

بررسی شرایط تکتونیکی - رسوبی نهشته‌های ماستریشتین در امتداد یک نگار تطابقی موازی روند زاگرس در شرق ناحیه فارس

سمیه پرهام^۱، علیرضا پیریایی^۲، منصور قربانی^۳ و سیدرضا موسوی حرمی^۴

^۱دکتر، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

^۲دکتر، مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

^۳استادیار، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

^۴استاد، دانشگاه فرودسی مشهد، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۳/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۶/۲۶

چکیده

کرتاسه پسین در زاگرس تحت تاثیر یک تکتونیک ناحیه‌ای قرار گرفته که منجر به توسعه حوضه پیش‌بوم در شمال شرقی صفحه‌عربی شده است. در برخی نواحی نیز تکتونیک محلی مرتبط با ساختمان‌های نمکی رسوبات را تحت تاثیر خود قرار داده است. یکی از بازه‌های زمانی که می‌توان تحولات تکتونیکی - رسوبی را در آن مستندسازی کرد زمان ماستریشتین است. در این مطالعه نهشته‌های ماستریشتین در شرق ناحیه‌فارس شامل بخش‌بالایی سازند گوری و سازند تارپور در امتداد یک نگاره با جهت شمال‌غربی - جنوب شرقی مورد بررسی قرار گرفته است. بر اساس مطالعات رسوب‌شناسی انجام گرفته بر روی این نهشته‌ها ۱۴ رخساره شناسایی شده است. این رخساره‌ها در ۵ کمربند رخساره‌ای پهنه کشندی، لاگون‌محصور و لاگون باز، ریف و دریای باز در چارچوب یک پلاتفرم کربناته از نوع شلف نهشته شده‌اند. بر اساس مطالعات چینه‌نگاری سکانسی ۳ سکانس رسوبی در این توالی شناسایی شده است. تطابق برش‌های مورد مطالعه در امتداد نگاره انتخابی نشان می‌دهد که نهشته‌های ماستریشتین بر روی بخش‌های مرتفع پیش‌برآمدگی در حوضه پیش‌بوم زاگرس تشکیل شده‌اند. پیش‌برآمدگی یاد شده، توپوگرافی نسبتاً هموزنی داشته و فضای رسوب‌گذاری در امتداد این نگاره تقریباً یکنواخت بوده و باعث تشکیل ضخامت نسبتاً یکنواختی از نهشته‌ها در این زمان شده است. تنها برش نمک‌ده‌کویه از روند کلی ضخامت پیروی نمی‌کند که علت آن کاهش فضای رسوب‌گذاری به علت وجود ساختمان‌نمکی در این برش است.

کلیدواژه‌ها: نهشته‌های ماستریشتین، سازند تارپور، ناحیه فارس.

***نویسنده مسئول:** سمیه پرهام

E-mail: parhams@ripi.ir

۱- پیش‌نوشتار

کرتاسه پسین در زاگرس تحت تاثیر یک تکتونیک ناحیه‌ای قرار گرفته که منجر به توسعه حوضه پیش‌بوم در شمال شرقی صفحه‌عربی شده است (Setudehnia, 1978; Koop and Stoneley, 1982; Alavi, 1994, 2004 and 2007; Van Buchem et al., 2006; Piryaei et al., 2010 and 2011). در بعضی نواحی این تکتونیک با حرکات گنبد نمکی تشدید شده است (Player, 1967; Jahani et al., 2007 and 2009). یکی از بازه‌هایی که می‌تواند تحولات تکتونیکی - رسوبی را بیشتر نشان دهد بازه ماستریشتین است. در مورد نهشته‌های بازه زمانی ماستریشتین در زاگرس مطالعات مختلفی انجام شده که به طور عمده شامل مطالعه رخساره‌ها، بازسازی محیط رسوبی، چینه‌نگاری زیستی و چینه‌نگاری سکانسی است (James and Wynd, 1965; Setudenia, 1978; Koop and Stoneley, 1982; Khazaei et al., 2010; Piryaei et al., 2010 and 2011; Asgari Pirbalouti et al., 2012 and 2013; Abyat et al., 2013; Afghah and Yaghmour, 2014). در این مقاله یک نگاره تطابقی انتخاب شده که برش کوه جهرم تنگ آب را با روندی موازی روند زاگرس به برش‌های کوه گچ، نمک‌ده‌کویه، چاه ده‌کویه-۱ و کوه شو تنگ پارچینو متصل می‌کند. از آنجا که بازه زمانی ماستریشتین از دید چینه‌نگاری سنگی سازندهایی از جمله گوری، تارپور، ساچون و سفره‌های رادیولاریتی را در بر می‌گیرد این مطالعه می‌تواند در پاسخگویی به یکسری سوالات مطرح شده در این زمینه کمک کند. از طرف دیگر سازند تارپور به دلیل ساختار ریفی می‌تواند به عنوان یکی از اهداف اکتشافی چینه‌ای مدنظر قرار گیرد. این سازند دارای سنگ‌شناسی آهکی همراه با مقادیر زیادی فسیل‌های متعلق به محیط کم‌عمق مانند روزن‌بران کف‌زی، رودیست‌ها، نرم‌تان و خرده‌های جلبکی است. بنابراین بر اساس سنگ‌شناسی و بافت، پتانسیل دارا بودن تخلخل ثانویه را دارد. از طرفی به دلیل تغییرات جانبی رخساره‌ای

۲- داده‌ها و روش‌های مورد استفاده

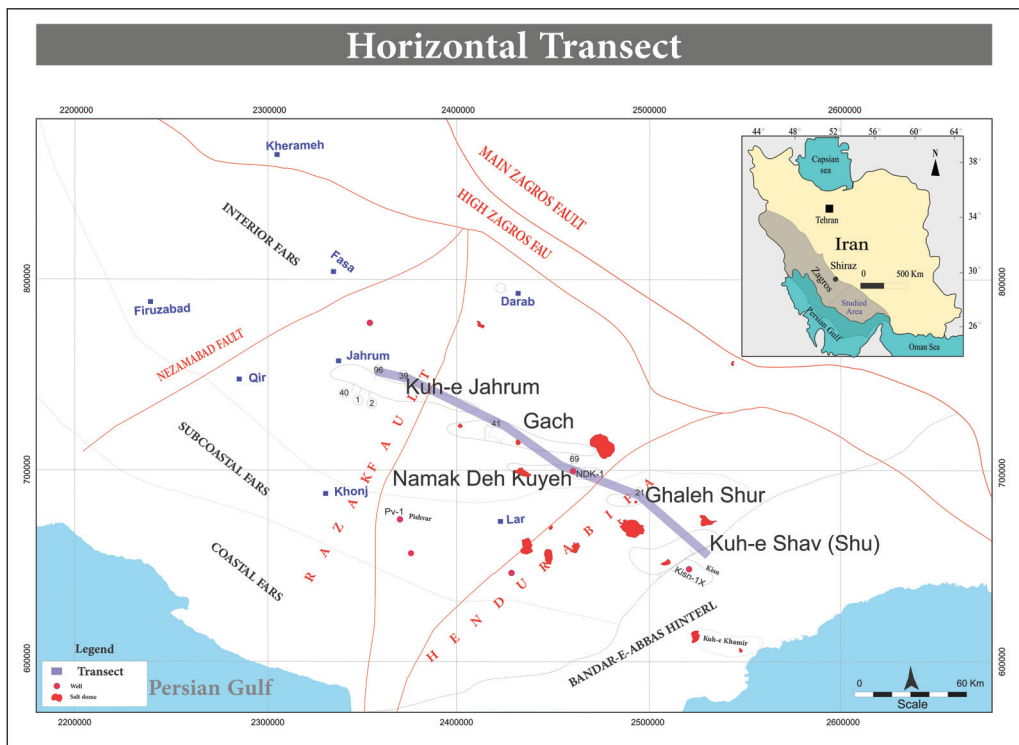
با سازند گوری به عنوان سنگ منشا و نیز وجود سازند تبخیری ساچون بر روی این سازند به عنوان سنگ‌پوش، از نظر تولید نفتگیرها چینه‌ای دارای پتانسیل اکتشافی قوی می‌باشد. در این مطالعه به منظور بررسی محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی در بازه زمانی ماستریشتین یک نگاره تطابقی موازی روند زاگرس انتخاب شده و مطالعات رسوب‌شناسی و چینه‌نگاری سکانسی بر روی برش‌های آن انجام شده است.

به منظور بررسی نهشته‌های ماستریشتین، در امتداد نگاره تطابقی اطلاعات موجود از برش‌ها و چاه‌های موجود در این نگاره از آرشیو شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف تهیه گردید. تعداد ۶۰۰ برش نازک میکروسکوپی مربوط به برش‌های موجود در این نگاره از آرشیو شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف تهیه و مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. به منظور مقایسه و انجام تطابق با سایر برش‌ها از لاگ گامای برش نمک‌ده‌کویه استفاده شده است. برش‌های نازک میکروسکوپی به منظور تشخیص رخساره‌های میکروسکوپی و فرایندهای دیاژنزی مؤثر با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفتند. برای نام‌گذاری سنگ‌های کربناته از Dunham (1962) و Emery and Klovan (1971) و برای آنالیز رخساره‌ها از روش‌های مختلف (Wilson, 1975; Flügel, 2010) استفاده شده است. پس از بررسی تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها و تعیین چرخه‌های رسوبی با مقیاس‌های گوناگون، سکانس‌های رسوبی در نواحی مورد مطالعه با استفاده از روش‌ها و اصول چینه‌نگاری سکانسی (Van Wagoner et al, 1988; Vail, 1991; Tucker, 1993; Emery and Meyers, 1996; Miall, 1991; Catuneanu et al., 2011, 2012) شناسایی شده است.

۳- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

به پهنه‌های کوچکتری شامل فارس ساحلی، فارس نیمه‌ساحلی، فارس داخلی و پس‌خشکی (هینترلند) بندرعباس تقسیم می‌شود (شکل ۱). روند انتخابی مورد مطالعه از سه پهنه فارس داخلی، فارس نیمه‌ساحلی و پس‌خشکی بندرعباس عبور می‌کند.

نگاره انتخابی مورد مطالعه در حوضه زاگرس، در ناحیه فارس و در شرق گسل نظام‌آباد قرار دارد. ناحیه فارس بخشی از زاگرس چین‌خورده است که مابین گسل کازرون در غرب، خطواره نخیلو در شرق و زون تراستی در شمال قرار داشته و



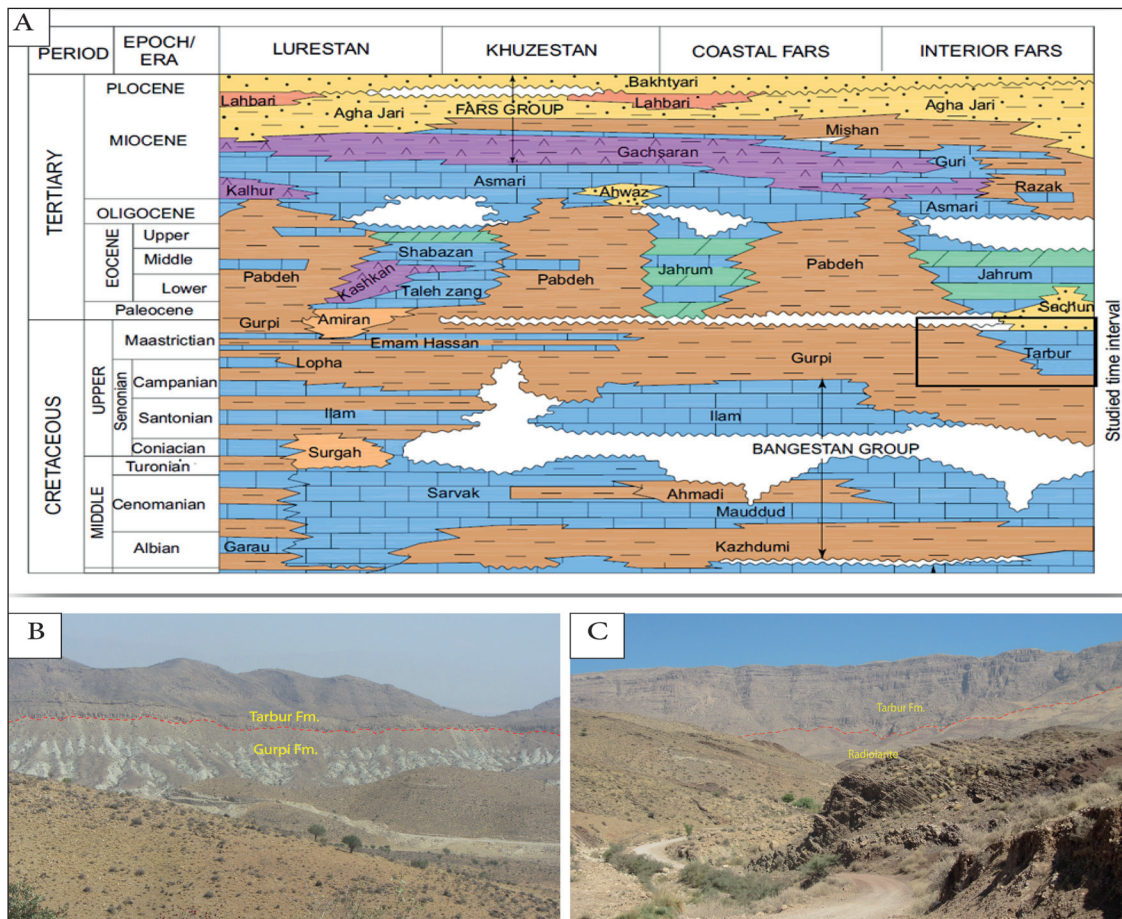
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه. نگار تطابقی مورد مطالعه که از فارس داخلی، فارس نیمه‌ساحلی و پس‌خشکی بندرعباس عبور می‌کند و با رنگ بنفش مشخص شده است.

۴- چینه‌نگاری

قرار گرفته است. مرز بالایی نیز با سازندهای ساچون، جهرم و پابده دیده می‌شود. معمولاً مرز بالایی این سازند در قاعده انیدریت ساچون و یا در قاعده لایه شیلی واقع در زیر بخش آهکی قربان از سازند ساچون انتخاب می‌شود. مرز بالایی سازند تاربور در برش نمونه به مارن‌های قرمز مایل به سبز سازند ساچون با وجود یک زون دارای گرهک‌هایی از ترکیبات آهن‌دار می‌باشد که می‌تواند نشانه توقف رسوب‌گذاری و اثری از یک دوره فرسایش تعبیر شود (James and Wynd, 1965; Wells, 1969; Setudehnia, 1972; Stoneley, 1975). ضخامت سازند تاربور در برش نمونه ۵۲۷ (James and Wynd, 1965) در برش‌های مورد مطالعه بین ۸۰ متر (نمک‌ده کویه) تا ۲۰۰ متر (کوه جهرم) در تغییر است.

سازند گورپی در بیشتر نواحی زاگرس شامل مارن‌های پلاژیک گلوئیژینادار نازک‌لایه به رنگ خاکستری تیره، شیل‌های خاکستری مایل به آبی و گل‌سنگ‌های همی‌پلاژیک مربوط به مناطق عمیق دریا است که میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های نازک رسی دارد و در طی پیشروی و مهاجرت حوضه به سمت جنوب غربی تشکیل یافته‌اند (James and Wynd, 1965; Alavi, 2004).

بازه زمانی ماستریشتین در زاگرس با بخش‌هایی از سازندهای گورپی، تاربور، امیران، ساچون و رادیولاریت مشخص می‌شود. در امتداد نگار تطابقی انتخابی در این مطالعه، در این بازه زمانی سازندهای گورپی و تاربور نهشته شده‌اند (شکل ۲- A). سازند تاربور یک واحد سنگ‌چینه‌ای متشکل از سنگ آهک و دولومیت ضخیم‌لایه تا توده‌ای و به طور محلی حاوی رودیست است. در ناحیه مورد مطالعه مرز زیرین سازند تاربور با سازند گورپی هم‌شیب و تدریجی است. در ناحیه داراب این سازند به صورت ناپیوسته روی رادیولاریت قرار دارد (شکل‌های ۲- B و C). مرز بالایی با سازند ساچون هم‌شیب است. از فارس داخلی به سوی جنوب غرب، سازند تاربور تغییر رخساره داده و ابتدا به سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه با منشا عمیق تبدیل شده و سپس با رخساره مارنی شیلی نسبتاً عمیق تا عمیق دریایی سازند گورپی جانشین می‌شود. مرز زیرین سازند تاربور در نواحی مختلف متفاوت است. در نواحی لرستان بر روی سازند امیران و در سایر نواحی به صورت هم‌شیب و تدریجی روی سازند گورپی قرار دارد. در ناحیه داراب روی رادیولاریت‌های فرانش شده قرار دارد (شکل ۲- A). در سایر بخش‌های ناحیه فارس به صورت تدریجی روی سازند گورپی



شکل ۲- (A) جدول هم‌ارزی چینه‌ای زاگرس در جنوب غرب ایران (James and Wynd, 1965). رخنمون‌های سازند تاربور با: (B) الگوی پیش‌نشینی بر روی سازند گورپی، تاقدیس مظفری؛ (C) روه‌پوشانی بر روی رادیولاریت‌های فرارنده شده در تاقدیس برف‌دون، ناحیه داراب.

۵- رخصاره‌های کریناته

فابریک فسترتال در آن یافت می‌شود که موارد فوق شواهدی بر وجود دولومیت دیاژنزی اولیه است. این رخصاره معادل SMF 25 فلوگل (Flügel, 2010) است.

– **رخصاره پگستون اییدی دانه‌ریز (A3):** آلوکم اصلی تشکیل دهنده این رخصاره اییدهای متحدالمرکز دانه ریز در اندازه حدود ۲۰۰ میکرون است که در یک زمینه میکریتی قرار دارند (شکل ۳- C). هسته اییدها را دانه‌های بیوکستی و پلویید تشکیل داده‌اند. کورتکس نسبتاً نازک بوده و معمولاً از یک لایه تشکیل شده و (superficial ooid) ایجاد کرده و گاهی نیز از حدود ۲ تا ۳ لایه تشکیل شده است. ساختمان داخلی اییدها تقریباً حفظ شده‌اند (شکل ۳- D) و رخصاره با حفظ فابریک سنگ با دولومیت جانشین شده است (شکل ۳- E). در مواردی فرایند انحلال باعث از بین رفتن هسته ایید و تشکیل تخلخل درون‌دانه‌ای شده است. ادامه فرایند انحلال باعث ایجاد تخلخل قالبی (oomoldic porosity)، حفره‌ای و بین‌دانه‌ای ثانویه شده است (شکل ۳- E). بافت در برش‌های کوه جهرم، تنگ درز و نمک ده کوه دیده می‌شود. در توالی عمودی همراه با رخصاره مادستون دارای آشفستگی زیستی دیده می‌شود.

– **رخصاره استروماتولیت بایندستون (A4):** این رخصاره متشکل از ساختمان‌های رسوبی است که از نوارهای نازک و تیره و روشن به تعداد زیاد تشکیل شده است (شکل‌های ۴- A و B). در سطح بالایی لایه (در برش نمک‌ده کویه) ترک‌های گلی (شکل ۴- D)، قالب کانی‌های تیخیری (شکل ۴- E)، ذرات کوآرتز در اندازه سیلت (شکل ۴- F) و فیلامنت‌های جلبکی دیده می‌شود. لامینه‌های تشکیل

شناخت رخصاره‌های رسوبی از نظر کمی و کیفی بر اساس عناصر شاخص آنها در حل مسایل چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی کمک شایانی می‌کند. یکی از اهداف مطالعه ریزرخصاره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های ماستریشتین شناسایی فضاهای رسوب‌گذاری در حوضه بوده که می‌تواند ناشی از تغییرات شرایط تکتونیکی، تغییرات سطح آب دریا و میزان رسوب وارده باشد. رخصاره‌های سازند تاربور بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی (تعیین درصد هر یک از عناصر اسکلتی، غیراسکلتی، سیمان و ماتریکس) و مشاهدات صحرایی انجام شده است. بر اساس مطالعات انجام شده بر روی برش‌های نازک میکروسکوپی تهیه شده، رخصاره‌های گوناگونی شناسایی شده که در چند گروه رخصاره‌ای جای می‌گیرند که به ترتیب از ساحل به سوی حوضه به شرح زیر هستند:

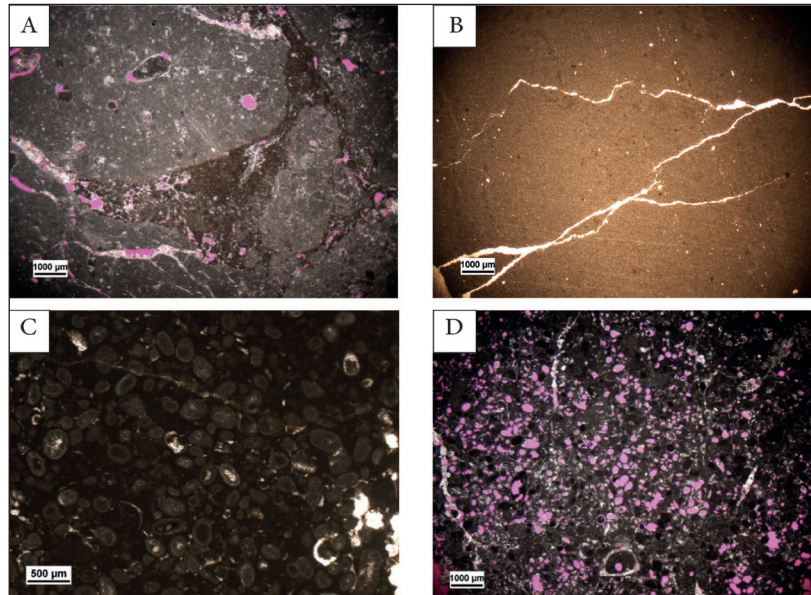
۵-۱. گروه رخصاره‌های محیط پهنه کشندی (A)

– **اینتراکست رودستون (A1):** این رخصاره بافت کنگلومرای یا برشی نشان داده و از قطعات درشت اینتراکست گرد شده تا نیمه‌زاویه‌دار تشکیل شده است (شکل ۳- A). آثار رخنمون تحت جوی (subarial exposure) انحلال و دولومیتی شدن شدید در آن دیده می‌شود. این رخصاره را می‌توان معادل SMF 24 فلوگل (Flügel, 2010) در نظر گرفت.

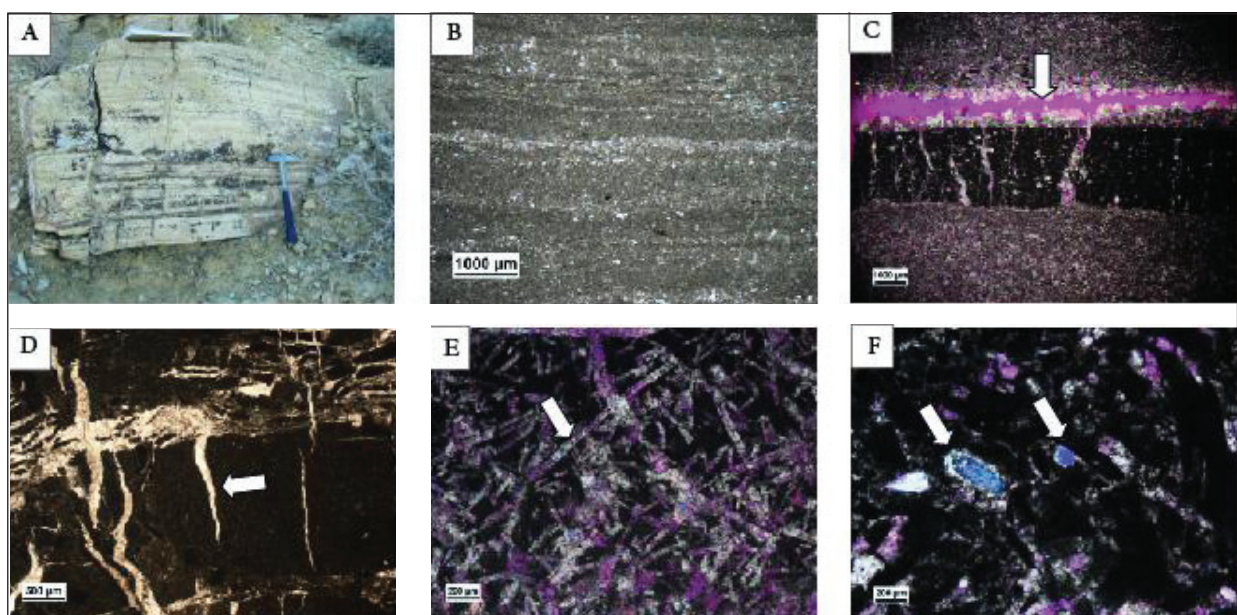
– **رخصاره دولومادستون (A2):** این رخصاره از دولومیت با بلورهای بسیار ریز از بلورهای بی‌شکل و هم‌اندازه (یونی مدال) در اندازه حدود ۲ تا ۳ میکرون تشکیل شده که جانشین میکریتهای زمینه سنگ شده است (شکل ۳- B). اشکالی نظیر

اتصال (trapping/binding) رسوبات ایجاد شده است (Flügel, 2010). این لایه‌ها با اتصال دانه‌های رسوبی و سیمان‌شدگی توسط بایوفیلیم‌ها از میکروارگانیزم‌ها و به خصوص از تجمع جلبک‌های سیانوباکتری تشکیل می‌شوند و ناحیه وسیعی را به صورت پوشش جلبکی (معمولاً عنوان جلبک سبز آبی) می‌پوشانند. این رخساره در برش نمک‌ده‌کوه دیده می‌شود. این رخساره معادل SMF 20 فلوگل (Flügel, 2010) است.

دهنده استروماتولیت تقریباً مسطح هستند و در رده استروماتولیت‌های مسطح (Planar Stromatolites) قرار می‌گیرند و گاهی کمی موج نشان می‌دهند. شایان ذکر است که این رخساره کاملاً دولومیتی شده است. بر اساس طبقه‌بندی ارایه شده توسط فلوگل این نوع استروماتولیت در رده استروماتولیت‌های دانه ریز دارای لامیناسیون خوب (Fine grain, well laminated stromatolite) قرار می‌گیرد. این نوع استروماتولیت به دلیل رخداد دوره‌ای رسوب‌گذاری و به دام افتادن و



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از: (A) رخساره اینتراکلیست رودستون، نور پلاریزه؛ (B) رخساره دولومادستون؛ (C) رخساره پکستون اییدی، نور پلاریزه؛ (D) تخلخل قالبی حاصل از انحلال اییدها در رخساره ایید پکستون. نور پلاریزه.



شکل ۴- (A) تصویر صحرایی از رخساره استروماتولیت بایندستون متشکل از باندهای تیره و روشن؛ (B) تصویر میکروسکوپی از رخساره استروماتولیت بایندستون، برش کوه کورده، نمونه JTP 3044، نور معمولی؛ (C) باندهای تیره و روشن در استروماتولیت بایندستون، برش نمک‌ده‌کویه، نمونه AKS 1081، نور پلاریزه؛ (D) ترک‌های گلی که با سیمان کلسیتی پر شده‌اند، برش نمک‌ده‌کویه، نمونه AKS 1083، نور معمولی؛ (E) قالب کانی‌های تبخیری که با سیمان کلسیتی پر شده‌اند، برش نمک‌ده‌کویه، نمونه AKS 1077، نور پلاریزه؛ (F) دانه‌های آواری کوارتز در اندازه سیلت در این رخساره. برش نمک‌ده‌کویه، نمونه AKS 1082، نور پلاریزه.

نهشته شده در دریای کم عمق کرتاسه در ناحیه زاگرس به فراوانی یافت می شوند (Parvaneh Nejad Shirazi, 2008; Mosadegh and Parvaneh Nejad Shirazi, 2009). این جلبک‌ها در منطقه نقوذ نور در دریاهای گرم و در محیط‌های با درجه شوری نسبتاً بالا زندگی می کنند (Flügel, 2010). میلیولیدها نیز در محیط‌های بسیار کم عمق یافت شده و از نظر شوری در محیط‌های نیمه شور (ساب‌هیالین) تا فوق شور (هاپرسالین) حضور دارند.

ته نشست رخساره C1 بر اساس بافت پکستونی و وکستونی، وجود مقادیر فراوانی گل کربناته، روزنبران کف‌زی، گاستروپود، دوکفه‌ای پلویید و جلبک سبز که در یک محیط کربناته لاگونی زندگی می کنند را می توان به محیط لاگون باز نسبت داد (Purser, 1973; Tucker and Wright, 1990; Flügel, 2010; Palma et al., 2007; Jamalian, et al., 2010). تنوع کم موجودات و دولومیتی شدن رخساره‌های محیط لاگون محصور وجه تمایز آن با رخساره محیط لاگون باز است.

۴-۵. گروه رخساره محیط ریف (E)

– **رخساره باندستون مرجانی (E1):** مرجان به صورت باندستون با فراوانی کم همراه با رخساره‌های رودیست دار دیده می شود (شکل ۵-D). حجرات موجود در بدنه مرجان با سیمان کلسیت اسپاری یا میکرب پر شده‌اند. خرده‌های مرجانی در جهرم برش تنگ درز، گچ و نمک‌ده کوه دیده شده است. مقطع عرضی مرجان‌ها نشان دهنده به تله افتادن رسوب درون حجرات مرجان (baffling) است. این رخساره باعث تشکیل ریف‌های کومه‌ای کوچک در انتهای لاگون شده است.

– **تفسیر کمربند رخساره‌های ریف:** در رخساره E1 (بافلستون مرجانی) مرجان‌ها اجزا اصلی تشکیل دهنده رخساره هستند. مرجانها در بسترهای کربناته و کم عمق دریا زندگی می کردند و از موجودات ریز شناور در آب تغذیه می کرده‌اند. این موجودات به طور معمول در عرض جغرافیایی پایین و در آب‌های با شوری نرمال، نور زیاد (Ross and Skelton, 1993) و شرایط پرانرژی (Schulze et al., 2005) رشد نموده‌اند.

۵-۵. دسته رخساره‌های محیط دریای باز (F)

– **رخساره پکستون دانه ریز دارای روزن‌بران کف‌زی، پلانکتونیک و پلویید (F1):** این رخساره در این رخساره آلوکم‌ها و فسیل‌های مربوط به محیط کم عمق و عمیق به صورت مخلوط با یکدیگر دیده می شوند. روزن‌بران کف‌زی مانند *Textularia* sp. و فسیل‌های محیط پلاژیک مانند *Globotruncana* sp., *Globigerina* sp., *Oligostegina*, *Radiolaria*, *Rotalia* sp. کم از ۳٪ دوکفه‌ای، سوزن اسفنج در این رخساره دیده می شوند. فسیل‌های درشت به طور عمده خرد شده‌اند. پلویید و گلوکونیت از دیگر اجزای مشاهده شده در این رخساره هستند (شکل ۶-A). در نمای صحرایی این رخساره حالت ندولار و قلوه‌ای (granular) داشته و لایه بندی متقاطع (Cross bedding) در آن گزارش شده است (Player, 1967). در برش کوه جهرم تنگ آب و کوه گچ این رخساره مشاهده شده است.

– **رخساره پکستون لوفتوزیا امفالوسیکلوس دار (F2):** این رخساره بافت پکستونی نشان می دهد و آلوکم اصلی آن فسیل‌هایی مانند *Lofusua* sp. و *Omphalocyclus* sp. هستند (شکل ۶-B). *Siderolites* sp., *Rotalia* sp. خرده‌های اکتینودرم و جلبک قرمز از اجزای فرعی این رخساره به حساب می آیند. (Merich et al., 2001) معتقدند که در طول ماستریشین آغازی- میانی لوفتوزیاهای با اندازه کوچک تا متوسط در جنوب و مرکز پلاتفرم عربی و در حوضه زاگرس گسترش داشته‌اند. در ماستریشین میانی انواع با اندازه بزرگ فراوان شده و سپس در ماستریشین پایانی دوباره انواع با اندازه متوسط غالب گشتند. آنها معتقدند توزیع متفاوت این روزن‌بران در آن زمان به علت یک سری ترفاهایی بوده است که پلاتفرم‌ها را از هم جدا می کرده است. ضمناً تنوع و فراوانی بالای این جانداران در آن زمان به علت شرایط مناسبی بوده که از نظر دما و شوری برای این موجودات فراهم بوده است. لوفتوزیاهای بزرگ از شاخص‌های محیط‌های محدود شده تا خیلی کم عمق در پلاتفرم‌های کربناته می باشند (Merich et al., 2001; Abdelghany, 2006).

– **رخساره مادستون با آشفته‌گی زیستی (A5):** زمینه در این رخساره از گل آهکی میکربیتی تشکیل شده است. مهمترین ویژگی این رخساره وجود آشفته‌گی زیستی است که به صورت لکه‌های روشن تر از زمینه با اشکال نامنظم قابل شناسایی است (شکل ۵-A). خرده‌های فسیلی نظیر استراکود، گاستروپود و دوکفه‌ای (کمتر از ۱۰ درصد) در این رخساره وجود دارد.

– **تفسیر کمربند رخساره‌های پهنه کشدی:** وجود اینتراکلت‌هایی از دولومادستون، ایید پکستون و مادستون با آشفته‌گی زیستی نشان دهنده انرژی بالای محیط بوده که این رخساره‌ها را خرد کرده و به صورت بافت رودستونی در رخساره اینتراکلت رودستون (A1) ته‌نشست کرده است. بنابراین می توان این رخساره را به بخش‌های پرانرژی ساحلی نسبت داد. دولومیت‌های ریز بلور در تناوب با نهشته‌های آهک تبخیری به عنوان دولومیت هم زمان با رسوب گذاری یا دولومیت تشکیل شده در مراحل اولیه دیاژنز نزدیک محیط بالای کشدی یا بین کشدی بالایی در نظر گرفته می شود و معمولاً از نشت شورابه‌های تبخیری در محیط سبخایی تشکیل می شود (Adabi, 2002; El-Tabakh et al., 2004). در این حالت گل آراگونیته قبل از تدفین با دولومیت جانشین می شود. بر اساس شواهدی چون دولومیت ریزبلور، و فابریک فسترال می توان رخساره دولومادستون (A2) را به محیط بالای پهنه کشدی (supratidal to upper intertidal) نسبت داد.

ایید نشانه محیط پرانرژی است اما در بافت پکستونی و در زمینه‌ای از گل کربناته نشان‌دهنده محیط کم انرژی بوده و معکوس شدگی بافتی نشان می دهد. بر اساس شواهدی چون وجود اییدهای ریزدانه و تک‌لایه‌ای (superficial)، حضور گل آهکی بین آلوکم‌ها و داشتن بافت پکستونی، همراهی با توالی‌های مربوط به پهنه کشدی (مادستون دارای آشفته‌گی زیستی) و گسترش کم جانبی و عمودی این رخساره، می توان نتیجه گرفت که رخساره A3 در کانال‌های جزرومدی کم انرژی تشکیل شده‌اند.

با استناد به باندهای تیره روشن حاصل از فیلامت‌های جلبکی، قالب کانی‌های تبخیری، کوارتز تخریبی، ترک‌های گلی رخساره استروماتولیت باندستون (A4) به بخش بالایی کمربند پهنه کشدی نسبت داده می شود.

بافت مادستونی، خرده‌های فسیلی مربوط به محیط لاگون، مانند گاستروپود، میلیولید و استراکود و آشفته‌گی زیستی بالا نشان دهنده تشکیل رخساره A5 در بخش‌های پایینی پهنه کشدی تشکیل شده است.

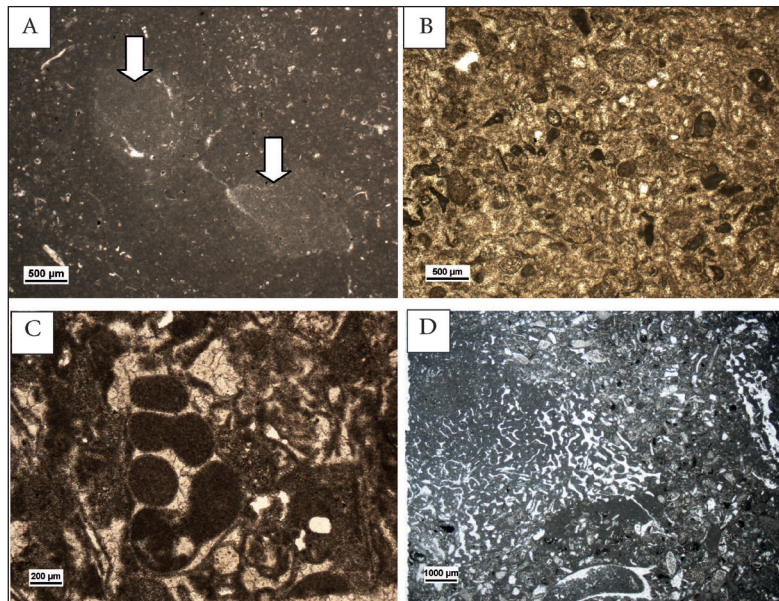
۲-۵. گروه رخساره محیط لاگون محصور (B)

– **رخساره پکستون و وکستون پلوییدی بیوکلتی دولومیتی شده (B1):** بافت این رخساره عمدتاً پکستونی بوده و گاهی تا وکستون تغییر می کند. آلوکم‌های اصلی آن شامل پلویید، بیوکلت‌های میکربیتی شده است (شکل ۵-B). فرامینفرای بنتیک که در این رخساره مشاهده می شوند شامل میلیولید و تکستولاریا است. جلبک سبز داسی کلاد اینتراکلت‌های گلی نیز به میزان کمتر گاهی مشاهده می شود. این رخساره با دولومیت جانشین شده است.

۳-۵. گروه رخساره‌های محیط لاگون باز (C)

– **رخساره پکستون بیوکلتی (C1):** این رخساره با بافت پکستون از روزن‌بران کف‌زی، دوکفه‌ای، استراکود و گاستروپود به مقدار زیاد (۶۰-۴۰ درصد) تشکیل شده است (شکل‌های ۵-C و D). خرده‌های مرجان، جلبک سبز و پلویید اجزای فرعی موجود در این رخساره هستند. میکربیتی شدن و آشفته‌گی زیستی در این رخساره معمول است.

– **تفسیر کمربند رخساره‌های لاگون:** بر اساس شواهدی چون حضور روزن‌بران کف‌زی با پوسته تیره و بافت پکستونی و وکستونی و حضور گل کربناته، دولومیتی شدن گسترده، تنوع پایین موجودات و حضور موجودات مقاوم در برابر شوری مانند میلیولید و جلبک سبز داسی کلد و همراهی با رخساره‌های ناحیه پهنه کشدی در توالی عمودی می توان نتیجه گرفت این رخساره (B1) در لاگون‌های بسته نزدیک به پهنه کشدی ته‌نشست یافته است. جلبک‌های سبز در آهک‌های



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از رخساره‌ها. (A) رخساره مادستون دارای آشفنگی زیستی. برش نمک‌ده کوبه، نمونه AKS 1067، نور معمولی؛ (B) رخساره پکستون بیوکلستی پلوییدی برش کوه جهرم تنگ درز. نور معمولی؛ (C) رخساره پکستون بیوکلستی برش نمک ده کوبه، نور معمولی؛ (D) رخساره بافلستون مرجانی. برش کوه جهرم تنگ درز، نور معمولی.

– **رخساره پکستون روزنبر پلانکتونیک‌دار (F6):** این رخساره بافت پکستونی داشته و به طور عمده از روزن‌بران پلانکتون مانند *Globotruncana* sp.، *Globigerina* sp.، *Radiolaria* sp.، *Oligostegina* sp. تشکیل شده است (شکل ۶- F). کانی پیریت به مقدار زیاد (۱۰-۱٪) تقریباً در تمام نمونه‌ها مشاهده می‌شود. کانی گلوکونیت نیز به مقدار کم (۱٪) در بعضی نمونه مشاهده می‌شود. این رخساره در سازند گورپی و بخش‌های قاعده‌ای بعضی از برش‌های سازند تارپور وجود دارد. رخساره مذکور معادل SMF 3 فلوگل (Flügel, 2010) است.

– **تفسیر گمریند دریای باز:** بر اساس شواهدی چون روزن‌بران کف‌زی بزرگ، خردهای اکتینودرم، روزن‌بران پلاژیک، *Radiolaria* sp.، *Oligostegina* sp. سوزن‌های اسفنج رخساره‌های F1 تا F5 را می‌توان به محیط دریای باز عمیق نسبت داد. *Orbitoides* sp. و *Omphalocyclus* sp. متعلق به بخش بالایی منطقه نورانی (عمق ۴۰ تا ۸۰ متر) دریای باز هستند (Hottinger, 1997). *Siderolites calcitrapoides* در بخش‌های پایینی منطقه نورانی دریای باز زندگی می‌کند.

وجود روزن‌بران پلاژیک مانند *Globotruncana* sp.، *Globigerina* sp. دال بر تشکیل رخساره در محیط حوضه‌ای (basinal) است که در نهشته‌های سازند گورپی دیده می‌شود.

۶- مدل رسوبی

بر اساس تغییر و تبدیل سریع رخساره‌ها از رخساره‌های پلاژیک مربوط به ناحیه عمیق و حوضه‌ای به رخساره‌های کم‌عمق‌تر و نهایتاً به رسوبات دولومیتی و تبخیری منسوب به لاگون‌های محصور سازند ساچون و مقایسه با مدل ویلسون (Wilson, 1975) و رخساره‌های استاندارد فلوگل (Flügel, 2010) چنین به نظر می‌رسد که در زمان ماستریشتین یک حوضه شیبدار از نوع شلف در این ناحیه از زاگرس وجود داشته است. ریف‌های رودیستی که در برش‌های دیگر سازند تارپور مانند داراب وجود دارد در این ناحیه دیده نمی‌شود. تنها ریف‌های مرجانی با گسترش کم و به شکل کومه‌ای در بخش‌های انتهایی لاگون تشکیل شده‌اند. در بخش‌های

امفالوسیکلوس‌ها نشان دهنده محیط‌های نسبتاً کم‌عمق دریای تیتیس بوده‌اند (Ozcan, 2007). این موجودات از شاخص‌های بخش‌های بالایی منطقه نفوذ نور (photic zone) هستند و در قسمت‌های بالایی سیکل‌های کم‌عمق شونده ظاهر می‌شوند (Hottinger, 1983; Moro et al., 2002; Abramovich and Keller, 2002).

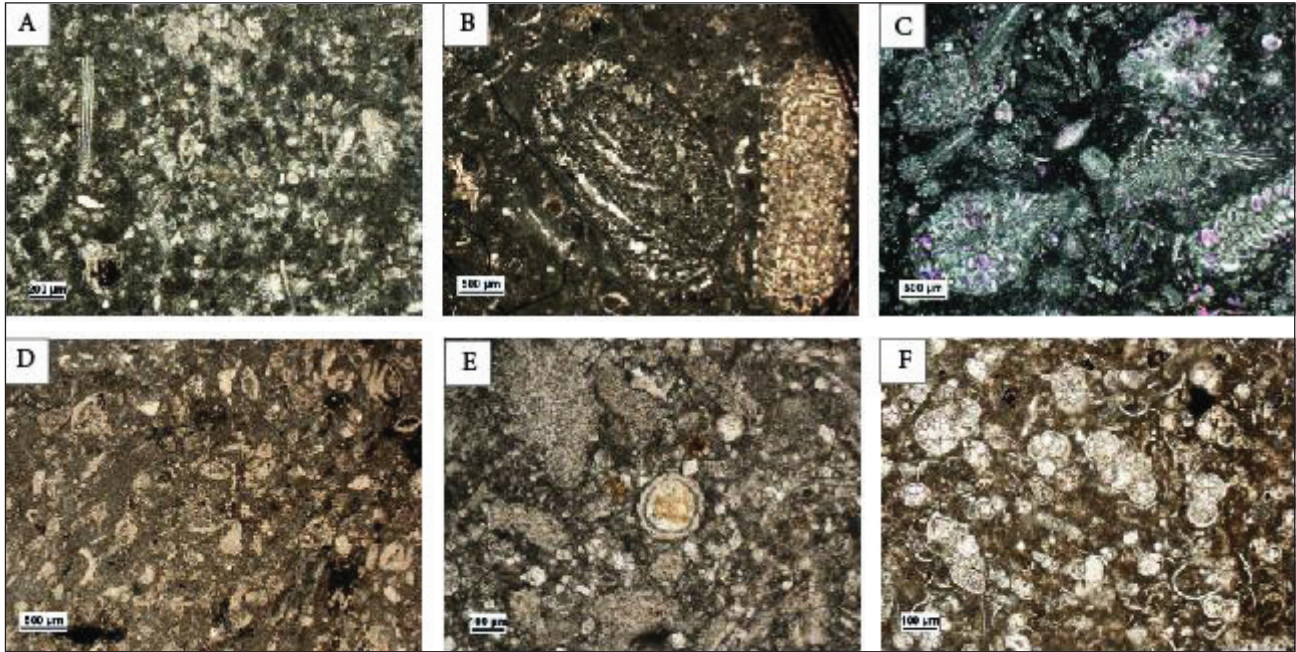
– **رخساره پکستون سیدرولیتس/اوربیتوئیدس‌دار (F3):** این رخساره که بهترین گسترش آن در برش کوه جهرم برش تنگ درز است به طور عمده از *Siderolites calcitrapoides* تشکیل شده است (شکل ۶- C). بیشتر فسیل‌ها سالم بوده و ساختمان داخلی و ضمایم فسیل‌ها به خوبی حفظ شده‌اند. در بعضی نمونه‌ها بازوهای فسیل سیدرولیتس جدا شده و تجمعات آن دیده می‌شود که حاکی از افزایش انرژی محیطی است. سایر فسیلهای موجود در این رخساره، *Orbitoides* sp.، *Rotalia* sp.، *Omphalocyclus* sp.، *Loftusia* sp.، *Echinoderm debris* است. Coral اجزای فرعی تشکیل دهنده این رخساره هستند. میزان پیریت زیاد است و تا ۱۰ درصد به صورت بلورهای پراکنده در زمینه و پرکننده حجرات روزن‌بران دیده می‌شود (شکل ۶- C). اوربیتوئیدس‌ها از روزن‌بران شاخص دریای تیتیس بوده‌اند و در بخش‌های پایینی منطقه نفوذ نور زیست می‌کرده‌اند (Hottinger, 1983; Moro et al., 2002; Abramovich et al., 2002).

– **رخساره پکستون روتالیا بیوکلست‌دار (F4):** آلوکم اصلی تشکیل دهنده این رخساره *Rotalia* sp. همراه با مقادیر کمتری *Siderolites calcitrapoides* است (شکل ۶- D). تخلخل درون دانه‌ای درون این فسیل معمول است. در توالی مورد مطالعه با روند کم‌عمق شوندگی به سمت بالا فسیل‌هایی مانند *Loftusia* sp.، *Orbitoides* sp.، *Omphalocyclus* sp. در این رخساره ظاهر می‌شوند. پیریت در این رخساره تا ۸ درصد قابل مشاهده است. برش تنگ درز کوه جهرم این رخساره را به خوبی نشان می‌دهد.

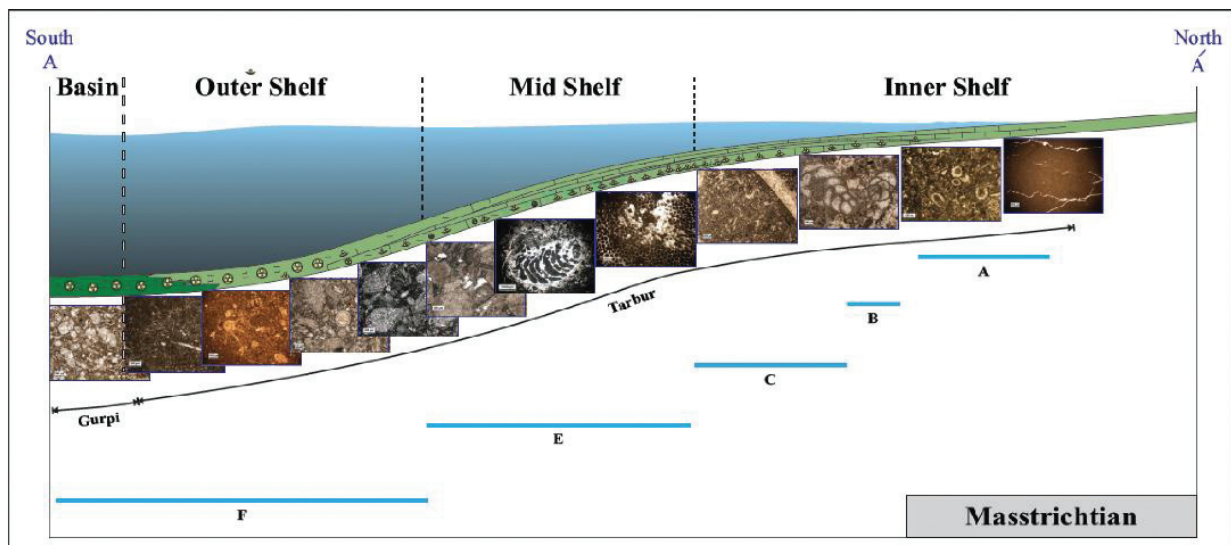
– **رخساره پکستون اکتینودرم الیگوستینا روزنبر پلانکتونیک‌دار (F5):** اکتینودرم، روزن‌بران پلانکتونیک و الیگوستینا از اجزای اصلی این رخساره هستند (شکل ۶- E). اکتینودرم‌ها کاملاً خرد شده و بسیار ریزدانه هستند. روزن‌های کف‌زی و سوزن اسفنج اجزای فرعی در این رخساره هستند. سوزن‌های اسفنج به صورت موضعی تجمع بالایی نشان می‌دهند. تخلخل درون‌دانه‌ای درون الیگوستینا دیده می‌شود.

مدل رسوبی نهشته‌های زمان ماستریشتین در شرق ناحیه فارس به صورت شماتیک در شکل ۷ ارایه شده است.

عمیق تر حوضه نهشته‌های دارای فسیل‌های پلانکتونیک مانند *Globotruncana* sp. تشکیل می‌شده و در بخش‌های کم‌عمق تر رخساره‌های سازند تاربور نهشته شده‌اند.



شکل ۶- (A) رخساره پکستون دانه ریز دارای روزن‌بران کف‌زی و پلانکتونیک و پولیید، نور معمولی؛ (B) رخساره پکستون لوفتوزیا امفالوسیکلوس‌دار، کوه جهرم، تنگ درز، نمونه MGH 1113، نور معمولی؛ (C) پکستون سیدرولیتس بیوکلت‌دار، نمونه RAP 1091، نور معمولی؛ (D) رخساره پکستون روتالیا بیوکلت‌دار، سازند تاربور، کوه جهرم، تنگ درز، نمونه MGH 1108، نور پلاریزه؛ (E) پکستون اکتینودرم الیگوسترینادار (F5)، سازند تاربور، نمونه MQ 4720، نور معمولی؛ (F) رخساره پکستون روزن‌بر پلانکتونیک‌دار، سازند گورپی، برش کوه گچ، MQ 4686، نور معمولی.

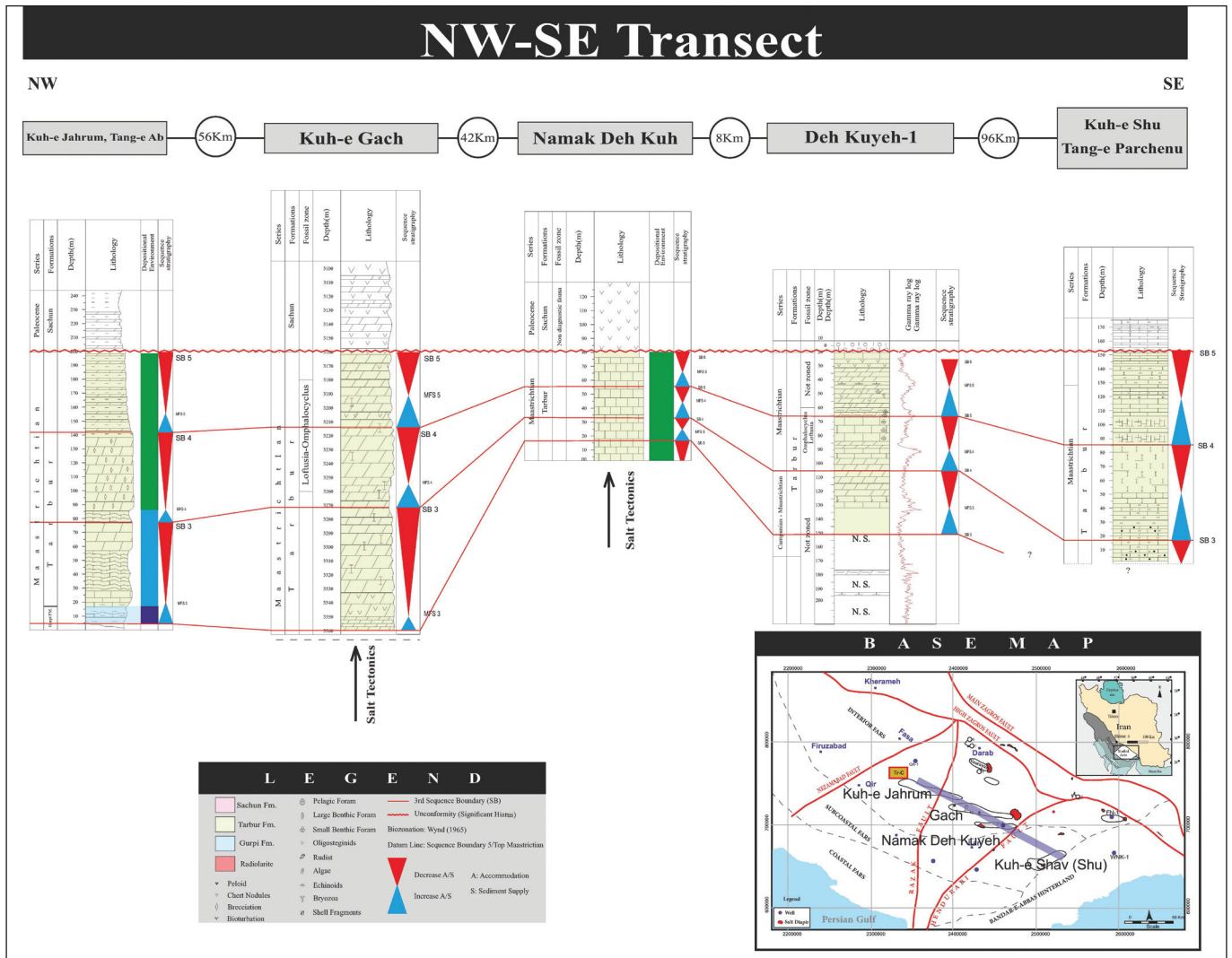


شکل ۷- مدل رسوبی شماتیک از محیط رسوبی دیرینه نهشته‌های ماستریشتین در شرق ناحیه فارس.

۷- چینه‌نگاری سکاسی

شده دسته‌های رخساره‌های تراز بالای سطح آب دریا (highstand system tract) و دسته رخساره‌های پیشرونده (transgressive system tract) و تغییرات آنها در طی زمان تعیین شدند. بر اساس مطالعات انجام شده در رسوبات بازه ماستریختین برش‌های مورد مطالعه سه سکانس قابل شناسایی است که از قاعده به راس توالی مورد بحث قرار می‌گیرد (شکل ۸).

در این مطالعه تلفیق اطلاعات پتروگرافی، لاگ چاه، ستون‌های رخساره‌ای، مطالعه تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها و موقعیت رخساره‌ها در محیط رسوب گذاری برای تفسیر چینه‌نگاری سکاسی استفاده شده است. با استفاده از روش‌های موجود (Van Wagoner et al., 1988) ابتدا سطوح سکاسی شامل مرزهای سکاسی (SB) و سطوح حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) تعیین شده و با استفاده از رخساره‌های شناسایی



شکل ۸- نگار تطابقی برش‌های مورد مطالعه در شرق ناحیه فارس.

مرز زیرین در سکانس اول از نوع SB2 و بر اساس مطالعات پیشین در میانه سازند گورپی قرار دارد (امیری‌بختیار، ۱۳۸۶). سطح بیشترین پیشروی آب دریا (MFS) با شواهدی چون وجود گلوکونیت، فسفات و پیریت فراوان در رخساره پکستون دارای روزن بران پلانکتون (F6) در سازند گورپی مشخص می‌شود. این سطح را می‌توان معادل K180، به سن ماستریختین میانی (۶۸ میلیون سال پیش) که در پهنه صفحه عربی دارای گسترش و حفظ شدگی خوبی است در نظر گرفت. نهشته‌های سازند گورپی با رخساره پکستون دارای روزن‌بران پلانکتون *Globotruncana sp.*

مرز زیرین در سکانس اول از نوع SB2 و بر اساس مطالعات پیشین در میانه سازند گورپی قرار دارد (امیری‌بختیار، ۱۳۸۶). سطح بیشترین پیشروی آب دریا (MFS) با شواهدی چون وجود گلوکونیت، فسفات و پیریت فراوان در رخساره پکستون دارای روزن بران پلانکتون (F6) در سازند گورپی مشخص می‌شود. این سطح را می‌توان معادل K180، به سن ماستریختین میانی (۶۸ میلیون سال پیش) که در پهنه صفحه عربی دارای گسترش و حفظ شدگی خوبی است در نظر گرفت. نهشته‌های سازند گورپی با رخساره پکستون دارای روزن‌بران پلانکتون *Globotruncana sp.*

رسوب گذاری به دلیل ایجاد بلندای دیرینه بر اثر وجود ساختمان نمکی دانست. علاوه بر یکنواخت بودن ضخامت، کم بودن ضخامت نهشته‌های ماستریشتین نسبت به برش‌های موجود در بخش‌های شمالی تر ناحیه است. ضخامت سازند تاربور در امتداد این نگاره حدود ۲۰۰ متر است. این در حالی است که ضخامت در بخش‌های شمالی تر ناحیه فارس از جمله ناحیه داراب (تاقدیس نصران) ضخامت به بیش از ۱۰۰۰ متر می‌رسد. علت این امر کم بودن فضای رسوب گذاری در پیش‌برآمدگی و اطراف آن و همچنین فرسایش مناطق با توپوگرافی برجسته در حوضه‌های رسوبی است.

۹- نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات رسوب‌شناسی انجام گرفته بر روی نهشته‌های ماستریشتین شرق ناحیه فارس ۱۴ رخساره شناسایی شده است. این رخساره‌ها در ۵ کمربند رخساره‌ای پهنه کشندی، لاگون محصور و لاگون باز، ریف و دریای باز نهشته شده‌اند. بر اساس ویژگی‌هایی چون تبدیل سریع رخساره‌ها از رخساره‌های پلاژیک حوضه‌ای به رخساره‌های دولومیتی و تبخیری منسوب به لاگون‌های محصور در اینتروال‌های نسبتاً کوتاه، هندسه عدسی شکل رخساره‌های ریفی در محیط حاشیه پلاتفرم و و مقایسه با مدل ویلسون و رخساره‌های استاندارد فلوگل چنین به نظر می‌رسد که در زمان ماستریشتین یک حوضه شیب‌دار از نوع شلف در ناحیه زاگرس وجود داشته است. بر اساس مطالعات چینه‌نگاری سکانشی سه سکانشی رسوبی در این نهشته‌ها قابل شناسایی است. مرز بالایی بالاترین سکانشی رسوبی از نوع ۱ بوده و بر مرز کرتاسه-سنوزوییک که یک ناپوستگی عمده در ناحیه زاگرس و بیشتر بخش‌های صفحه عربی است.

تطابق برش‌های مورد مطالعه در امتداد نگاره انتخابی نشان می‌دهد که در ابتدای زمان ماستریشتین در امتداد این نگاره در بخش‌هایی مانند کوه جهرم شرایط حوضه‌ای و نسبتاً عمیق فراهم بوده نهشته‌های سازند گورپی تشکیل می‌شود. این در حالی است که در سایر برش‌ها شروع نهشته‌های ماستریشتین با آهک‌های پلاتفرمی سازند تاربور است. می‌توان چنین نتیجه گرفت که در ابتدای ماستریشتین در کوه جهرم عمق حوضه بیشتر بوده و شرایط برای تشکیل سازند گورپی فراهم بوده است اما به سمت شرق و جنوب شرق یعنی به از فارس داخلی سمت فارس نیمه ساحلی و پس خشکی بندرعباس در امتداد این نگاره شرایط کم‌عمق تری حکمفرما بوده و شرایط برای تشکیل سازند تاربور فراهم شده است.

کم بودن ضخامت سازند تاربور در امتداد این نگاره نسبت به بخش‌های شمالی تر ناحیه فارس نشان می‌دهد که این نگاره بر روی بخش پیش‌برآمده (بالج) حوضه پیش‌بوم تشکیل شده است. همچنین پیش‌برآمدگی مذکور در امتداد این نگاره توپوگرافی نسبتاً هموزنی را نشان می‌دهد و فضای رسوب گذاری در زمان ماستریشتین تقریباً یکنواخت است. که باعث تشکیل ضخامت نسبتاً یکنواختی از نهشته‌ها در این زمان شده است. به استثنای برش نمک‌ده کویه که ضخامت کم نهشته‌های ماستریشتین را می‌توان به کاهش فضای رسوب گذاری به دلیل ایجاد بلندای دیرینه بر اثر وجود ساختمان نمکی دانست.

محیط شلف خارجی تشکیل شده است. سطح بیشترین پیشروی در این سکانشی در برش‌های مختلف را می‌توان بر اساس تغییرات محیطی و تغییرات فسیلی تشخیص داد. همچنین این سطح با انحراف شدید نگاره‌های پرتو گاما و صوتی در برش‌های زیرسطحی منطبق است. دسته رخساره تراز بالای سطح آب دریا در این سکانشی از رخساره‌های محیط شلف میانی و داخلی همراه با فسیل‌هایی چون رودیست، اکتینودرم، اریتیویدس، امفالوسیکلوس ماکروپروس، میلیولید و داسی کلاد تشکیل شده است. تفکیک مرز سکانشی بالایی به راحتی امکان‌پذیر نبوده و تعیین این مرز با استفاده از رخساره‌های دو طرف آن و با در نظر گرفتن عمیق‌شدگی در ابتدای سکانشی بعدی صورت می‌پذیرد.

- دسته رخساره پیش‌رونده سکانشی بالایی از آهک‌های کم‌عمق شلف داخلی تا میانی تشکیل شده است. دسته رخساره تراز بالا در این سکانشی از بخش‌های کم‌عمق شلف داخلی (رخساره پلویید پکستون محیط لاگونی و نهایتاً به استروماتولیت باینستون پهنه کشندی ظاهر می‌شوند) تشکیل شده است. مرز بالایی این سکانشی از نوع ۱ (SB1) است. در راس تمامی برش‌ها شواهدی چون آثار انحلال و تشکیل تخلخل‌های حفره‌ای و قالبی، دولومیتی شدن گسترده، نئومورفسم افزایشی، آثار کارست و برش‌های انحلالی، آغشتگی به آکسید آهن دیده می‌شود. این شواهد دال بر رخنمون شدن رسوبات در زمان نسبتاً طولانی و قرار گرفتن در معرض آبهای جویی است. این مرز با مرز ناپوسته بین زمان کرتاسه و سنوزوییک که یک ناپوستگی عمده در ناحیه زاگرس و بیشتر بخش‌های صفحه عربی است (Sharland et al., 2001) تطابق دارد.

۸- بررسی شرایط تکنیکی رسوبی

بر اساس مطالعات انجام شده در زمان ماستریشتین حوضه رسوبی در منطقه مورد مطالعه از نوع حوضه پیش‌بوم بوده و نهشته‌های ماستریشتین در بخش پیش‌برآمدگی حوضه پیش‌بوم تشکیل شده‌اند (Piryaei et al., 2010; 2011; Parham et al., 2017). نگاره انتخابی در این مطالعه بخش‌های کم‌عمق مربوط به پیش‌برآمدگی و ابتدایی پشت‌برآمدگی حوضه پیش‌بوم را در بر می‌گیرد. در ابتدای زمان ماستریشتین در امتداد این نگاره در بخش‌هایی مانند کوه جهرم شرایط حوضه‌ای و نسبتاً عمیق فراهم بوده نهشته‌های پلاژیک و همی پلاژیک سازند گورپی تشکیل می‌شود. این در حالی است که در سایر برش‌ها شروع نهشته‌های ماستریشتین با آهک‌های پلاتفرمی سازند تاربور است. می‌توان چنین نتیجه گرفت که در ابتدای ماستریشتین در کوه جهرم عمق حوضه بیشتر بوده و شرایط برای تشکیل سازند گورپی فراهم بوده است. اما به سمت شرق و جنوب شرق یا به عبارتی از ناحیه فارس داخلی به سمت فارس نیمه ساحلی و پس خشکی بندرعباس در این زمان در امتداد این نگاره شرایط کم‌عمق تری حکمفرما بوده و شرایط برای تشکیل سازند تاربور فراهم شده است و رخساره‌های کریناته مربوط به کمربندهای بخش‌های شلف خارجی، و سپس شلف خارجی (لاگون و پهنه کشندی) تشکیل شده‌اند. ضخامت سازند تاربور در امتداد این نگاره به تقریباً ثابت است. به استثنای برش نمک‌ده کویه که ضخامت کم نهشته‌های ماستریشتین را می‌توان به کاهش فضای

کتابنگاری

امیری‌بختیار، ح.، ۱۳۸۶- بایواستراتیگرافی و لیتواستراتیگرافی سازند تاربور در ناحیه فارس، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۴۳۹ ص.

References

- Abdelghany, O., 2006- Early Maastrichtian larger foraminifera of the Qahlah Formation, United Arab Emirates and Sultanate of Oman border region, *Cretaceous Research*, 27, 898-906.
- Abramovich, S. and Keller, G., 2002- High stress upper Maastrichtian paleoenvironment: Inference from planktonic foraminifera in Tunisia. *Palaeoclimatology*, 178, p. 145-164.
- Abyat, A., Afghah, M. and Fegghi, A., 2013- Stratigraphy and Foraminiferal biozonation of the Upper Cretaceous Sediments in Southwest Sepid Dasht, Lurestan, Iran. *World Applied Sciences Journal* 28 (9): 1199-1207.
- Adabi, M. H., 2002- Petrography and geochemical criteria for recognition of unaltered coldwater and diagenetically altered Neoproterozoic dolomite, western Tasmania, Australia: 16th Australian Geol. Conv., Australia. (abst.), p.350.
- Afghah, M. and Yaghmour, S., 2014- Biostratigraphy study of Tarbur Formation (Upper Cretaceous) in Tang-e Kushk and East of Sarvestan (SW of Iran). *Journal of Earth Science*, 25(2): 263-274.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros Orogenic Belt of Iran: New Data and Interpretation. *Tectonophysics*. 229, 211–238.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and its Proforland evolution. *American Journal of Science*. Vol. 304, PP. 1-20.
- Alavi, M., 2007- Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *Am J Sci* 307:1064–1095.
- Asgari Pirbalouti, B., Dehghanian, M. S. and Rasti, E., 2012- Geochemical study of Late Cretaceous Sediments in Kuh-e Dezdar Section, in Central Zagros of Iran. *Advances in Environmental Biology*, 6(9): 2541-2548.
- Asgari Pirbalouti, B., Mirzaie, M., Jafarian, M. A., Khosrow Tehrani, K., Afghah, M., Davoudi Fard, Z., 2013- Biostratigraphy and regional aspects of the Tarbur Formation (Maastrichtian) in Central Zagros, Southwest Iran. *Ravista Italian di Paleontologia e Stratigrafia*. 19(2), pp. 215-227.
- Catuneanu, O., Galloway, W., Kendall, C., Miall, A., Posamentier, H., Strasser, A. and Tucker, M., 2011- Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsl Stratigr* 44:173–245.
- Catuneanu, O., Martins, N. M. A. and Eriksson, P., 2012- Sequence stratigraphic framework and application to the Precambrian. *Mar Pet Geol* 33:26–33.
- Dunham, R.J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W. E. Ham (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. AAPG Memoir, 1, 108-121.
- El-Tabakh, M., Mory, A., S'chreiber, B. C. and Yasin, R., 2004- Anhydrite cements after dolomitization of shallow marine Silurian carbonates of the Gascoyne platform, Southern Carnarvon Basin, Western Australia. *Sedimentary Geology*, 164, 75-87.
- Embry, A. F. and Klován, J. E., 1971- A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bull. Can. Petroleum Geol.* 19:730–781.
- Emery, D. and Myers, K. J., 1996- *Sequence Stratigraphy*: Oxford, Blackwell, Science, 297 p.
- Flügel, E., 2010- *Microfacies of carbonate rocks*, Springer – Verlag, New York, 967p.
- Hottinger, L., 1983- Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time: *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, v. 30, p. 239-253.
- Hottinger, L., 1997- Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Soc. Ge'ol. Fr. Bull.* 168, 491-505.
- Jahani, S., Callot, J. P., Frizon De Lamotte, D., Letouzey, J. and Leturmy, P., 2007- The Salt Diapers of the Eastern Fars Province (Zagros, Iran), Springer, Berlin, Heidelberg, pp: 289-308.
- Jahani, S., Callot, J. P., Letouzey, J. and Frizon De Lamotte, D., 2009- The eastern termination of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: Structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding, and faulting; *Tectonics*, 28. 22p.
- Jamalian, M., Adabi, M. H., Moussavi M. R., Sadeghi, A., Baghbani D. and Ariyafar B., 2010- Facies characteristic and paleoenvironmental reconstruction of the Fahliyan Formation, Lower Cretaceous, in the Kuh-e Siah area, Zagros Basin, southern Iran. *Facies* 57:101–122. doi:10.1007/s10347-010-0231-3.

- James, G. A. and Wynd, J. G., 1965- Stratigraphical nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement area: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 49, p. 2182-2245.
- Khazaei, A. R., Skelton, P. W. and Yazdi, M., 2010- Maastrichtian Rudist Fauna from Tarbur Formation (Zagros Region, SW Iran): Preliminary Observations, Turkish J. Earth Sci., v. 19, p. 703-719.
- Koop, W. J. and Stoneley, R., 1982- Subsidence history of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent. Phil. Trans. R. Acad. Soc., London. A 305, 149-168.
- Meric, E., Ersoy, S. and Gormus M., 2001- Palaeogeographical distribution of the species of *loftusia* (Foraminiferida) in the Tethyan Ocean during the Maastrichtian (Late Cretaceous), Cret. Research, v. 22, pp. 353-364.
- Miall, A. D., 1991- Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation, Journal of Sedimentary Petrology. v.61, p.487-505.
- Moro, A., Skelton, P. W. and Cosovic, V., 2002- Palaeoenvironmental setting of Rudists in the Upper Cretaceous (Turonian-Maastrichtian) Adriatic carbonate platform (Croatia), based on sequence stratigraphy: Cretaceous Research, v. 23, p. 489-50.
- Mosadegh, H. and Parvaneh Nejad Shirazi, M., 2009- Algal biozonation of Fahliyan Formation (Neocomian) in the Zagros Basin, Iran. European Geoscience Union, Geophysical Research Abstracts, EGU 2009-8507, 11:1
- Ozcan, E., 2007- Morphometric analysis of the genus *Omphalocyclus* from the Late Cretaceous of Turkey: New data on its stratigraphic distribution in Mediterranean Tethys and description of two new taxa, Cretaceous Research, 28, 621-641.
- Palma, R. M., Lopez-Gomez J. and Piethe, R. D., 2007- Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquen Basin, Argentina: facies and depositional sequences. Sediment Geol 195:113-134
- Parham, S., Piryaei, A. R., Ghorbani, M. and Moussavi Harami, R., 2017- Paleogeographic evolution of the Maastrichtian in the eastern Fars area (Zagros, Iran), using high resolution sequence stratigraphic analysis. Carbonates and Evaporites. DOI 10.1007/s13146-017-0387-9.
- Parvaneh Nejad Shirazi M., 2008- Calcareous algae from the Cretaceous of Zagros Mountains (SW Iran). World Applied Science Journal, 4, 803-807.
- Piryaei, A. R., Reijmer, J. J. G., Van Buchem, F. S. P. and Borgomano, J., 2011- Late cretaceous tectonic and sedimentary evolution of the Bandar Abbas Area, Fars region, southern Iran. Journal of Petroleum Geology, Vol. 34(2), April 2011, pp 1-24.
- Piryaei, A., Reijmer, J. J. G., Vanbuchem, F. S. P., Yazdimoghadam, M., Sadouni, J. and Danelian, T., 2010- The influence of Late Cretaceous tectonic processes on sedimentation patterns along the northeastern Arabian plate margin (Fars Province, SW Iran). In: Leturmy, P. and Robin, C. (Eds), Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 330.
- Player, R. A., 1967- A note on the Fars Salt Plugs. Iranian Oil Operation Companies. Geological Exploration and Production Division. Unpublished Report.
- Ross, D. J. and Skelton, P. W., 1993- Rudist formations of Cretaceous: a palaeoecological, sedimentological and stratigraphical review: Sedimentology Review, 1: 73-91.
- Schulze, F., Kuss, J. and Marzouk, A., 2005- Platform configuration, microfacies and cyclicities of the Upper Albian to Turonian of west-central Jordan. Facies 50:505-527.
- Setudehnia, A., 1972- Iran du sud-ouest. Lexique stratigraphique Internationale, III, 9b.
- Setudehnia, A., 1978- The Mesozoic sequence in south-west Iran and adjacent areas. Journal of Petroleum Geology, 1, 3-43.
- Sharland, P., Archer, D. and Casey, R., 2001- Arabian Plate Sequence Stratigraphy. Blackwell, Oxford, p.320.
- Stoneley, R., 1975- On the origin of ophiolite complexes in the southern Tethys region. Tectonophysics, 25, 303-322.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P., 1990- Carbonate Sedimentology, Blackwell. Sci. Pub., p.482.
- Tucker, M., 1993- Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. In: Wright, V.P. (ed) Sedimentology review. Blackwell, Oxford, pp: 57-72.
- Vail, P., 1991- The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology: an overview. Springer, Berlin, pp. 617-659.
- Van Buchem, F. S. P., Baghbani, D., Bulot, L. G., Caron, M., Gaumet, F., Hosseini, A., Immenhauser, A., Keyvani, F., Schroeder, R., Vedrenne, V. and Vincent, B., 2006- Aptian Organic-rich Intraself Basin Creation in the Dezful Embayment (Kazhdumi and Dariyan Formations, SW Iran). AAPG meeting Houston.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. and Hardenbol, J., 1988- An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C. K., Hastings B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A.,

- Van Wagoner, J. C., (eds) Sea level changes, an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Special Publication, 42, 39, 45.
- Wells, A., 1969- The crush zone of the Iranian Zagros Mountains and its implications. Geological Magazine, 106, 385-394.
- Wilson, J. L., 1975- Carbonate Facies in Geologic History, Springer-Verlag, New York, 439p.

Tectono-sedimentary setting of Maastrichtian deposits along NW-SE transect in Fars area, SE Zagros

S. Parham^{1*}, A. R. Piryaei², M. Ghorbani³ and R. Moosavi Harami⁴

¹Ph.D., Hormozgan University, Bandar Abbas, Iran

²Ph.D., Exploration and Production Directorate, National Iranian Oil Company, Tehran, Iran

³Assistant Professor, Hormozgan University, Bandar Abbas, Iran

⁴Professor, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Received: 2017 May 29

Accepted: 2017 September 17

Abstract

Late Cretaceous in Zagros encompasses regional tectonics and caused foreland basin to form in northeast of the Arabian Plate. Salt tectonics is also locally affected this area. One of the time periods that can better picture this tectono-sedimentary evolution is Maastrichtian. In order to investigate this evolution in the Maastrichtian time, a regional cross-section was made in the Fars outcrops and wells. A sedimentological study and sequence stratigraphy have been accomplished along this transect. Maastrichtian deposits consist of the upper part of the Gurpi and the Tarbur formations in the studied transect. Based on sedimentological investigation, 14 microfacies have been identified. This microfacies were deposited in 4 microfacies belt including tidal flat, restricted and open lagoon, reef and open marine in a shelf carbonate platform. Based on sequence stratigraphic studies, 3 sedimentary sequences were identified in the studied interval. Correlation along the transect revealed that the Maastrichtian deposits occurred on the forebulge of Zagros foreland basin. It is also concluded that the fore-bulge shows a nearly smooth topography and thus accommodation space is homogeneous. Hence the thickness of the Maastrichtian deposits does not vary so much along this transect. Thickness anomaly in Namak-dehkuyeh occurs as a result of salt structure which decreased accommodation space.

Keywords: Maastrichtian deposits, Tarbur Formation, Fars area

For Persian Version see pages 253 to 264

*Corresponding author: S. Parham; E-mail: parhams@ripi.ir