹۹؛ اربا و ترمولادا، ۲۰۰۴). هرل (۲۰۰۲) شاخص‌های مواد مغذی را برای تعیین کمیت تکثیر و تولید مثل در آب سطحی بر اساس نانو فسیل‌های آهکی مورد مطالعه قرار دادند و دریافتند که شاخص مواد مغذی در نواحی مختلف به شدت متفاوت بوده و در مقیاس جهانی نمی‌تواند نقش یکسانی داشته باشد.

فرضیه دوم به مدل اقیانوس راکد برای کاهش اکسیژن آب‌های عمیق و/یا افزایش طبقه‌بندی ستون آب استدلال می‌کند. عدم تامین اکسیژن در آب‌های عمیق و افزایش شرایط بی‌اکسیژنی از تخریب هوازی ماده آلی در ستون آب و در فصل مشترک رسوب-آب جلوگیری نموده و در نتیجه به انباشته شدن آن در کف دریا و در رسوبات می‌انجامد (شلانگر و جنکینز، ۱۹۷۶؛ برالور و تیرستی، ۱۹۸۴). اقیانوس راکد رابطه مستقیمی با شرایط آب و هوایی جهانی دارد بطوری که در دوره‌های بین یخچالی جریان‌های عمقی آب دریا بتدریج ضعیف‌تر شده و به راکد

همکاران، ۲۰۱۴). این شرایط که در نتیجه نفوذ میزان زیاد گازهای گلخانه‌ای به اتمسفر و آب دریا ایجاد شده است، عموماً با کاهش عمق موازنه کربنات^۱ (CCD) و اسیدی شدن آب دریاها همراه بوده و در قلمروهای متنوع حوضه‌های اقیانوسی شامل مناطق عمیق، کم عمق تر و حتی پلت‌فرم‌ها نیز گسترش قابل توجهی داشته است (لکی و همکاران، ۲۰۰۲؛ واگنر و همکاران، ۲۰۰۸؛ اربا و همکاران، ۲۰۱۰؛ فولمی، ۲۰۱۲؛ نانز یوسچ و همکاران، ۲۰۱۵). اسیدی شدن آب دریا کاهش رسوب‌گذاری کربنات‌ها را بدنبال داشته و متعاقباً فونای پلانکتون و بنتیک را نیز شدیداً تحت تاثیر قرار داده است که در نتیجه آن یکی از شدیدترین تحولات در پلانکتون‌ها از نظر کاهش تعداد و تنوع در این بازه زمانی رخ داده است.

کاهش شدید در تعداد و تنوع فونای پلانکتون پیش از این توسط شریفی و همکاران (۲۰۲۱) از رسوبات گذر آپتین-آلبین برش تنگ‌ماغر نیز گزارش شده است. این اطلاعات در کنار کاهش قابل توجه CaCO_3 % که در این مطالعه به ثبت رسیده است، می‌تواند حاکی از تاثیر تحولات اقیانوس‌شناسی دیرینه و مرتبط با فرضیه چهارم یعنی اسیدی شدن آب دریاها حاصل از افزایش گازهای گلخانه‌ای و کاهش اکسیژن محیط آب دریا باشد. این کاهش در تعداد فرامینیفرهای پلانکتون برش تنگ‌ماغر در نمونه‌های Q1-39 تا Q1-64 رخ داده است که تا حدود زیادی قابل تطابق با کاهش ثبت شده در میزان CaCO_3 است. لازم به ذکر است که این رخداد با شناخته شده‌ترین تغییر در فونای فرامینیفر پلانکتون کرتاسه میانی که تبدیل فرم‌های آپتین پسین با تزئینات سطحی برجسته مانند جنس‌های *Hedbergella* و *Globigerinelloides* به انواع *Microhedbergella* با سطح پوسته صاف‌تر در ابتدای آلبین می‌باشد (هوبر و لکی، ۲۰۰۲) نیز همراه بوده است. این تغییر در سطح پوسته فرامینیفرهای پلانکتون نیز در واقع یک پاسخ زیستی به این شرایط بحرانی قلمداد می‌شود (لکی و همکاران، ۲۰۰۲). پس از این کاهش شدید CaCO_3 در گذر آپتین-آلبین، رسوبات آلبین زیرین کمابیش با روند افزایشی در میزان CaCO_3 رو به رو می‌باشند. علت افزایش رسوب‌گذاری CaCO_3 می‌تواند در ارتباط با افزایش دما پس از سردشدگی و بالآمدگی سطح آب دریا در آلبین بوده که شرایط مساعدی را برای

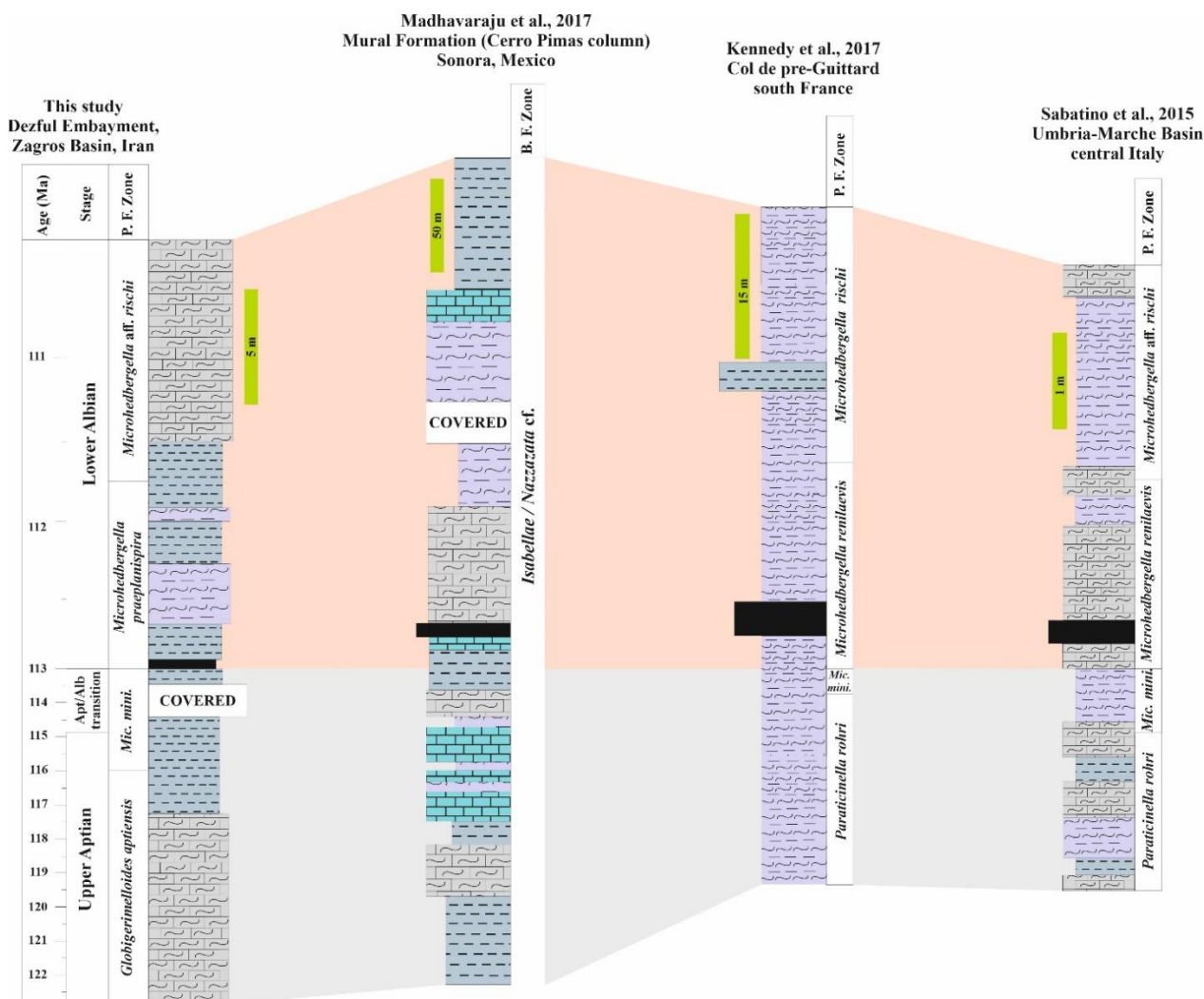
شدن آب دریا و توسعه طبقه‌بندی ستون آب می‌انجامد. هرل (۲۰۰۲) کمیت تغییرات دما را نیز مورد بررسی قرار داد و دریافت که تغییرات شاخص دما منعکس کننده دوره‌های آب و هوایی متغیر ناشی از تغییرات مداری کره زمین است. از آنجایی که کلاهک‌های یخی قطبی در اواسط کرتاسه وجود نداشتند، این تغییرات احتمالاً ناشی از مکانیسم‌های بازخوردی در یک سیستم آب و هوایی موسمی در عرض‌های نسبتاً پایین جغرافیایی در طی کرتاسه زیرین تا میانی است که شامل چرخه‌های گرم/مرطوب و سرد/خشک می‌شود. و از آنجا که طولانی‌ترین فاز سردشدگی در شرایط گلخانه‌ای کرتاسه در آپتین پسین بوده است (مورر و همکاران، ۲۰۱۳)، کاهش در میزان CaCO_3 در اواخر آپتین می‌تواند متاثر از رخداد کوتاه مدت سردشدگی در آن زمان باشد که هم از صفحه عربی (مراجعه شود به مورر و همکاران، ۲۰۱۳) و هم از سایر نقاط دنیا (مراجعه شود به موتزلوز، ۲۰۰۹) گزارش شده و قلمروهای پلاژیک و فونای پلانکتون را نیز تحت تاثیر قرار داده است. ایجاد کلاهک‌های قطبی در اواخر آپتین مرتبط با کاهش دمای دیرینه در این زمان بوده که با کاهش سطح آب دریا و تاثیر بر پلت‌فرم‌ها از رسوب‌گذاری کربنات‌ها جلوگیری کرده و منجر به کاهش میزان CaCO_3 در گذر آپتین-آلبین شده است. در مقابل در طی آلبین به علت گرم شدگی ناگهانی دما و عدم وجود این کلاهک‌های یخی، کاهش میزان CaCO_3 را دیگر نمی‌توان به سردشدگی شدید آب دریا نسبت داد. علاوه بر دو فرضیه فوق دلایل دیگری برای تجمع مواد آلی در رسوبات پیشنهاد شده است که از آن جمله می‌توان به نوسانات سطح آب دریا اشاره کرد که در تشکیل شیل‌های سیاه در محیط‌های همی‌پلاژیک و پلاژیک نقش دارد (به عنوان مثال: ارباچر، ۲۰۰۱؛ برهت، ۱۹۹۴)، ولی گسترش شیل سیاه در گذر آپتین-آلبین در نواحی کم عمق و حتی پلت‌فرم‌های کربناته نیز گزارش شده است (میلیان و همکاران، ۲۰۱۴). بنابراین چنین فرضیه‌ای نمی‌تواند گسترش مواد آلی و تشکیل شیل‌های سیاه را بخوبی توضیح دهد.

فرضیه چهارم به شرایط کم اکسیژنی آب دریا ناشی از افزایش گازهای گلخانه‌ای CO_2 و CH_4 اشاره دارد که به گسترش شیل سیاه نیز انجامیده است (محمودی‌قرائی و

¹ carbonate compensation depth

بی‌هواری است که آن‌ها را می‌توان بعنوان شواهد رسوبی رویداد اقیانوسی OAE1b در نظر گرفت و نیازمند بررسی‌های مفصل‌تر در آینده خواهد بود.

رسوب‌گذاری بیشتر CaCO_3 فراهم آورده است. البته ظهور لایه‌های متعدد شیل سیاه در افق‌های بالاتر (شریفی و همکاران، ۲۰۲۱) نشان‌دهنده حاکم شدن مجدد شرایط



شکل ۶. تطابق رسوبات گذر آپتین/آلبین در برش تنگ ماغر با برخی از برش‌های چینه‌شناسی از سایر نواحی دنیا، که منعکس‌کننده موقعیت کروناستراتیگرافی شیل‌های سیاه قاعده آلبین نیز می‌باشد.

پلانکتون انجام شده است که بر این اساس گذر آپتین/آلبین با سه بایوزون *Globigerinelloides aptiensis* و *Microhedbergella miniglobularis* در آپتین فوقانی و *Microhedbergella praeplanispira* در آلبین زیرین مشخص شده است. مرز آپتین/آلبین نیز منطبق بر اولین حضور *Microhedbergella praeplanispira* تعیین شده است. فراوانی زمینه‌ای از گل و وجود فونای پلاژیک در ریزرخساره مادستون و ریزرخساره وکستون فرامینیفر پلانکتون‌دار نشانگر تشکیل این ریزرخساره در زیر اثر امواج توفانی (SWB) با انرژی کم می‌باشد. وجود مواد آلی فراوان

نتیجه‌گیری

تغییرات محیطی و ژئوشیمیایی در آپتین-آلبین نظیر افزایش دما و افزایش گازهای گلخانه‌ای منجر به ایجاد شرایط بحرانی برای موجودات زنده شد که در نهایت به انقراض گروهی موجودات پلانکتون و نکتون انجامید. در این شرایط میزان تنه‌نشینی و حفظ‌شدگی مواد آلی در رسوبات نیز بیشتر از پیش شده و سبب تشکیل افق‌هایی از شیل‌های تیره و سیاه از جمله در سازند کژدمی در حوضه رسوبی زاگرس شده است. تعیین سن و مطالعات بایواستراتیگرافی این رسوبات با بهره‌گیری از فرامینیفرهای

- collision zone. *Geophysical Journal International*, 184: 555–74.
- Allen, M. B., Talebian, M (2011) Structural variation along the Zagros and the nature of the Dezful Embayment. *Geological Magazine*, 148(5-6): 911–924.
- Ameen, M. S (1992) Effect of basement tectonic on hydrocarbon generation, migration and accumulation in northern Iraq. *AAPG Bulletin*, 76: 356–370.
- Arthur, M. A., Jenkyns, H. C., Brumsack, H. J., Schlanger, S. O (1990) Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In: Ginsburg, R.N., Beaudoin, B. (Eds.), *Cretaceous Resources, Events and Rhythms: Background and Plans for Research*. NATO ASI Series C, 304: 75–119.
- Arthur, M. A., Schlanger, S. O., Jenkyns, H. C (1987) The Cenomanian-Turonian Oceanic anoxic event, II, Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation, *Geological Society Spec*, 26: 401 – 420.
- Bahroudi, A., Koyi, H (2003) Effect of spatial distribution of Hormoz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modelling approach *Journal of the Geological Society*, 160: 719–733.
- Bahroudi, A. and Talbot, C. J (2003) The configuration of the basement beneath the Zagros basin. *Journal of Petroleum Geology*, 26: 257–282.
- Barzegar, F (1994) Basement fault mapping of E Zagros Flooded Belt (SW of Iran) based on space-born remotely sensed data. In *Proceedings of the 10th Thematic Conference on Geologic Remote Sensing: Exploration, Environment and Engineering*, 9–12 May 1994, San Antonio, TX (Texas: Environmental Research Institute of Michigan), 10: 455–466.
- Bond, D. P., Grasby, S. E (2017) On the causes of mass extinctions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*, 478: 3–29.
- Bordenave, M. L (2014) Petroleum system and distribution of the oil and gas fields in the Iranian part of the Tethyan region, *Ame Assoc Petroleum Geology*, 106: 505–540.
- Bordenave, M. L (2002) The Middle Cretaceous to Early Miocene petroleum system in the Zagros domain of Iran, and its prospect evaluation. In *AAPG Annual Meeting*, Houston, Texas, 6: 1–9.
- Bordenave, M. L., Burwood, R (1990) Source rock distribution and maturation in the Zagros orogenic belt: provenance of the Asmari and Sarvak reservoirs oil accumulations. *Organic Geochemistry*, 16: 369–387.
- نشان‌دهنده تهنشست آن در یک محیط متأثر از شرایط کم اکسیژنی تا بی‌اکسیژنی است. در این مطالعه با استفاده از داده‌های TOC% و CaCO_3 % به بررسی ژئوشیمیایی رسوبات گذر آپتین/آلبین در برش مورد مطالعه پرداخته شد. داده‌های حاصل از آنالیز TOC نشان‌دهنده وجود یک افق شیلی با ۵/۸ درصد ماده آلی است که به عنوان بارزترین افق شیل سیاه در قاعده آشکوب آلبین شناسایی شده که بر اساس داده‌های بایواستراتیگرافی می‌تواند معادل شیل سیاه Kilian باشد که از رسوبات آپتین/آلبین در سراسر دنیا گزارش شده است. تغییرات CaCO_3 % در ابتدای برش یک روند کاهشی را دنبال می‌کند که می‌تواند ناشی از رخداد سردشدگی در آپتین پسین باشد که از سایر نقاط دنیا نیز گزارش شده است اما پس از پایان آپتین و ورود به آشکوب آلبین پیشین، شاهد روند افزایشی CaCO_3 % می‌باشیم. کاهش مجدد میزان CaCO_3 در آلبین زیرین را می‌توان به اسیدی شدن آب دریا نسبت داد که ناشی از کاهش اکسیژن و افزایش گازهای گلخانه‌ای در حوضه رسوبی بوده و با تغییرات شدید در پلانکتون‌ها از نظر کاهش در تعداد و تنوع همراه بوده است.

منابع

- مطیعی، ه (۱۳۸۲) زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، چاپ دوم، ۵۸۳ ص.
- Afghah, M., Parvaneh Nejad Shirazi, M., Keshavarzi, M (2020) Biostratigraphy of the Kazhdumi Formation (Albian), northeast of Shiraz, Zagros Basin (SW of Iran). *Carbonates and Evaporites*, 35(4): 103.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H.B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., Wortel, R (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148: 692–725.
- Aguirre, J., Riding, R (2005) Dasycladalean algal biodiversity compared with global variations in temperature and sea level over the past 350 myr. *Palaeos*, 20: 581–588.
- Alizadeh, B., Sarafdokht, H., Rajabi, M., Opera, A., Janbaz, M (2012) Organic Geochemistry and petrography of Kazhdumi (Albian-Cenomanian) and Pabdeh (Paleogene) potential source rock in Southern part of the Dezful Embayment, Iran. *Organic Geochemistry*, 49: 36–46.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Emami, M. H., Jones, S. J (2011) Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia

- surface-water acidification around Oceanic Anoxic Event 1a: *Science*, 329: 428–432.
- Erba, E., Tremolada, F (2004) Nannofossil carbonate fluxes during the Early Cretaceous: phytoplankton response to nutrification episodes, atmospheric CO₂ and anoxia. *Paleoceanography* 19.
- Erba, E (1994) Nannofossils and superplumes: The early Aptian nannoconid crisis, *Paleoceanography*, 9: 483-501.
- Erbacher, J., Huber, B. T., Norris, R. D., Markey, M (2001) Increased thermohaline stratification as a possible cause for an oceanic anoxic event in the Cretaceous period. *Nature*, 409: 325-327.
- Erbacher, J., Thurn, J (1997) Influence of anoxic events on the evolution of mid-Cretaceous radiolaria in the North Atlantic and western Tethys. *Mar. Micropaleont.* 30: 139–158.
- Farahzadi, E., Alavi, S., Ghassemi, M. R (2019) Variation of subsidence in the Dezful Embayment, SW Iran: influence of reactivated basement structures. *Arabian Journal of Geosciences*. V. 12.
- Farzipour-Saein, A., Nilfouroushan, F., Koyi, H (2013) The effect of basement step/topography on the geometry of the Zagros fold and thrust belt (SW Iran): an analog modeling approach. *International Journal of Earth Sciences*, 102 (8): 2117–2135.
- Föllmi, K. B (2012) Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, 35: 230–257.
- Föllmi, K. B., Weissert, H., Bisping, M., Funk, H (1994) Phosphogenesis, carbon isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. *Geological Society of America, Bulletin*, 106: 729-746.
- Forster, A., Schouten, S., Moriya, K., Wilson, P. A., Sinninghe Damste, J. S (2007) Tropical warming and intermittent cooling during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event 2: Sea surface temperature records from the equatorial Atlantic, *Paleoceanography*, 22: PA1219.
- Frakes, L. A., Alley, N. F., Deynoux, M (1995) Early Cretaceous ice rafting and climate zonation in Australia. *Int. Geology*, 37: 567–583.
- Furst, M (1990) Strike-slip faults and diapirism of the south eastern Zagros ranges. In *Proceedings of Symposium on Diapirism*, 14–18 December 1990, Bandar Abbas (Bandar Abbas, Iran: Geological Survey of Iran), 2: 149–183.
- Ghazban, F (2007) *Petroleum geology of the Persian Gulf*. Tehran University and National Iranian Oil Company Publication, Tehran.
- Gréselle, B., Pittet, B (2005) Fringing carbonate platforms at the Arabian Plate margin in Bornemann, A., Erbacher, J., Heldt, M., Kollaske, T., Wilmsen, M., Lübke, N., Huck, S., Vollmar, N. M., Wonik, T (2017) The Albian–Cenomanian transition and Oceanic Anoxic Event 1d – an example from the Boreal Realm. *Sedimentology*, 64: 44–65.
- Bornemann, A., Norris, R. D., Friedrich, O., Beckmann, B., Schouten, S., Sinninghe Damste, J. S., Vogel, J., Hofmann, P., Wagner, T (2008) Isotopic evidence for glaciation during the Cretaceous supergreenhouse, *Science*, 319: 189–192.
- Bralower, T. J., Thierstein, H. R (1984) Low productivity and slow deep-water circulation in mid-Cretaceous oceans. *Geology*, 12: 614-18.
- Brethéret, J. G (1994) The mid-Cretaceous organic-rich sediments from the Vocontian zone of the French southeast basin. In *Hydrocarbon and petroleum geology of France* (ed. Mascle, A.), Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, (Springer, Berlin), 4: 295 – 320
- Burberry, C. M (2015) The effect of basement fault reactivation on the Triassic - recent geology of Kurdistan, north Iraq. *Journal of Petroleum Geology*, 38(1): 37–58.
- Carruba, S., Perotti, C. R., Buonaguro, R., Calabro, R., Carpi, R. & Naini, M (2006) Structural pattern of the Zagros fold-and-thrust belt in the Dezful Embayment (SW Iran). In *Styles of Continental Contraction* (eds S. Mazzoli & R. W. H. Butler), Geological Society of America, 414: 11–32.
- Clarke, L. J., Jenkyns, H. C (1999) New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climate change in the Southern Hemisphere. *Geology*, 27: 699–702.
- Coccioni, R., Sabatino, N., Frontalini, F., Gardin, S., Sideri, M., Sprovieri, M (2014) The neglected history of Oceanic Anoxic Event 1b: insights and new data from the Poggio le Guaine section (Umbria-Marche Basin). *Stratigraphy*, 11: 245-282.
- Droste, H. J., Van Steenwinkel, M (2004) Stratal geometries and patterns of platform carbonates: the Cretaceous of Oman. In: Eberli, G., Massaferrò, J.L. & Sarg, J.F.R. (eds) *Seismic Imaging of Carbonate Reservoirs and Systems*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 81: 185–206.
- Davies, R., Casey, D., Horbury, A., Sharland, P., Simmons, M (2002) Early to mid-Cretaceous mixed carbonate-siliciclastic shelfal systems: examples, issues and models from the Arabian Plate. *GeoArabia*, 7: 541–598.
- Erba, E., Bottini, C., Weissert, J. H., and Keller, C. E (2010) Calcareous nannoplankton response to

- Jenkyns, H. C (2010) Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11 (3): 1-30.
- Jenkyns, H. C (1999) Mesozoic anoxic events and palaeoclimate. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 7-9: 943-949.
- Jones, C. E., Jenkyns, H. C (2001) Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, 301: 112-149.
- Kennedy, W. J., Gale, A. S., Huber, B. T., Petrizzo, M. R., Bown, P., Jenkyns, H. C (2017) The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Albian Stage, of the Cretaceous, the Col de Pré-Guittard section, Arnanon, Drome, France, 40: 177-188.
- Kennedy, W. J., Gale, A. S., Huber, B. T., Petrizzo, M. R., Bown, P., Barchetta, A., and Jenkyns, H. C (2014) Integrated stratigraphy across the Aptian/Albian boundary at Col de Pré-Guittard (southeast France): A candidate Global Boundary Stratotype Section. *Cretaceous Research*, 51: 248-259.
- Kempr, E (1987) Das Klima der Kreide-Zeit. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 96: 5-185.
- Keshavarzi, M., Afghah, M., Asadi, A., Parvaneh Nejad Shirazi, M (2021) Larger benthic and planktonic biostratigraphy and facies of Albian sediments in Coastal Fars Zone (Zagros area, south-west Iran). *Geological Journal*, 56(9): 4685- 4698.
- Koop, W., Stoneley, R (1982) Subsidence history of the middle East Zagros Basin, Permian to recent. *Philos Trans Royal Soc London*, 305: 149-168.
- Larson, R. L (1991) Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19: 963-966.
- Leckie, R. M., Bralower, T. J., Cashman, R (2002) Oceanic anoxic events and plankton evolution: biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17(13): 1-29.
- Li, X., Wei, Y., Li, Y., Zhang, C (2016) Carbon isotope records of the early Albian oceanic anoxic event (OAE) 1b from eastern Tethys (southern Tibet, China). *Cretaceous Research*, 62: 109-121.
- Macleod, J. H (1970) Geological map of Kuh-e-Sefid. Geological Survey of Iran scale 1/100,000, 1 sheet. No. 20831.
- Macleod, J. H., Akbari, Y (1970) Geological map of Behbahan. Geological Survey of Iran scale 1/100,000, 1 sheet. No. 20836.
- Mahanipour, A., Mutterlose, J (2021) Chapter Five - Early-mid Cretaceous calcareous nannofossils from the central Tethys: northern Oman during the Late Aptian-Middle Albian: Evidence for high-amplitude sea-level changes, 175(1-4): 367-390.
- Grippo, A., Fischer, A. G., Hinnov, L. A., Herbert, T. M., Premoli Silva, I (2004) Cyclostratigraphy and chronology of the Albian stage (Piobbico core, Italy): Society for Sedimentary Geology, 81: 57-81.
- Herrle, J. O., Köbber, P., Friedrich, O., Erlenkeuser, H., and Hemleben, C (2004) High-resolution carbon isotope stratigraphy of the Aptian to Lower Albian: A tool for reconstructing paleoceanographic changes and paleobiological evolution: *Earth and Planetary Science Letters*, 218: 149-161.
- Herrle, J. O., Mutterlose, J (2003) Calcareous nannofossils from the Aptian - early Albian of SE France: Paleoeological and biostratigraphic implications. *Cretaceous Research*, 24: 1-22.
- Herrle, J. O., Pross, J., Friedrich, O., Kössler, P., Hemleben, C (2003) Forcing mechanisms for mid-Cretaceous black shale formation: evidence from the upper Aptian and lower Albian of the Vocontian basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190: 399-426.
- Herrle, J. O (2002) Paleoceanographic and paleoclimatic implications on mid-Cretaceous black shale formation in the Vocontian Basin and the Atlantic: evidence from calcareous nannofossils and stable isotopes. *Tu«binger Mikropala«ontol. Mitt*, 27: 114 pp.
- Hessami, K., Koyi, H. A., Talbot, C. J (2001) The significance of strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt. *Journal of Petroleum Geology*, 24: 5-28.
- Huang, C. J., Hinnov, L., Fischer, A. G., Grippo, A., Herbert, T (2010) Astronomical tuning of the Aptian Stage from Italian reference sections: *Geology*, 38: 899-902.
- Huber, B. T., Leckie, M (2011) Planktic foraminiferal species turnover across deepsea Aptian/Albian boundary sections. *Journal of Foraminiferal Research*, 41: 53-95.
- Huber, B. T., MacLeod, K. G., Gröcke, D. R., Kucera, M (2011) Paleotemperature and paleosalinity inferences and chemostratigraphy across the Aptian/Albian boundary in the subtropical North Atlantic. *Paleoceanography*, 26: 4221.
- Jarvis, I., Gale, A. S., Jenkyns, H. C., Pearce, M. A (2006) Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}C$ carbonate reference curve for the Cenomanian-Campanian (99.6-70.6 Ma). *Geological Magazine*, 143(5): 561-608.

- at Col de Pré-Guittard (Vocontian Basin, southeast France): new criteria for defining the Aptian/Albian boundary: *Newsletters on Stratigraphy*, 45: 55–74.
- Premoli Silva, I., Erba, E., Salvini, G (1999) Biotic changes in Cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys. *J. Foraminiferal Research*, 29: 352–370.
- Pirrie, D., Marshall, J. D., Doyle, P., Riccardi, A. C (2004) Cool early Albian climates; new data from Argentina. *Cretaceous Research*, 25: 27–33.
- Raisossadat, S. N., Latil, J. L., Hamdini, H., Jaillard, E., Amiribakhtiar, H (2021) The Kazhdumi Formation (Lower Cretaceous, upper Aptian–upper Albian) in the Zagros Basin, Iran. *Cretaceous Research*, 127: 104920.
- Robinson, S. A., Heimhofer, U., Hesselbo, S. P., Petrizzo, M. R (2017) Mesozoic climates and oceans – a tribute to Hugh Jenkyns and Helmut Weissert. *Sedimentology*, 64: 1–15.
- Ruf, M., Link, E., Pross, J., Aigner, T (2005) Integrated Sequence Stratigraphy: Facies, Stable Isotope and Palynofacies Analysis in a Deeper Epicontinental Carbonate Ramp (Late Jurassic, SW Germany). *Sedimentary Geology*, 175: 391–414.
- Sabatino, N., Coccioni, R., Salvagio Manta, D., Baudin, F., Vallefucio, M., Traina, A., Sprovieri, M (2015) High-resolution chemostratigraphy of the late Aptian-early Albian oceanic anoxic event (OAE 1b) from the Poggio le Guaine section (Umbria-Marche Basin, central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 426: 319–333.
- Sachsenhofer, R. F., Bechtel, A., Gratzner, R., Rainer, T. M (2015) Source-rock maturity, hydrocarbon potential and oil – source-rock correlation in Well Shorish-1, Erbil province, Kurdistan Region, Iraq. *Journal of Petroleum Geology*, 38(4): 357–382.
- Sharifi, J., Vahidinia, M., Ando, A., Mahmudy-Gharaie, M. H (2021) New biostratigraphic observations of planktonic foraminifera and ammonites on the Aptian-Albian intrashelf succession, Zagros Basin, SW Iran. *Cretaceous Research*, 128: 104996.
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, A. P., Horbury, A. D., Simmons, M. D (2001) Arabian Plate sequence stratigraphy. *GeoArabia* 371. Special Publication 2, Gulf PetroLink, Bahrain.
- Sherkati, S., Letouzey, J (2004) Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. *Marine Petroleum Geology*, 21: 535–554.
- Schlanger, S. O., Jenkyns, H. C (1976) Cretaceous oceanic anoxic events: causes and biostratigraphy and ecology, *Cretaceous Research*, 6: 439–469.
- Mahmudy Gharaie, M. H., Matsumoto R., Racky G., Kakuwa, Y (2007) Chemostratigraphy of Frasnian-Famennian transition: Possibility of methane hydrate dissociation leading to mass extinction, in Monechi, S., Coccioni, R., and Rampino, M., eds., *Large Ecosystem Perturbations: Causes and Consequences: Geological Society of America Special*, 109–125.
- Maurer, F., van Buchem, S. P. F., Eberli, G. P., Pierson, B. J., Raven, M. J., Larsen, P. H., Al-Husseini, M. I., Vincent, B (2013) Late Aptian long-lived glacio-eustatic lowstand recorded on the Arabian Plate. *Terra Nova*, 25: 87–94.
- Millán, M. I., Weissert, H. J., & López-Horgue, M. A (2014) Expression of the late Aptian cold snaps and the OAE1b in a highly subsiding carbonate platform (Aralar, northern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 411: 167–179.
- Mohialdeen, I. M. J., Hakimi, M. H., Al-Beyati, F. M (2013) Geochemical and petrographic characterization of Late Jurassic-Early Cretaceous Chia Gara Formation in Northern Iraq: palaeoenvironment and oilgeneration potential. *Mar Pet Geology*, 43: 166–177.
- Moosavizadeh, M. A., Mahboobi, A., Moussvi-Harami, R., Kavooosi, M. A (2014) Early Aptian 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.
- Mutterlose, J., Bornemann, A. and Herrle, J (2009) The Aptian-Albian cold snap: evidence from mid Cretaceous icehouse interludes. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh*, 252: 217–225.
- Nehlig, P., Genna, A., Asirfane, F (2002) A review of the Pan-African evolution of the Arabian Shield, *GeoArabia*, 7: 103–124.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J. A., Canet, C (2015) Geochemical and paleoenvironmental record of the early to early late Aptian major episodes of accelerated change: Evidence from Sierra del Rosario, Northeast Mexico. *Sedimentary Geology*, 324: 547–574.
- Pauwels, J. M., Van Ranst, E., Verloo, M. G., Mvondo, Z. A (1992) *Manuel de laboratoire de pédologie*. A.G. Building, Place du Champ de mars 5, Boîte 57, Bruxelles 1050. *Publications Agricoles*, 28: 191–208.
- Pedersen, T. F., Calvert, S. E (1990) Anoxia vs. productivity: What controls the formation of organic-rich sediments and sedimentary rocks ?. *AAPG Bull*, 74: 454 – 466.
- Petrizzo, M. R., Huber, B. T., Gale, A. S., Barchetta, A., and Jenkyns, H. C (2012) Abrupt planktic foraminiferal turnover across the Niveau Kilian

- Palaeoclimatology, Palaeoecology, 137: 189–203.
- Weissert, H (1989) C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: a case study from the early Cretaceous. *Surveys in Geophysics*, 10: 1-61.
- Wilson, P. A., Norris, R. D., Cooper, M. J (2002) Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise: *Geology*, 30: 607–710.
- Yassaghi, A (2006) Integration of Landsat imagery interpretation and geomagnetic data on verification of deep-seated transverse fault lineaments in SE Zagros, Iran. *International Journal of Remote Sensing*, 27(20): 4529–4544.
- Ziegler, M (2001) Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and Its Hydrocarbon Occurrences, *GeoArabia*, 6: 445–504.
- consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55: 179–184.
- Trabucho Alexandre, J., van Gilst, R. I., Rodriguez-Lopez, J. P., de Boer, P. L (2011) The sedimentary expression of oceanic anoxic event 1b in the North Atlantic. *Sedimentology*, 58: 1217-1246.
- Ulrich Heimhofer, P. A., Hochuli, J. O., Herrle, H. W (2006) Contrasting origins of Early Cretaceous black shales in the Vocontian basin: Evidence from palynological and calcareous nannofossil records, 235(1-3): 0–109.
- van Buchem, F. S. P., Simmons, M. D., Droste, H. J., Davies, R. B (2011) Late Aptian to Turonian stratigraphy of the eastern Arabian Plate e depositional sequences and lithostratigraphic nomenclature. *Petroleum Geoscience*, 17: 211-222.
- van Buchem, F. S. P., Baghbani, D., Bulot, L. G., Caron, M., Gaumet, F., Hosseini, S. A., Keyvani, F., Schroeder, R., Swennen, R., Vedrenne, V., Vincent, B (2010) Barremian - Lower Albian sequence-stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates. In: van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.I., Maurer, F. & Droste, H.J. (eds) *Barremian Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Eastern Arabian Plate*. *GeoArabia Special Publication*, 2: 503-548.
- Vincent, B., Buchem, F. S. P. van, Bulot, L. G., Immenhauser, A., Caron, M., Baghbani, D., Huc, A. Y (2010) Carbon-isotope stratigraphy, biostratigraphy and organic matter distribution in the Aptian e lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi Formations). In: van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.I., Maurer, F., Droste, H.J. (Eds.), *Barremian Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Eastern Arabian Plate*, *GeoArabia*, Gulf PetroLink, Bahrain, 2: 139-197.
- Vincent, B., Buchem, F. S. P. van, Bulot, L. G., Jalali, M., Swennen, R., Hosseini, A. S., Baghbani, D (2015) Depositional sequences, diagenesis and structural control of the Albian to Turonian carbonate platform systems in coastal Fars (SW Iran). *Marine and Petroleum Geology*, 63: 46-67.
- Wagner, B., Reicherter, K., Daut, G., Wessels, M., Matzinger, A., Schwalb, A., Spirkovski, Z., Sanxhaku, M (2008) The potential of Lake Ohrid for long-term palaeoenvironmental reconstructions, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*, 259: 341–356.
- Weissert, H., Lini, A., Fo'Ilmi, K. B., and Kuhn, O (1998) Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: A possible link?, *Palaeogeography*,

Sedimentological and geochemical evidence of Aptian-Albian transition in Dezful Embayment, Zagros sedimentary basin

H. Ghayeni¹, M. H. Mahmudy Gharaie^{2*}, S. R. Moussavi -Harami³, M. Vahidinia⁴ and J. sharifi⁵

1- M. Sc., student. Dept., of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2, 3, 4- Prof., Dept., of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

5- Ph. D., student. Dept., of Geology, Ferdowsi University, Mashhad, Iran

* mhmgharaie@um.ac.ir

Received: 2022/1/29 Accepted: 2022/5/15

Abstract

The study of Aptian-Albian sequence in many parts of the Zagros Basin and the Arabian plate has always been limited due to the discontinuity of sediments during this period. The Tang-e Maghar, located in the Dezful Embayment, is one of the few continuous sequences of the Aptian-Albian marine sediments on the Arabian plate, the study of which provides valuable information about the paleogeological status of this period. In this study, in addition to examining the trend of changes in % TOC and % CaCO₃ values through the Aptian-Albian transition sequence in order to analyze the state of the oceans, sedimentary micro-losses have also been investigated using a thin section study. In the Tang-e Maghr section, the TOC level at the base of the albino turbulence has reached 5.8%, which indicates the presence of black shale in this section. This important finding, along with the biostratigraphic data of previous studies, in addition to determining the chronostratigraphic position of this shale, has made it possible to accurately match it with other black shale horizons in other sedimentary basins. Changes in CaCO₃ levels have also been recorded in different layers with different values. The most important of these fluctuations in terms of paleoecological interpretations have been at the end of Aptian and the beginning layers of Albian, which is known for a significant decrease in CaCO₃ levels. This combined with fossil data from previous studies can confirm the acidic conditions of seawater at the time of Aptian-Albian sediment deposition.

Keywords: Kazhdumi, Tang-e Maghar Section, Aptian-Albian, Black Shale, %TOC, Microfacies.