

محیط رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در برش‌های سطحی کوه آسماری و کوه گورپی

مهناز دهقانزاده، دانشجوی دکتری دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران*

محمدحسین آدابی، استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

میررضا موسوی، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

عباس صادقی، دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

شهرام آورجانی، دکتری زمین‌شناسی، شرکت نفت مناطق نفت خیز جنوب، اهواز، ایران

چکیده

این پژوهش به بررسی توالی رسوبی سازند آسماری به سن الیگو-میوسن در دو برش سطح الارضی کوه آسماری واقع در شمال فروافتادگی دزفول با ضخامت ۳۴۹ متر و تاقدیس گورپی (تنگ پابده) در زون ایذه با ضخامت ۳۴۲ متر می‌پردازد تا با انجام مطالعات سنگ‌چینه‌ای، تعیین ریز رخساره‌ها، محیط رسوبی و تفکیک سکانس‌های رسوبی امکان مقایسه شرایط نهشت سازند آسماری در دو ناحیه مذکور فراهم گردد. بر اساس مطالعات پتروگرافی، در مجموع ۱۶ ریز رخساره رسوبی شناسایی گردید که در سه محیط رسوبی رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی نهشته شده‌اند. بررسی‌های مذکور نشان داد که سازند آسماری در برش کوه آسماری عمدتاً در محیط رمپ داخلی شکل گرفته است و این در حالی است که در تنگ پابده رسوب‌گذاری علاوه بر رمپ داخلی در بخش‌های عمیق‌تر حوضه یعنی رمپ میانی و خارجی نیز رخ داده است. در برش کوه آسماری، واحدهای رسوبی در قالب ۳ سکانس رسوبی درجه سه دسته‌بندی شدند، در حالی که آنالیز چینه‌نگاری سکانسی در برش تنگ پابده نشان می‌دهد که نهشته‌های سازند آسماری شامل ۵ سکانس رسوبی رده سوم هستند. **کلیدواژه‌ها:** سازند آسماری، محیط رسوب‌گذاری، چینه‌نگاری سکانسی، کوه آسماری، کوه گورپی

مقدمه

واحدهای سکانسی بر مبنای تغییرات عمقی ریز رخساره‌ها در دو برش کوه آسماری و تنگ پابده مد نظر است تا بر اساس بررسی‌های مذکور بتوان مقایسه جامعی میان دو برش سطحی در دو زون ساختاری متفاوت انجام داد. درک بهتر جغرافیای دیرینه در هنگام تهنشست سازند آسماری و تفسیر تغییرات این حوضه رسوبی در طی زمان الیگو - میوسن و مقایسه دو رخنمون از دیدگاه رسوب‌شناختی و چینه‌نگاری سکانسی از اهداف اصلی این پژوهش هستند. لازم به ذکر است که این پژوهش بخشی از پروژه کامل‌تری است که به بررسی محیط رسوبی، دیاژنز، چینه‌نگاری سکانسی و ژئوشیمی سازند آسماری در دو سکشن سطحی مذکور به همراه ۳ مقطع زیر سطحی از میدین مسجد سلیمان، کارون و لالی می‌پردازد با این هدف که تغییرات سازند آسماری را از دیدگاه‌های لیتولوژیکی، چینه‌نگاری سکانسی، ژئوشیمیایی و محیط تهنشست در امتداد شمال غربی - جنوب شرقی مورد مطالعه قرار داده و مقایسه نماید.

موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه

به منظور دستیابی به اهداف فوق یک پروفیل در فروافتادگی دزفول و یک پروفیل در زون ساختاری ایذه انتخاب و نمونه‌برداری شد که در شکل یک موقعیت جغرافیایی نواحی مورد مطالعه مشخص گردیده است.

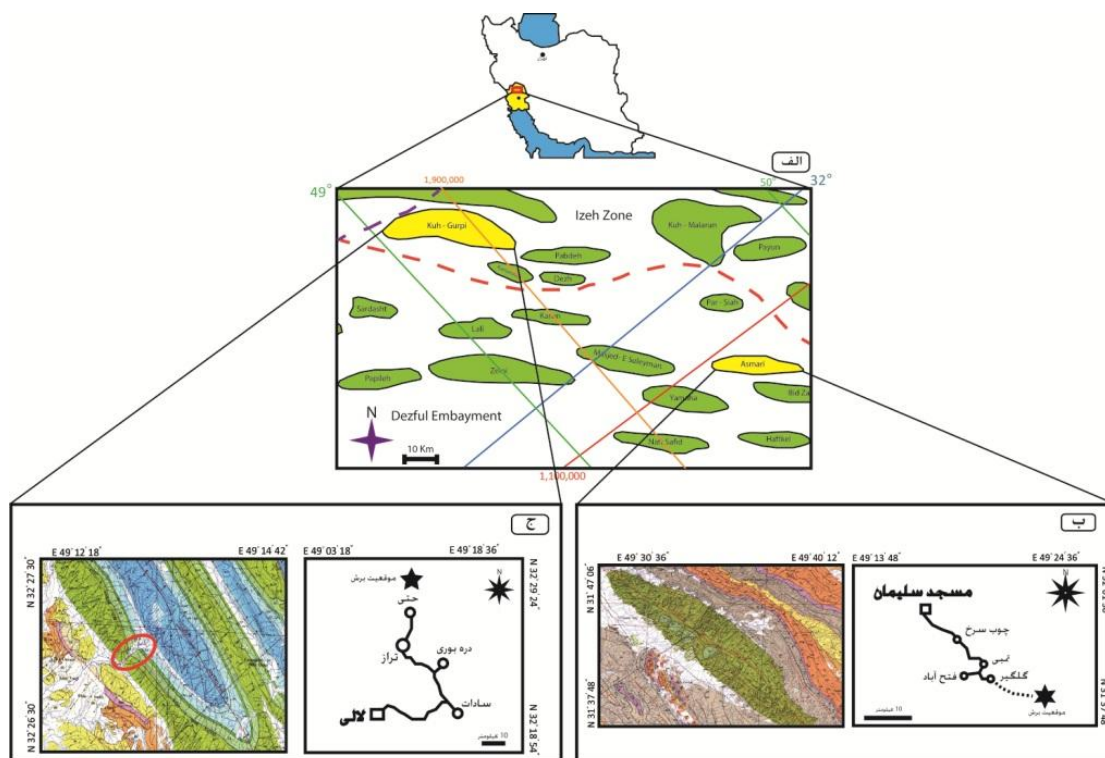
سازند آسماری در برش کوه آسماری

برش مذکور در کوه آسماری واقع در غرب روستای گلگیر، در ۲۸ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان مسجد سلیمان و در شمال استان خوزستان واقع شده است. منطقه مورد نظر در حدفاصل ۳۶° ۴۹' طول شرقی و ۴۴° ۳۱' عرض شمالی قرار دارد. در این ناحیه سازند آسماری به انضمام لایه انیدریت قاعده‌ای، با ستبرایی در حدود ۳۴۹ متر رخنمون دارد. لایه انیدریتی مذکور با ضخامتی در حدود ۵ متر مارل‌های عمیق سازند پابده با سن انتهای الیگوسن را از توالی‌های کربناته

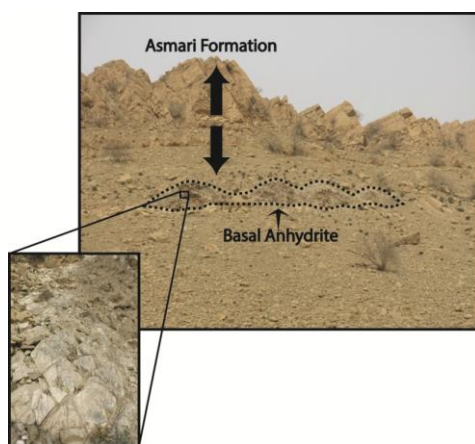
توالی کربناته سازند آسماری در سری زمانی الیگو - میوسن عنوان بااهمیت‌ترین سنگ مخزن نفتی حوضه زاگرس را به خود اختصاص داده است. ریچاردسون (Richardson 1924) برش الگوی سازند آسماری را در تنگ گل ترش، واقع در کوه آسماری توصیف کرده است. این سازند در بیشتر نواحی حوضه زاگرس دارای ترکیب سنگ‌شناسی غالباً آهکی و بعضاً دولومیتی است، اما در برخی نقاط همچون زیر حوضه خوزستان واجد رسوبات تخریبی (بخش ماسه‌سنگی اهواز) و در زیر حوضه لرستان حاوی رسوبات تبخیری (بخش ژپیس و انیدریت کله‌ر) است (مطیعی ۱۳۷۲). پژوهشگران مختلفی همچون وایند (Wynd 1965)، آدامز و بورژوا (Adams and Bourgeois 1967)، اهرنبرگ و همکاران (Ehrenberg et al. 2007)، کریمی مصدق و همکاران (Karimi Mossadegh et al. 2008)، رحمانی و همکاران (Rahmani et al. 2009)، لارسن و همکاران (Laursen et al. 2009)، ون بوخم و همکاران (Van Bukhem et al. 2010)، امیرشاه‌کرمی و همکاران (Amirshahkarami et al. 2010)، وزیرمقدم و همکاران (Vaziri-Moghaddam et al. 2010)، صیرفیانی و همکاران (Seyrafian et al. 2011)، آورجانی و همکاران (Avarjani et al. 2014; 2015)، شب‌افروز و همکاران (Shabafrooz et al. 2015)، (آدابی و بهزادی ۱۳۸۱)، (آدابی و همکاران ۱۳۸۷)، (رنجبران ۱۳۸۸)، (معلمی ۱۳۸۸) به بررسی سازند آسماری از جهات مختلف پرداخته‌اند. شوشتریان (شوشتریان ۱۳۸۲)، محیط رسوبی، دیاژنز و ژئوشیمی سازند آسماری را در تنگ گل‌ترش از برش سطحی کوه آسماری مطالعه نموده است و کیمیاگری (کیمیاگری ۱۳۸۴)، به مطالعه چینه‌نگاری زیستی، رخساره‌های میکروسکوپی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در کوه گورپی پرداخته است. با این وجود مطالعه سازند آسماری در برش‌های سطحی به منظور مقایسه با برش‌های زیرسطحی به‌ویژه در میدین نزدیک بسیار حائز اهمیت است. در مطالعه حاضر توصیف و تحلیل رخساره‌ها، ارائه مدل رسوبی و تعیین

لایه‌های آهک مارلی و مارل جدا کننده توالی‌های کربناته می‌باشند. دولومیتی شدن نیز به صورت بخشی در برخی از لایه‌ها مشاهده می‌گردد.

آسماری جدا می‌کند (شکل ۲). از لحاظ سنگ چینه‌ای سازند آسماری در این برش اساساً از لایه‌های نازک، متوسط تا ضخیم آهکی تشکیل شده است که در برخی نواحی میان



شکل ۱- الف: موقعیت کوه آسماری در فروافتادگی دزفول و کوه گورپی در زون ایذه (اقتباس از مدیریت اکتشاف ۱۳۹۰) ب: موقعیت جغرافیایی، زمین‌شناسی و نقشه راه‌های دستیابی به برش کوه آسماری، ج: موقعیت جغرافیایی، زمین‌شناسی و نقشه راه‌های دستیابی به برش کوه گورپی (تنگ پابده)

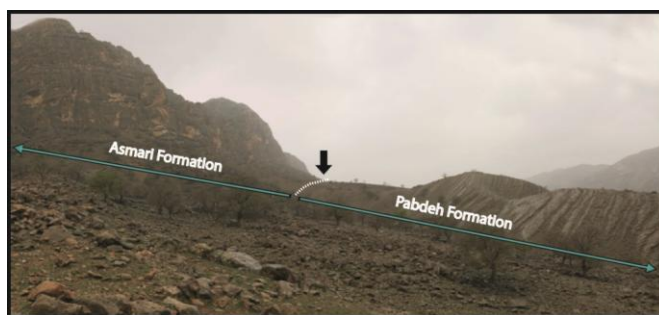


شکل ۲- نمایی از رخنمون سازند آسماری در برش کوه آسماری به همراه انیدریت قاعده‌ای (دید به سمت شمال غرب)

سازند آسماری در برش تنگ پابده

برش سطح الارضی تنگ پابده در کوه گورپی با مختصات جغرافیایی "۳۰'۱۳" ۴۹° عرض شمالی و ۲۷'۳۲" طول شرقی، در ۲۵۰ کیلومتری شمال شرق اهواز، در نزدیکی روستای حتی و در فاصله ۶۰ کیلومتری از مرکز شهر لالی قرار دارد. از نظر تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ساختمانی نیز برش مذکور در زون ایذه در کمربند چین خورده - رورانده زاگرس واقع شده است. در این رخنمون رسوبات آهکی آسماری با ضخامتی در حدود ۳۴۲ متر به صورت تدریجی، پیوسته و هم‌شیب مارل‌های عمیق پابده را می‌پوشاند (شکل ۳). نهشت لایه‌های متوالی آهک شیلی و مارلی بخش آغازین سازند آسماری را در کوه گورپی شکل می‌دهد. لایه‌های نازک تا ضخیم لایه

آهکی همراه با میان لایه‌هایی از آهک شیلی، آهک مارلی و آهک دولومیتی سازندگان اصلی این سازند در تنگ پابده هستند. وجود حفرات کارستی و ندول‌های چرت از ویژگی‌هایی است که در این رخنمون مشاهده می‌گردد. گسترش اکسید آهن در دو سطح چینه‌ای، نشانه‌ای از پسروری آب دریا و بیرون زدگی رسوبات در طی رسوب‌گذاری سازند در این ناحیه است. حضور افق قرمز رنگ اکسید آهن همراه با آثار انحلال و هوازدگی بروی آن نشانه خروج از آب در برش مورد مطالعه است (شکل ۴).



شکل ۳- نمایی از رخنمون سازند آسماری در کوه گورپی (تنگ پابده)، دید به سمت شمال غرب، (مرز سازند با فلش مشخص شده است)



شکل ۴- تصویر صحرایی از حضور اکسید آهن در برش کوه گورپی (تنگ پابده) که با فلش مشخص شده است.

روش مطالعه

پس از پیمایش صحرایی و ترسیم ستون سنگ چینه‌نگاری از سازند آسماری، در هر دو پروفیل سطحی، در مجموع تعداد ۳۱۳ نمونه سنگی با رعایت فاصله ۲ متری و با در نظر گرفتن

تغییرات لیتولوژیکی و رخساره‌ای برداشت گردید. لازم به ذکر است که در هر دو مقطع به منظور تشخیص دقیق‌تر مرز سازند آسماری و پابده، نمونه‌برداری از نهشته‌های سازند پابده نیز صورت گرفت. با تهیه مقاطع نازک، مطالعات سنگ‌نگاری

رسوب‌گذاری درحوضچه‌های بسته با شوری بالا محتمل به نظر می‌رسد. جدا شدن حوضه رسوب‌گذاری سازند آسماری از نئوتیس در مرز الیگوسن - میوسن به علت افت سطح آب دریا در طی آکیتانین، به تشکیل حوضچه‌های مجزا و بسیار شور منجر گردیده که رسوب انیدریت اولیه را به دنبال داشته است (Van Bukhem et al. 2010). انجام آنالیز ایزوتوپ استرانسیوم توسط اهرنبرگ (Ehrenburg et al. 2007) نیز بر تشکیل انیدریت قاعده آسماری در حوضچه‌های شور بسته دلالت دارد.

رخساره‌های کربناته سازند آسماری

۱- ریز رخساره‌های کمربند رخساره‌ای رمپ داخلی

الف - ریز رخساره‌های حاشیه ساحلی رمپ داخلی^۱

(B) بایندستون استروماتولیتی با تخلخل چشم‌پرنده‌ای

این ریز رخساره از لایه‌های استروماتولیتی مسطح تا موجی که به طور محلی دولومیتی شده‌اند تشکیل شده است. فابریک چشم‌پرنده‌ای نیز به صورت موضعی در این ریز رخساره به چشم می‌خورد. این ریز رخساره در هر دو برش مورد مطالعه وجود دارد (شکل B-۵).

تفسیر محیطی: استروماتولیت‌ها در اثر فعالیت‌های میکروبی و به تله افتادن رسوبات توسط سیانوباکتری‌های آهکساز در محیطی کم انرژی تشکیل می‌شوند (Tucker and Wright 1990; Adabi et al. 2015). وجود بافت استروماتولیتی همراه با ساختار دپازنزی حفرات چشم‌پرنده‌ای می‌تواند نشان‌دهنده رسوب این ریز رخساره در پهنه جزر و مدی باشد که با توجه به توالی رخساره‌های همراه در این مطالعه این ریز رخساره معادل RMF - 23 فلوگل (Flugel 2010) در نظر گرفته شده است.

(C) مادستون - دولومادستون با تخلخل چشم‌پرنده‌ای

این ریز رخساره حاوی مادستون با حفرات چشم‌پرنده‌ای است که در برخی از نواحی به دولومیکرایت تا دولواسپارایت تبدیل شده است. اندازه حفرات بین ۰/۳ تا ۲ میلی‌متر

با هدف شناخت ویژگی‌های بافتی، شناسایی رخساره‌ها و ریز رخساره‌ها صورت پذیرفت. سپس تمامی مقاطع نازک تهیه شده به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت و محیط احيایی از اکسیدان توسط معرف آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش دیکسون (1965) رنگ آمیزی شدند. تقسیم‌بندی ریز رخساره‌ها بر مبنای الگوی ارائه شده توسط فلوگل (2010) و شناسایی بافت‌ها بر اساس رده‌بندی دانه‌ها (1962) و طبقه‌بندی امبری و کلوان (1971) انجام گرفته است. چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری نیز بر اساس روش‌ها و اصول چینه‌نگاری سکانسی کاتنو و همکاران (2011) بررسی شده است.

رخساره‌های رسوبی

بررسی رخساره‌های مختلف رسوبی ابزاری مهم جهت شناسایی محیط‌های رسوبی و تعبیر و تفسیر فرایندهای رسوب‌گذاری اثر گذار در نواحی متفاوت است. مطالعه ریز رخساره‌ها در بازسازی شرایط محیط قدیمه و تحلیل سکانس‌های رسوبی نقش مؤثری دارد. در این تحقیق بر اساس مشاهدات صحرائی و آزمایشگاهی در دو برش تنگ پابده و کوه آسماری جمعاً ۱۶ ریز رخساره شناسایی گردید (شکل‌های ۵ و ۶) که تفسیر و توصیف آن‌ها با دور شدن از خط ساحل به صورت زیر است:

رخساره‌های غیر کربناته سازند آسماری

(A) انیدریت

این ریز رخساره فاقد فسیل و به طور محلی همراه با ژیپس، مربوط به انیدریت قاعده آسماری است که تنها در برش سطحی کوه آسماری در قاعده توالی‌های مربوط به این سازند قرار دارد. آهک‌های مارلی حاوی فونای پلانکتون سازند پابده و آسماری به ترتیب در بخش پایینی و بالایی این ریز رخساره قرار داشته و انیدریت قاعده آسماری را همراهی می‌نمایند (شکل A-۵).

تفسیر محیطی: با توجه به ضخامت و ناپیوسته بودن رسوبات انیدریتی ته‌نشین شده در کوه آسماری،

¹ Peritidal

(Gregg 1987; Khalifa 2005). با توجه به شواهد رسوبی موجود، این ریز رخساره در بخش ابتدایی زیر محیط لاگون تشکیل شده است و با RMF - 19 فلوگل (Flugel 2010) انطباق دارد.

(E) پکستون - وکستون حاوی روزنداران بدون منفذ

بافت این ریز رخساره عمدتاً شامل پکستون، وکستون است که حاوی روزنداران کفزی کوچک پرسلانوز از قبیل *Archaias*, *Peneroplis* sp., *Dendritina* sp., *Borelis* sp. و *Miliolids* است. سازندگان دیگر زیستی همچون خارداران، دوکفه‌ای، بریوزوئر، همراه با پلت مدفوعی و پلویید حاصل میکربیتی شدن اجزای زیستی نیز به میزان بسیار کم در این ریز رخساره حضور دارند. مجموعه‌های فسیلی و آلوم‌های موجود در این ریز رخساره از نظر اندازه در حد ماسه ریز تا درشت بوده که دارای جورشدگی ضعیف تا متوسط هستند و از نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد شده متغیرند. زمینه سنگ در برخی مقاطع دولومیتی شده و در برخی دیگر تبدیل میکربایت به میکرواسپارایت مشاهده می‌گردد. این ریز رخساره در هر دو برش وجود دارد (شکل E-5).

تفسیر محیطی: با توجه به حضور روزنداران پرسلانوز از قبیل میلیولیدها، پنیوپلیدها، آلئولینیدها و سورتیتیدا که نشان‌دهنده محیط‌هایی با شوری بالا هستند و حضور کمرنگ ارگانسیم‌های دریای نرمال، محیط لاگون شلف محدود برای رسوب‌گذاری این ریزرخساره پیشنهاد می‌گردد (Hallock and Glenn 1986). این ریزرخساره شاخص کم عمق‌ترین بخش در بالای زون نورانی با نور فراوان بوده (Geel 2000; Romero et al. 2002; Corda and Brandano 2003) و با RMF - 20 فلوگل (Flugel 2010) معادل است.

ج - ریز رخساره‌های محیط سد یا شول

(F) پکستون - گرینستون فاورینادار

آلوم‌کم غالب در این ریز رخساره نوعی پلت مدفوعی^۱ به نام فاورینا^۲ است. فاورینا در واقع مدفوع یک نوع سخت پوست

(متوسط اندازه ۱/۵ میلی‌متر) در تغییر است که در تعدادی از مقاطع کاملاً خالی از سیمان و در برخی دیگر گاهی با سیمان تبخیری ژپس و انیدریت پر شده است. میکروفاسیس C در هر دو برش سطحی مشاهده گردید (شکل C-5).

تفسیر محیطی: ساختارهای چشم پرنده‌ای عمدتاً حاصل شکل‌گیری حباب‌های گاز به علت تجزیه ارگانیکی و فرار هوا در طی غرق شدن رسوبات هستند (Ginsburg and Hardie 1975; Shinn 1983). عدم وجود اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی و وجود فابریک چشم پرنده‌ای، شکل‌گیری این ریز رخساره را در پهنه جزر و مدی تقویت می‌نماید. علاوه بر این، گسترش دولومیت‌های ریز بلور نیز نشانه افت سطح آب و خارج شدن رسوبات از آب است که با تبخیر شورابه‌های غنی از منیزیم، دولومیتی شدن رخساره‌های آهکی رخ می‌دهد. اصولاً تشکیل دولومیت‌های دانه ریز همزمان با رسوب‌گذاری بوده و یا به عبارتی به مراحل اولیه دیاژنز نسبت داده می‌شوند (Adabi 2009). بنابراین این ریز رخساره معادل RMF - 22 فلوگل (Flugel 2010) و نشان‌دهنده محیط رسوبی جزر و مدی است.

ب - ریز رخساره‌های محیط لاگون

(D) مادستون - دولومادستون

مادستون تا دولومادستون فاقد فسیل دارای حفرات انحلالی بزرگ که برخی به طور بخشی با سیمان بلوکی تا گرانولار کلسیتی پر شده‌اند این ریز رخساره را ایجاد می‌نماید. ریز رخساره D تنها در برش سطحی تنگ پابده موجود است (شکل D-5).

تفسیر محیطی: فقدان آثار خروج از آب نظیر حفرات چشم پرنده‌ای و ترک‌های گلی، عدم حضور فسیل و همراهی این ریز رخساره با رخساره‌های لاگون رو به ساحل نشانگر تشکیل این ریز رخساره در شرایط دریایی محدود همراه با شوری آب بالا است. دولومیکرایت موجود احتمالاً حاصل دولومیتی شدن گل‌های آهکی است که در محیط‌هایی نظیر پهنه‌های بالای جزر و مدی تا بین جزر و مدی حین دیاژنز اولیه در حوضچه‌های کم عمق به وجود می‌آیند (Sibley and

¹ Fecal Pellet

² Faverina Asmaricus

پرسلانوز همراه با ارگانسیم‌های زیستی دریای نرمال و روزن‌داران منفذدار، نبود گل و جورشدگی نسبتاً خوب دانه‌ها که توسط سیمان اسپارایتی به هم متصل شده‌اند، بر نهشته شدن این ریز رخساره در محیط سد از رمپ داخلی دلالت دارد. محل تشکیل این ریز رخساره آب‌های کم عمق با انرژی محیطی بالاست و معادل 27 - RMF فلوگل (Flugel 2010) است.

د- ریز رخساره‌های محیط محصور شده^۲ رمپ داخلی (H) بایوکلاست پکستون - وکستون حاوی روزن‌داران بدون منفذ

مشخصه اصلی این ریز رخساره حضور انواع روزن‌داران کفزی از قبیل *Miliolids* sp. *Archaias* sp. *Meandropsina* sp. *Borelis* sp. *Dendritina* sp. *Peneroplis* sp. *Reussella* sp. *Discorbis* sp. *Ammonia* sp. *Elphidium* sp. و *Textularids* بوده که همراه با اجزای بایوکلاستی دیگر همچون دوکفه‌ای، گاستروپد، بریوزوئر، جلبک‌های کورالین، استراکد و خارداران مجموعه ارگانسیم‌های سنگ را تشکیل می‌دهند. بافت سنگ، پکستون تا وکستون حاوی ذرات در حد ماسه ریز تا درشت با جورشدگی و گردشدگی ضعیف تا خوب است. پلویدهایی با قطری معادل ۰/۱۵ تا ۱ میلی‌متر (متوسط اندازه ۰/۷۵ میلی‌متر) و با گردشدگی متوسط تا خوب در برخی از مقاطع این ریز رخساره حضور دارند. تبدیل زمینه میکرایتی به میکرواسپارایت و میکرایتی شدن آلوم‌ها همراه با پلت‌های مدفوعی از پدیده‌های رایج قابل مشاهده در این ریز رخساره است. فرایند دولومیتی شدن که گاه میکرایت زمینه را درگیر کرده و در پاره‌ای از موارد علاوه بر متن سنگ برخی فسیل‌ها را نیز در بر می‌گیرد در تعدادی از مقاطع مشاهده می‌گردد. بلورهای دولومیتی از نظر اندازه دولومیکرایت تا دولومیت‌هایی با اندازه متوسط و از لحاظ شکل بلوری، غیر شکل‌دار (زینومورف) تا شکل‌دار (ایدیومورف) هستند. این ریز رخساره در هر دو برش مورد مطالعه وجود دارد (شکل H-۵).

به نام خرچنگ دکاپود است که توسط اشکال گرد و استوانه‌ای و کانال‌های طولی موجود در پلت‌ها شناسایی می‌گردد. اندازه این پلت مدفوعی حداکثر ۲/۵ میلی‌متر بوده که با گردشدگی خوب و فراوانی بالای ۹۰ درصد بخش عمده این ریز رخساره را تشکیل می‌دهد. این ریز رخساره تنها در برش سطحی کوه آسماری مشاهده گردید (شکل F-۵).

تفسیر محیطی: این ریز رخساره در محیط‌های جزر و مدی (ساب‌تایدال) دریا‌های استوایی در بخش داخلی پلت فورم کربناته نوع رمپ با انرژی کم و کاهش نرخ رسوب‌گذاری دیده می‌شود. در صورتی که این قطعات با سیمان به هم متصل گردند و بافت گرینستونی ایجاد شود، این ریز رخساره به محیط‌های پرانرژی به سمت لاگون سد^۱ نسبت داده می‌شود. بنابراین این ریز رخساره به رمپ داخلی تعلق داشته (Imbrie and Purdy 1962; Harris 1979) و با 27 - RMF فلوگل (Flugel 2010) مطابقت دارد.

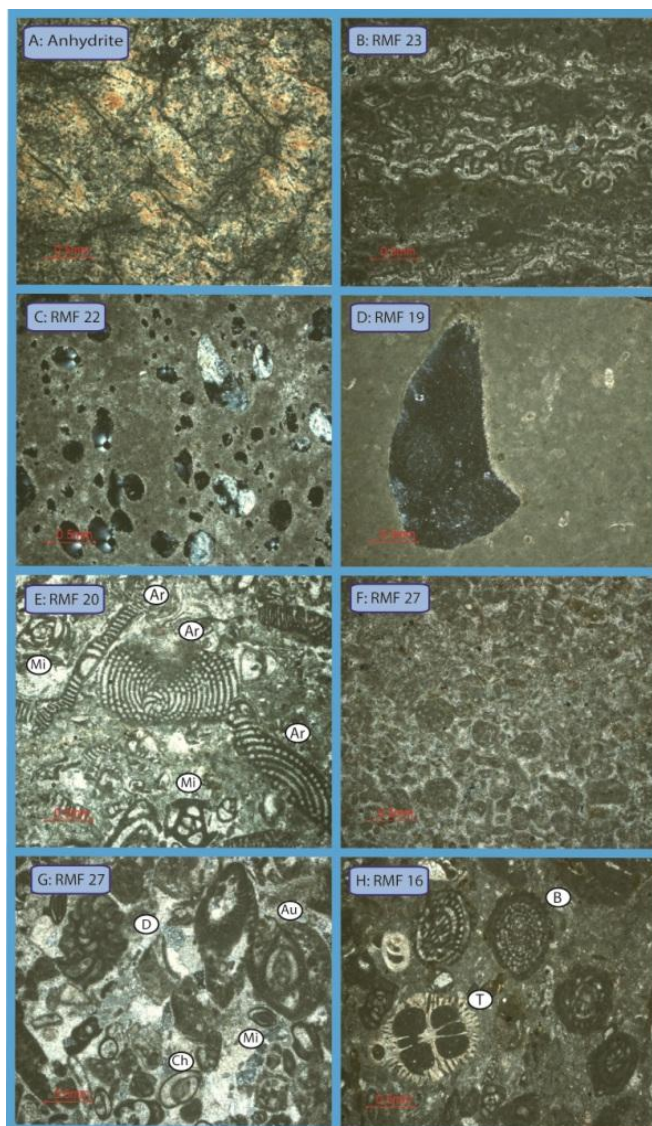
(G) بایوکلاست گرینستون حاوی روزن‌داران بدون منفذ و پلویید

در این ریز رخساره که دارای بافت گرینستونی است ذرات فسیلی و پلوییده‌های باهامیت (حاصل میکرایتی شدن کامل آلوم‌ها) در حد ماسه ریز تا درشت با جورشدگی و گردشدگی متوسط تا خوب حضور دارند. در مقاطع مربوط به این ریز رخساره فراوانی اجزای سازنده متفاوت بوده به نحوی که گاه بایوکلاست، در برخی موارد پلویید و گاهی روزن‌داران بدون منفذ از قبیل *Miliolids* sp. *Austrotrillina* sp. *Dendritina* sp. و *Chilostomella* sp. اصلی‌ترین بخش را به خود اختصاص می‌دهند و درصد بیشتری از متن سنگ را در بر می‌گیرند. این امر موجب جابجایی نام این آلوم‌ها در عنوان این ریز رخساره می‌گردد. در برخی از مقاطع مربوط به این ریز رخساره روزن‌داران منفذدار هم چون *Miogypsinoides* دیده می‌شوند. رخساره G در هر دو برش سطحی حضور دارد (شکل G-۵).

تفسیر محیطی: فراوانی روزن‌داران دارای دیواره

² Restricted

¹ Leeward Shoal



شکل ۵- تصاویر ریز رخساره‌های شناسایی شده سازند آسماری (مقیاس ترسیمی ۰/۵ میلی‌متر)

(A) انیدریت (برش کوه آسماری، نمونه شماره ۳، مترای ۲ متری)، (B) بایندستون استروماتولیتی با تخلخل چشم پرنده‌ای (برش تنگ پابده، نمونه شماره ۱۴۳، مترای ۳۴۲ متری)، (C) مادستون - دولومادستون با تخلخل چشم پرنده‌ای (برش کوه آسماری، نمونه شماره ۲۷، مترای ۵۰ متری)، (D) مادستون - دولومادستون (برش تنگ پابده، نمونه شماره ۷۴، مترای ۲۰۰ متری)، (E) پکستون - وکستون حاوی روزن‌داران بدون منفذ (برش تنگ پابده، نمونه شماره ۶۰، مترای ۱۶۶ متری)، (F) *Miliolids*: *Mi*, *Archaias* sp.: *Ar* - گرینستون فاورینادار (برش کوه آسماری، نمونه شماره ۲۱، مترای ۳۸ متری)، (G) بایوکست گرینستون حاوی روزن‌داران بدون منفذ و پلیوید (برش تنگ پابده، نمونه شماره ۶۳، مترای ۱۷۲ متری)، (D) *Dendritina rangi*: *D*, (H) بایوکست *Chilostomella* sp.: *Ch*, *Miliolids*: *Mi*, *Austrotrillina howchini*: *A* - وکستون حاوی روزن‌داران بدون منفذ (برش کوه آسماری، نمونه شماره ۱۴۵، مترای ۳۰۰ متری)، (B) *Borelis melo curdica*: *B*, (T) *Tubucellaria* sp.): *T* بریزووتر

معادل RMF - 16 فلوگل (Flügel 2010) در محیط محصور شده رمپ داخلی در نظر گرفته شده است.

تفسیر محیطی: حضور روزن‌داران پرسلانوز و فراوانی دیگر بایوکست‌ها نشان دهنده افزایش تدریجی عمق آب است (Buxton and Pedley 1989). بنابراین این ریز رخساره

و - ریز رخساره‌های محیط دریای باز^۱ رمپ داخلی

I) بایوکلیست فلوستون - رودستون

وجود ذرات بایوکلیستی درشت در حد و اندازه گراول در کنار ارگانسیم‌های روزن‌دار محدود به ایجاد این ریز رخساره با بافت فلوستون - رودستون با گردشگی و جورشدگی و جورشدگی ضعیف تا متوسط منجر می‌گردد. از اجزای اسکلتی موجود می‌توان به مرجان، جلبک، دوکفه‌ای، خارداران، استراکد، بریوزوئر و گاستروپد اشاره کرد که برخی در اندازه‌های ۱ تا بزرگ‌تر از ۵ میلی‌متر در سنگ حضور دارند. فسیل‌های همراه این ریزرخساره *Neorotalia viennoti*, *Miliolids*, *Valvulinids*, *Reussella* sp., *Elphidium* sp., *Borelis* sp., *Heterolepa* sp. و *Miogypsina* sp. هستند. ایجاد رودولیت توسط جلبک‌های قرمز و در برخی مقاطع همراهی آن‌ها با فرام قشرساز *Acervulina* sp. دولومیتی شدن زمینه و میکرایتی شدن آلوکم‌ها و عناصر زیستی از دیگر موارد مشاهده شده در این ریز رخساره است. ریز رخساره I در تمام مقاطع سطحی وجود دارد (شکل I-۶).

تفسیر محیطی: مجموعه روزن‌داران بدون منفذ همراه با خرده‌های جلبک قرمز مشخصه محیط رسوبی رمپ داخلی است (Corda and Brandano 2003). حضور همزمان ارگانسیم‌های دریای نرمال (مرجان و روزن‌داران منفذدار) و اجزای زیستی داخل پلت فورم (روزن‌داران بدون منفذ) در این بخش بر نبود یک سد مؤثر دلالت دارد. بنابراین این ریز رخساره متعلق به بخش دریای باز رمپ داخلی است. این ریز رخساره معادل 15 - RMF فلوگل (Flügel 2010) در نظر گرفته شده است.

J) بایوکلیست وکستون - پکستون حاوی مخلوط

روزن‌داران منفذدار و بدون منفذ کوچک کفزی

تجمع همزمان روزن‌داران کفزی منفذدار و بدون منفذ مشخصه مهم این ریز رخساره است. چندین جنس از

روزن‌داران منفذدار همانند *Amphistegina* sp. و *Sphaerogypsina globules* *Neorotalia viennoti* و *Elphidium* sp. همراه با انواع روزن‌داران کفزی بدون منفذ از قبیل *Borelis*, *Miliolids*, *Austrotrillina* sp., *Dendritina* sp., *Textularids* sp., *Peneroplis* sp. و *Bigenerina* sp. در این رخساره با یکدیگر حضور دارند. روزن‌داران منفذدار همچنین *Miogypsina* sp. و *Miogypsinoides* sp. نیز در برخی از مقاطع مربوط به این ریز رخساره همراه با سایر گروه‌های زیستی دیده می‌شوند. در کنار این مجموعه‌های زیستی پرسلانوز و هیالین، بایوکلیست‌هایی از قبیل اکینودرم، استراکد، دوکفه‌ای، بریوزوئر، جلبک کورالیناسه‌آ و گاستروپد تشکیل‌دهندگان فرعی این ریز رخساره محسوب می‌گردند. انواعی از فسیل‌های پلانکتون از قبیل *Globigerina* sp. نیز به میزان بسیار اندک در برخی مقاطع دیده می‌شوند. بافت سنگی در این میکروفاسیس از پکستون تا وکستون در تغییر است که با افزایش اندازه آلوکم‌ها از ماسه به گرانول (ذرات عمدتاً ۳ تا بزرگتر از ۴ میلی‌متر) در برخی مقاطع حالت رودستون - فلوستون می‌یابد. جورشدگی آلوکم‌ها ضعیف تا متوسط و گردشگی آن‌ها متوسط تا خوب بوده و در مواردی تبدیل زمینه میکرایتی به میکرواسپارایت و دولواسپارایت مشاهده می‌گردد. حضور بلورهای لوزوجهی دولومیت با اندازه متوسط بر روی بدنه آلوکم‌ها در تعدادی از مقاطع بر دولومیتی شدن عناصر زیستی علاوه بر زمینه میکرایتی سنگ دلالت دارد. این ریز رخساره در هر دو برش سطحی وجود دارد (شکل J-۶).

تفسیر محیطی: میوجیپسینوئیدها در آب‌های کم عمق با شوری نرمال (Geel 2000) و *Amphistegina* sp. و نئوروتالیا‌های امروزی در آب‌های کم عمق زون نورانی^۲ زندگی می‌کنند (Romero et al. 2002)، در حالی که روزن‌داران بدون منفذ از قبیل *Borelis* sp., *Miliolids* و *Austrotrillina* sp. شاخص محیط لاگون هستند (Adabi et al. 2010; Romero et al. 2002; Geel 2000). Adabi et al. (2015). ترکیب فونا و وضعیت چینه‌شناسی این ریز

² Photic Zone¹ Open Marine

داده‌اند. این میکروفاسیس در برخی موارد حالت گرینستونی به خود می‌گیرد که حاکی از افزایش انرژی آب در بخش بالای سرایشب رو به سد است. ریز رخساره مورد نظر تنها در برش سطحی تنگ پابده وجود دارد (شکل L-۶).

تفسیر محیطی: با توجه به حضور روزن‌داران هیالین با پوسته‌های عدسی شکل و ضخیم (*Operculina* sp. – *Amphistegina*) به همراه جلبک‌های قرمز از نوع کورالیناسه‌آ و نبود فسیل‌های شاخص لاگون این ریز رخساره را می‌توان به بخش کم عمق دریای باز در رمپ میانی نسبت داد (Pomar 2001). بنابراین می‌توان این ریز رخساره را با RMF – 9 فلوگل (Flugel 2010) مقایسه کرد.

(M) بایوکلیست پکستون حاوی روزن‌داران منفذدار

این رسوبات توسط فراوانی اجزای زیستی نظیر خارداران، دوکفه‌ای، جلبک قرمز (*Lithophyllum* sp.)، بریوزوئر (*Tubucellaria* sp.)، *Textularids*، *Heterolepa* sp.، *Operculina complanata*، *Neorotalia viennoti*، *Lepidocyclina* sp. و به میزان بسیار کم *Globigerina* sp. مشخص می‌گردند که با جورشدگی و گردشگی متوسط، ریز رخساره‌ای با بافت پکستونی را ایجاد کرده‌اند. پلوییدهایی با اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر (متوسط اندازه ۰/۷۵ میلی‌متر) به طور محلی در این ریز رخساره در متن سنگ مشاهده می‌شوند. این ریز رخساره تنها در برش سطحی تنگ پابده وجود دارد (شکل M-۶).

تفسیر محیطی: این ریز رخساره در بخش بالایی شیب کربناته در رمپ میانی تشکیل شده است. این مطلب را فراوانی روزن‌داران هیالین عدسی شکل، فونای اسکلتی دریای باز و موقعیت چینه‌شناسی آن تأیید می‌نماید. این ریز رخساره معادل RMF – 8 فلوگل (Flugel 2010) در نظر گرفته می‌شود.

(N) وکستون – پکستون حاوی روزن‌داران کفزی بزرگ

فونای غالب در این ریز رخساره روزن‌داران کفزی بزرگ با

رخساره بر محیط رمپ داخلی به طرف دریای باز دلالت می‌کند و نشان می‌دهد که رسوب‌گذاری در انتهای رمپ داخلی با چرخش عادی آب اکسیژن‌دار اتفاق افتاده است. حضور فونای پرسلانوز همراه با فونای هیالین عمدتاً کوچک تا متوسط، محیط باز رمپ داخلی را نشان می‌دهد (Pomar 2001; Renema 2006). در نتیجه این ریز رخساره معادل RMF – 13 فلوگل (Flugel 2010) است.

(K) باندستون مرجانی

تنها فونای سازنده این ریز رخساره مرجان است که با ایجاد چارچوبی برجا بدنه اصلی این ریز رخساره را ایجاد نموده است. باکستون و پدلی این رخساره را به بخش ریف کومه‌ای^۱ نسبت داده‌اند. این ریز رخساره در هر دو برش سطحی مشاهده گردید (شکل K-۶).

تفسیر محیطی: با توجه به تناوب این ریز رخساره با رخساره‌های همراه، محیط تشکیل آن انتهایی‌ترین بخش رو به دریای باز رمپ داخلی، بالای سطح اساس امواج عادی است و با RMF – 12 فلوگل (Flugel 2010) مطابقت دارد.

ریز رخساره‌های کمر بند رخساره‌ای رمپ میانی

(L) فلوتستون – رودستون حاوی جلبک قرمز و روزن‌داران منفذدار

مجموعه‌ای از ارگانسیم‌های زیستی با جورشدگی و گردشگی متوسط متشکل از جلبک‌های کورالیناسه‌آ و روزن‌داران کفزی با پوسته هیالین از قبیل *Operculina complanata* و *Amphistegina* سازندگان اصلی این ریز رخساره هستند. روزن‌دارانی همانند *Textularids*، *Heterolepa* sp.، *Valvulinids*، *Neorotalia viennoti*، *Elphidium* sp.، *Planorbulina* sp. در کنار بایوکلیست‌های دیگری از قبیل اکینودرم، مرجان، استراکد، نرم‌تنان (دوکفه‌ای، گاستروپد) و بریوزوئر درصد کمی از این ریز رخساره را به خود اختصاص

¹ Patch Reef

می‌دهند. بافت و کستون - پکستونی این ریز رخساره به علت افزایش طول ارگانسیم‌های موجود (بزرگ‌تر از ۴ میلی‌متر) در برخی مقاطع به رودستون - فلوتستون تغییر یافته و به تغییر نام این ریز رخساره به فلوتستون - رودستون منجر می‌گردد. در برخی از مقاطع این ریز رخساره، پلویدهایی با تنوع اندازه قطری ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر (متوسط اندازه ۱/۲۵ میلی‌متر) و گردش‌گی خوب در بافت سنگ پراکنده هستند. ریز رخساره مذکور تنها در برش سطحی تنگ پابده وجود دارد (شکل - ۶۰).

تفسیر محیطی: حضور همزمان و فراوانی نسبی تقریباً برابر روزن‌داران بزرگ کفزی و پلانکتون، بخش پایینی محیط سراسیب را مشخص می‌کند. اشکال بزرگ و پهن روزن‌داران منفذدار همانند لپیدوسیکلیندها نشان دهنده رسوب‌گذاری در بخش زیرین منطقه نوری هستند (Hottinger 1980, 1983; Hallock 1999). بنابراین ترکیب ارگانسیم‌های موجود نشان می‌دهد که محیط تشکیل این میکروفاسیس حد-واسط محیط تشکیل رخساره‌های کفزی و پلانکتون است. این محیط شامل پایین‌ترین بخش شیب پلت فورم است که بین قاعده تأثیر امواج عادی و طوفانی قرار می‌گیرد. این ریز رخساره معادل 3 - RMF فلوگل (Flugel 2010) از رمپ میانی است.

ریز رخساره‌های کمربند رخساره‌ای رمپ خارجی

(P) و کستون - مادستون حاوی روزن‌داران پلانکتون

روزن‌داران پلانکتون از قبیل *Globigerina sp.* به عنوان اجزای اصلی، همراه با خرده‌های بسیار ریز و کوچک‌تر از ۲ میلی‌متر (در حد و اندازه سیلت) بریوزوئر، نرم‌تنان، خارپوستان در یک ماتریکس گلی این ریز رخساره را ایجاد می‌نمایند. حضور پلویدهایی با قطر ۰/۵ تا ۰/۸ میلی‌متر (متوسط اندازه ۰/۶۵ میلی‌متر)، وجود روزن‌داران کوچک کفزی به میزان بسیار کم و دانه‌های ریز پیریت از دیگر

دیواره‌ای منفذدار از قبیل *Operculina complanata*، *Eulepidina sp.*، *Lepidocyclina sp.*، *Heterostegina sp.* و *Spiroclypeus sp.* هستند. سایر بایوکلیست‌ها شامل بریوزوئر، اکی‌نودرم، دوکفه‌ای، *Heterolepa sp.* جلبک قرمز (*Lithophyllum sp.*)، لوله کرم (*Ditrupe sp.*)، *Textularids* و *Planorbulina sp.* است. بافت سنگی این ریز رخساره و کستون - پکستون بوده که در برخی مقاطع به علت وجود روزن‌داران هیالین و بایوکلیست‌هایی با اندازه‌های بزرگ در حد گرانول (عمدتاً بزرگتر از ۴ میلی‌متر) به فلوتستون - رودستون تبدیل می‌گردد. این ریز رخساره تنها در برش سطحی تنگ پابده شناسایی گردید (شکل 6-N).

تفسیر محیطی: وجود نمونه‌های روزن‌داران مسطح با دیواره‌های نازک‌تر همگام با افزایش عمق آب نشان دهنده کاهش میزان نفوذ نور در اعماق بیشتر است (Nelbelsick et al. 2005; Barattolo et al. 2007; Khatibi and Adabi 2014; Adabi et al. 2015).

روزن‌داران با پوسته‌های هیالین، کشیده و مسطح رسوب این ریز رخساره در محیط دریای باز، در بخش‌های پایینی زون الیگوفوتیک (پهنه نورگیر کم) را نشان می‌دهند (Romero et al. 2002; Renema 2006). با در نظر گرفتن نتایج فوق این ریز رخساره معادل 7 - RMF فلوگل (Flugel 2010) و معرف شرایط محیطی رمپ میانی است.

(O) و کستون - پکستون حاوی مخلوط روزن‌داران پلانکتون و کفزی بزرگ

حضور همزمان جانداران کفزی و پلانکتون ویژگی بارز این ریز رخساره است. کفزی‌ها شامل روزن‌دارانی همانند *Operculina sp.*، *Heterostegina sp.*، *Nephrolepidina sp.*، *Eulepidina sp.*، *Lepidocyclina sp.* بوده و سایر فسیل‌ها شامل خارداران، بریوزوئر، دوکفه‌ای، استراکد، کورالیناسه‌آ، لوله کرم (*Ditrupe sp.*)، *Haplophragmium sp.* و روزن‌داران کوچک هستند. روزن‌داران پلانکتون (*Globigerina sp.*) بخش دیگر دانه‌های اسکلتی را تشکیل

پلت‌فورم و نیز فقدان نهشته‌های توربیدیتی^۱ و ساخت‌های ریزشی^۲ در این توالی‌ها مؤید این موضوع است. با توجه به دسته ریز رخساره‌های موجود در هر برش سطحی این نتیجه حاصل گردید که کرنات‌سازی در برش تنگ پابده در هر سه بخش رمپ داخلی، میانی و خارجی رخ داده است در حالی که محیط رسوب‌گذاری در کوه آسماری، عمدتاً رمپ داخلی است و تنها در بخش ابتدایی سازند آسماری در بالای انیدریت قاعده‌ای ریز رخساره مربوط به رمپ خارجی (RMF 1) وجود دارد که بیانگر افزایش ناگهانی عمق آب دریا در این ناحیه است (شکل‌های ۷ و ۸).

ویژگی‌های این ریز رخساره است. این ریز رخساره در هر دو برش سطحی وجود دارد با این تفاوت که تنوع بایوکلست‌ها در این ریز رخساره در برش کوه آسماری بیشتر بوده و شامل انواع دوکفه‌ای، اکینودرم، گاستروپد، لوله کرم (*Ditrupa* sp.)، استراکد و بریوزوئر است که همراه با روزن‌داران پلانکتونیک فراوان و تعداد اندکی از روزن‌داران کفزی کوچک مجموعه زیستی این ریز رخساره را تشکیل می‌دهند (شکل P-6).

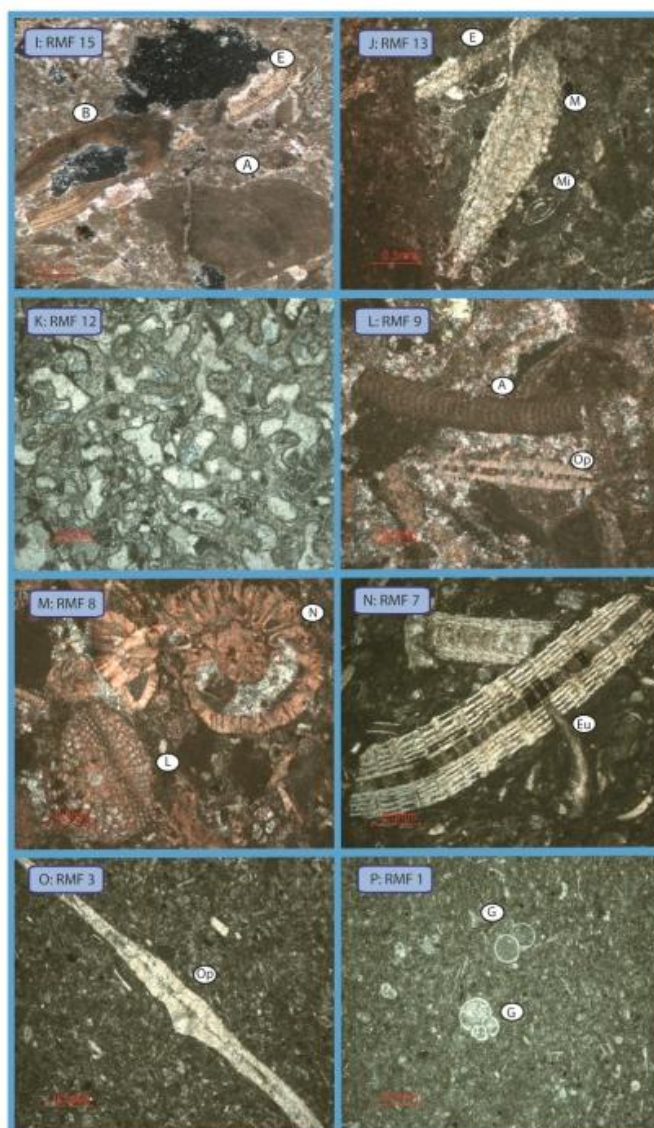
تفسیر محیطی: فراوانی روزن‌داران پلانکتون، نبود گونه‌های بزرگ همزیست‌دار و موقعیت چینه‌شناسی، نشانه نهشته شدن این رسوبات در محیطی پایین‌تر از پهنه نوری دریای باز است (Cosovic et al. 2004). نبود ساختارهای رسوبی و حضور فسیل‌های روزن‌داران پلانکتونیک نشان می‌دهند که این ریز رخساره در آب‌های ساکن و عمیق دریا با شوری نرمال زیر سطح اساس امواج طوفانی (SWB) تشکیل شده است (Wilson 1975; Bernaus et al. 2002). فراوانی گل آهکی نشان‌دهنده شرایط انرژی هیدرودینامیکی پایین و محیط کم انرژی است (Berigaard et al. 2009). انرژی کم رژیم هیدرودینامیکی به رسوب‌گذاری در زیر سطح اساس امواج طوفانی دلالت دارد (Cosovic et al. 2004). با توجه به مطالب فوق این ریز رخساره معادل $RMF - 1$ رمپ خارجی فلوگل (Flugel 2010) است.

مدل رسوبی سازند آسماری

بر اساس ماهیت رخساره‌های شناسایی شده، توزیع و پراکندگی آن‌ها، نوع اجزای اسکلتی و مقایسه با محیط‌های قدیمی و امروزی، مدل رسوبی سازند آسماری در نواحی مورد مطالعه بازسازی گردید. با توجه به شواهد موجود چنین استنباط می‌گردد که مجموعه رخساره‌های سازند آسماری در یک دریای کم عمق از نوع رمپ هم‌شیب دارای ریف‌های کومه‌ای و پراکنده، همانند بخش جنوبی خلیج فارس نهشته شده‌اند. تغییر تدریجی رخساره‌ها به یکدیگر، نبود آثار ریف‌های بزرگ سدی پدید آورنده نقطه عطف در نیمرخ

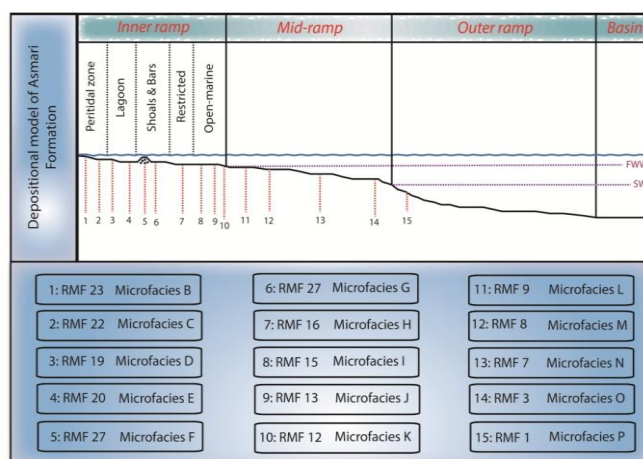
¹ Calciturbidites

² Slumps

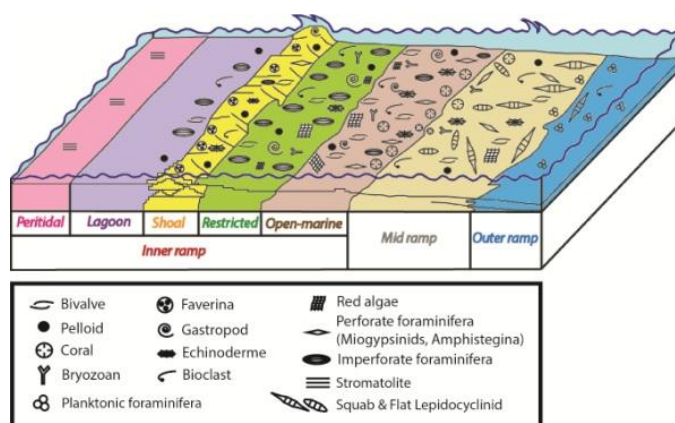


شکل ۶- تصاویر ریز رخساره‌های شناسایی شده سازند آسماری (مقیاس ترسیمی ۰/۵ میلی‌متر)

(I) بایوکلیست فلوتستون - رودستون (برش کوه آسماری، نمونه شماره ۹۷، تراژ ۱۹۸ متری)، (A) Algae، (B) Bivalve، (E) Echinoderm (J) بایوکلیست وکستون - پکستون حاوی مخلوط روزنداران منفذدار و بدون منفذ کفزی کوچک (برش کوه آسماری، نمونه شماره ۱۱۸، تراژ ۲۴۴ متری)، (E) Echinoderm، (Mi) Miogypsina sp.، (M) Miliolids (K) باندستون مرجانی (برش کوه آسماری، نمونه شماره ۷۵، تراژ ۱۵۱ متری)، (L) فلوتستون - رودستون حاوی جلبک قرمز و روزنداران منفذدار (برش تنگ پابده، نمونه شماره ۱۳۶، تراژ ۳۲۸ متری)، (A) جلبک قرمز (Lithophyllum sp.)، (Op) Operculina sp. (M) بایوکلیست پکستون حاوی روزنداران منفذدار (برش تنگ پابده، نمونه شماره ۲۶، تراژ ۹۶ متری)، (N) Neorotalia viennoti، (L) Lepidocyclina sp. (N) وکستون - پکستون حاوی روزنداران کفزی بزرگ (برش تنگ پابده، نمونه شماره ۲۰، تراژ ۸۲ متری)، (Eu) Eulepidina sp. (O) وکستون - پکستون حاوی مخلوط روزنداران پلانکتون و کفزی بزرگ (برش تنگ پابده، نمونه شماره ۱۵، تراژ ۵۷ متری)، (O) Operculina sp. (P) وکستون - مادستون حاوی روزنداران پلانکتون (برش تنگ پابده، نمونه شماره ۱۲۲، تراژ ۲۹۸ متری)، (G) Globigerina sp.



شکل ۷- الگوی پراکنده‌گی ریز رخساره‌ها در زیر محیط‌های مختلف رمپ کربناته در نواحی مورد مطالعه اقتباس از مدل فلوگل (Flugel 2010)



شکل ۸- مدل رسوبی پیشنهادی پلت فورم کربناته سازند آسماری در نواحی مورد مطالعه

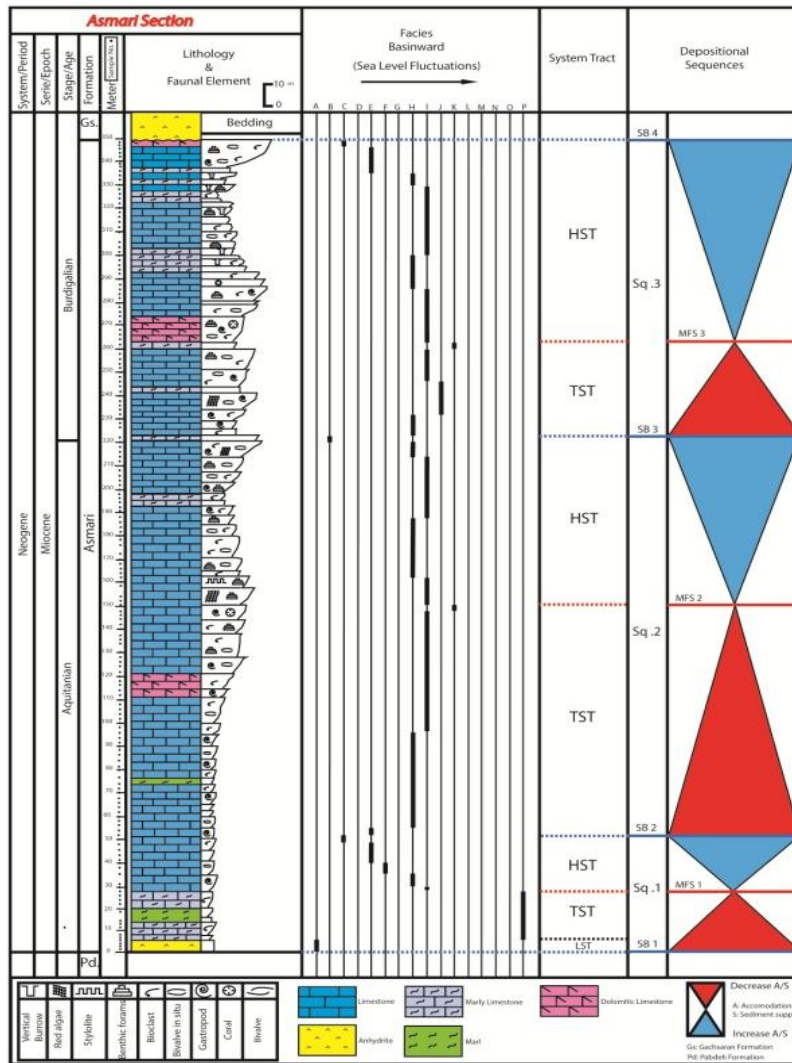
چینه‌نگاری سکاسی

اساس چینه‌نگاری سکاسی، قرارگیری نهشته‌های حوضه‌های رسوبی در قالب سکانس‌های رسوبی است که توسط ناپیوستگی یا پیوستگی هم ارز آن‌ها از یکدیگر تفکیک می‌گردند. این فرایند با بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها و شناسایی محیط‌های رسوبی مرتبط با تغییرات نسبی سطح آب دریا صورت می‌گیرد (Emery and Mayeres 1996). چینه‌نگاری سکاسی ابزاری مؤثر در تطابق‌های ناحیه‌ای و جهانی بوده و به تفسیر تغییرات جغرافیای دیرینه در مقیاس ناحیه‌ای کمک می‌نماید (Catuneanu et al. 2011). هر سکانس رسوبی متشکل از رسوباتی است که به صورت بسته‌های رسوبی پیشرونده (TST) و یا پسرونده (HST) ظهور می‌یابند و توسط سطوح

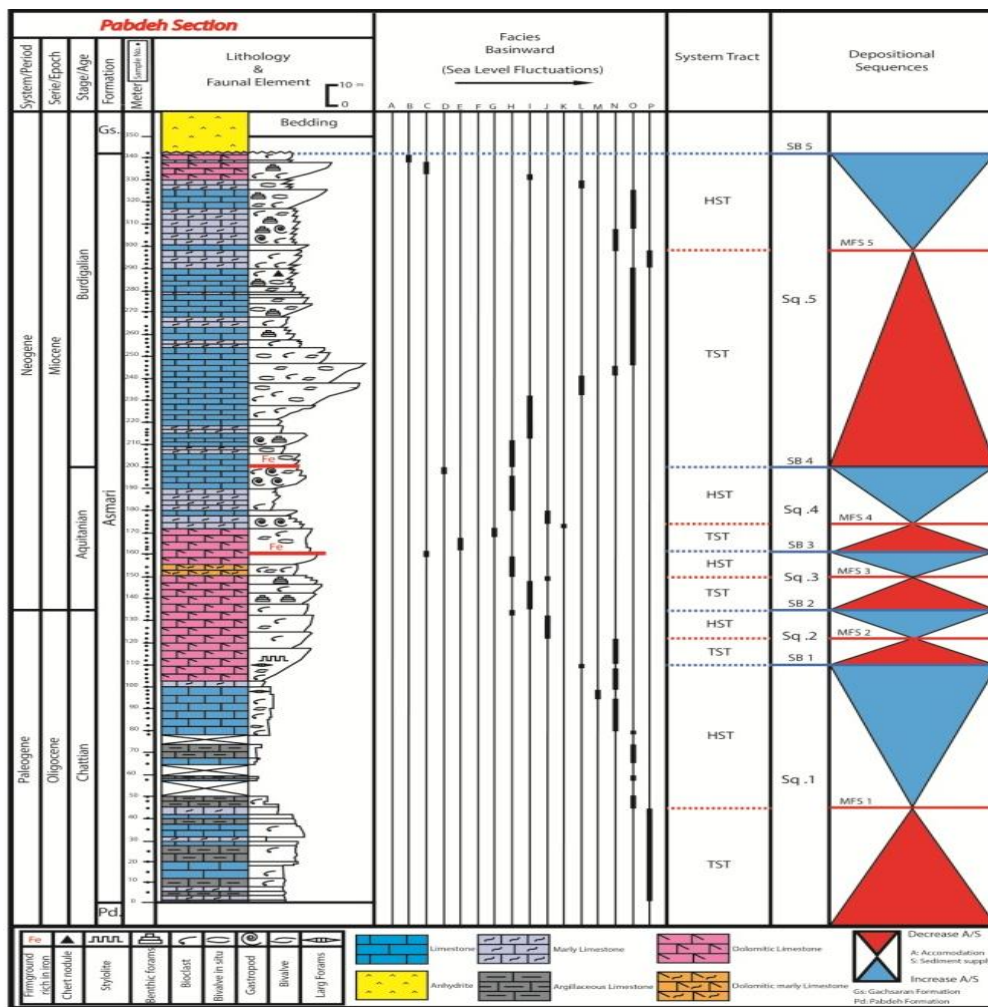
حداکثر غرقابی (MFS) از یکدیگر تفکیک می‌گردند. مطالعات چینه‌نگاری سکاسی سازند آسماری در برش کوه آسماری به شناسایی ۳ سکانس رسوبی دسته سوم منجر گردید در حالی که طرح برانبارش رخساره‌ها در تنگ پابده نشانگر ۵ سکانس رسوبی رده سوم در سازند آسماری است. تمامی سکانس‌های رسوبی مذکور از فازهای رسوبی مختلفی تشکیل شده‌اند که شامل سیستم تراکت پیشرونده (TST) و سیستم تراکت سکون نسبی تا پسرونده (HST) هستند و در هیچ کدام به استثنای سکانس اول در برش کوه آسماری نشانه‌ای از وجود فاز رسوبی حداقل ایستایی سطح آب دریا (LST) مشاهده نگردید (شکل‌های ۹ و ۱۰). در برش‌های سطح الارضی کوه آسماری و تنگ پابده در کنار سایر مطالعات، مجموعه‌های فسیلی مورد

شدند (شکل ۱۱، جدول ۲). توصیف سکانس های رسوبی شناسایی شده که به ترتیب از پایین به بالا شماره گذاری شده اند در هر یک از برش ها به طور جداگانه به شرح زیر است:

مطالعه دقیق قرار گرفتند که با توجه به محدوده گسترش عمودی فسیل های شاخص و بر طبق زون بندی های جدید زیستی صورت گرفته در سازند آسماری مطابق جدول ۱، سکانس های موجود در دو برش سطحی با یکدیگر و با سکانس های صفحه عربی و سایر نواحی زاگرس انطباق داده



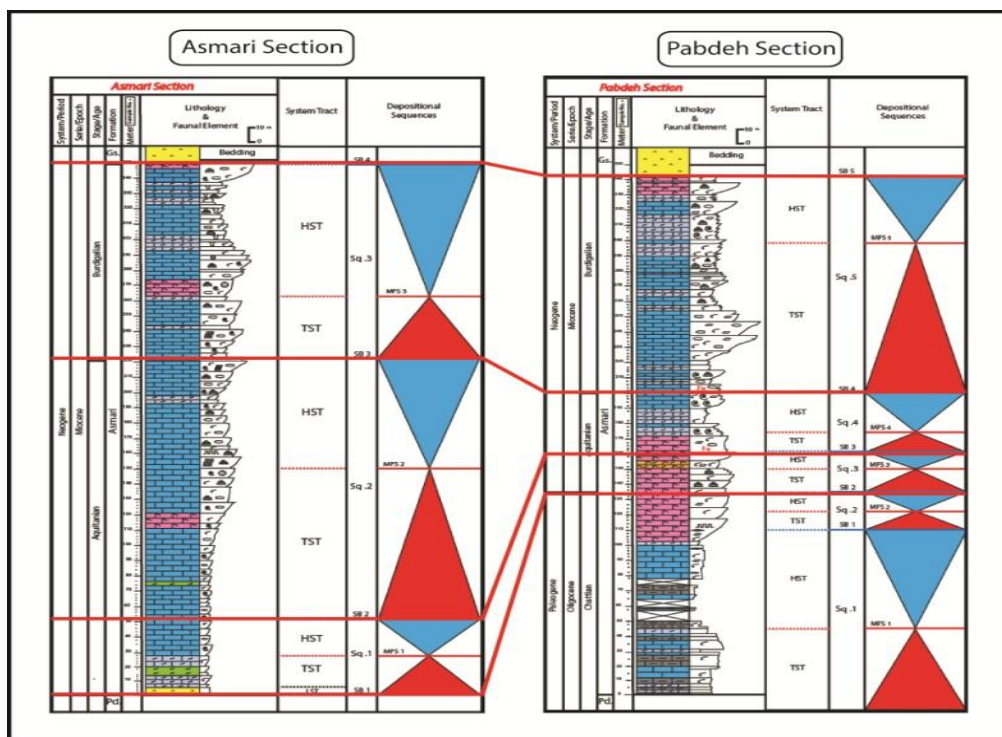
شکل ۹- پراکندگی رخساره ها و چینه نگاری سکانسی سازند آسماری در برش سطحی کوه آسماری
 TST: transgressive system tract; HST: highstand system tract; LST: lowstand system tract



شکل ۱۰- پراکنندگی رخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانشی سازند آسماری در برش سطح الارضی کوه گورپی (تنگ پابده)
TST: transgressive system tract; HST: highstand system tract

Assemblage zone	Index Fossils	Age	Pabdeh Section	Asmari Section
E	Borelis melo group	Early Miocene Burdigalian	Seq. 5	Seq. 3
D	Elphidium sp. 14 and Miogypsina sp Faverina	Early Miocene Aquitainian	Seq. 3,4	Seq. 1,2
C	Eulepidina	Late Oligocene Chattian	Seq. 1,2	
B	Nummulites and Eulepidina	Early Oligocene Rupelian		
A	Nummulites	Eocene and Earliest Oligocene		

جدول ۱- زون‌های تجمعی زیستی جدید سازند آسماری اقتباس از (Laursen et al. 2009; Van Bukhem et al. 2010)
به همراه سکانش‌های شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه



شکل ۱۱- تطابق چینه‌نگاری سکansı بین برش‌های سطحی کوه آسماری و کوه گورپی (تنگ پابده) که بر اساس سن سازند انجام پذیرفته است.

Age (Ma)	Standard chronostratigraphy		Arabian Plate	Dezful Embayment Izeh Zone		This study		Age (Ma)
	Epoch	Stage	Sharland et al., 2001/2004	Ehrenberg et al., 2007	Van Buchem et al., 2010	Pabdeh Section	Asmari Section	
20	Miocene	Burdigalian	17.5 Ng 20	18.5 Base Gachsaran	18.5 SB VII	Sq 5	Sq 3	20
			19.0 Ng 20 SB					
		20.43	21.5 Aq 20/Bu 10 SB	21.4 SB V	Sq 3	Sq 1		
		Aquitanian					23.03	
25	Oligocene	Chattian	24.5 Pg 50	24.9 Ch 30 SB	25.1 SB III	Sq 2	Sq 1	25
			28.4	28.0 Ch 20 SB				
		Rupelian	29.0 Pg 40	28.9 Ru 30/ Ch 10 SB	28.8 SB II	Sq 1		
			33.0 Pg 30	30.0 Ru 20 SB			34.0 SB I	
33.5 Pg 30 sb								
33.9								33.9

جدول ۲- انطباق چینه‌نگاری سکansı سازند آسماری بین مطالعه در این پژوهش و سایر مطالعات در فرفراتدگی دزفول و صفحه عربی

لایه انیدریتی در قاعده سازند آسماری واقع شده است. رسوبات انیدریتی قاعده آسماری با ضخامت متوسط ۵ متر در واقع LST این سکانس را تشکیل می‌دهند. نهشته‌های سیستم

برش کوه آسماری سکانس اول (آکیتانین زیرین) این سکانس ۵۰ متر ضخامت داشته و مرز پایینی آن در زیر

مرزهای سکاسی ۵ (SB V) و ۶ (SB VI) در فروافتادگی دزفول و زون ایذه (Van Bukhem et al. 2010) در نظر گرفت.

سکاس سوم (بوردیگالین)

این سکاس از عمق ۲۲۲ متری یعنی پس از پایان افق استروماتولیتی در انتهای سکاس قبلی آغاز شده و با ضخامتی در حدود ۱۲۷ متر سکاس سوم کوه آسماری را شامل می‌شود. بخش قاعده‌ای سکاس سه (TST) شامل ریز رخساره‌های ته‌نشین شده در لبه رو به دریای رمپ داخلی است. در بالای این بسته رسوبی باندستون مرجانی متعلق به انتهای رو به دریای رمپ داخلی حضور دارد که معادل حداکثر پیشروی سطح آب دریا (MFS) در این سکاس است. افت نسبی سطح آب دریا در اواخر این سکاس سبب شده تا نهشته‌های بخش دریای باز رمپ داخلی و سپس پکستون - وکستون‌های رخساره لاگونی بر روی باندستون مرجانی (MFS) قرار گیرند. بالاترین بخش سازند آسماری در این برش شامل توالی‌های کربناته متعلق به محیط لاگون داخلی و میان لایه‌های مادستون دولومیتی پهنه جزر و مدی است که با رسوب دولومیت‌های ریز بلور ناحیه پرتاییدال به پایان می‌رسد. توالی مذکور که نشان‌دهنده افت نسبی سطح آب دریا در اواخر این سکاس است به نهشته‌های سیستم تراکت مرحله افت سطح آب دریا (FSST) نسبت داده می‌شود. مرز بالای این سکاس منطبق بر مرز سازندهای آسماری و گچساران بوده که یک ناپیوستگی به سن میوسن میانی است و با مرز سکاسی نوع یک انطباق دارد (Vaziri-Moghaddam et al. 2006). مرزهای در برگیرنده این سکاس با مرزهای ۶ (SB VI) و ۷ (SB VII) در فروافتادگی دزفول و زون ایذه (Van Bukhem et al. 2010) معادل هستند.

برش کوه گورپی (تنگ پابده)

سکاس اول (شاتین زیرین)

تراکت تراز پیشروی سکاس یک، شامل مارن‌های حاوی روزنداران پلانکتون بوده و بیشترین پیشروی سطح آب دریای آن (MFS) بر نقطه تبدیل رسوبات حاوی روزنداران پلانکتون به ریز رخساره فلوئستون - رودستونی حاوی همزیستی جلبک و روزندار *Acervulina sp.* (RMF 15) منطبق است. رسوبات تراز بالای این سکاس (HST) با تغییر تدریجی از رخساره‌های لبه رو به دریای رمپ داخلی به گرینستون حاوی فاورینا در محیط شول و رسوبات لاگون محدود شده مشخص می‌گردند و نهایتاً به مادستون دارای حفرات چشم پرنده‌ای که برخی با سیمان ژیبس و انیدریت پر شده‌اند تبدیل می‌شوند. مرز سکاسی بین سکاس ۱ و ۲ به علت عدم وجود شواهد رخنمون جوی، مرز سکاسی نوع دو تعیین می‌گردد. این سکاس معادل سکاس ۴ ون بوخم در فرو افتادگی دزفول و زون ایذه (Van Bukhem et al. 2010) بوده و مرز زیرین و بالایی آن نیز به ترتیب با مرزهای سکاسی ۴ (SB IV) و ۵ (SB V) در مطالعه ون بوخم معادل است.

سکاس دوم (آکیتانین بالایی)

رسوبات تراز پیشرونده (TST) سکاس دوم توسط تغییر تدریجی از رخساره‌های لاگون محدود شده به رخساره‌های نهشته شده در لبه رو به دریای رمپ داخلی شناسایی می‌گردند. سطح حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) با رسوب باندستون مرجانی در لبه رو به دریای رمپ داخلی انطباق داشته و توسط رسوب رخساره‌های کربناته کم عمق با یک روند کم عمق شونده رو به بالا دنبال می‌گردد. بنابراین بسته رخساره‌های تراز بالای این سکاس (HST) توسط تغییرات رخساره‌ای از لبه رمپ داخلی به رخساره‌های لاگون داخلی مشخص می‌گردد. حضور استروماتولیت در انتهای این سکاس با مرز سکاسی نوع دو منطبق بوده که سکاس دو را از سکاس سه جدا می‌کند. ضخامت سکاس دو ۱۷۲ متر است. مرز پایین و بالای این سکاس را می‌توان معادل با

روزن‌داران هیالین با پوسته ضخیم و لنزی شکل مشخص می‌گردد. افزایش عمق آب با تغییر شکل روزن‌داران از اشکال لنزی به فرم‌های مسطح‌تر همراه است که انتهای این روند، سطح حداکثر پیشروی آب دریای (MFS) این سکانس را مشخص می‌نماید. بخش بالای سکانس دو (HST) از آهک‌های حاوی هر دو نوع روزن‌داران منفذدار (با اندازه متوسط) و بدون منفذ تشکیل شده است که نشان‌دهنده نواحی حدفاصل رمپ داخلی و میانی و لبه رو به دریای رمپ داخلی است. مرز سکانس دو با سکانس سه توسط رسوب پکستون حاوی روزن‌داران میلیولید فراوان از رمپ داخلی مشخص می‌گردد. ضخامت این سکانس کم و در حدود ۲۸ متر است که مرز بالایی آن با توجه به شواهد موجود مرز سکانسی نوع دو است. این سکانس می‌تواند با سکانس سوم و مرزهای آن نیز با مرزهای سکانسی ۳ (SB III) و ۴ (SB IV) در فروافتادگی دزفول و زون ایذه (Van Bukhem et al. 2010) معادل در نظر گرفته شود.

سکانس سوم (آکیتانین زیرین)

این سکانس با ۲۹ متر ضخامت توسط رسوب آهک‌های لاگونی حاوی روزن‌داران پرسلانوز آغاز می‌گردد. رسوبات تراز پیشرونده این سکانس (TST) توسط تغییر از زیر محیط لاگون محصور شده به رسوبات بخش رو به دریای رمپ داخلی نشان داده می‌شوند. بایوکلست و کستون - پکستون حاوی مخلوط روزن‌داران منفذدار و بدون منفذ کوچک کفزی (RMF 13)، نشان‌دهنده سطح حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) در این سکانس است. رسوبات سیستم تراکت تراز بالا (HST) شامل نهشته‌های بخش محدود شده رمپ داخلی تا نواحی نزدیک به ساحل هستند که با الگوی کم عمق شونده به سمت بالا رسوب کرده‌اند. مرز بالایی این سکانس توسط رسوب دولومیکرایت حاوی حفرات چشم پرنده‌ای مشخص می‌شود که مرز سکانسی نوع دوم است. این سکانس با سکانس چهارم ون بوخم و مرزهای سکانسی نیز با

با توجه به وجود رخساره‌های آهک شیلی و مارنی (مشابه رخساره سازند پابده) در قاعده سازند آسماری، مرز این سازند با سازند پابده در کوه گورپی یک مرز تدریجی و پیوسته است. با توجه به این که زون نومولیتی در قاعده سازند آسماری در این پروفیل مشاهده نگردید، لذا آشکوب روپلین در این برش وجود نداشته و رسوب آسماری با آشکوب شاتین آغاز می‌گردد. مرز پایینی سکانس اول آسماری در تنگ پابده به علت عدم وجود تغییرات رخساره‌ای و یا شواهد نشان‌دهنده رخنمون جوی در حد فاصل سازند آسماری و پابده احتمالاً در سازند پابده قرار داشته و قابل مشاهده نیست. دسته رخساره‌های تراز پیشرونده این سکانس (TST) شامل آهک‌های شیلی و مارنی حاوی روزن‌داران پلانکتون است که نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در زیر سطح اساس امواج طوفانی در رمپ خارجی است. حداکثر پیشروی سطح آب دریا (MFS) در بالای این رخساره‌های آهک شیلی دریای عمیق حاوی روزن‌داران پلانکتون قرار دارد. رسوبات تراز بالای این سکانس (HST) از وکستون - پکستون رمپ میانی حاوی روزن‌داران بتتیک بزرگ با پوسته هیالین و مسطح تشکیل شده است. رسوب آهک‌هایی با بافت فلوتستون تا گرینستون متشکل از خرده‌های درشت جلبک‌های کورالین و مرجان که نشان‌دهنده بخش کم عمق رمپ میانی و نزدیک به سد است، انتهای این سکانس را مشخص می‌نماید. مرز سکانس یک و دو مرز سکانسی نوع دو بوده که کم عمق شدن به سمت بالای رسوبات، سیستم تراکت تراز بالا (HST) را نشان می‌دهد. این سکانس معادل سکانس دوم ون بوخم بوده و مرزهای پایینی و بالای آن به ترتیب با مرزهای سکانسی ۲ (SB II) و ۳ (SB III) در فروافتادگی دزفول و زون ایذه (Van Bukhem et al. 2010) معادلند.

سکانس دوم (شاتین بالایی)

بخش پایینی سکانس دو (TST) شامل رسوبات ته‌نشین شده در نواحی میانی رمپ میانی است که عمدتاً توسط وجود

(MFS) را در این سکانس به وجود می‌آورند. در بخش تراز بالای این سکانس، روند کاهش عمق با حضور رسوبات بخش بالایی رمپ میانی و به دنبال آن رسوبات رمپ داخلی و نهایتاً تشکیل استروماتولیت با تخلخل چشم پرنده‌ای مشخص می‌گردد. مرز بالایی این سکانس منطبق بر مرز میوسن زیرین - میانی و ناپیوستگی موجود بین سازند آسماری و گچساران بوده و مرز نوع اول شناخته می‌شود. این سکانس نیز معادل سکانس ششم در فروافتادگی دزفول و زون ایزه (Van Bukhem et al. 2010) و مرز بالایی آن معادل مرز سکانس ۷ (SB VII) ون بوخم است.

بحث

سکانس‌های رسوبی شناسایی شده در برش کوه آسماری از آکیتانین پیشین و در برش کوه گورپی (تنگ پابده) از شاتین آغاز می‌گردند. در برش کوه آسماری تنها بخش میانی و بالایی آسماری وجود دارد و سازند پابده جایگزین بخش‌های زیرین آسماری شده است. رسوب‌گذاری سازند آسماری در هر دو برش تا اواسط بوردیگالین ادامه می‌یابد، سپس حوضه رسوبی آسماری از آب خارج شده و رسوبات تبخیری سازند گچساران به طور هم‌شیب توالی‌های کربناته آسماری را می‌پوشانند. ظهور رخساره انیدریتی در قاعده سازند آسماری تنها در برش کوه آسماری مشاهده می‌گردد و در تنگ پابده هیچ افق انیدریتی وجود ندارد. افت ناگهانی سطح نسبی آب دریا در مرز الیگوسن - میوسن به ایجاد حوضچه‌های رسوبی مجزا با شوری بالا منجر شده است. این پایین افتادگی در بخش‌های شمالی و مرکز حوضه با رسوب انیدریت و در نواحی کم عمق به صورت کانال شدگی، رخنمون و سطوح کارستی ظهور می‌یابد. این مسائل گویای این واقعیت است که حوضه رسوب‌گذاری سازند آسماری در کوه گورپی (تنگ پابده) در زمان شاتین به دلیل قرار گرفتن در لبه حوضه فورلند زاگرس نسبت به کوه آسماری از عمق کمتری برخوردار بوده است. لذا همزمان با شکل‌گیری سازند آسماری

مرزهای سکانسی ۴ (SB IV) و ۵ (SB V) در فروافتادگی دزفول و زون ایزه (Van Bukhem et al. 2010) هم ارز در نظر گرفته می‌شوند.

سکانس چهارم (آکیتانین بالایی)

با افزایش فضای رسوبگذاری و پیشروی آب دریا، دسته رسوبات پیشرونده (TST) سکانس چهارم توسط یک روند تدریجاً عمیق شونده به سمت بالا، شامل رخساره‌های جزر و مدی، رخساره‌های لاگون محدود تا گرینستون سدی در رمپ داخلی مشخص می‌شود. ریز رخساره باندستون مرجانی تشکیل شده در لبه رو به دریای رمپ داخلی، بخش حداکثر پیشروی سطح آب دریای (MFS) این سکانس را تشکیل می‌دهد. بخش بالایی این سکانس (HST) شامل رسوبات ته‌نشین شده در بخش رو به دریای رمپ داخلی تا ریز رخساره‌های لاگون به سمت بالا کم عمق شونده است که مادستون فاقد فسیل (RMF 19) به عنوان مرز سکانسی نوع دو انتهای این روند را مشخص می‌نماید. این سکانس که ضخامتی در حدود ۳۶ متر دارد با سکانس پنجم در فروافتادگی دزفول و زون ایزه (Van Bukhem et al. 2010) معادل است.

سکانس پنجم (بوردیگالین)

سکانس ۵ در تنگ پابده ضخامتی در حدود ۱۶۲ متر را به خود اختصاص می‌دهد. رسوبات پیشرونده (TST) این سکانس شامل رخساره‌های به سمت بالا عمیق شونده بوده که از رخساره‌های رمپ داخلی تا رخساره‌های نهشته شده در بخش بالای رمپ میانی و سپس بخش پایینی رمپ میانی تغییر می‌کنند. رسوبات بالایی این بخش آهک‌های حاوی روزن‌داران پلانکتون و روزن‌داران هیالین مسطح و بزرگ است که رسوب‌گذاری در حد فاصل رمپ میانی و خارجی را نشان می‌دهند. وکستون، مادستون با روزن‌داران پلانکتون نهشته شده در رمپ خارجی، سطح حداکثر پیشروی آب دریا

گردید که توالی رخساره‌ها مؤید تشکیل آن‌ها در یک محیط پلت‌فورم کربناته از نوع رمپ است. بررسی‌ها حاکی از آن است که ته‌نشست کربنات‌های کوه آسماری عمدتاً در محیط رمپ داخلی و بخشی در رمپ خارجی رخ داده است در حالی که نهشته‌های سازند آسماری در تنگ پابده در هر سه محیط رمپ داخلی، میانی و خارجی راسب شده‌اند.

۲- تغییرات نسبی سطح آب دریا طی نهشت توالی مورد مطالعه سبب تشکیل ۳ سکانس رسوبی درجه سوم در برش کوه آسماری و ۵ سکانس رسوبی رده سوم در برش سطحی تنگ پابده شده است.

۳- وجود لایه انیدریتی در قاعده سازند آسماری که تنها در پروفیل کوه آسماری مشاهده می‌گردد به فروافتادگی سطح آب دریا در طول اکتانین مربوط است. این حادثه منجر به جدا شدن حوضه رسوب‌گذاری سازند آسماری از اقیانوس نئوتیس گردیده و در پی آن رسوب انیدریت رخ داده است.

۴- قرارگیری رسوبات دریایی عمیق به روی نهشته‌های ضخیم کربناته کم عمق در بخش بالایی سازند آسماری در برش سطحی تنگ پابده (زون ایزه) را می‌توان به کج شدگی ناحیه‌ای حوضه نهشت سازند آسماری در طول بوردیگالین نسبت داد. این کج شدگی با انتقال مرکز تجمع رسوب^۲ به سمت شمال شرق همراه بوده که به فرونشینی کف حوضه و ته‌نشینی رسوبات دریایی عمیق در بخش انتهایی توالی آسماری منجر گردیده است.

۵- با توجه به انطباق میان منحنی تغییرات نسبی سطح آب دریا در حوضه رسوب‌گذاری سازند آسماری با منحنی جهانی نوسانات ائوستازی الیگو - میوسن به نظر می‌رسد که تحولات رسوب‌گذاری در این حوضه عمدتاً متأثر از نوسانات جهانی سطح آب دریا بوده است.

در تنگ پابده در بخش کوه آسماری که نزدیکی مکانی بیشتری با مرکز حوضه داشته است رسوب‌گذاری سازند پابده اتفاق افتاده است. نکته حائز اهمیت دیگر که در این مطالعه مشخص گردید، حضور رخساره‌های عمیق رمپ خارجی در بخش بالایی آسماری و در سکانس معرف بوردیگالین است. قرارگیری رسوبات عمیق دریایی همراه با روزن‌داران هیالین از قبیل اپرکولینا و روزن‌داران پلانکتون مانند گلوبیژرینا در میان رسوبات کم عمق رمپ داخلی در برش تنگ پابده حاکی از عمیق شدگی ناگهانی حوضه رسوبی است. این امر به کج شدگی حوضه در اثر پویایی تکتونیکی در ابتدای بوردیگالین مرتبط است که تغییر مکان مرکز تجمع رسوب^۱ به گوشه شمال شرقی حوضه و رسوب نهشته‌های ژرف آسماری بالایی از عوارض آن است. رسوب چنین نهشته‌هایی پیشتر نیز در برش دهلدز (مطیعی ۱۳۷۲) و برش کتولا (Van Bukhem et al. 2010) در پهنه ایزه گزارش شده است. به منظور بررسی دقیق‌تر سازند آسماری منحنی تغییرات سطح آب دریا در برش‌های مورد مطالعه بر اساس تغییرات رخساره‌های رسوبی ترسیم و با منحنی جهانی تغییرات سطح آب دریا در زمان الیگو - میوسن (Haq et al. 1987) مقایسه شد. این مقایسه نشان می‌دهد که روند تغییرات، تقریباً مشابه یکدیگر بوده و تفاوت‌های مختصر موجود می‌تواند ناشی از تأثیر عوامل محلی باشد (شکل ۱۲).

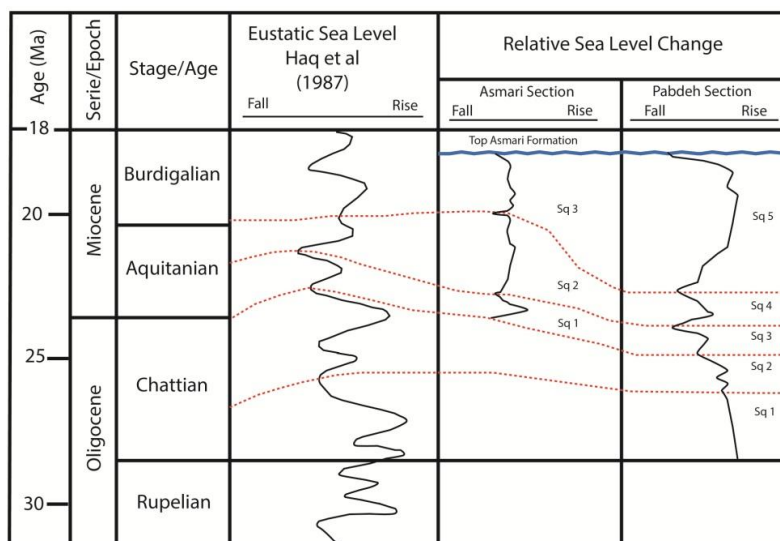
نتیجه

مطالعه و بررسی سازند آسماری در دو برش سطحی کوه گورپی (تنگ پابده) و کوه آسماری با سن الیگو - میوسن نشان داد که این سازند عمدتاً از آهک‌های نازک لایه تا ضخیم لایه همراه با میان لایه‌های آهک مارلی، مارل، آهک دولومیتی و آهک شیلی تشکیل شده است.

۱- مطالعات صحرائی و پتروگرافی نهشته‌های سازند آسماری در دو برش مذکور، به شناسایی ۱۶ ریز رخساره کربناته منجر

² Depocentre

¹ Depocentre



شکل ۱۲- انطباق نسبی بین منحنی تغییرات سطح آب دریا در برش‌های مورد مطالعه و منحنی سطح آب دریای جهانی در بازه زمانی الیگو - میوسن (Hag et al. 1987)

منابع

کیمیاگری، م.، ۱۳۸۴، چینه‌نگاری زیستی، رخساره‌های میکروسکوپی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری از تاق‌دیس گورپی (لالی) تا کوه خوین (بهبهان): رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ۲۲۵ ص.

مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس: انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ ص.

معلمی، س.ع.، ۱۳۸۸، محیط رسوبی، تأثیر عوامل دیاژنزی بر کیفیت مخزنی سازندهای آسماری - جهرم در شرق گسل قطر - کازرون (غرب فارس ساحلی): رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۲۵۰ ص.

Adabi, M. H., 2009, Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran: Carbonates and Evaporites, v. 24, Issue: 1, p. 16-32.

Adabi, M. H., M. A. Salehi, and A. Ghabeishavi, 2010, Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), South-West Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 39, p. 148-160.

Adabi, M. H., U. Kakemem, and A. Sadeghi, 2015, Sedimentary facies, depositional environment and sequence stratigraphy of Oligocene-Miocene shallow water carbonate from the

آدابی، م.ح.، ع. صادقی، م. حسینی برزی، م. لطف پور، ع. معلمی، ا. حسینی، ج. هنرمند، ا. زهدی، م.ع. صالحی، م. جعفرزاده و م. خطیبی مهر، ۱۳۸۷، بررسی گسترش و منشأ افق‌های ماسه‌سنگی سازند آسماری در زون ایده: گزارش نهایی پروژه پژوهشی و تحقیقاتی، مناطق نفت خیز جنوب، ۲۸۳ ص.

بهزادی، س.، و م.ح.، آدابی، ۱۳۸۱، مطالعات ژئوشیمیایی نهشته‌های کربناته الیگو - میوسن محدوده غار شاپور (کازرون - شیراز): مجموعه مقالات ششمین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه کرمان.

رنجبران، م.، ۱۳۸۸، تاریخچه دیاژنزی سازند آسماری در بخش شمال فروافتادگی دزفول: رساله دکتری، دانشگاه تهران، تهران، ۱۸۹ ص.

شوشریان، ف.، ۱۳۸۲، ژئوشیمی، محیط رسوبی و بررسی روند دیاژنزی در نهشته‌های کربناته سازند آسماری واقع در تنگ گل‌ترش در تاق‌دیس آسماری: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۸۵ ص.

- carbonate platform: *Facies*, v. 50, p. 61-75.
- Dickson, J. A. D., 1965, A modified standing technique for carbonate in thin section: *Nature*, v. 205, p. 587.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 1, p. 108-121.
- Ehrenburg, S. N., N. A. H. Pickard, G. V. Laursen, S. Monibi, Z. K. Mossadegh, T. A. Svana, A. A. M. Aqrabi, J. M. McArthur, and M. F. Thirlwall, 2007, Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SW Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 30, p. 107-128.
- Emery, D., and K. J. Myers, 1996, *Sequence Stratigraphy*: Oxford, Blackwell Science, 297 p.
- Embry, A. F. and J. E. Klovan, 1971, A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, *Canadian Petroleum Geology*, v. 19, p. 730-781.
- Flügel, E., 2010, *Microfacies Analysis of Limestones: Analysis Interpretation and Application*: Springer, Berlin, 976 p.
- Geel, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of palaeogene deposits in Southeastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 155, p. 211-238.
- Ginsburg, R. N., and L. A. Hardie, 1975, Tidalland storm deposits Northwestern Andros Island, Bahamas. In: Ginsburg, R.N. (Ed.), *Tidal Deposits*, p. 201-208.
- Hallock, P., 1999, Symbiont bearing foraminifera, in Sen Gupta, B. K. (Ed.), *Modern Foraminifera*: Dordrecht, Kluwer, p. 123-139.
- Hallock, P., and E. C. Glenn, 1986, Larger foraminifera: A tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic depositional facies: *Palaios*, v. 1, p. 55-64.
- Haq, B. U., J. Hardenbol, and P. R. Vail, 1987, Chronology of fluctuating sea level since the Triassic: *Science*, v. 235, p. 1156-1167.
- Harris, P. M., 1979, *Facies Anatomy and Diagenesis of a Bahamian Ooid Shoal*: Sediment VI, Comparative Sedimentology Lab, University of Miami, 163 p.
- Hottinger, L., 1983, Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time: *Utrecht Micropaleont*, v. 30, p. 239-253.
- Hottinger, L., 1980, Repartition compare des grand foraminifères de la mer rouge et del l, Ocean Indian, *Annali dell Università di Ferrara*, 6: 35-51, v. 10, p. 256-283.
- Imbrie, J., and E. G. Purdy, 1962, Classification of Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran): *Carbonates and Evaporites*, p. 1-17.
- Adams, T. D., and F. Bourgeois, 1967, Asmari biostratigraphy: Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division, Report 1074, 34 p.
- Amirshahkarami, M., and A. Taheri, 2010, Biostratigraphy characterization of the Rupelian-Burdigalian carbonate succession at the Chaman-Bolbol area in the Zagros basin: *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, v. 40, no. 3, p. 119-136.
- Avarjani, Sh., A. Mahboubi, R. Moussavi-Harami, and H. Amiri-Bakhtiar, 2014, Provenance, tectonic setting and geochemistry of Ahwaz Sandstone Member (Asmari Formation, Oligo-Miocene), Marun oilfield, Zagros basin, SW Iran: *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, v. 88, p. 801-840.
- Avarjani, Sh., A. Mahboubi, R. Moussavi-Harami, and H. Amiri-Bakhtiar, 2015, Facies, depositional sequences, and biostratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in Marun oilfield, North Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran: *Palaeoworld*, v. 24, p. 336-358.
- Barattolo, F., D. Bassi, and R. Romero, 2007, Upper Eocene larger foraminiferal-coralline algal facies from the Klokova Mountain (Soth continental Greece): *Facies*, v. 53, p. 361-375.
- Bernaous, J. M., A. Vanneau, and E. Caus, 2002, Carbonate platform sequence stratigraphy in a rapidly subsiding area: the Late Barremian-Early Aptian of the Organia Basin, Spanish Pyrenees: *Sedimentary Geology*, v. 159, p. 177-201.
- Brigaard, B., C. Durllet, J. F. Deconink, B. Vincent, and E. Puçeat, 2009, Facies and climate/environment changes recorded on a carbonate ramp: A sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France): *Sedimentary Geology*, v. 222, p. 181-206.
- Buxton, M. W. N., and H. M. Pedley, 1989, A standardized model for Tethyan Tertiary carbonates ramp: *Journal of the Geological Society, London*, v. 146, p. 746-748.
- Catuneanu, O., W. E. Galloway, C. G. St. C. Kendall, A. D. Miall, H. W. Posamentier, A. Strasser, and M. E. Tucker, 2011, *Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature*: *Newsletters on Stratigraphy*, v. 44/3, p. 173-245.
- Corde, L., and M. Brandano, 2003, Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp: Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, v. 161 (1-2), p. 55-70.
- Cosovic, V., K. Drobne, and A. Moro, 2004, Palaeoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestone of the Adriatic

- 43-56.
- Seyrafian, A., H. Vaziri Moghaddam, N. Arzani, and A. Taheri, 2011, Facies analysis of the Asmari Formation in central and North-central Zagros basin, southwest Iran: Biostratigraphy, paleoecology and diagenesis: *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, v. 28, no. 3, p. 439-458.
- Shabafrooz, R., A. Mahboubi, H. Vaziri-Moghaddam, R. Moussavi-Harami, A. Ghabeishavi, I. S. Al-Aasam, 2015, Asmari Formation in the Gachsaran and Bibi-Hakimeh oilfields and the nearby Mish Anticline, Zagros basin, Iran: *Facies*, v. 61, p. 121-146.
- Sharland, P. R., D. M. Casey, R. B. Davies, M. D. Simmons, and O. E. Sutcliffe, 2004, Arabian plate sequence stratigraphy: Revisions to SP2, *GeoArabia*, v. 9, p. 199-214.
- Sharland, P. R., R. Archer, D. M. Casey, R. B. Davies, S. H. Hall, A. P. Heward, A. D. Horbury, and M. D. Simmons, 2001, Arabian Plate sequence stratigraphy: *GeoArabia Special Publication*, v. 2, p. 371.
- Shinn, E., 1983, Tidal flats, In Scholle, P. A. Bebout, D. G. Moore, C. H. (Eds.), *Carbonate Depositional Environments: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 33, p. 171-210.
- Sibley, D. F., and J. M. Gregg, 1987, Classification of dolomite rock texture: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, no. 6, p. 967-975.
- Tucker, M., and V. P. Wright, 1990, *Carbonate Sedimentology*: Blackwell Scientific, 482 p.
- Van Bukhem, F. S. P., T. L. Allan, G. V. Laursen, M. Lotfpour, A. Moallemi, S. Monibi, H. Motiei, N. A. H. Pickard, A. R. Tahmasbi, V. Vedrenne, and B. Vincent, 2010, Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposit in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 329, p. 219-263.
- Vaziri-Moghaddam, H., M. Kimiagari, and A. Taheri, 2006, Depositional Environment and sequence stratigraphy of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in SW Iran: *Facies*, Springer Verlag, v. 52, p. 41-51.
- Vaziri-Moghaddam, H., A. Seyrafian, H. Motiei, 2010, Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence: *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, v. 27, no. 1, p. 56-71.
- Wilson, J. L., 1975, *Carbonate Facies in Geologic History*: Springer, Verlag, 471 p.
- Wynd, J. G., 1965, Biofacies of Iranian oil consortium agreement area: Iranian Operating Oil Companies, Report 1082, 80 p, Unpublished.
- modern Bahamian carbonate sediments: *American Association Petroleum Geology Memoir*, v. 1, p. 253-272.
- Karimi Mossadegh, Z., D. W. Haig, T. Allan, M. H. Adabi, and A. Sadeghi, 2009, Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 272, p. 17-36.
- Khalifa, M. A., 2005, Lithofacies, diagenesis and cyclicity of the Lower Member of the Khuff Formation (Late Permian), Al Qasim Province, Saudi Arabia: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 25, p. 719-734.
- Khatibi Mehr, M., and M. H. Adabi, 2014, Microfacies and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of a foraminifera-dominated carbonate ramp system in the late Paleocene to Middle Eocene, Alborz basin, Iran: *Carbonates and Evaporites*, v. 29, p. 155-175.
- Laursen, G. V., S. Monibi, T. L. Allan, N. A. Pickard, A. Hosseiney, B. Vincent, Y. Hamon, F. S. P. Van-Bukhem, A. Moallemi, and g. Druillion, 2009, The Asmari Formation revisited: change stratigraphic allocation and new biozonation, Shiraz, First International Petroleum Conference & Exhibition, European Association of Geoscientists and Engineers, Bolletin 29.
- Nelbelsick, J. H., M. Rasser, and D. Bassi, 2005, Facies dynamic in Eocene to Oligocene Ciecumalpine carbonates: *Facies*, v. 51, p. 197-216.
- Pomar, L., 2001, Types of carbonate platforms: a genetic approach, *Basin Research*, v. 13, p. 313-334.
- Rahmani, A., H. Vaziri-Moghaddam, and A. Ghabeishavi, 2009, A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene-Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros basin, SW Iran: *Historical Biology*, v. 21, p. 215-227.
- Renema, W., 2006, Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic – carbonate shelf of East Kalimantan, Indonesia: *Marine Micropaleontology*, v. 58, p. 73-82.
- Richardson, R. K., 1924, The geology and oil measures of South West Persia: *Journal of Institution, Petroleum, Technology*, v. 10, no. 43, p. 256-283.
- Romero, J., E. Caus, and J. Rosell, 2002, A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposit on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 179, p.