

مطالعه شیل‌های و مارن‌های سازند داریان و پیشنهاد زبانه گرو

مظاهر یآوری*، محمدرضا نایبجی، مدیریت اکتشاف • مهدی یزدی، دانشگاه اصفهان • هرمز قلاوند، شرکت ملی نفت ایران • محمد حسین آدابی، دانشگاه شهید بهشتی

اطلاعات مقاله

تاریخ ارسال نویسنده: ۹۶/۰۲/۱۰

تاریخ ارسال به داور: ۹۶/۰۲/۱۴

تاریخ پذیرش داور: ۹۶/۰۵/۱۴

واژگان کلیدی:

سازند داریان، رادیولر، فرامینفرهای پلانکتونیک، حادثه بی‌هوای اقیانوسی، بانس

چکیده

بخش شیلی و مارنی پلاژیک سازند داریان در برش بانس در شمال شیراز از نظر مجموعه زیستی، حوادث چینه‌ای و مقدار مواد آلی مورد بررسی و مطالعه قرار گرفت. مجموعه زیستی بخش پلاژیک به‌طور اعم از رادیولرها و فرامینفرهای پلانکتونیک تشکیل شده است. مجموعه‌های زیستی مذکور از طریق شست‌وشوی مارن‌ها و شیل‌ها استخراج شد و پس از عکس‌برداری با میکروسکپ الکترونی مورد مطالعه قرار گرفت. بر اساس فرامینفرهای پلانکتونیک، سن مارن‌ها آپسین پیشین تا ابتدای آپسین پسین و سن زون رادیولردار، بارمین پسین-آپسین پیشین تعیین شده است. افق پلاژیک سازند داریان براساس سن، شواهد زیستی، حادثه چینه‌ای و تغییرات آن در کمر بند چین خورده-رانده‌ی زاگرس، با رسوبات بخش پلاژیک آپسین پیشین سازند گرو مورد بررسی و مقایسه قرار گرفت. براساس این مقایسه، مدل لیتواستراتیگرافی رسوبات آپسین-آلبین ترسیم گردید و نشان می‌دهد بخش پلاژیک در سازند داریان می‌تواند زبانه‌ای از سازند گرو در نظر گرفته شود.

مقدمه

کژدمی به سن انتهای آپسین پیشین، بر روی آن قرار گرفته است [۱۳] و ۱۹ و ۲۰]. به همین دلیل مرز فوقانی سازند داریان با سازند کژدمی به‌عنوان یک مرز چند زمانه است [۱۸ و ۲۰]. در این مطالعه رسوبات پلاژیک سازند داریان در برش کوه بانس (شکل ۱-۱) به‌طور کامل مورد مطالعه قرار گرفته و با سایر برش‌های سازند داریان در بخش‌هایی از لرستان، دزفول و ناحیه فارس مقایسه و بررسی شده است. هدف از این پژوهش به‌طور عمده بررسی و مطالعه بخش شیلی سازند داریان و دستاوردهای جدیدی از رادیولرها و فرامینفرهای پلانکتونیک بخش پلاژیک و ارتباط آن با سازند گرو و طرح آن به عنوان سنگ منشاء واجد پتانسیل هیدروکربوری می‌باشد. از لحاظ مجموعه زیستی، بایواستراتیگرافی، لیتواستراتیگرافی و بررسی‌های چینه‌شناسی سعی شده است مدل کلی لیتواستراتیگرافی سازند داریان در حوضه زاگرس ارائه گردد.

۱- رادیولرها

نهشته‌های دارای مواد آلی همراه با رادیولرهای فراوان بیانگر وفور مواد غذایی، محیط یوتروفیک و اکسیژن بسیار پایین است [۴ و ۷ و ۱۱]. در برش بانس با تغییرات لیتولوژی ناگهانی از سنگ‌آهک‌های دارای دوکفه‌ای‌های اگروژیرا به سنگ‌آهک‌های چرتی دارای آمونیت و شیل‌های تیره (شکل ۲-۲) و رادیولرهای فراوان (شکل ۳-۳) بیانگر تغییرات شدید از کربنات‌های الیگوتروفیک به محیط‌های عمیق یوتروفیک حوضه می‌باشد. این تغییرات محیطی منجر به جابه‌جایی

برش نمونه سازند داریان در کوه گدوان (گدایون) در شمال شرق شیراز انتخاب شد [۱۲]. ضخامت آن ۲۸۶/۵ متر و از سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای تشکیل شده است. سن آن براساس فرامینفرهای کف‌زی آپسین پسین-آلبین در نظر گرفته شد [۲۵]. در برش نمونه مرز پایین سازند داریان با شیل‌ها، مارن‌ها و سنگ‌آهک‌های نازک لایه گدوان تدریجی است. مرز بالایی با شیل‌های سازند کژدمی به‌صورت ناپیوسته است و در بالای آخرین لایه آهکی انتخاب می‌شود [۱۳ و ۱۵ و ۱۹]. سازند داریان در بخش‌هایی از حوضه زاگرس، از جمله کوه بانس از سه بخش تشکیل شده است. بخش زیرین از سنگ‌آهک‌های دارای فسیل‌های دوکفه‌ای اگروژیرا و میکروفسیل‌های اریتولینا تشکیل شده که سن آن آپسین تعیین شده است [۲۵]. بخش میانی که شامل دو قسمت است، در بخش قاعده‌ای از لایه‌های شیلی تیره با رادیولرهای فراوان تشکیل شده و سپس بر روی لایه‌های مذکور، شیل‌ها و مارن‌های حاوی فرامینفرهای پلانکتونیک از جمله هدبرگلا، سوزن اسفنج قرار گرفته که به‌ندرت دارای رادیولر است. در بایوزون‌های تعریف شده وایند (۱۹۶۵) در سازند داریان اشاره‌ای به بخش رادیولردار نشده است بلکه بایوزون رادیولردار را فقط در ناحیه لرستان در حوضه گرو معرفی می‌کند. بخش بالایی سازند داریان نیز از سنگ‌آهک‌های دارای اریتولیناهای فراوان تشکیل شده است که سن آن براساس بایوزون ۱۸ وایند [۲۵]. آلبین تعیین شده است. در بخش‌هایی از حوضه زاگرس از جمله کوه بنگستان، چاه کرنج و چاه پازنان، سازند داریان فقط از سنگ‌آهک تشکیل شده و فاقد شیل‌های پلاژیک بوده و قاعده سازند

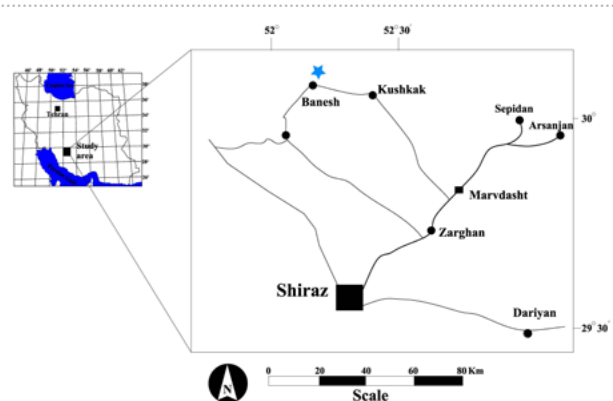
با رادیولرها می‌تواند بیانگر یکی از حوادث بی‌هوازی اقیانوسی (OAE) باشد [۳ و ۴ و ۷ و ۱۱].

برای اولین بار رادیولرهای این بخش از ناحیه مورد مطالعه از شیل‌های تیره و لایه‌های چرتی پس از شست‌وشو و الک کردن بر روی الک‌های ۱۰۰ و ۵۰ میکرون، استخراج شده و توسط میکروسکوپ الکترونی عکس‌برداری^۱ و مورد مطالعه قرار گرفت (شکل-۴). براساس مجموعه رادیولرها سن این بخش باریمن پسین-آپسین پیشین تعیین شده است.

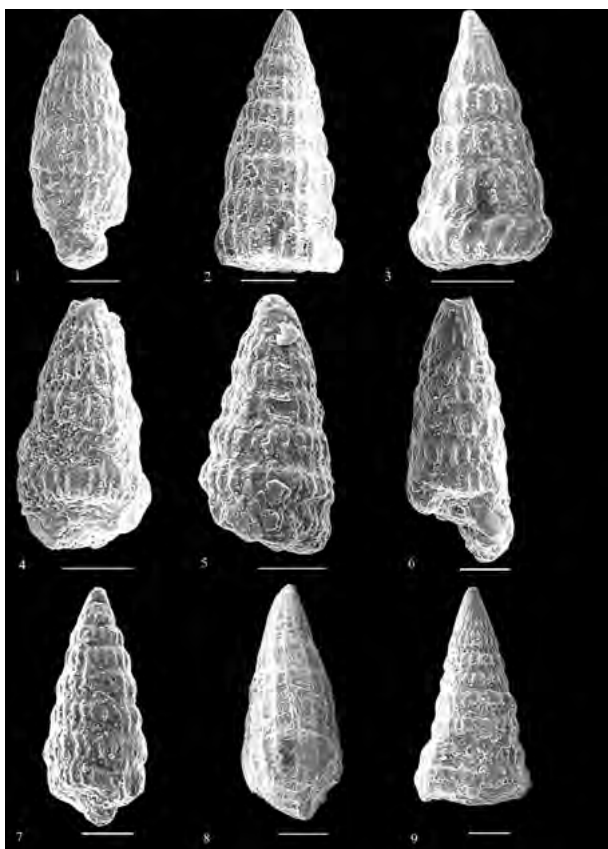
۲- فرامینیفرهای پلانکتونیک

فرامینیفرهای پلانکتونیک در برش بانس عمدتاً از نوع هدبرگلیدها و گلوبیژرینلویدس‌ها هستند. هدبرگلیدها در شرایط مزوتروفیک تا یوتروفیک در ستون آب با ارتفاع زیاد سازگاری دارند [۱۱] و معمولاً درجه حرارت، شوری و اکسیژن پایین را می‌توانند تحمل نمایند [۶]. گلوبیژرینلویدس‌ها و گلوبیژرینیدها معمولاً به شرایط الیگوتروفیک تا مزوتروفیک در سطح آب عادت دارند [۶ و ۱۷]. لئوپلدیندها^۲ که معمولاً یکی از مجموعه‌های ثابت و پایدار فرامینیفرهای پلانکتونیک در نهشته‌های همی‌پلاژیک حوضه تیس است [۲ و ۱۷]، در برش بانس مشاهده نشده‌اند. این گروه معمولاً در شرایط یوتروفیک با اکسیژن پایین زندگی می‌کنند [۱۷]. رفتار اکولوژیکی فرامینیفرهای پلانکتونیک

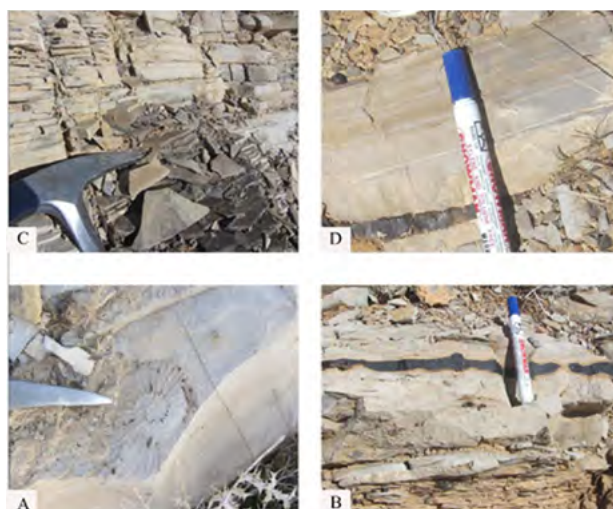
شرایط اکولوژیکی نیز گشته و در نتیجه رادیولرهای فراوان و آمونیت‌ها ظاهر می‌شوند. فراوانی بالای رادیولرها در شیل‌های تیره برش بانس بیانگر اکسیژن بسیار پایین و یا نبود اکسیژن در زمان رسوب‌گذاری این نهشته‌ها بوده است [۷ و ۱۱]. در واقع فعالیت زیاد این موجودات باعث کاهش حضور اکسیژن می‌گردد و پس از مرگ اجزای آنها در یک محیط کمبود اکسیژن یا فاقد اکسیژن دفن گردیده و لایه‌های تیره و حاوی مواد آلی را تشکیل می‌دهد. وجود لایه‌های غنی از مواد آلی توام



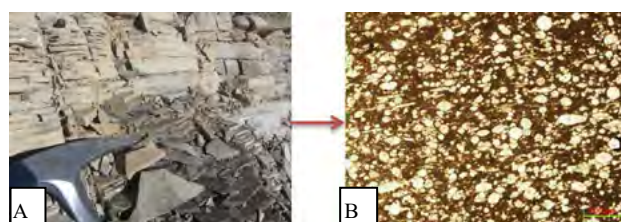
۱ | موقعیت جغرافیایی کوه بانس



۴ | Dictyomitra sp. (SQUINABOL), 2, 3, 4, 5, 6, 7, Dictyomitra communis (SQUINABOL), 9, Pseudodictyomitra aff carpatica (LOZYNIAK). Scale bar=50µ.



۲ | شیل‌ها و سنگ‌آهک‌های چرتی. A- شیل‌های تیره دارای مواد آلی B- سنگ‌آهک‌های سیلتی دارای چرت و لامیناسیون C- قالب آمونیت در لایه‌آهکی D- سنگ‌آهک حاوی میان لایه چرت



۳ | شیل‌های تیره در برش سطحی بانس سازند داریان (A)، رخساره پکستون رادیولردار در زیر میکروسکوپ پلاریزان (B) PL=20×.



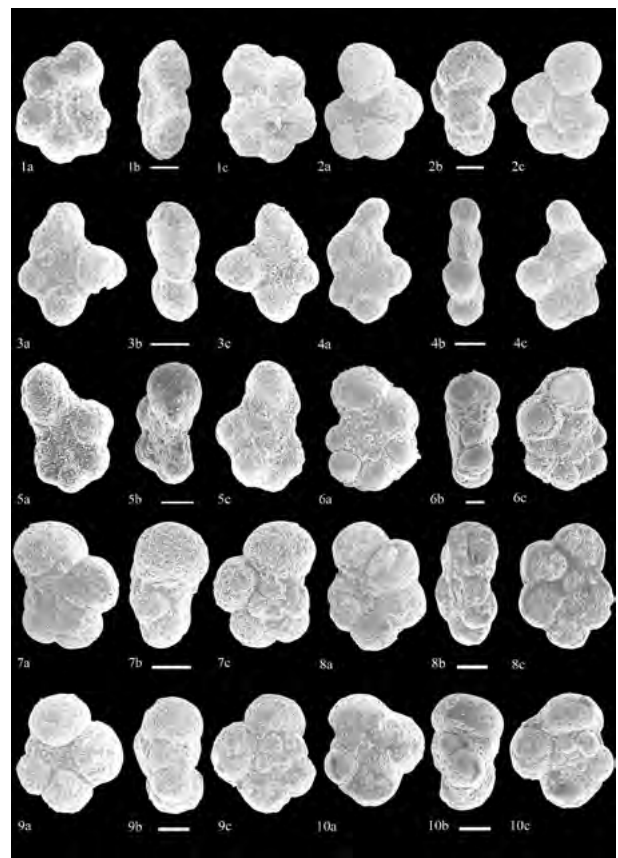
سیلیس همراه با رادیولرها بیانگر ورود مواد غذایی بیشتر در این مرحله است [۱۱]. در برش بانس در توالی‌های چرت‌دار بر مقدار سیلیس اضافه شده است به طوری که سنگ آهک‌ها به سنگ آهک‌های سیلنتی و لایه‌های چرتی تغییر یافته است. در بسیاری از نهشته‌های رادیولردار بخشی از لایه‌ها و یا تمامی لایه‌ها از کربنات کلسیم آن کاسته شده است [۲۵]. این مسئله به رسوب‌گذاری در زیر عمق موازنه کربنات^۲ و یا نامساعد بودن شرایط زیستی برای ارگانسیم‌های تولیدکننده کربنات مربوط می‌شود [۱۱]. رسوبات سیلیسی این بخش عمدتاً دارای منشاء بیوژنیک می‌باشند. ارگانسیم‌های سیلیسی مانند رادیولرها، سیلیس حل شده در آب اقیانوس‌ها را جهت تشکیل اسکلت خود استفاده می‌کنند [۲۶]. مقدار سیلیس بیوژنیک می‌تواند بیانگر تغییرات مواد غذایی در زمان و مکان باشد [۲۶]. از طرفی، در لایه‌های بالاتر که از فراوانی رادیولرها کاملاً کاسته شده و به صفر می‌رسد، هیچ‌گونه آثاری از سیلیس در حوضه نیست که خود دلیلی دیگر بر بیوژنیک بودن سیلیس این بخش از رسوبات است. افزایش مقدار مواد آلی و وجود رادیولرها در این توالی بیانگر ورود مواد غذایی فراوان و شرایط عمیق و احیایی حوضه است. این بخش شیلی و مارنی پلاژیک در سازند داریان تحت عنوان زبانه کزدمی معرفی شده است [۱۳].

جهت بررسی این بخش شیلی سعی شده است سازند گرو در حوضه لرستان و بخش‌های پلاژیک سازند داریان در حوضه دزفول و فارس از نظر مجموعه زیستی، باواستراتیگرافی، چینه‌نگاری حادثه‌ای^۴ و مواد آلی مورد بررسی و مقایسه قرار گیرد. در ناحیه لرستان در چاه‌های بانکول، گوار، ویزنهار و باباحیب سازند گرو با رادیولرهای فراوان و به سن آپسین پیشین مشاهده می‌شود که با بایوزون ۱۲ و ایند (۱۹۶۵) (زون رادیولاریا) مشخص می‌گردد و بر روی آن رسوبات با بایوزون ۱۳ (۱۹۶۵) با مجموعه‌ای از فرامینفرهای پلانکتونیک از جنس گلوبیژرینولوییدس قرار می‌گیرد. در چاه کبود که در مرز لرستان و دزفول واقع شده، رسوبات آپسین و آلبین کاملاً کم عمق است و سازندهای داریان و کزدمی با رخساره کم عمق و پلانفرمی نهشته شده‌اند که کاملاً با رخساره عمیق گرو متفاوت است. در شرق چاه کبود، رسوبات آپسین زیرین-بالایی با رخساره عمیق ظاهر می‌شود. بنابراین در مرز لرستان و دزفول تحت تأثیر شرایط تکنیکی عمق حوضه کمتر شده است و می‌توان دریافت که چاه کبود در آپسین و آلبین بر روی یک بلندا قرار داشته که رسوبات آن پلانفرمی و متفاوت از بخش‌های شرقی و غربی رسوب‌گذاری است. از چاه کبود به طرف دزفول از جمله چاه‌های مارون، کرنج، آجاجاری و پازنان بخشی از رسوبات آپسین زیرین به صورت آهک‌های سازند داریان با ضخامت کم ظاهر می‌شود و بخش اعظم رسوبات آپسین زیرین و بالایی به صورت نهشته‌های پلاژیک با بایوزون ۱۷ و ایند (Globigerina Ass. Zone, Wynd, 1965) رخنمون دارد که شامل فرامینفرهای پلانکتونیک از جمله هدبرگلاها و گلوبیژرینولوییدس‌ها هستند [۱۹]. شایان ذکر است بایوزون مذکور با این نام صحیح نیست چون گلوبیژریناها به کرتاسه تعلق ندارند. در واقع

کرتاسه هنوز به خوبی شناخته نشده است [۱۱]. از بخش شیل‌ها و مارن‌ها پس از شست‌وشو و الک کردن بر روی الک‌های ۱۰۰ و ۵۰ میکرون، نمونه‌های فرامینفر پلانکتونیک به صورت ایزوله استخراج شده و پس از عکسبرداری از طریق میکروسکپ الکترونی مورد مطالعه قرار گرفت (شکل-۵). مجموعه فرامینفرهای پلانکتونیک استخراج شده از بخش شیلی سازند داریان سن آپسین پیشین تا ابتدای آپسین پسین را تعیین می‌کند.

۳- بحث

سازند داریان در برش بانس و در بعضی از برش‌های سطحی ناحیه فارس داخلی دارای چند متر افق رادیولردار است که تحت عنوان Radiolaria flood Zone نامیده می‌شود. این افق حاوی رادیولرهای فراوان، سوزن اسفنج و آمونیت به مقدار زیاد و همچنین تعداد معدودی فرامینفرهای پلانکتونیک هدبرگلید است. مطالعات ژئوشیمیایی از بخش‌های شیلی تیره رادیولردار نشان می‌دهد که مقدار مواد آلی (TOC) تا ۱/۹۵ نیز می‌رسد. مجموعه رادیولری که از سازند داریان استخراج شده‌اند، از نهشته‌های کرتاسه زیرین کشورهای مالزی، هند و ژاپن نیز گزارش شده‌اند. وجود



1, Hedbergella luterbacheri, 2, Hedbergella cf. globulifera, 3, Hedbergella duboisi, 4, 5, Globigerinelloides duboisi sigali? 6, Globigerinollides aptiensis, 7, 8, Hedbergella aptiana, 9, 10, Hedbergella cf. sigali



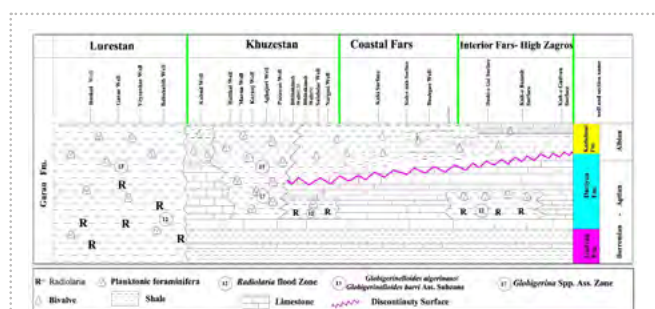
گلوکونیت، اکسید آهن گسترش داشته و فسیل آمونیت به فراوانی دیده می‌شود. این سطح بیانگر عمیق‌شدگی سریع حوضه بوده و در اثر قحطی رسوب‌گذاری^۷ تشکیل شده است [۲۰]. این نهشته‌ها معادل زون رادیولردار در سازند گرو و بخش شیلی رادیولردار سازند داریان است. بر روی این سطح رسوبات پلاژیک قرار می‌گیرد که عمدتاً دارای مواد آلی فراوان و حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک هستند که از لحاظ زیستی و ژئوشیمیایی مشابه رسوبات حاوی گلوبی‌ژرینلویدس در سازند گرو است. روند تغییرات سازند گرو از حوضه لرستان به طرف دزفول شمالی، دزفول جنوبی و فارس، به خوبی نشان داده شده است. تبدیل سازند گرو به زبانه گرو را در بهترین حالت می‌توان از چاه پازنان به چاه بی‌بی‌حکیمه مشاهده نمود (شکل ۶-).

در چاه پازنان بر روی سازند داریان بایوزون ۱۷ [۲۵] که معادل و برابر با بایوزون ۱۳ [۲۵] سازند گرو می‌باشد، قرار گرفته است، در حالی که به سمت حوضه دزفول شمالی در چاه بی‌بی‌حکیمه-۹۱ بر روی سنگ‌آهک‌های آپسین زیرین، رسوبات پلاژیک رادیولردار و حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک هدبرگلا و گلوبی‌ژرینلویدس مشابه با رسوبات نهشته شده در چاه پازنان، قرار می‌گیرند. بر روی نهشته‌های مذکور، لایه‌های آهکی اریبتولین‌دار و کم‌عمق ظاهر می‌شوند. در واقع در این ناحیه در زمان آپسین پیشین و ابتدای آپسین پسین شرایطی مشابه با سازند گرو داشته است، ولی در انتهای آپسین پسین، تحت تاثیر فعالیت‌های تکتونیک، عمق حوضه کمتر و شرایط پلانفرمی ایجاد شده که در بعضی از مناطق از جمله در کوه بانس تا آلین میانی ادامه می‌یابد. در انتهای آپسین پسین یا آلین پیشین- میانی تحت تاثیر فعالیت‌های تکتونیک مذکور یک مرحله خروج از آب نیز صورت گرفته است که در مرز داریان به کژدمی در کوه بانس محرز است. هرچه از حوضه دزفول به سمت زاگرس مرتفع حرکت می‌کنیم، سن سطح ناپوستگی تا آلین میانی بالا می‌آید (شکل ۶-). در شرایط کم‌عمق دریایی، رسوبات آپسین بالایی به صورت سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه حاوی اریبتولین‌های فراوان برجای گذاشته می‌شود و بر روی آن رسوبات شیلی و آهکی کم‌عمق آلین حاوی اریبتولین‌های درشت سازند کژدمی با ناپوستگی نهشته می‌شود. در چاه‌های دزفول جنوبی از جمله کیلور کریم، سولابدر، چهاربیشه، رودک، میلان و نرگسی و همچنین در فارس داخلی

مجموعه زیستی (هدبرگلاها و گلوبی‌ژرینلویدس‌ها) در نهشته‌های شیلی پلاژیک سازند داریان کاملاً مشابه با مجموعه زیستی شمال غرب حوضه زاگرس (چاه‌های بانکول، گوار، ویزنهار) است. نهشته‌های مذکور معادل و یا برابر بایوزون ۱۳ [۲۵] که دارای گلوبی‌ژرینلویدس فراوان بوده و به حوضه گرو تعلق دارد، قابل مقایسه است. در واقع بایوزون ۱۷ در برش‌های دزفول شمالی و جنوبی و سایر حوضه‌های زاگرس معادل و برابر بایوزون ۱۳ در سازند گرو است.

بررسی و مطالعه مجموعه فسیلی بخش شیلی و رادیولردار در برش بانس نشان می‌دهد که آثاری از گلوبی‌ژریناها در این بخش مشاهده نمی‌گردد. بخش پلاژیک سازند داریان در برش مذکور به دو بخش تقسیم می‌شود، بخش قاعده‌ای آن از رادیولرهای بسیار فراوان با فرامینیفرهای پلانکتونیک کم تشکیل شده و بخش بالایی آن عمدتاً از مارن‌های حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک فراوان تشکیل شده‌اند. با توجه به مجموعه زیستی و مواد آلی، بخش قاعده‌ای رسوبات پلاژیک سازند داریان که از شیل‌های تیره رادیولردار تشکیل شده است تحت عنوان Radiolaria flood Zone نامیده می‌شود که با زون رادیولردار [۲۵] سازند گرو قابل تطابق^۵ است و این زون با توجه به مقدار مواد آلی بالا در حدود ۱/۹۵ درصد از نظر سنگ‌منشاء و پتانسیل هیدروکربوری قابل ارزیابی است. به نظر می‌رسد هیدروکربوری که در کربنات‌های بالایی نهشته‌های پلاژیک وجود دارد باید از شیل‌های تیره رادیولردار تغذیه شده باشد.

بخش مارنی سازند داریان که حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک به خصوص هدبرگلاها و گلوبی‌ژرینلویدس‌ها می‌باشد، در بایو فاسیس زاگرس تحت عنوان زون گلوبی‌ژرینا گفته می‌شود که این بایوزون نیز برای بخش پایینی سازند کژدمی و بخش مارنی، زبانه‌ای از سازند کژدمی در نظر گرفته شده است. در حالی که با توجه به مجموعه زیستی مطالعه شده (شکل ۵-) و سن آن، بخش مارنی پایینی در سازند کژدمی و سازند داریان با توجه به مجموعه‌های گلوبی‌ژرینلویدس معادل بایوزون ۱۳ [۲۵] سازند گرو می‌باشد. بنابراین در آپسین پیشین و ابتدای آپسین پسین رسوبات پلاژیک دارای رادیولرها و فرامینیفرهای پلانکتونیک از جمله هدبرگلاها و گلوبی‌ژرینلویدس‌ها جزئی از سازند گرو و یا به عبارت دیگر، زبانه‌ای از آنها هستند. سازند گرو که از زمان نوکومین تا آلین در حوضه لرستان در حال رسوبگذاری بوده است، در انتهای آپسین پیشین و آپسین پسین با توجه به شرایط و فعالیت تکتونیک در برخی مناطق از جمله چاه کبود، عمق حوضه کمتر شده و رسوبات پلانفرمی را برجای گذاشته است. به طرف جنوب شرق حوضه زاگرس در دزفول شمالی و بخش‌هایی از دزفول جنوبی در چاه‌های مارون، کرنج، آغاچاری، پازنان و کوه بنگستان در زمان آپسین پیشین تا آلین، عمق حوضه با همان شرایط رسوب‌گذاری سازند گرو باقی مانده است و رسوبات پلاژیک، معادل بخش شیلی و آهکی آپسین سازند گرو نهشته شده است. در برش سطحی کوه بنگستان بر روی بخش بالایی سازند داریان یک سطح سخت^۶ مشاهده می‌شود [۱۹] که بر روی آن



۶ | مدل لیتو استراتیگرافی و تغییرات سنگ‌شناسی آپسین-آلین در حوضه زاگرس (بدون مقیاس)

مواد معدنی از جمله سیلیس گردیده که در نهایت، منجر به افزایش مواد آلی و شرایط احیایی در آب‌های عمیق دریایی گشته است [۸ و ۱۴]. هم‌چنین آغاز سریع و پایان کوتاه‌مدت این حادثه (تقریباً نیم تا یک میلیون سال) از ویژگی‌های کلیدی حادثه بی‌هوای اقیانوسی است [۱۴]. در برش بانس حضور هم‌زمان نهشته‌های غنی از مواد آلی و رادیولرها با فراوانی زیاد در بخش شیلی و مارنی سازند داریان می‌تواند شاهدهی بر شرایط بی‌هوای باشد. این افق از لحاظ سنی معادل بخش بالایی بایوزون ۱۲ و ایند [۲۵] است. در برش مذکور اندازه صدف‌ها بسیار کوچک بوده و همچنین در بسیاری از آنها به‌خاطر سازگاری با محیط، حجرات طویل شده است (شکل-۵). در سازند گرو در رسوبات آپسین پیشین حضور مواد آلی فراوان و وجود فرامینفرهای پلانکتونیک با مورفولوژی غیرعادی از جمله حجرات طویل و حجرات دوقلو و چندقلو و وجود رادیولرها در این بخش از سازند گرو، حادثه بی‌هوای اقیانوسی به اثبات رسیده است [۹]. وجود مواد آلی فراوان در لایه‌های که حادثه بی‌هوای در آنها رخ داده است می‌تواند به‌عنوان یک سنگ منشأ خوب و قابل ارزیابی در نظر گرفته شود [۴ و ۵]. بنابراین با وجود تشابهات لیتولوژیکی، مجموعه زیستی، باواستراتیگرافی، ژئوشیمیایی و چینه‌نگاری حادثه‌ای بین افق شیل‌های تیره رادیولردار و حاوی فرامینفرهای پلانکتونیک در سازند داریان با شیل‌های تیره آپسین پیشین سازند گرو ارتباط مشابهی برقرار بوده و در واقع زبانه‌ای از سازند گرو پیشنهاد می‌گردد.

نتیجه‌گیری

سن شیل‌ها و مارن‌های بخش میانی سازند داریان بر اساس رادیولرها و فرامینفرهای پلانکتونیک بارمین پسین تا ابتدای آپسین پسین تعیین شد. بر اساس سن تعیین شده، مورفولوژی غیرعادی حجرات فرامینفرهای پلانکتونیک، فراوانی رادیولرها، وجود شیل‌های تیره و وجود مواد آلی که در این مطالعه حاصل شده است، تأییدی بر وجود حادثه بی‌هوای در بخش شیلی سازند داریان است. بر اساس مقایسه مجموعه زیستی، حادثه بی‌هوای، سن توالی‌های مورد مطالعه، مدل لیتواستراتیگرافی رسوبات آپسین در حوضه زاگرس ترسیم گردید. بر طبق مقایسه و بررسی‌های مذکور و مدل لیتواستراتیگرافی، افق شیلی و مارنی سازند داریان با سازند گرو کاملاً مشابهت داشته و افق شیلی در سازند داریان به‌عنوان زبانه‌ای از سازند گرو معرفی می‌گردد. بخش شیلی و مارنی پلاژیک سازند داریان از نظر واحد سنگ چینه‌ای در حوضه زاگرس قابل تفکیک و قابل تطابق چینه‌ای است. بنابراین، این بخش، به‌عنوان پاره‌سازند^۹ بانس برای سازند داریان پیشنهاد می‌گردد.

برش‌های سطحی دشت گل و کوه فهلیان و در شمال گسل زاگرس در برش سطحی کوه بانس بر روی آهک‌های کم‌عمق، بخش شیل‌های تیره رادیولردار، مارن‌ها و شیل‌های حاوی فرامینفرهای پلانکتونیک (در ادامه بایوزون های ۱۲ و ۱۳ سازند گرو) در سازند داریان مشاهده می‌گردد که سن آنها بر اساس رادیولرها و فرامینفرهای پلانکتونیک برش بانس، بارمین پسین تا ابتدای آپسین پسین تعیین شده است [۲۷]. بخش شیلی تیره رادیولردار، شیل‌ها و مارن‌های حاوی فرامینفرهای پلانکتونیک که زبانه‌ای از سازند گرو محسوب می‌شود، از نظر واحد سنگ چینه‌ای در حوضه زاگرس قابل تفکیک و قابل تطابق چینه‌ای است. بنابراین این بخش به‌عنوان پاره سازند (ممبر) بانس پیشنهاد می‌گردد.

۴- حادثه بی‌هوای اقیانوسی

حوادث بی‌هوای اقیانوسی، نهشته‌هایی را شامل می‌شود که دارای نرخ کربن آلی بالا و تغییرات بیولوژیکی قابل ملاحظه است [۱۴]. این حادثه با افزایش مواد تغذیه‌ای دریایی، افزایش کربن آلی، بالا آمدگی سطح آب دریا و تغییرات مهمی در اجتماع زیستی پلاژیک و نریتیک همراه بوده است [۸ و ۱۰]. بر اساس بایوزون‌بندی فرامینفرها حادثه بی‌هوای اقیانوسی سلی (Selli Event) در بخش بالایی بایوزون Globigerinel- Globigerinelloides blowi [۲۱] و یا بین بایوزون‌های Leupoldina cabri و اتفاق می‌افتد [۱۶]. این رخداد اغلب با افزایش دی‌اکسید کربن حاصل از آتش‌فشان همراه است که منجر به گرم‌شدگی موقتی کره زمین و افزایش رطوبت گشته است. تحت این شرایط آب‌وهوایی فرسایش قاره‌ای صورت گرفته و جریان‌های بالارونده^۸ نیز افزایش یافته و در نتیجه، باعث یوتروفیکاسیون محیط‌های دریایی شده و هم‌چنین، اختلالاتی در تولید کربنات ایجاد نموده است. به‌علاوه، حادثه بی‌هوای اقیانوسی Ia در بعضی مناطق با بحران‌های زیستی نیز همراه بوده است به‌طوری‌که شرایط نامساعدی برای پلانکتون‌های آهکی ایجاد شده که ناشی از اسیدی شدن آب دریا و مواد غذایی فراوان بوده است. این موارد خود نیز تحت تأثیر تمرکز دی‌اکسید کربن اتمسفر بوده‌اند [۲۴]. شرایط گرم و مرطوب در کرتاسه میانی با بالا آمدگی سطح آب دریا همراه بوده است [۱۰]. شرایط آب‌وهوایی در طی گرم‌شدگی جهانی کرتاسه میانی ناپایدار بوده و چندین فاز سردشدگی و گرم‌شدگی جهانی اتفاق افتاده است [۲۳].

یکی از خصوصیات مهم این دوره نیز تغییرات گسترده‌ای است که در مجموعه زیستی اعم از فراوانی و مورفولوژی آنها از جمله کشیدگی حجرات و تغییرات در اندازه صدف رخ می‌دهد [۱ و ۹] و موجب افزایش

پانویس‌ها

- | | | |
|-----------------------------------|----------------------|---------------|
| 1- Scanning Electronic Microscope | 4-Event Stratigraphy | 7- Starvation |
| 2- Leupoldinids | 5- correlation | 8- Upwelling |
| 3- Carbonate Compensation Depth | 6- Hardground | 9- member |

- [15] Mojab, F., 1974. Some Cretaceous (Albian) Invertebrates from Banesh, Southern Iran: Bulletin of India Geological Association. v.7, p.13-34.
- [16] Moullade, M., Bellier, J. P. and Tronchetti, G., 2002. Hierarchy of Criteria, Evolutionary Processes and Taxonomic Simplification in the Classification of Lower Cretaceous Planktonic Low Latitudes: Journal of Foraminifera Research, v. 29, p. 371-391
- [17] Premoli Silva, I., Erba, E., Salvini, G., Locatelli, C., Verga, D., 1999. Biotic changes in Cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys. Journal of Foraminiferal Research 29, 352-370.
- [18] Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davis, R.B., Hall, S. H., Heward, A.P., Horbury, A. D. and Simmons, M.D., 2001, Arabian plate sequence stratigraphy: GeoArabia Special Publication 2, Gulf PetroLink, Bahrain, 371 p.
- [19] Van Buchem, F. S. P., Baghbani, D., Blout, L. G., Caron, M., Gaumet, F., Hosseini, A., Keyvani, F., Schroder, R., Swennen, R., and Vedrenne, V., 2010. Barremian - Lower Albian sequence stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi Formation) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates: GeoArabia special publication, v. 4, 503-548.
- [20] Van Buchem, F.S.P., Gaumet, F., Vedrenne, V., and Vincent, B., 2006. Middle East Cretaceous sequence stratigraphy study: National Iranian Oil Company-Institute France Petroleum joint research project, 115 p.
- [21] Verga, D., and Premoli Silva I., 2003. Early Cretaceous planktonic foraminifera from the Tethys, the large many chambered representatives of the genus Globigerinoloides: Cretaceous Research, v.24, p. 661-690.
- [22] Vincent, B., F.S.P. van Buchem, L.G. Bulot, A. Immenhauser, M. Caron, D. Baghbani and A.Y. Huc 2010. Carbon-isotope stratigraphy, biostratigraphy and organic matter distribution in the Aptian - Lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi formations). In F.S.P. van Buchem, M.I. Al-Husseini, F. Maurer and H.J. Droste (Eds.), Barremian -Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian Plate: GeoArabia Special Publication 4, Gulf PetroLink, Bahrain, v. 1, p. 139-197.
- [23] Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K. B., and Kuhn, O., 1998. Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: A possible link?, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 137, 189- 203.
- [24] Wissler, L., Funk, H., Weissert, H., 2003. Response of early Cretaceous carbonate platforms to changes in atmospheric carbon dioxide levels. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, v. 161, p. 1-8.
- [25] Wynd, A.G., 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area (I.O.O.C). Report No. 1082, unpublished paper.
- [26] Xiang Y., Feng Q L., Shen J., Zhang N., 2013. Changhsingian radiolarian fauna from Anshun of Guizhou, and its relationship to TOC and paleo-productivity: Earth Sciences, v. 56, 1334-1342.
- [27] Yavari M., Yazdi M., Gahalavand H. and Adabi M.H. Planktonic Foraminifera of the Dariyan formation and implications of Oceanic Anoxic Event 1a. Geopersia. 5, 125-137, 2015.
- [1] موسوی زاده، م. ع.، ۱۳۹۲، تاریخچه رسوب گذاری و پس از رسوب گذاری سازند داریان (کرتاسه پایینی) در زون ساختاری زاگرس (فارس داخلی)، پایان نامه دکتری، دانشگاه مشهد، ۲۵۱ صفحه.
- [2] Aguado, R., Castro, J.M., Company, M. and de Gea, G.A., 1999, Aptian bio-events: an integrated biostratigraphic analysis of the Almadich Formation, Inner Prebetic Domain, SE Spain: Cretaceous Research, v. 20, p. 663-683.
- [3] Ben Fadhel, M., Layeb, M., Ben Youssef, M., 2010, Upper Albian planktonic foraminifera and radiolarian biostratigraphy (Neubour- Northern Tunisia): Comptes Rendus Palevol, v. 93, p. 73-81.
- [4] Ben Fadhel, M., Layeb, M., Hedfi, M. and Ben Youssef, M., 2011, Albian oceanic anoxic events in northern Tunisia, biostratigraphic and geochemical insights: Cretaceous Research, v. 32, p. 685-69.
- [5] Ben Fadhel, M., Zouaghi, T., Amri, A. and Ben Youssef, M., 2014, Radiolaria and planktonic foraminifera biostratigraphy of the early Albian organic rich beds of Fahdene Formation northern Tunisia: Journal of Earth Science, v. 25, p. 45- 63.
- [6] Coccioni, R., Erba, E. and Premoli Silva, I., 1992, Barremian-Aptian calcareous plankton biostratigraphy from the Gorgo Cerbara section (Marche, central Italy) and implications for plankton evolution: Cretaceous Research, v. 13, p. 517-537.
- [7] Danelian, T., Baudin, F., Gadin, S., Masure, E., Ricordel, C., Fili, I., Mecaj, T. and Muska, K. (2007) The record of Mid-Cretaceous oceanic anoxic events from the Ionian zone of southern Albania. Revue de Micropaleontology, 50, 225-237.
- [8] Erba, E., 2004, Calcareous nannofossils and Mesozoic anoxic events: Marine Micropaleontology, v. 52, p. 85-106.
- [9] Ezampanah, Y., Sadeghi, A., Jamali, A.M. and Adabi, M.H., 2013, Biostratigraphy of the Garau Formation (Berriasian?-lower Cenomanian) in central part of Lurestan zone, northwest of Zagros Iran: Cretaceous Research, v. 46, p. 101-113.
- [10] Haq, B.U., Hardenbol and P.R. Vail 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles: Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication, v. 42, p. 71-108.
- [11] Heldt, M., Bachman, M., Lehmann J., 2008. Microfacies, biostratigraphy and geochemistry of the hemipelagic Barremian-Aptian in north-central Tunisia, influence of the OAE 1a on the southern Tethyan margin: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 261, p. 246-260.
- [12] James G. A. and Wynd, J. G., 1965. Stratigraphy nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 49, p. 2182-2245.
- [13] Kheradpir, A. 1975. Stratigraphy of the Khami Group in southwest Iran: National Iranian Oil Company, report no. 1235, Unpublished.
- [14] Leckie, R.M., Bralower, T. J. and Cashman, R., 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous: Paleoceanography, v. 17, p. 13-29.