

تعیین رخساره‌های فسفات دار سازند پابده در رمپ کربناته پالتوژن تاقدیس لار (شمال خاوری گچساران)

شهرام شریعتی^{۱*}

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد ساری، دانشگاه آزاد اسلامی، ساری، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۲/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۲/۱۹

چکیده

سازند پابده توالی کربناتی- آواری حوضه رسوبی- ساختاری زاگرس در بخش جنوب باختری ایران را شامل می‌شود. منطقه مورد مطالعه بخشی از تاقدیس بزرگی به نام لار را شامل می‌شود که این تاقدیس در بخش شمال خاوری تاقدیس خامی قرار دارد و هم‌روند با کوه‌های زاگرس با راستای شمال باختری- جنوب خاوری گسترش حاصل کرده است. هدف از اجرای این پژوهش بررسی رخساره‌های رسوبی سازند پابده به‌ویژه در افق‌های فسفات‌دار و نیز تجزیه و تحلیل نیمه کمی محتوای روزن‌بری به منظور تعیین محیط رسوبی زمان تشکیل توالی مورد سخن در تاقدیس لار است. به همین منظور ۳۰۰ نمونه از ۴۱۰ متر ستبرای سازند پابده از آن برداشت شد که بر پایه ویژگی‌های سنگ‌شناسی و روند تغییرات رخساره‌ها در طول ستون چینه‌شناسی، ۱۲۶ مقطع نازک از آنها تهیه شد. مطالعات سنگ‌نگاری و بررسی‌های رخساره‌ای نشان می‌دهد که ۸ رخساره در طول توالی سازند پابده قابل شناسایی است. وجود رخساره‌های گلستنگ با محتوای روزن‌بر پلانکتونیک و رخساره‌های توریدایتی نشان از ته‌نشست رسوبات در یک محیط رمپ کربناته برای سازند پابده دارد. بررسی رخساره‌های سازند پابده در برش کوه لار نشان می‌دهد که محیط رسوبی این سازند بخش خارجی رمپ کربناته را شامل می‌شود. رخساره‌های مرتبط با بخش بالایی سازند پابده ته‌نشست در یک محیط کم‌ژرفا را مسجل می‌سازد. بنابراین با توجه به موارد یاد شده می‌توان چنین اظهار کرد که در حرکت از لایه‌های زیرین به سوی بخش‌های بالایی سازند پابده ژرفای حوضه رسوبی کاهش می‌یابد. به‌گونه‌ای که رخساره‌های آن از محیط رمپ خارجی به رمپ میانی تغییر می‌کند.

کلیدواژه‌ها: سازند پابده، رمپ کربناته، محتوای روزن‌بری، رمپ میانی، رمپ خارجی.

***نویسنده مسئول:** شهرام شریعتی

E-mail: Shariati@iau.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

کوهزاد زاگرس از شمال باختری توسط گسل امتدادلغز و چپ‌گرد آتاتولی خاوری و از جنوب توسط خط عمان (Falcon, 1969) دربر گرفته می‌شود. کمربند یاد شده نتیجه تغییر شکل ساختاری سامانه پیش‌خشکی (Proforeland) زاگرس است که امروزه شامل حوضه دریایی خلیج فارس و حوضه قاره‌ای بین‌النهرین هست (Lees and Falcon, 1952; Purser, 1973; Kassler, 1973; Baltzer and Purser, 1990) و رسوبات آن از نوع سکویی و فلات قاره است (Alavi, 2004). سازند پابده توالی کربناتی حوضه یاد شده را در بخش جنوب باختری ایران شامل می‌شود. از دید جایگاه چینه‌شناسی، این سازند در حدفاصل سازندهای گورپی در زیر و آسماری در بالا قرار دارد (مطیعی، ۱۳۷۲). مطالعات زیست‌چینه‌نگاری سازند پابده در بخش‌های مختلف حوضه زاگرس تغییرات سنی متفاوتی از پالتوسن پیشین تا الیگوسن پسین نشان می‌دهد (صادقی و هداوندخانی، ۱۳۸۹؛ بابازاده و همکاران، ۱۳۸۹؛ خاوری خراسانی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Bahrani and Parvanehnezhad shirazi, 2010; Wade et al., 2011; Daneshian et al., 2015; Khosravi Khorasani et al., 2014). منطقه مورد مطالعه بخشی از تاقدیس بزرگی به نام لار را شامل می‌شود که این تاقدیس در بخش شمال خاوری تاقدیس خامی قرار دارد و هم‌روند با کوه‌های زاگرس با راستای شمال باختری- جنوب خاوری گسترش حاصل کرده است. تاقدیس لار به دلیل قرار گرفتن افق فسفات‌دار در بخش میانی آن اهمیت اقتصادی زیادی دارد (دانشیان و همکاران، ۱۳۹۲). بنابراین هدف از این پژوهش بررسی رخساره‌های رسوبی سازند پابده به‌ویژه در افق‌های فسفات‌دار و نیز تجزیه و تحلیل نیمه کمی محتوای روزن‌بری به منظور تعیین محیط رسوبی زمان تشکیل توالی مورد سخن در تاقدیس لار است.

۲- اهداف و روش‌ها

برای دستیابی به اهداف این پژوهش یک برش سطحی از سازند پابده در تاقدیس لار و بخش شمال خاوری گچساران (با عرض جغرافیایی ۳۰ درجه و ۴۰ دقیقه و ۴۳ ثانیه و طول ۵۰ درجه و ۵۲ دقیقه و ۱۸ ثانیه) پس از بازدید زمین‌شناسی و مطالعات صحرایی شناسایی و انتخاب شد و ۳۰۰ نمونه از ۴۱۰ متر ستبرای سازند پابده از آن

برداشت شد که بر پایه ویژگی‌های سنگ‌شناسی و روند تغییرات رخساره‌ها در طول ستون چینه‌شناسی، ۱۲۶ مقطع نازک از آنها تهیه شد. نام‌گذاری نمونه‌ها به روش Dunham (1962) و بر پایه برخی ویژگی‌ها همچون اندازه، نوع، ترکیب شیمیایی و درصد فراوانی دانه‌ها (آلوکم‌ها)، بافت و ساخت رسوبی (لامیناسیون، دانه‌بندی تدریجی و زیست‌آشفتنگی) و در پایان محتوای فسیلی مورد ارزیابی قرار گرفت. از سوی دیگر تأثیر عوامل دیاژنزی بر رخساره‌های کربناته مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت؛ چرا که افزون بر ایجاد تغییر در بافت اولیه و کیفیت مخزن می‌تواند به عنوان شاخصی برای بررسی شرایط پس از رسوب‌گذاری در محیط ته‌نشست رفتار کند. به منظور ارائه محیط رسوب‌گذاری و دسته‌بندی رخساره‌ها از ریزرخساره‌های استاندارد ارائه شده توسط Flugel (2004) و نیز الگوی Pedley (1998) استفاده شد. همچنین به منظور تعیین سن و نیز تفکیک مرز بالایی و زیرین از سازندهای آسماری و گورپی، زیست‌زوناسیون روزن‌بری پلانکتونیک ارائه شده توسط Wade et al. (2011) مورد استفاده قرار گرفت (Daneshian et al., 2015).

۳- سنگ‌نگاری مقاطع نازک

سازند پابده شامل مقادیر زیادی از خرده‌های اسکلتی، غیر اسکلتی، سیمان کلسیتی و میکرایت است. در رخساره‌های متفاوت این سازند آلوکم‌های مختلف با فراوانی متغیر گسترش دارند.

۳-۱. دانه‌های غیر اسکلتی

دانه‌های غیر اسکلتی سازند پابده در تاقدیس لار عبارتند از اینتراکلسیت‌ها، آئیدها و پلت‌ها. - **اینتراکلسیت‌ها:** تقریباً همه اینتراکلسیت‌های موجود در مقطع مورد مطالعه به‌صورت متجانس و بیشتر شامل میکرایت هستند. در برخی اینتراکلسیت‌ها خرده‌هایی از روزن‌بری پلانکتونیک نیز گسترش دارد.

- **آئیدها:** هسته آئیدهای موجود در نمونه‌های برش خرده بیشتر از جنس خرده‌های سنگی، پلت، خرده‌های فسفاته، روزن‌بران پلانکتونیک و قطعاتی از اکتینودرم‌ها و کورتکس آنها از جنس میکرایت است.

درصد قابل تشخیص است (شکل های ۲- ج و د). آلوکم‌ها بیشتر دارای روزن‌برای پلانکتونیک (Globigerinids و Turborotalids, Tenuitellinids, Cassigerinellids) و نیز خرده‌هایی از خارپوستان هستند که به‌صورت پراکنده در بافت سنگ گسترش یافته‌اند. در برخی مقاطع حفرات روزن‌بران توسط پیریت پر شده‌اند و خرده‌های فسفات به‌صورت قطعات طویل که به احتمال مربوط به استخوان ماهی‌ها هستند با جهت یابی هم‌راستا با لامیناسیون در رخساره دیده می‌شوند. با توجه به موارد یاد شده این رخساره معادل با RMF2 از ریزرخساره‌های استاندارد مرتبط با رمپ کربناته (Flugel (2004) و همچنین رخساره ۸ Pedley (1998) است.

– **گل‌سنگ/وگستون نا پگستون بایوگلاست‌دار:** این رخساره‌ها به شکل تناوبی از لامیناسیون‌های دارای گل‌سنگ، وگستون و پگستون در برخی مقاطع دیده می‌شوند. پگستون‌ها به‌صورت لامیناسیون‌های نازک دارای مقادیر زیادی روزن‌بران پلانکتونیک گسترش حاصل کرده‌اند (شکل ۲- ه). همچنین در برخی موارد خرده‌های فسفاتی به‌صورت قطعات فسیلی برجای مانده (Shell lag) در میان رخساره‌های پگستونی دیده می‌شوند (شکل ۲- و). با توجه به موارد یاد شده می‌توان چنین اظهار کرد که رخساره‌های گل‌سنگ تا وگستون توالی یاد شده در محیط‌های کم‌انرژی و زیر سطح اساس امواج طغیانی رسوب‌گذاری کرده‌اند؛ اما تحت تأثیر نوسان‌های محیط رسوبی و تغییر در انرژی محیط، رخساره پگستون با تناوب‌هایی در محیط ته‌نشست رسوب‌گذاری کرده است. به عبارت دیگر عملکرد طغیان‌ها سبب ایجاد جریان‌های توربیدیتی در محیط ته‌نشست و حمل رسوبات از بخش‌های کم‌ژرفا به بخش‌های ژرف‌تر و همچنین ته‌نشست قطعات فسیلی بر جای مانده (Shell lags) و در پایان ایجاد توالی توربیدیتی (Turbidites) شده است (بههانی و همکاران، ۱۳۹۰).

– **وگستون بایوگلاست و فسفات‌دار:** این رخساره دارای روزن‌برای پلانکتونیک (به‌صورت فرم‌های کامل و یا خرده‌های فسیلی) و قطعات فسفات دار (دارای خرده‌های فسفات، پلت و آئید فسفات‌دار) به‌صورت پراکنده است که در زمینه میکرایتی قرار گرفته‌اند (شکل ۳- الف). همچنین قطعات فسفاتی دارای جهت‌یابی در راستای لامیناسیون‌ها هستند که نشان از رسوب‌گذاری در محیط کم‌انرژی دارد (شکل ۳- ب). با توجه به موارد یاد شده این رخساره معادل با RMF2 و RMF3 از ریزرخساره‌های استاندارد مرتبط با رمپ کربناته (Flugel (2004) و همچنین رخساره ۸ Pedley (1998) است.

– **گل‌سنگ نا وگستون دارای زیست‌آشفته‌گی:** این رخساره دارای روزن‌برای پلانکتونیک در زمینه‌ای از میکرایت است. فعالیت موجودات در بخش‌هایی از این رخساره سبب ایجاد ساخت‌های زیست‌آشفته در آن شده است که رنگ روشن و تمرکز روزن‌بران پلانکتونیک نشان از این موضوع دارد (شکل های ۳- ج و د). با توجه به موارد یاد شده این رخساره معادل با RMF2 از ریزرخساره‌های استاندارد مرتبط با رمپ کربناته (Flugel (2004) و همچنین رخساره ۸ Pedley (1998) است.

– **پگستون بایوگلاست‌دار:** این رخساره خود از دو رخساره فرعی تشکیل شده است.

- **پگستون بایوگلاست‌دار دارای روزن‌برای پلانکتونیک:** این رخساره از روی بافت دانه‌پشتیبان دارای روزن‌بران پلانکتونیک قابل تشخیص است. بیشتر فرم‌های فسیلی توسط سیمان کلسیتی پر شده‌اند و در برخی رخساره‌ها منافذ به‌صورت تخلخل میان‌اسکلتی دیده می‌شود (شکل ۳- ه). در برخی مقاطع پلت‌ها و آئیدهای فسفات‌دار در رخساره یاد شده دیده می‌شود (شکل ۳- و). با توجه به موارد یاد شده این رخساره معادل با RMF3 از ریزرخساره‌های استاندارد مرتبط با رمپ کربناته (Flugel (2004) و همچنین رخساره ۸ Pedley (1998) است.

- **پگستون روزن‌بر و اکیونیددار دارای پلت، آئید و خرده‌های فسفات و گلاکوئیت:** بایوگلاست‌های این رخساره شامل روزن‌بران پلانکتونیک، کفزی و خرده‌های اکیونید و در برخی موارد خرده‌های بریوزوئر است. ساخت‌های رسوبی موجود در این رخساره شامل قطعات فسیلی برجا مانده (shell lags)، لامیناسیون‌های موازی و نیز رپیل‌مارک‌ها در سطح رسوبات هستند. وجود ساختارهای نام برده شده نشان از رخدادهای توربیدیتی در زمان تشکیل ته‌نشست رسوبات در این رخساره دارد.

– **پلت‌ها:** بسیار از نمونه‌های تهیه شده از تاقدیس لار به‌صورت پراکنده قطعات پلتی در رخساره‌های گل‌سنگ، وگستون و پگستون دارند که بیشتر از جنس فسفات و به مقدار کمتر گلاکوئیت هستند. اندازه دانه‌های یاد شده کوچک و با گرد شدگی خوب است.

۳-۲. دانه‌های اسکلتی

دانه‌های اسکلتی بیشتر از نوع روزن‌برای پلانکتونیک، کفزی، جلبک‌های سرخ، قطعات اکیونید، گاستروپودها، و خرده‌های فسیلی هستند.

– **روزن‌بران پلانکتونیک:** این موجودات اصلی‌ترین دانه‌های اسکلتی در رخساره‌های کربناته را شامل می‌شوند و بیشتر از گروه‌هایی چون Morozovellids، Hantkeninids، Pseudohastigerinids، Subbotinids، Turborotalids، Globigerinathekids، Pseudohastigerinids، Globigerinids، Acarininids، Tenuitellinids، Cassigerinellids و Orbulinids، Paragloborotalids هستند.

– **روزن‌بران کفزی:** گسترش این فرم‌های فسیلی در بخش بالایی توالی سازند پابده بیشتر است و در شیل، سنگ‌آهک و مارن‌های زیرین گسترش بسیار کمی دارند. اصلی‌ترین فرم‌های کفزی عبارتند از:

Reusella sp., *Heterolepa* sp., *Haplophragmium* sp., *Elphidium* sp., *Planorbulina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Pseudolituonella reicheli*, *Pyrgo* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., *Asterigerina* sp.

– **جلبک‌های سرخ:** این فرم‌های فسیلی در پگستون‌های بایوگلاست‌دار بخش بالایی سازند پابده بیشتر دیده می‌شوند و هیچ‌گونه آثاری از آنها در لایه‌های بخش زیرین دیده نمی‌شود.

– **اکیونیدرم‌ها:** قطعاتی از اسکلت این فرم‌های فسیلی به‌صورت پراکنده در بخش‌های میانی و بالایی سازند پابده دیده می‌شود.

– **گاستروپودا:** گسترش این فرم‌های فسیلی در سازند پابده بسیار کم است و تنها در یک نمونه دیده شده‌اند.

۴- تجزیه و تحلیل ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند پابده

مطالعه شکل‌های رسوبی اولیه همچون بافت‌ها و میکروفسیل‌های موجود در مقاطع نازک سبب تشخیص رخساره‌های مختلف و همچنین محیط رسوب‌گذاری زمان ته‌نشست لایه‌ها شده است. این بررسی نشان می‌دهد که محیط ته‌نشست از نوع رمپ خارجی (Outer ramp) تا رمپ میانی (Middle ramp) است.

۴-۱. رخساره‌های رمپ خارجی

این رخساره متشکل از چندین زیررخساره است که با تناوب‌های مختلف روی هم قرار گرفته‌اند.

– **گل‌سنگ بایوگلاست‌دار:** این ریزرخساره از روی بافت گل‌پشتیبان با دانه‌های کمتر از ۱۰ درصد (همه دانه‌ها کربناته هستند) قابل تشخیص است. آلوکم‌ها بیشتر دارای روزن‌بران پلانکتونیک (Morozovellids, Hantkeninids, Pseudohastigerinids, Globigerinids و Subbotinids, Turborotalids, Globigerinathekids, Orbulinids) روزن‌بران کفزی (*Elphidium* sp. و *Heterolepa* sp.) و در برخی مقاطع دارای خرده‌هایی از خارپوستان هستند (شکل ۲- الف). اما روزن‌بران پلانکتونیک محتوای فسیلی اصلی این محیط را تشکیل می‌دهند. حضور روزن‌بران پلانکتونیک با فراوانی کم، تشکیل نشدن رخدادهای زیست‌آشفته‌گی (Bioturbation) و تشکیل پیریت (شکل ۲- ب) به همراه خرده‌های حاصل از بخش‌های کم‌ژرفا نشان از رسوب‌گذاری در یک محیط کم‌انرژی مربوط به بخش‌های ژرف حوضه در زیر سطح اساس امواج طغیانی دارد. با توجه به موارد یاد شده این رخساره معادل با SMF3 از ریزرخساره‌های استاندارد مرتبط با شلف کربناته (Flugel (2004) و یا RMF5 از رخساره‌های رمپ کربناته، همچنین رخساره‌های ۸ و ۹ Pedley (1998) است.

– **وگستون بایوگلاست‌دار دارای روزن‌بران پلانکتونیک:** این رخساره از روی بافت گل‌پشتیبان با دانه‌های (همه دانه‌ها کربناته و برخی فسفات‌دار هستند) میان ۱۰ تا ۵۰

و گلاکونیت) نشان از ته‌نشست رسوبات در یک محیط رمپ کربناته برای سازند پابده دارد (Mohseni and Al-Aasem, 2004). بررسی رخساره‌های سازند پابده در برش کوه لار نشان می‌دهد که محیط رسوبی این سازند بخش خارجی رمپ کربناته (Outer ramp) است. همان‌گونه که در شکل دیده می‌شود، بیشتر رخساره‌های شناسایی شده شامل RMF2، RMF3، RMF5 و RMF5 هستند که مرتبط با محیط رمپ بیرونی است (شکل ۶). رخساره‌های یاد شده معادل با رخساره‌های ۸ و ۹ (Pedley 1998) هستند که در ارتباط با بخش‌های ژرف رمپ خارجی است.

با توجه به حضور رخساره‌های توریدایتی در برش کوه لار می‌توان چنین گفت که افق فسفات‌دار این سازند در بخش‌های ژرف رمپ بیرونی ته‌نشست حاصل کرده است. بنابراین موارد یاد شده نشان می‌دهد که ته‌نشست و تشکیل فسفات در بخش‌های کم‌ژرفای محیط رمپ و در اثر رخداد فرایندهای بالاآمدگی (Upwelling) بوده است که در پایان به دلیل عملکرد جریان‌های توریدایتی، دانه‌های فسفات‌دار به صورت پلت، آئید و خرده‌های فسفات‌دار و یا به صورت پوسته روزن‌برای پلانکتونیک پر شده توسط فسفات از بخش‌های کم‌ژرفای به بخش‌های ژرف‌تر حوضه منتقل شده‌اند.

بررسی درصد فراوانی روزن‌برای کفزی و پلانکتونیک در افق فسفات‌دار (شکل ۷) نشان می‌دهد که فرم‌های کفزی گسترش کمی دارند و درصد فراوانی بسیار پایینی را به خود اختصاص داده‌اند. ولی با حرکت به سوی بخش‌های بالایی آن، درصد فراوانی این فرم‌ها افزایش می‌یابد (شکل ۷). بنابراین با توجه به مطالعات Vander Zwan et al. (1990)، از آنجا که فراوانی روزن‌برای کفزی از مناطق نزدیک ساحل (Littoral Zone) به سوی مناطق ژرف‌تر به دلیل کمبود محتوای کربن آلی کاهش می‌یابد و نیز با توجه به مطالعات Berger and Diester-Haas (1988) و Gibson (1989) مبنی بر استفاده از نسبت روزن‌برای پلانکتونیک به کفزی در تعیین ژرفای حوضه رسوبی (افزایش ژرفای حوضه با بالا رفتن نسبت P/B) می‌توان چنین گفت که درصد بالایی روزن‌برای پلانکتونیک و درصد کم روزن‌برای کفزی در محیط ته‌نشست فسفات، نشان از ژرف بودن حوضه رسوبی در این بخش دارد که با اطلاعات ناشی از رخساره‌های رسوبی همخوانی دارد.

رخساره پکستون جلبک، روزن‌بر، کرینویید و بایوکلست‌دار که مرتبط با بخش‌های بالایی سازند پابده است و در لایه‌های مارنی - آهکی این سازند گسترش یافته است، نشان از رسوب‌گذاری در یک محیط کم‌ژرفا (RMF13) دارد. بنابراین با توجه به موارد یاد شده می‌توان چنین گفت که در حرکت از لایه‌های زیرین به سوی بخش‌های بالایی سازند پابده، ژرفای حوضه رسوبی کاهش می‌یابد؛ به گونه‌ای که رخساره‌های آن از محیط رمپ خارجی به رمپ میانی تغییر می‌کند.

سیاسگزاری

نگارنده مراتب سیاس خود را از بخش توسعه و پژوهش شرکت بین‌المللی پژوهشات صنعت و معدن آیرما برای یاری در انجام بازدیدهای صحرائی، نمونه‌برداری، تجزیه‌های شیمیایی و تهیه مقاطع نازک اعلام می‌دارد.

با توجه به موارد یاد شده این رخساره معادل با RMF2 از ریزرخساره‌های استاندارد مرتبط با رمپ کربناته (Flugel 2004) و همچنین رخساره ۸ (Pedley 1998) است. بررسی ساخت‌های رسوبی در توالی رخساره‌ای سازند پابده نشان می‌دهد که در بخش میانی به ویژه در افق‌های فسفات‌دار این سازند شواهدی از رخدادهای توریدایتی دیده می‌شود. این ساخت‌ها که عبارتند از قطعات فیسیلی برجای مانده، لامیناسیون‌های موازی و ریل‌مارک‌های سطحی، در رخساره پکستون روزن‌بر و اکتیویددار دارای پلت، آئید و خرده‌های فسفات و گلاکونیت‌دار رخ داده است. حضور تناوب لایه‌های گلستنگ تا پکستون بایوکلست‌دار نشان از تغییر شرایط از لامیناسیون‌های موازی (شکل ۴-۴ الف) تا لامینه‌های دارای ریل‌مارک‌های موجود در سطح دارد (شکل ۴-۴ ب) که توالی Tb و Tc از مدل جریان‌های توریدایتی بوما را یادآور می‌شود. بنابراین با توجه به موارد یاد شده می‌توان چنین اظهار کرد که محیط رسوبی در زمان ته‌نشست فسفات متعلق به بخش خارجی رمپ کربناته (Outer ramp) بوده که تحت تأثیر جریان‌های توریدایتی قرار گرفته است.

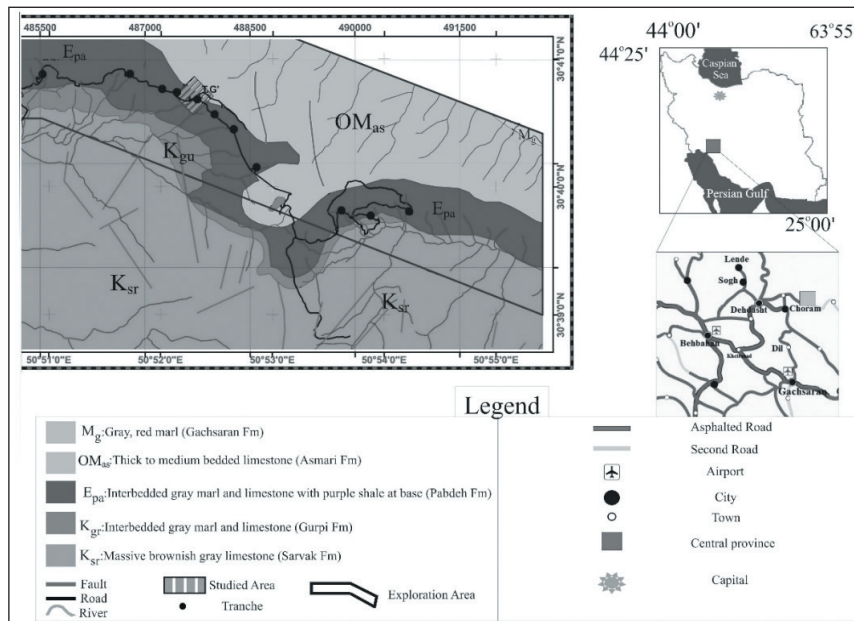
۴-۲. رخساره‌های رمپ میانی

– **پکستون جلبک، روزن‌بر، کرینویید و بایوکلست‌دار:** این رخساره بخش بالایی سازند پابده را شامل می‌شود و در لایه‌های مارنی - آهکی این سازند گسترش یافته است (شکل ۵- الف و ب). ستبرای لایه‌های یاد شده ۲۵ متر و به صورت پکستون بایوکلستی دارای قطعات جلبک، روزن‌برای پلانکتونیک، روزن‌برای کفزی، قطعات کرینویید و بریوزوئر است. مرز بالایی این لایه به وسیله اولین ظهور گونه *Paragloburotalia kugleri* قابل تفکیک است (Daneshian et al., 2015). حضور جلبک‌های آهکی در این رخساره نشان از رسوب‌گذاری در یک محیط کم‌ژرفا دارد. بنابراین با توجه به موارد یاد شده این رخساره معادل با RMF13 ریزرخساره‌های استاندارد مرتبط با رمپ کربناته (Flugel 2004) و همچنین رخساره ۵ (Pedley 1998) است.

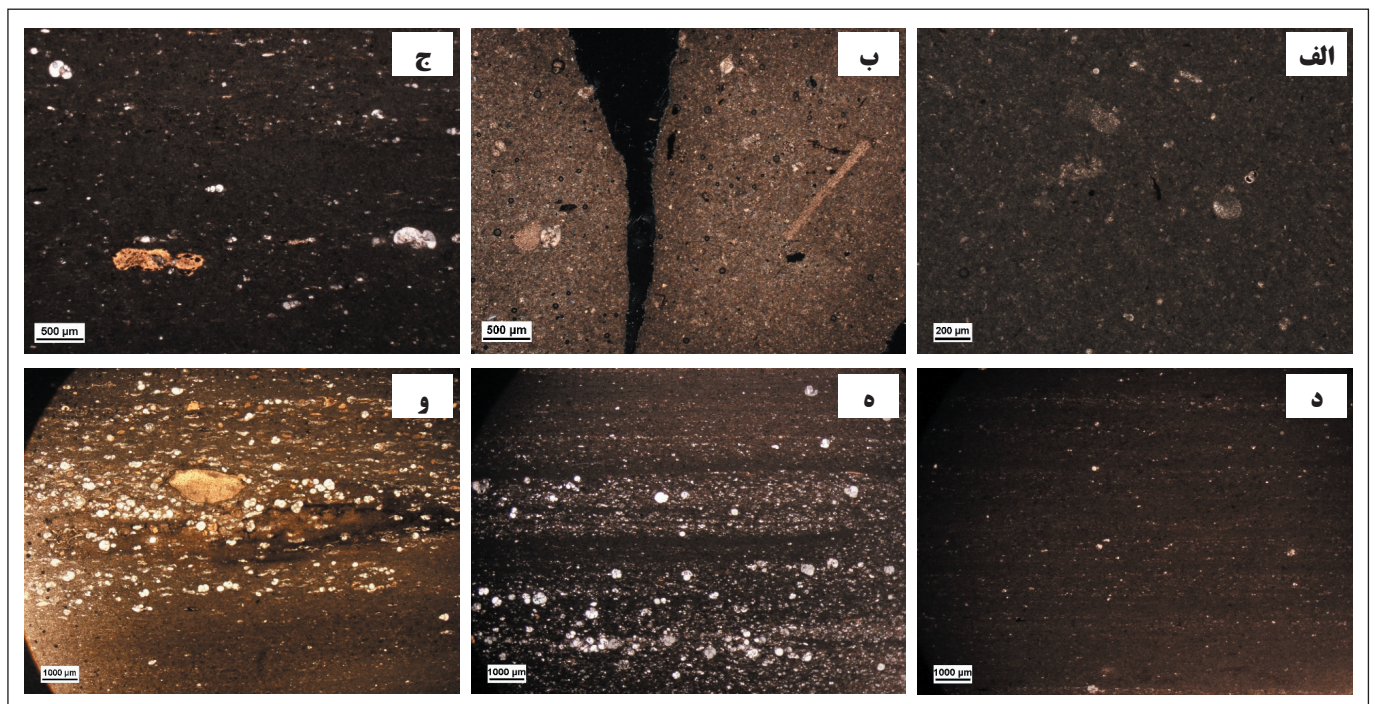
۵- بحث و نتیجه‌گیری

پالئوژئوگرافی توالی ائوسن تا الیگوسن میانی در صفحه عربی نشان می‌دهد که غرق‌شدگی تدریجی حوضه فورلند زاگرس در ائوسن پیشین (بخش فعلی جنوب باختری ایران) رخ داده است (Zeigler, 2001) که این مورد با منحنی تغییرات نسبی سطح آب دریا (ائوستازی) توسط Haq et al. (1988) همخوانی دارد. اما افت سریع سطح آب دریا در زمان الیگوسن سبب خروج گسترده صفحه یاد شده از آب و تشکیل باریکه‌ای شده که محل ته‌نشست رسوبات آهکی دولومیتی (سازندهای پابده و آسماری) در حاشیه این باریکه بوده است (Zeigler, 2001).

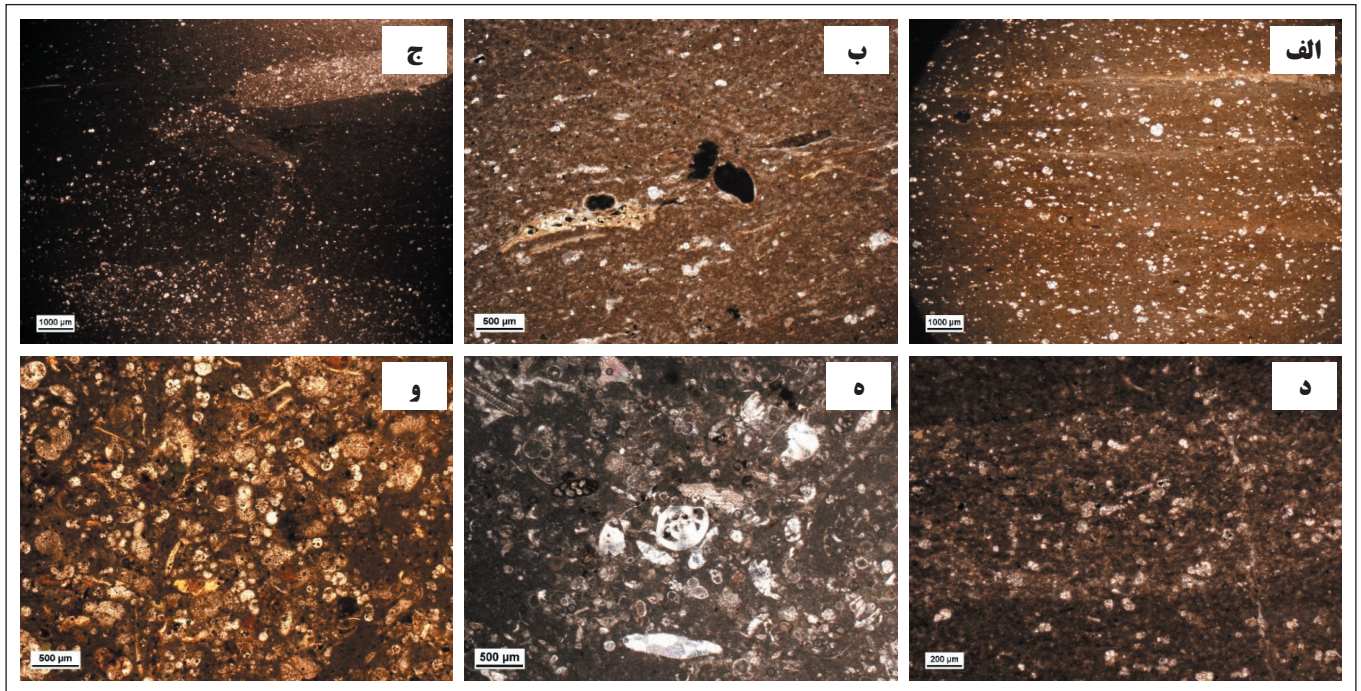
نبود ساخت‌های متداول در سکوها حاشیه‌دار (Rimmed platforms) همانند برش‌های بسیار دانه‌درشت و نبود دریا کم‌ژرفا (بیهانی و همکاران، ۱۳۹۰)، نبود شواهد مربوط به ریف‌های سدی و لاگون‌های پشت ریف (Burchette and Wright, 1992)، همچنین وجود رخساره‌های گلستنگ با محتوای روزن‌بر پلانکتونیک و رخساره‌های توریدایتی (پکستون روزن‌بر و اکتیویددار دارای پلت، آئید و خرده‌های فسفات



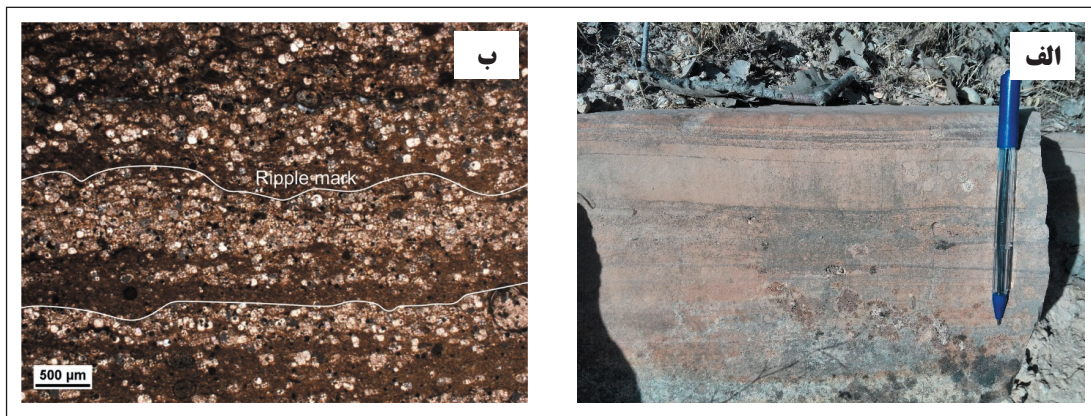
شکل ۱- بخشی از نقشه زمین‌شناسی تاقدیس لار به همراه موقعیت جغرافیایی مقطع مورد مطالعه (برگرفته از Daneshian et al., 2015).



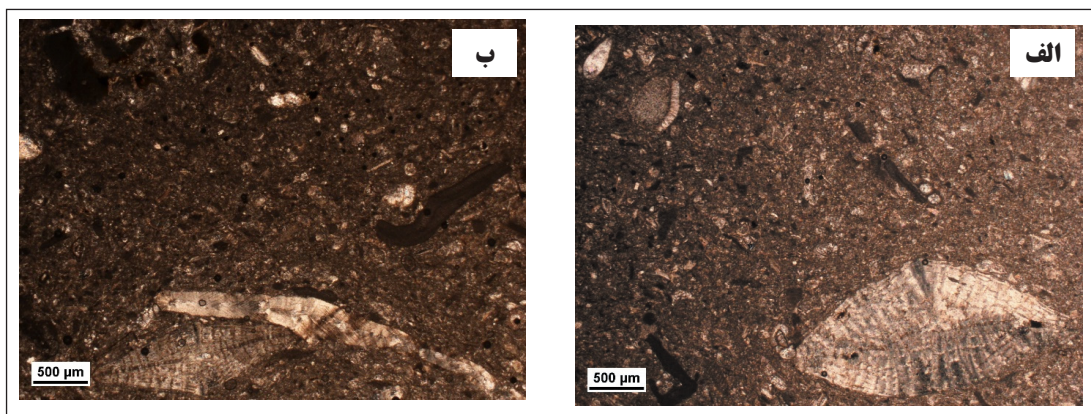
شکل ۲- الف) رخساره گل‌سنگ بایوکلست‌دار دارای مقادیر بسیار کم روزن‌برای پلانکتونیک. نور پلاریزه متقاطع. مقطع N223؛ ب) خرده‌های اکتینوید در گل‌سنگ بایوکلست‌دار همراه با رخداد پیریتی شدن، به ریزشکستگی بخش میانی توجه شود. نور پلاریزه متقاطع. مقطع N196؛ ج) و کستون دارای روزن‌برای پلانکتونیک در زمینه‌ای از میکرایت. نور پلاریزه ساده. مقطع N28؛ د) و کستون دارای روزن‌برای پلانکتونیک به همراه قطعات طولی که به احتمال مربوط به استخوان ماهی‌ها هستند و جهت بایی هم‌راستا با لامیناسیون دارند. نور پلاریزه ساده. مقطع N40؛ ه) لامیناسیون‌های گل‌سنگ/کستون تا پکستون بایوکلست‌دار دارای مقادیر زیاد روزن‌برای پلانکتونیک. نور پلاریزه ساده. مقطع N37؛ و) حضور خرده‌های فسفات به صورت قطعات فسیلی برجای مانده (Shell lags) در میان لامیناسیون پکستون دارای روزن‌برای پلانکتونیک. نور پلاریزه ساده. مقطع N58.



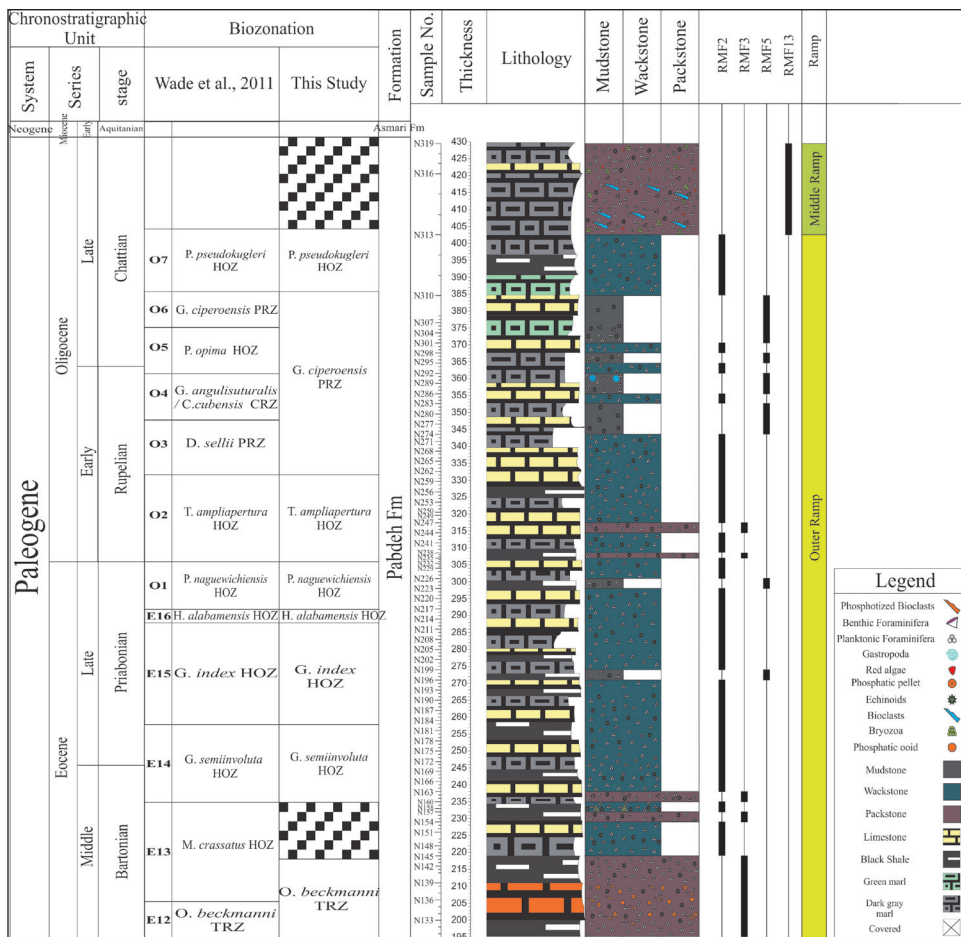
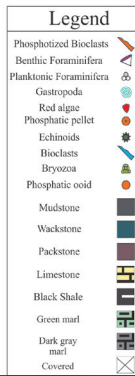
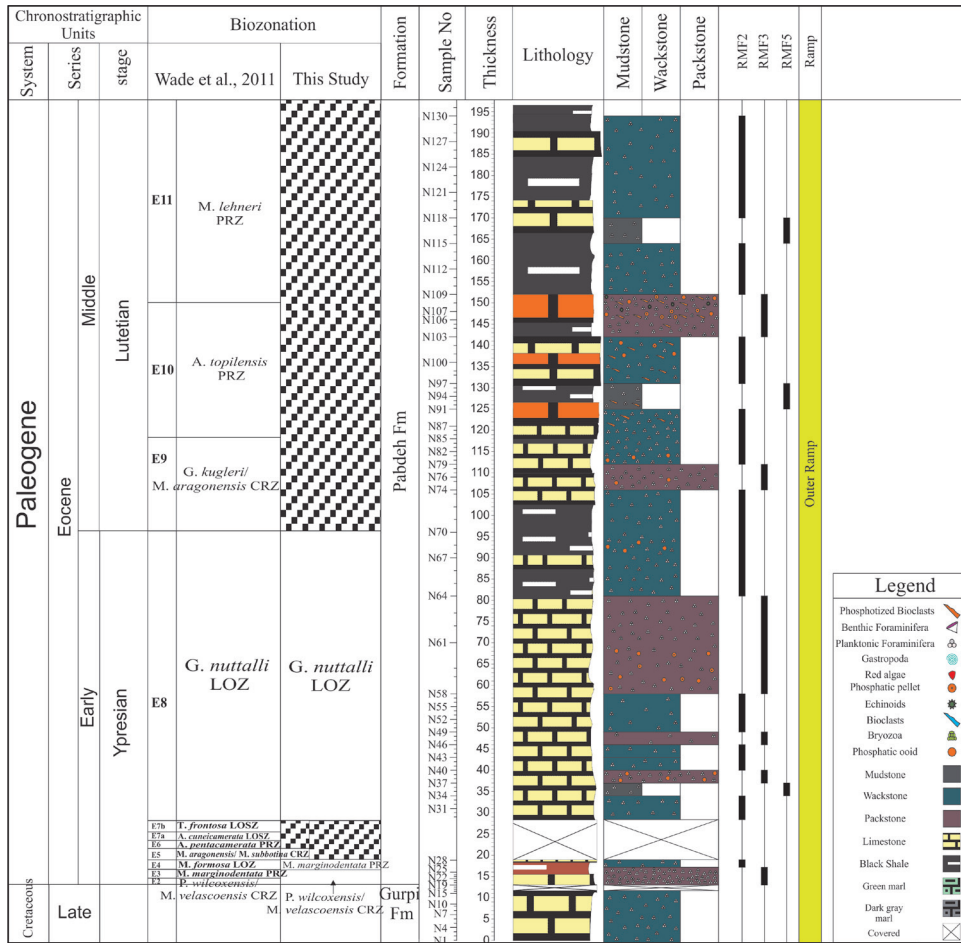
شکل ۳- الف) پراکندگی روزن‌برای پلانکتونیک در رخساره و کستون بایوکلست و فسفات‌دار. نور پلاریزه ساده. مقطع N67؛ ب) جهت‌یابی قطعات فسفات‌دار هم‌راستا با لامیناسیون در رخساره و کستون بایوکلست‌دار. نور پلاریزه ساده. مقطع N100؛ ج) آثار زیست‌آشفته‌گی در رخساره گل‌سنگ تا و کستون دارای روزن‌برای پلانکتونیک. نور پلاریزه ساده. مقطع N145؛ د) آشفته‌گی زیستی به صورت تمرکز خرده‌های روزن‌برای پلانکتونیک در زمینه میکرایتی. نور پلاریزه ساده. مقطع N145؛ ه) روزن‌برای پلانکتونیک، کف‌زی و خرده‌های اکتینودرم در پکستون بایوکلست‌دار دارای روزن‌برای پلانکتونیک. نور پلاریزه ساده. مقطع N154؛ و) روزن‌برای پلانکتونیک، کف‌زی و خرده‌های اکتینودرم و پلت‌های گلاکونیت و فسفات در پکستون‌های بایوکلست‌دار؛ نور پلاریزه ساده. مقطع N133.

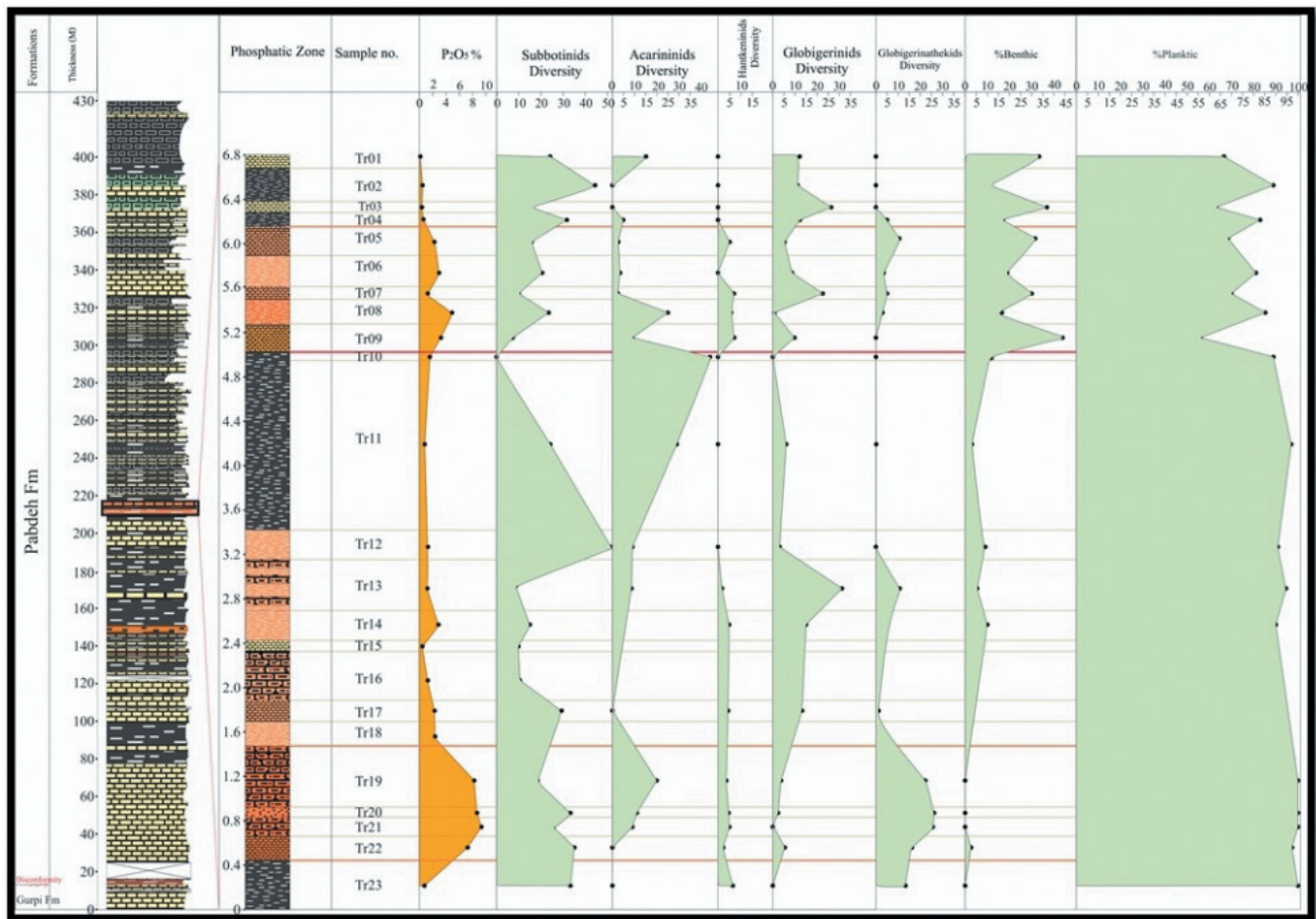


شکل ۴- الف) تصویر مایکروسکوپی از لامیناسیون‌های موازی در توالی فسفات‌دار پابده؛ ب) تناوب لایه‌های گل‌سنگ تا پکستون بایوکلست‌دار که نشان از تغییر شرایط از لامیناسیون‌های موازی تا لامینه‌های دارای ریب‌مارک‌های موجود در سطح دارد. نور پلاریزه ساده. مقطع N107.



شکل ۵- الف) حضور جلبک‌های آهکی، روزن‌بران کف‌زی و خرده‌های اکتینودرم در رخساره پکستون جلبک، روزن‌بر، کرینویید و بایوکلست‌دار. نور پلاریزه ساده. مقطع N316؛ ب) پراکندگی دانه‌های اسکلتی در رخساره پکستون بایوکلست‌دار. نور پلاریزه ساده. مقطع N313.





شکل ۷- درصد فراوانی روزن برای کفزی و پلانکتونیک در افق فسفات دار کوه لار به همراه درصد عیار فسفات (P_2O_5) به همراه درصد گوناگونی برخی فرم‌های پلانکتونیک (برگرفته از Daneshian et al., 2015).

کتابنگاری

- بازاده، ا. بهاران، س. پروانه‌نژاد، م. بهرامی، م. ۱۳۸۹- زیست‌چینه‌نگاری سازند پابده در برش تنگ زنجیران (جنوب خاوری شیراز) بر مبنای روزنداران پلانکتون. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال بیست و ششم، شماره پیاپی ۳۸، شماره اول، بهار ۱۳۸۹، صص. ۱۴۵ تا ۱۵۸.
- بهبهانی، ر.، محسنی، ح.، خدایخش، س.، آتش‌مرد، ز.، ۱۳۹۰- شواهد رسوبات توفانی و توریدایتی در سازند پابده، شمال و جنوب باختری حوضه زاگرس، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال ۲۷، شماره پیاپی ۴۲، شماره اول، صص. ۷۳ تا ۹۶.
- خاوری خراسانی، پ.، هادی، ف. و قاسمی‌نژاد، ا.، ۱۳۹۲- نانواستراتیگرافی و پالئوکولوژی سازند پابده در شمال باختری حوضه زاگرس در برش ایلام. نشریه علمی- پژوهشی دیرینه‌شناسی، سال ۱، شماره ۲، صص. ۱۴۹ تا ۱۶۴.
- دانشیان، ج.، سلسانی، آ.، شریعتی، ش. و آقاباتی، س.ع.، ۱۳۹۲- تعیین جایگاه چینه‌شناسی افق فسفات کوه لار بر اساس روزن‌برای پلانکتونیک، به منظور شناسایی لایه معدنی با ارزش اقتصادی در شمال خاور گچساران. هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و اولین نشست بین‌المللی کوهزاد زاگرس، دانشگاه شهید بهشتی.
- صادقی، ع. و هداوندخانی، ن.، ۱۳۸۹- زیست‌چینه‌نگاری سازند پابده در برش چینه‌شناسی امامزاده سلطان ابراهیم (شمال باختری شهر ایذه). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال چهارم، شماره ۱۵، صص. ۹۸ تا ۸۱.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین‌شناسی ایران- چینه‌شناسی زاگرس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ ص.

References

- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold thrust belt of Iran and its proforeland evolution, *American Journal of Science*, Vol. 304, P. 1–20.
- Bahrami, M. and Parvanehnezhad Shirazi, M., 2010- Microfacies and sedimentary environments of Gurpi and Pabdeh Formations and the type of Mesozoic– Cenozoic boundary in Fars province, Iran, *Journal of Applied Geology*. Vol. 5, No. 4: 330-335.
- Baltzer, F. and Purser, B. H., 1990- Modern alluvial fan and deltaic sedimentation in a foreland Tectonic setting: the lower Mesopotamian plain and the Arabian Gulf: *Sedimentary Geology*, v. 67, p. 175–195.
- Berger, W. H. and Diester Haass, L., 1988- Paleoproductivity; the benthic/planktonic ratio in foraminifera as a productivity index, *Marine Geology*, Vol. 81: p. 1-4.
- Buchette, T. P. and Wright, V. P., 1992- Carbonate ramp depositional system. *Sedimentary Geology*, 79, 3-57. Carozzi, A.V., Gerber, M. S. 1978, *Sedimentary Chert Breccia: A Mississippian Tempestite*, *Jour. Sedim. Petrol*, 48, 705-708.
- Daneshian, J., Shariati, Sh. and Salsani, A., 2015- Biostratigraphy and Planktonic Foraminiferal abundance in Phosphate-Bearing Pabdeh Formation of the Lar Mountains (SW Iran), *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*. Vol, 278/2. 175-189.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of Carbonate Rocks According to depositional texture, Ham, W. E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, Vol. 1, pp. 80-121.
- Falcon, N. L., 1969- Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range, in Kent, P. E., Satterthwaite, G. E. and Spencer, A. M., editors, *Time and place in orogeny*: London, Geological Society Special Publication 3, p. 9–22.
- Flügel, E., 2004- *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, Interpretation and Application*, Second Edition, Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 984 pp.
- Gibson, T. G., 1989- Planktonic Benthonic Foraminiferal Ratios; Modern Patterns and Tertiary Applicability. *Marine Micropaleontology*, 15; 29-52.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1988- Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: C.K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. Posamentier, J. Van Wagoner and C.A. Ross (Eds.), *Sealevel changes: an integrated approach*. SEPM Special Publication 42, 71–108.
- Kassler, P., 1973- The structural and geomorphic evolution of the Persian Gulf, in Purser, B. H., editor, *The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea*: Berlin and New York, Springer-Verlag, p. 11–32.
- Khosravi Khorasani, P., Hadavi, F., Ghasemi-Nejad, E. and Mousavi-Harami, R., 2014- Biostratigraphy and Paleocological Study of Pabdeh Formation in Interior Fars, Zagros Basin, Iran. *Open Journal of Geology*, 4, 571-581.
- Lees, G. M. and Falcon, N. L., 1952- The geographical history of the Mesopotamian plains: *Geographical Journal*, v. 118, p. 24–39.
- Mohseni, H. and Al-Aasm, I. S., 2004- Tempestite deposits on a storm- influenced carbonate ramp: an example from the Pabdeh Formation (Paleogene), Zagros Basin, SW Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 27, p. 163-178.
- Pedley, M., 1998- A review of sediment distributions and processes in Oligo-Miocene ramps of the southern Italy and Malta (Mediterranean divide), In: Wright, V. P. and Burchette, T.P., (Eds.) *Carbonate Ramps*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 149, 163-180.
- Purser, B. H., 1973- Sedimentation around bathymetric highs in the southern Persian Gulf, in Purser, B. H., editor, *The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea*: Berlin and New York, Springer-Verlag, p. 157–177.
- Van der Zwaan, G. J., Jorissen, F. J. and De Stigter, H. C., 1990- The depth-dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios; constraints and applications, *Marine Geology*, 95; 1-16.
- Wade, B. S., Pearson, P. N., Berggren, W. A. and Heiko, P., 2011- Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. - *Earth-Science Reviews*, 104; 111-142.
- Ziegler, M. A., 2001- Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences. *GeoArabia*, 6, 3, 445-504.

Determination of Phosphate-bearing facies pertaining to Pabdeh Formation applied in paleogene carbonate ramp of Lar anticline (North east of Gachsaran)

Sh. Shariati^{1*}

¹Assistant Professor, Department of Geology, Sari Branch, Islamic Azad University, Sari, Iran

Received: 2016 March 13

Accepted: 2016 May 08

Abstract

Pabdeh Formation comprised carbonate-siliciclastic succession of Zagros fold-thrust belt in south west of Iran. The studied area is located in Lar Mountains (North East of Khami anticline) which extend in a northwest-southeast direction Parallel to the Zagros sedimentary basin trend. Microfacies analysis especially in phosphate-bearing horizons and semiquantitative investigations of foraminiferal contents as an aid to determining the depositional environment of marine deposits was the aim of this study. For this purpose, 300 samples were collected from the 410-m thick pabdeh Fm. at the Lar anticline north east of Gachsaran. From these 126 were selected based on lithology and facies alternations and thin sections were prepared. Petrographical studies and microfacies analysis of the Pabdeh Formation demonstrate that eight lithofacies can be recognized in this interval. Planktonic foraminiferal mudstone and presence of turbidite microfacies suggest deposition in a ramp setting. On the other words the depositional environment of the Pabdeh Formation evolved into an outer ramp setting. Microfacies of the upper part of the Pabdeh Formation reveal deposition in a shallowing-upward depositional environment. With attention to the items mentioned above the Pabdeh Formation is dominated by a pelagic microfauna that deposited in a deep ramp setting (Outer ramp) that passed into a shallower ramp in the middle parts.

Keywords: Pabdeh Formation, Carbonate ramp, Foraminiferal content, Southwest Zagros.

For Persian Version see pages 97 to 104

*Corresponding author: Sh. Shariati; E-mail: Shariati@iau.ac.ir