

چینه‌نگاری سکانسی و فرایندهای دیاژنتیکی سازندهای آسماری و جهرم در جنوب شرق شیراز (تنگ زنجیران)

سیما شاهین‌فر^{۱*}، علیرضا شاکری^۲، حسین مصدق^۳

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۲/۱۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۸/۲۰

چکیده

سازند آسماری در برش چینه‌شناسی تنگ زنجیران دارای سستبرای ۲۱۹ متر است. این سازند از سنگ آهک‌های توده‌ای خاکستری رنگ حاوی روزنه‌دارانی کف‌زی و آهک‌های ضخیم لایه کرم رنگ حاوی دوکفه‌ای و خار اکتینودرم با میان لایه‌های نازک مارن تشکیل شده است. این سازند بر روی آهک‌های توده‌ای جهرم و در زیر سازند رازک بطور تدریجی قرار گرفته است. سازند جهرم نیز در این برش دارای سی و دو متر ضخامت بوده و شامل آهک‌های توده‌ای با رنگ خاکستری دارای اشکال حاصل از انحلال است. این سازند بر روی شیل‌های سازند پابده قرار می‌گیرد. در حدود ۱۲۶ نمونه از این برش به منظور مطالعه میکروفاسیس، چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی برداشت شده است. لذا ۱۵ میکروفاسیس از رمپ داخلی تا خارجی برای اولین بار شناسایی گردید. سن سازند آسماری بر اساس گسترش چینه‌شناسی روزنه‌داران کف‌زی از الیگوسن زیرین (روپلین - شاتین) تا میوسن زیرین (آکیتانین)، و سن سازند جهرم ائوسن بالایی (پریابونین) تعیین شده است. با توجه به ستون رخساره‌ای و تغییرات آنها در توالی عمودی و تغییرات سطح نسبی آب دریا، توالی مورد مطالعه را می‌توان به سه سکانس رسوبی تقسیم نمود. از قاعده برش به سمت راسی آن، این سکانس‌ها عبارت‌اند از Seq3 - Seq2 - Seq1. تمامی این سکانس‌ها دارای دو سیستم تراکت TST و HST هستند که مجموعه رخساره‌های تشکیل‌دهنده آنها، نیز روندهای عمیق و کم عمق شونده روبه بالا نشان می‌دهند. در میان سکانس‌های شناسایی شده، عمیق‌ترین رخساره‌ها بر سطح حداکثر غرقایی سکانس Seq2 منطبق شده‌اند. همچنین، در انتهای این سکانس نیز، کم عمق‌ترین رخساره‌ها قرار دارند. فرایندهای دیاژنتیکی اصلی شناسایی شده شامل میکریتی شدن، دولومیتی شدن، فشردگی، سیمانی شدن، آهن دار شدن، نئومورفیسم، تخلخل، شکستگی و فابریک ژئوپتال می‌باشند.

واژگان کلیدی

سازند آسماری، سازند جهرم، تنگ زنجیران، میکروفاسیس، چینه‌نگاری سکانسی، دیاژنز.

Sequence Stratigraphy and Diagenetic Processes of Asmari and Jahrom Formations in South-East of Shiraz (Tange Zanjiran)

Sima Shahinfar^{1*}, Alireza Shakeri², Hossein Mosadegh³

Abstract

Asmari Formation in Tange-zanjiran section reaches to 219 m in thick. It consists of gray massive limestones containing benthic foraminifera, cream thick limestones including bivalves and echinoid spines with intercalation of the thin marl. This formation covered upon Jahrom Formation and is gradually underlain by Razak Formation. In this section, The Jahrom Formation is 32m in thick and contains gray massive limestone with solution features by crushing. This formation covered Pabdeh Formation. About 126 samples were collected for studding microfacies, sequence stratigraphy and paleontology. The 15 microfasies from inner to outer ramp are recognised for the first time. The Asmari Formation is dated Early Oligocene (Rupelian - chatian) - Early Miocene (Aqutanian) and Jahrum Formation is dated Late Eocene (Priabonian) on the basis of benthic foraminifera. The three sedimentary sequences (seq1-seq2-seq3) are distinguished on the basin of facies components, from base to top. They show two system tracts (TST and HST) with shallowing upward. The deepest sequence is related to maximum flooding surface (seq2). The diagenetic process consists of Micritization, Dolomitization, Compaction, Cementation, Hematitization, Neomorphism, Porosity, Fracturing, Bioturbation and Geopetal fabric.

Keywords

Asmari Formation, Jahrom Formation, Tange Zanjiran, Microfacies, Sequence Stratigraphy, Diagenes.

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد چینه و فسیل‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور
۲. مدیرگروه پژوهش زمین‌شناسی، پژوهشگاه صنعت نفت
۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه خوارزمی

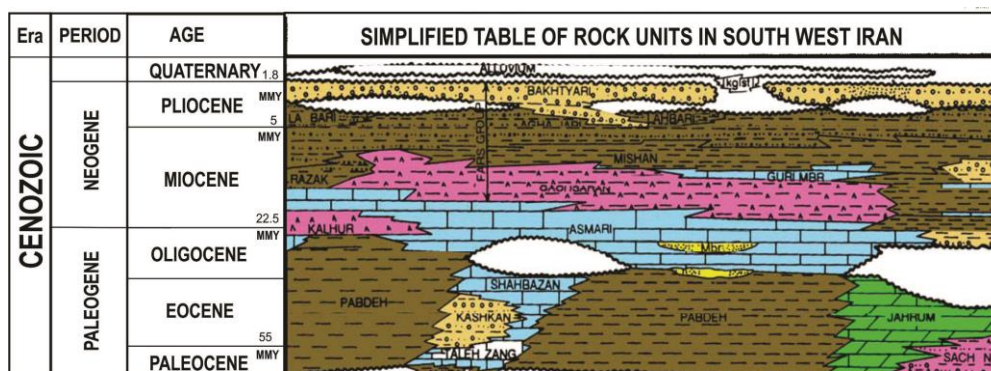
* (corresponding author: s.shahinfar22@yahoo.com)
alirezashakeriar@ripi.ir
hosadegh@gmail.com

مقدمه

سازند آسماری با توالی ضخیمی از سنگ‌های کربناته الیگومیوسن مهم‌ترین، جوان‌ترین و بزرگ‌ترین سنگ مخزن حوضه رسوبی زاگرس ایران می‌باشد که از دیرباز مورد توجه کثیری از زمین‌شناسان بوده است. این لایه‌ها بر روی یک پلاتفرم کربناته در حوضه زاگرس نهشته شده است (شکل ۱). مطالعات گسترده‌ای بر روی خواص سنگ‌چینه‌ای این سازند انجام شده و به دلیل کشف نفت در آن (برای نخستین بار در خاورمیانه) معروفیت جهانی پیدا کرده است. بوسک و مایو (۱۹۱۹) اولین مقاله درباره آسماری را منتشر کردند. آنها نام آسماری را به ردیفی از سنگ‌های در برگیرنده کرتاسه تا ائوسن اطلاق کردند و سپس در این ردیف یک واحد آهک توده‌ای نومولیت‌دار اضافه کردند که رسما آهک آسماری

نامگذاری و سن آن الیگومیوسن شناخته شد. سازند جهرم نیز به عنوان یکی از سنگ مخزن‌های زاگرس اهمیت زیادی دارد (مطیعی، ۱۳۷۴) و از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان داخلی و خارجی بوده است و مقالات و گزارشات متعددی از دیدگاه‌های مختلف زمین‌شناسی در مورد آن نگاشته شده است. برش نمونه سازند جهرم توسط جیمز و وایند (۱۹۶۵) در تنگ‌آب، در یال شمالی کوه جهرم واقع در جنوب شهرستان جهرم در استان فارس معرفی شد.

این سازند به نامهای آهک ائوسن و آهک گیشون نیز خوانده می‌شود. در این پژوهش، چینه‌نگاری سکانشی و فرایندهای دیارتنیکی سازندهای آسماری و جهرم در برش تنگ‌زنجیران که بخشی از زون زاگرس چین‌خورده در حوضه فارس داخلی می‌باشد، بررسی شده است.



شکل ۱. نمودار تطابق واحدهای سنگ‌چینه‌ای ترشیری در جنوب غرب ایران

روش مطالعه

در برش تنگ‌زنجیران، توالی چینه‌شناسی و تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها در سازندهای جهرم و آسماری مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در این برش، تعداد ۱۲۶ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شده است. و سنگ‌های کربناته به روش دانه‌ام (۱۹۶۲) و امری و کلوان (۱۹۷۲) نامگذاری شده است. جهت بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی از مدل‌های ارائه شده

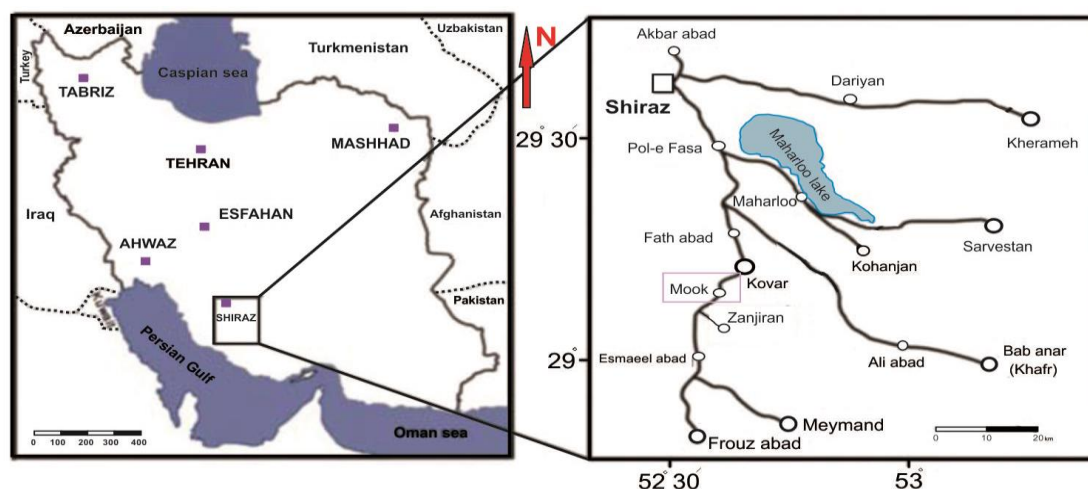
توسط فلوگل (۲۰۱۰)؛ بوکستون و پدلی (۱۹۸۹) استفاده شده است.

موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

برش چینه‌شناسی مورد مطالعه از نظر تقسیم‌بندی جغرافیایی در استان فارس در فاصله ۳۰ کیلومتری جنوب شهرستان شیراز و در شمال روستای موک

شمالی و در یال جنوب غربی کوه سپیدار قرار گرفته است (شکل ۲).

(توابع شهرستان فیروزآباد) با مختصات جغرافیایی $۵۲^{\circ} ۳۹' ۶۷''$ طول شرقی و $۲۹^{\circ} ۸' ۳۸''$ عرض



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی، چینه‌شناسی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

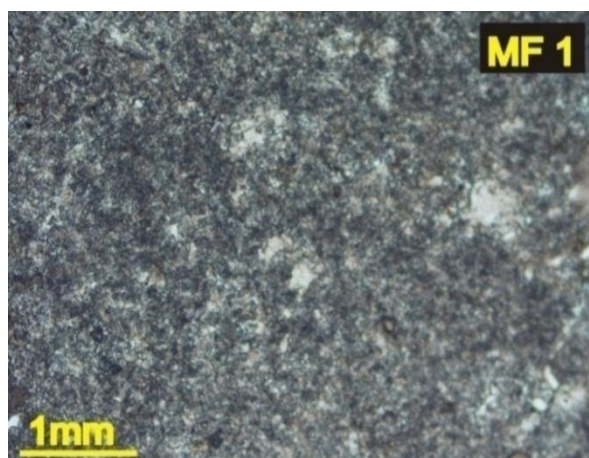
دولومیت‌های موجود، مربوط به زمان رسوبگذاری (اولیه) هستند که بر اثر وجود شورابه‌های دولومیت‌ساز، ایجاد شده‌اند. ساخت فنسترال از مشخصات مهم محیط رسوبگذاری بین و بالای جزرومدی (اینترتایدال و سوپرتایدال) است.

بر اساس مدل فلوگل (۲۰۰۴) نیز این رخساره به محیط بین جزرومدی (اینترتایدال)، تعلق دارد.

شرح و تفسیر میکروفاسیس‌های شناسایی شده مطالعات پتروگرافی و توصیف مقاطع نازک منجر به تعیین رخساره‌های (میکروفاسیس‌های) رسوبی شد. بر این اساس ۱۵ میکروفاسیس در توالی مورد مطالعه شناسایی شد که با علائم MF1 تا MF15 نشان داده شده است.

Dolomicrite (MF1)

این رخساره به صورت مادستون دولومیتی و دارای حفرات فنسترال و آلوکم‌هایی مانند پلت و برخی بایوکلاست‌های ریز است (شکل ۳).



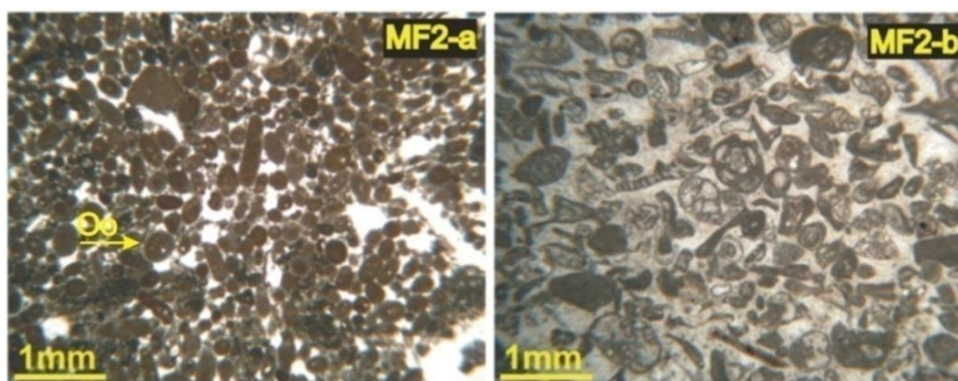
شکل ۳. رخساره دولومیکرایت دارای فابریک چشم پرنده‌ای

Bioclastic-peloid packstone (MF3)

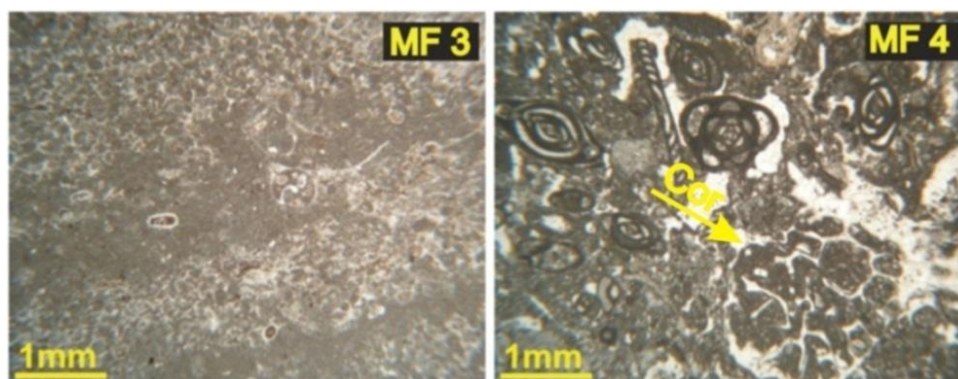
پلوئید، پلت و بایوکلاست‌های ریز، روزنه‌داران کفزی کوچک، میلیولید و گاستروپودها از آلوم‌های تشکیل دهنده این میکروفاسیس هستند (شکل ۵). این میکروفاسیس را می‌توان هم‌ارز رخساره غنی از گاستروپود مجاور شول اوولیتی-بایوکلاستی نواحی رمپ داخلی (رمپ زیر جزر و مدی کم عمق) دانست (بوکستون و پدلی، ۱۹۸۹). این میکروفاسیس معادل RMF16 فلوگل (۲۰۰۴) است.

**Bioclastic-oid grainstone to (MF2)-a packstone
Bioclastic grainstone (MF2) -b**

مهم‌ترین اجزای زیستی و غیرزیستی این میکروفاسیس، شامل اووئید، پلوئید و روزنه‌داران کفزی کوچک مانند *Miliolidae* و *Textularia* هستند. معمولاً اووئیدها دارای کرتکس‌های اندک و هسته‌هایی از خرده‌ها یا روزنه‌داران کفزی میکرایتی شده، می‌باشند (شکل ۴). این میکروفاسیس را می‌توان معادل RMF30 فلوگل (۲۰۰۴) دانست.



شکل ۴. میکروفاسیس‌های مربوط به محیط پشته‌های زیرآبی، که معمولاً به صورت اوولیتی یا بایوکلاستی غنی از فونای لاگونی دیده می‌شوند. (Oo: اووئید)



شکل ۵. MF3: میکروفاسیس مربوط به محیط لاگونی و متشکل از پلوئید، گاستروپود و خرده‌های موجودات کلنی.

MF4: میکروفاسیس مربوط به نهشته‌های قسمت‌های روبه لاگون ریف‌های کومه‌ای.

این میکروفاسیس، شامل مخلوطی از فونای لاگونی و خرده‌های ریفی است. (COR: مرجان)

سایر محتوای آلوکمی نیز شامل خرده‌های اकिनودرم، جلبک‌های قرمز و روزنه‌داران کفزی کوچک و بزرگ (*Nummulites*) و *Miliolidae* و پلئیدها می‌باشد. فراوانی کمتر میلیولید و وجود روزنه‌داران کفزی بزرگ مانند *Nummulites* نیز بیانگر ارتباط بیشتر این میکروفاسیس با دریای باز، نسبت به MF4 است (شکل ۶). این میکروفاسیس را می‌توان معادل RMF15 فلوگل (۲۰۰۴) دانست.

Bioclastic floatstone (MF7)

خرده‌های بریوزوئری، مرجانی و اینتراکلاست‌ها و آلوکم‌هایی از قبیل قطعات جلبک سبز، اकिनودرم و دوکفه‌ای‌ها و بایوکلاست‌های ریز و پلئیدها در این میکروفاسیس دیده می‌شوند (شکل ۷). محتوای گلی بیشتر و فراوانی بیشتر بایوکلاست‌های دریای باز و کاهش سایز و فراوانی اجزای ریفی این میکروفاسیس، نشان دهنده افزایش فاصله از ریف‌های کومه‌ای و قسمت‌های عمیق‌تر محیط رسوبگذاری می‌باشد (شکل ۷). بر این اساس، می‌توان محیط تالوس دور از منشا (*distal talus*) را محل نهشت این میکروفاسیس در نظر گرفت. این میکروفاسیس را می‌توان معادل RMF9 فلوگل (۲۰۰۴) دانست.

Bryozoa-coral grainstone to packstone (MF4)

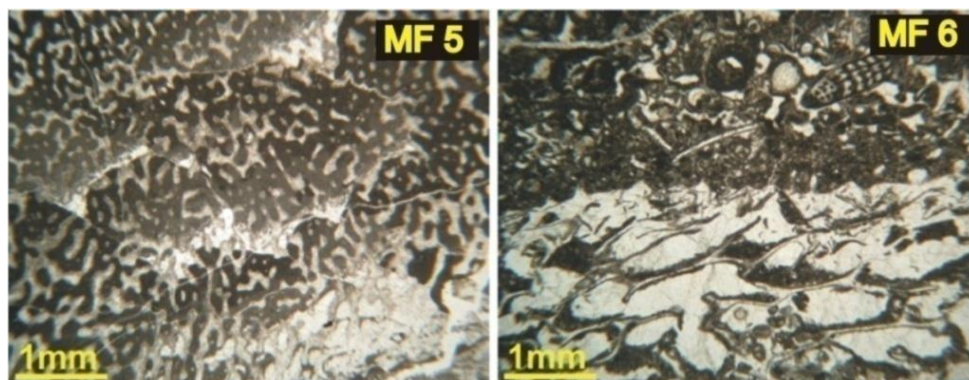
قطعات درشت مرجانی (*scleractin*)، بریوزوئری و اسفنجی از اجزای ریفی تشکیل دهنده این میکروفاسیس هستند. در واقع، مشخصات این میکروفاسیس، مخلوطی از محیط‌های لاگونی ریفی است، به عبارت دیگر، واریزه‌های قسمت پشته‌ای ریف‌های کومه‌ای با آلوکم‌های لاگونی اختلاط یافته‌اند. زمینه این رخساره در بخش‌هایی دارای سیمان می‌باشد که می‌تواند بیانگر افزایش انرژی بوده که بخشی از ماتریکس را از متن شسته است (شکل ۵).

Coralgal boundstone (MF5)

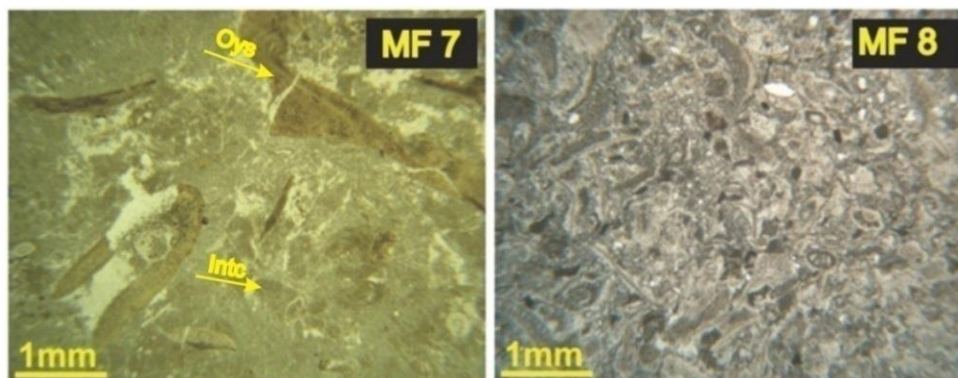
مجموعه‌ای از موجودات کلنی، مانند مرجان‌ها (*scleractin*)، بریوزوآ، اسفنج و جلبک‌های قرمز به همراه روزنه‌داران کفزی کوچک، میلیولید و گاستروپودها از اجزا متشکله این میکروفاسیس هستند (شکل ۶). میکروفاسیس باندستونی را می‌توان مربوط به کمربندهای ریفی کومه‌ای کورآلگال رمپ داخلی دانست (بوکستون و پدلی، ۱۹۸۹). این میکروفاسیس را می‌توان معادل RMF12 فلوگل (۲۰۰۴) دانست.

Coral-bryozoa rudstone (MF6)

این میکروفاسیس، نسبت به MF4، دارای اجزای بریوزوئری بیش‌تر و خرده‌های مرجانی کمتری است.



شکل ۶. باندستون مرجانی (MF5) و رودستون (MF6) مربوط به محیط ریف‌های کومه‌ای و واریزه‌های قسمت‌های جلویی آنها در برش مورد مطالعه.



شکل ۷. MF7: میکروفاسیس تالوس (فلوتستون) دور از منشأ، با قطعات درشت اجزای ریف‌ساز در زمینه‌ای گل غالب.

MF8: میکروفاسیس بایوکلستی قسمت‌های ابتدایی رمپ میانی، شامل خرده‌های اکتینودرم، بریوزوئر،

جلبک‌های قرمز و استراکد و بایوکلست‌های ریز و روزنه‌داران کفزی. (Oys: اویستر، Intc: اینتراکلاست)

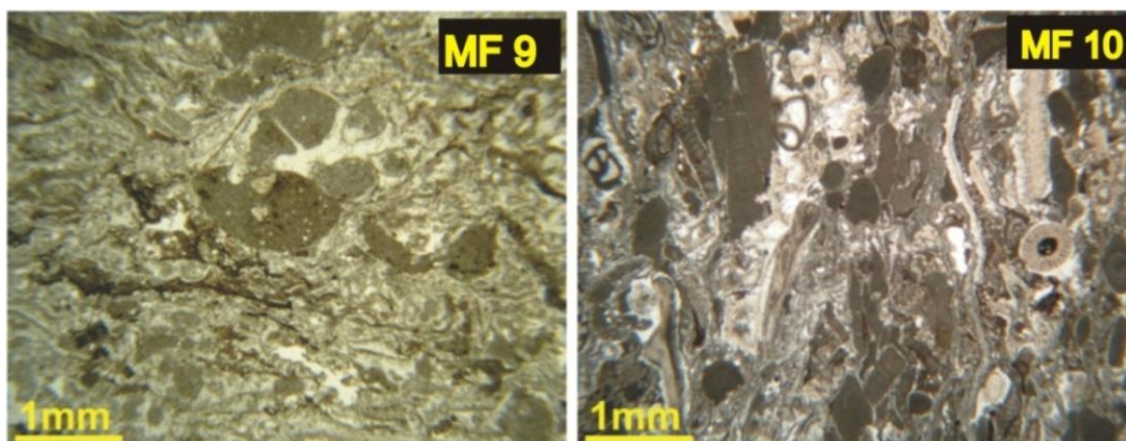
Bioclastic packstone(MF8)

خرده‌های اکتینودرم، بریوزوئر، جلبک‌های قرمز و استراکد و بایوکلست‌های ریز و روزنه‌داران کفزی کوچک و بزرگ به همراه پلوئیدها، از اجزای تشکیل دهنده این میکروفاسیس هستند (شکل ۷).

با افزایش فاصله از ریف‌های کومه‌ای، فراوانی اجزای موجودات ریف‌ساز به شدت کاهش یافته و اجزای دریای باز و قسمت‌های عمیق‌تر، فراوان‌تر می‌شوند (فلوگل، ۲۰۰۴).

Intraclastic- bioclastic packstone (MF9) to grainstone

مجموعه‌ای از بایوکلست‌های متنوع، با سایزها و فراوانی‌های مختلف و خصوصاً قطعات اینتراکلاستی در این میکروفاسیس دیده می‌شوند. معمولاً این میکروفاسیس، مخلوطی از اجزای تمامی میکروفاسیس‌های شناسایی شده در توالی مورد مطالعه است که همراه با مشخصات بافتی آنها، گویای شرایط آشفته محیط نهشت آن می‌باشد (شکل ۸).



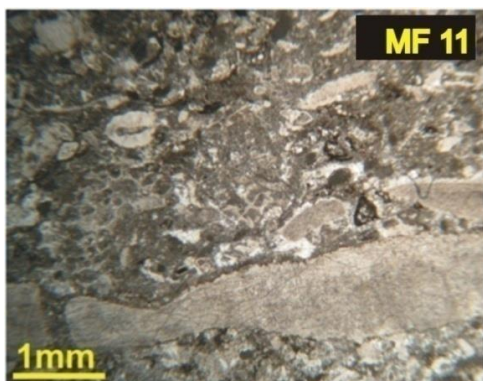
شکل ۸. MF9: میکروفاسیس محیط کانالی. به صورت مخلوطی از اینتراکلاست و بایوکلست‌های مختلف و ریز و درشت.

MF10: میکروفاسیس غنی از خرده‌های جلبکی قرمز و خارپوست که نشان‌دهنده رخساره سنگفرش رودولیتی - جلبک کورالین می‌باشد.

میکروفاسیس هستند (شکل ۸). فراوانی جلبک قرمز و روزنه داران کفزی بیانگر محیط دریایی باز کم عمق و مجاورت با عمق استهلاک امواج در نواحی رمپ میانی است. این میکروفاسیس را می توان به عنوان رخساره سنگفرش رودولیتی رمپ های کریناته ترشیاری ناحیه تتیس در نظر گرفت که علاوه بر جلبک های کورالین، دارای جلبک های کودیاسه، علف های دریایی، روزنه داران میلیولید و بریوزوآهای پوشش دهنده هستند (بوکستون و پدلی، ۱۹۸۹).

Bioclastic-echinoderm packstone (MF11)

خرده های اکنودرم، جلبک قرمز، بریوزوئر و روزنه داران کفزی کوچک و بزرگ و پلوئیدها در این میکروفاسیس دیده می شوند (شکل ۹). فراوانی قطعات اکنودرمی بیانگر نهشت در محیط رمپ میانی بوده (فلوگل، ۲۰۰۴). این میکروفاسیس را می توان معادل RMF7 فلوگل (۲۰۰۴) دانست.



معمولاً آلوکم های ریز و درشت مانند بریوزوئر، اکنودرم، جلبک های قرمز و سبز، دوکفه ای، گاستروپود، استراکد، مرجان، روزنه داران کفزی Textularidae، Miliolidae و Nummulites و پلوئیدها در ماتریکسی میکرایتی تا آرایشی کاملاً دانه غالب قرار دارند. رخساره های کانالی در محیط های رمپی، از بخش های ابتدایی تا بخش های انتهایی آن، تداوم دارند (فلوگل، ۲۰۱۰) که در آن، مخلوط آشفته ای از آلوکم های قسمت های داخلی پلاتفرم تا قسمت های خارجی آن دیده می شود. این میکروفاسیس را نیز می توان تا حدی معادل RMF9 فلوگل (۲۰۰۴) دانست.

Bioclastic-red algae packstone (MF10)

جلبک های قرمز به صورت چسبیده به سطوح مختلف (rhodoid or encrusting) یا آزاد، خرده های اکنودرمی و بریوزوئری و روزنه داران کفزی کوچک (مانند Neorotalia) و بزرگ از اجزای مهم این



شکل ۹ MF11: میکروفاسیس غنی از خرده های اکنودرمی مربوط به محیط رمپ میانی. MF12: میکروفاسیس بایوکلاستی - روزنه داران، شامل خرده های اکنودرمی و روزنه داران کفزی بزرگ از قبیل نومولیت و لپیدوسیکلینا.

این میکروفاسیس را می توان معادل RMF13 فلوگل (۲۰۰۴) در نظر گرفت. در حقیقت، این میکروفاسیس زون حدواسط بین MF11 و رخساره روزنه داران کفزی بزرگ (MF13) است که به عنوان کمربند رخساره ای شاخص رمپ های ترشیاری ناحیه تتیس در نظر گرفته می شوند (بوکستون و پدلی، ۱۹۸۹).

Large foram-bioclastic packstone (MF12)

روزنه داران کفزی بزرگ مانند Nummulites و Lepidocyclina، از اجزای مهم این میکروفاسیس هستند که همراه با آنها، روزنه داران کفزی کوچک و میلیولیدا و بایوکلاست های ریز و خرده های جلبک قرمز و اکنودرمی نیز دیده می شود (شکل ۹).

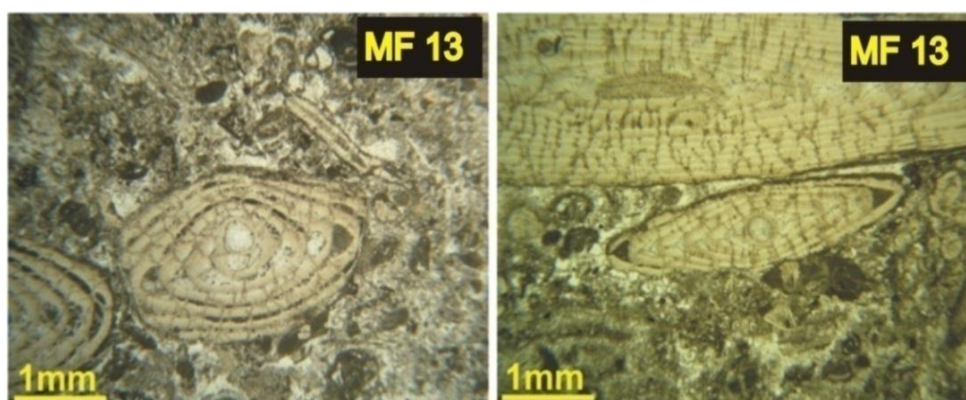
Heterostegina و *Nummulites* *Lepidocyclina*

بیانگر قسمت‌های میانی رمپ و موقعیت‌های الیگوتروفیک هستند.

حضور خرده‌های اسکلتی فونای دریای باز مانند بریوزوئر و اکینودرم و *Lepidocyclina* و *Nummulites* بیانگر محیط دریای باز کم تا متوسط انرژی بین سطح اساس امواج طوفانی و عمق استهلاک امواج است (ویلسون، ۱۹۷۵؛ فلوجل، ۲۰۰۴).

Bioclastic-large foram packstone (MF13) to grainstone

در مقایسه با MF12، روزنه‌داران کفزی بزرگ، فراوانی و تنوع بیشتری (اغلب *Nummulites*، *Lepidocyclina* و *Heterostegina*) داشته و سایر آلوکرها مانند میلیولیدا، بایوکلست‌های ریز و خرده‌های بریوزوئری و اکینودرمی، از اجزای متشکله این میکروفاسیس هستند (شکل ۱۰). حضور جلبک‌های کورالین و روزنه‌داران کفزی بزرگ مانند

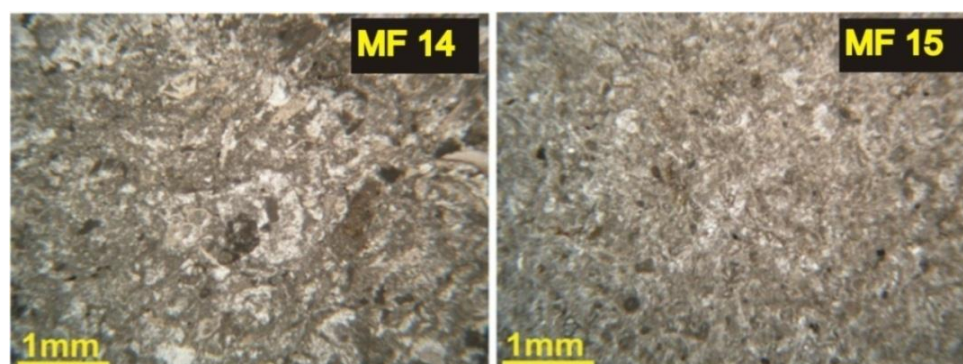


شکل ۱۰. میکروفاسیس‌های مربوط به رخساره روزنه‌داران کفزی بزرگ رمپ‌های ترشیاری ناحیه تتیس.

پارامترهای مهم در تفکیک این میکروفاسیس از MF13 و MF15 بود که شرایطی کم انرژی و محیطی مانند قسمت‌های انتهایی رمپ میانی تا قسمت‌های خارجی یک پلاتفرم کربناته را نشان می‌دهد.

Fine bioclastic-echinoderm packstone (MF14)

مهم‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده این میکروفاسیس شامل خرده‌های اکینودرمی و بایوکلست ریز است. (شکل ۱۱). حضور قطعاتی از روزنه‌داران کفزی بزرگ و نبود اشکال پلانکتون و وجود بایوکلست‌های ریز از



شکل ۱۱. میکروفاسیس‌های مربوط به قسمت‌های عمیق پلاتفرم آسماری. حضور فرام‌های پلانکتونیک و بایوکلست‌های ریز، نشان‌دهنده محیط‌های کم‌انرژی و عمیق زیر عمق استهلاک امواج است.

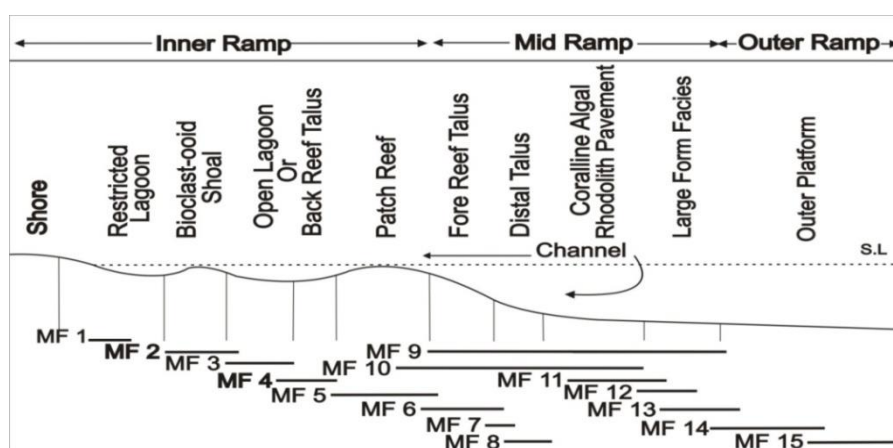
محیط رسوبی و توزیع میکروفاسیس‌های شناسایی شده

بر مبنای میکروفاسیس‌های شناسایی شده و مدل‌های رسوبی مختلفی که در منابع مختلف، برای پلاتفرم‌های عهد حاضر و یا انواع دیرینه ارائه شده است (فلوگل، ۲۰۰۴). تصور می‌شود که توالی مورد مطالعه نیز در قسمت‌های داخلی تا خارجی یک رمپ کم‌شیب (شکل ۱۲) با مجموعه‌های ریفی مجزا از هم نهشته شده است. براساس مشاهدات صحرایی و مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی، تغییرات تدریجی رخساره‌ها از ساحل به طرف مناطق عمیق‌تر، وجود ریف‌های کم ارتفاع پراکنده و نبود ریف واقعی (Real Reef)، دلایل کافی برای معرفی رمپ کربناته با ریف کومه‌ای در این برش می‌باشد.

Fine bioclastic packstone (MF15)

بایوکلاست‌های ریز، روزنه‌داران پلانکتون (*Globigerina*) و خرده‌های اکینودرم، دوکفه‌ای، استراکد و به مقدار خیلی اندک، میلیولیدا از اجزای تشکیل‌دهنده این میکروفاسیس هستند (شکل ۱۱).

ماتریکس ریز دانه به همراه اشکال پلانکتونیک و کفزی کوچک، بیانگر رژیم هیدرودینامیکی کم انرژی و رسوبگذاری در زیر سطح نرمال امواج و بخش‌های عمیق پلاتفرم است (بوکستون و پدلی، ۱۹۸۹؛ کوزوئیک و همکاران، ۲۰۰۴).



شکل ۱۲. نیمرخ شماتیکی از پلاتفرم آسماری و زیرمحیط‌های مختلف آن و توزیع میکروفاسیس‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه.

شرح و تفسیر سکانس‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه

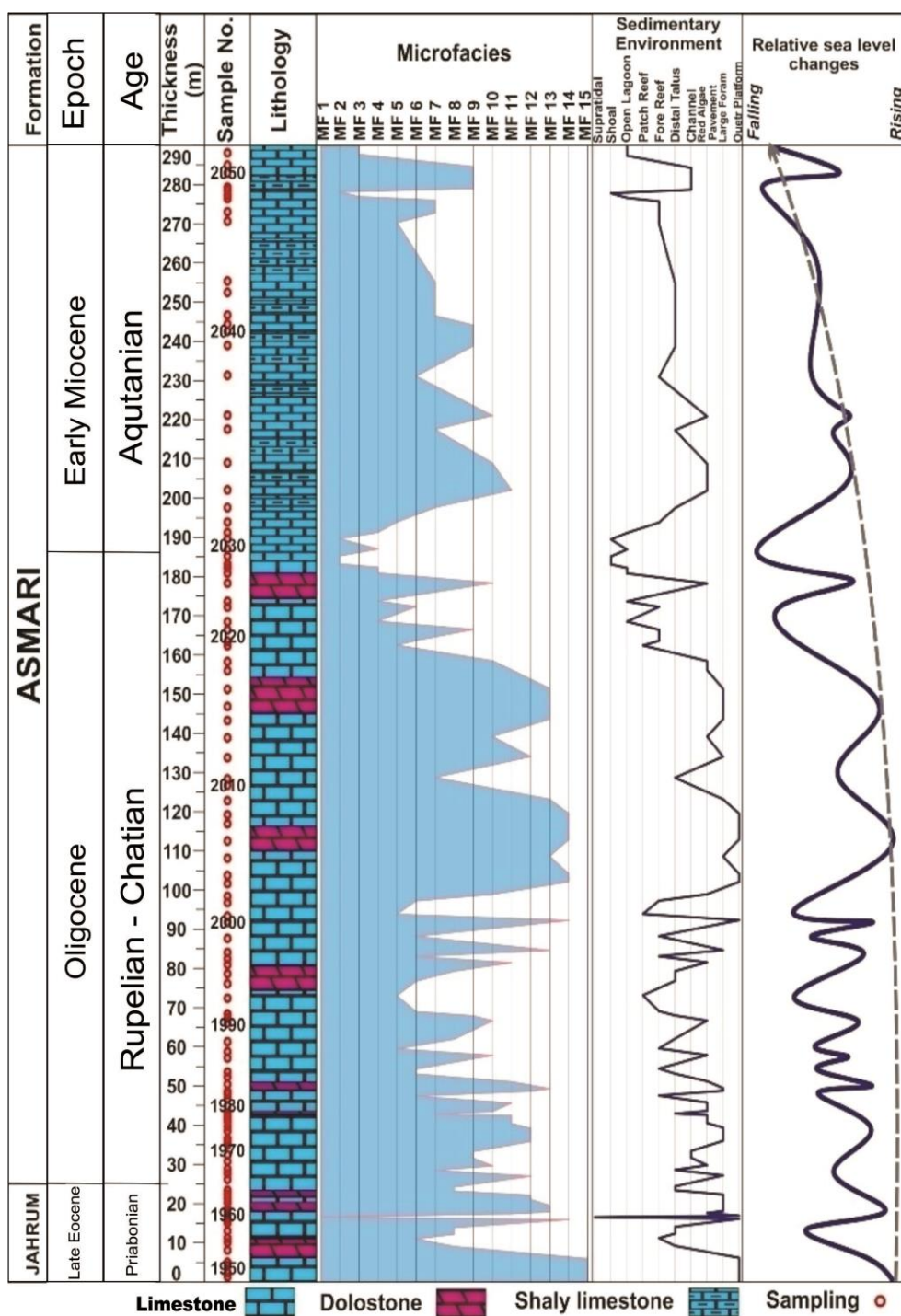
مجموعه‌ای از رخساره‌های نهشته شده طی چرخه‌ای از تغییرات سطح نسبی آب دریا که دارای ارتباط ژنتیکی بوده و در بین دو مرز سکانسی قرار دارند را تحت عنوان سکانس نامگذاری کرده اند.

با توجه به اینکه هر میکروفاسیس، در عمق خاصی از آب دریا نهشته می‌شود، با تغییرات سطح

نسبی آب دریا، آرایش رخساره‌ها در توالی عمودی نیز تغییر می‌یابد.

بنابراین، با مطالعه میکروفاسیس‌ها (رخساره‌ها) در توالی‌های سنگی، می‌توان، تغییرات نسبی سطح آب دریا، طی رسوبگذاری توالی‌های مورد مطالعه را بررسی نمود. بر این اساس، در برش مطالعاتی، روندهای متعدد کم‌عمق و عمیق‌شونده روبه‌بالا دیده می‌شود (شکل ۱۳). به‌طورکلی، سازند آسماری در

برش مطالعاتی را می‌توان به صورت یک توالی ضخیم
 کم‌عمق شونده روبه‌بالا در نظر گرفت که خود نیز
 متشکل از چرخه‌های متعدد کم عمق و عمیق شونده
 رو به بالا است.



شکل ۱۳. نمودار تغییرات سطح نسبی آب دریا بر اساس تغییرات میکروفاسیس‌ها و زیرمحیط‌های رسوبگذاری شناسایی شده در توالی مورد مطالعه. بر این اساس، روندهای مختلف کم عمق و عمیق شونده در توالی آسماری دیده می‌شود که همگی آنها روندی کم‌عمق شونده روبه بالا از قاعده به سمت قسمت راسی سازند را نشان می‌دهند.

با توجه به ستون رخساره‌ای و تغییرات آنها در توالی عمودی و تغییرات سطح نسبی آب دریا توالی مورد مطالعه را می‌توان به سه سکانس رسوبی تقسیم نمود که با مرزهای سکانسی نوع دو (Sb2) از یکدیگر جدا می‌شوند (شکل ۱۴). از قاعده سازند آسماری به سمت قسمت راسی آن، این سکانس‌ها عبارت‌اند از Seq.1، Seq.2 و Seq.3. تمامی این سکانس‌ها دارای دو سیستم تراکت TST و HST هستند که هر سیستم تراکت، با الگوی میکروفاسیسی خود به صورت روندهای نسبی در تغییر میکروفاسیس‌ها مشخص می‌گردد.

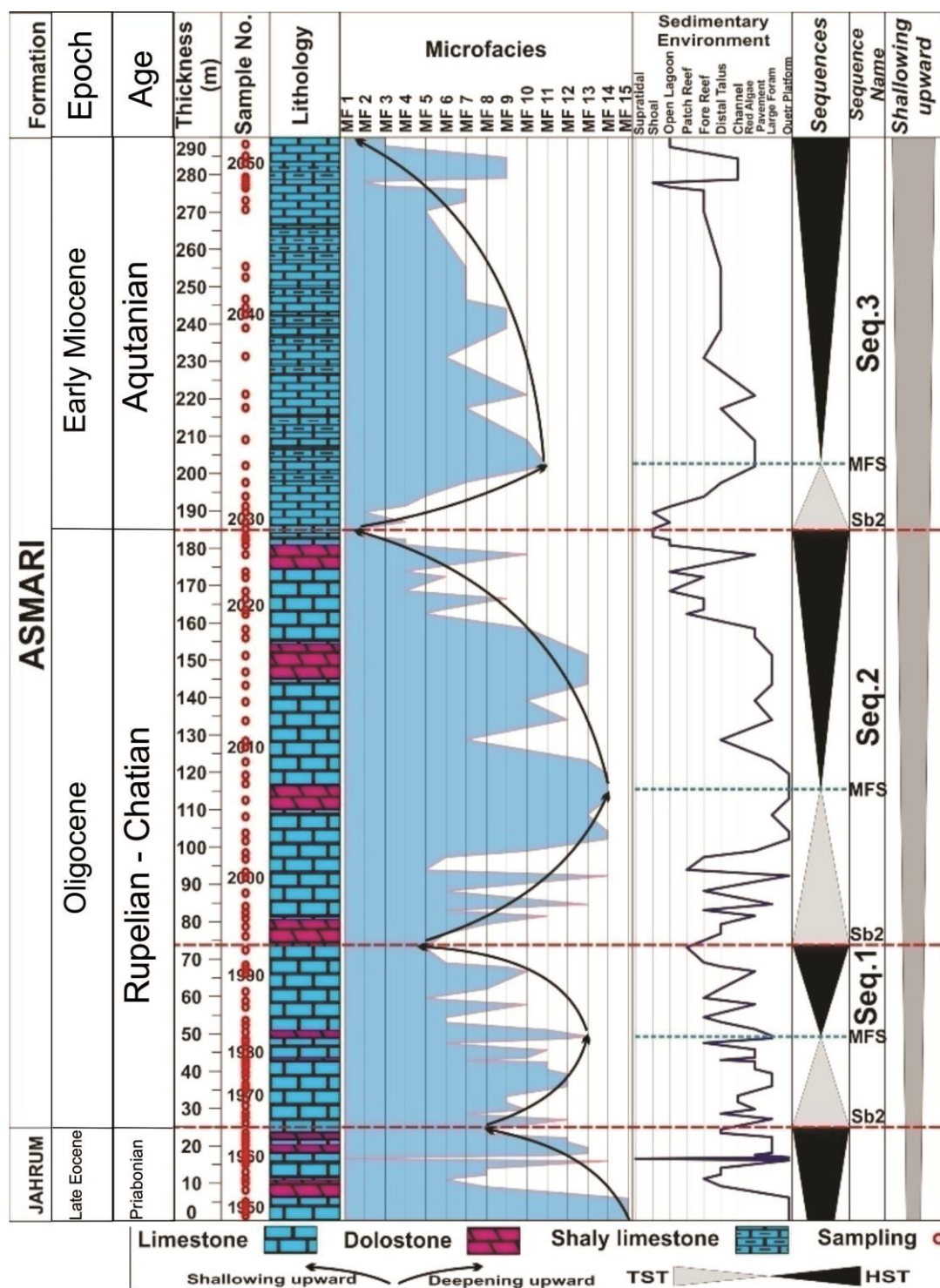
به‌طورکلی در سکانس‌های شناسایی شده، در سیستم تراکت‌های TST، میکروفاسیس‌های مربوط به بخش‌های کم‌عمق‌تر (MF1 تا MF10)، در قاعده قرار داشته که به تدریج به سمت سطح حداکثر غرقابی توسط میکروفاسیس‌های مربوط به قسمت‌های عمیق‌تر جایگزین می‌شوند. در توالی مورد مطالعه مشخصات رسوب‌شناسی این سیستم تراکت (TST) به صورت توالی با فراوانی رخساره‌های رمپ میانی و پلاتفرم خارجی با روندی عمیق‌شونده روبه بالا می‌باشد.

سطح حداکثر غرقابی هر سکانس، توسط عمیق‌ترین میکروفاسیس‌ها مانند MF15 تا MF11 مشخص می‌شوند. در توالی مورد مطالعه این سطح با عوارضی

مانند گسترش توالی‌های گل غالب و کم انرژی اواخر رمپ میانی یا رمپ خارجی مشخص می‌شود.

بر عکس این حالت نیز در بخش HST دیده می‌شود، به این صورت که از سطح حداکثر غرقابی یا ابتدای HST، به‌سوی مرز سکانسی یا انتهای HST، میکروفاسیس‌های کم‌عمق‌تر (MF1 تا MF10) بر روی میکروفاسیس‌های عمیق‌تر (مانند MF15 تا MF11) قرار می‌گیرند. در توالی مورد مطالعه، مشخصات رسوب‌شناسی این سیستم تراکت (HST) به صورت توالی با فراوانی رخساره‌های رمپ داخلی و میانی در روندی کم‌عمق‌شونده رو به بالا می‌باشد. معمولاً مرزهای سکانسی، با کم‌عمق‌ترین میکروفاسیس‌ها نسبت به سایر قسمت‌های سکانس، مشخص می‌شوند و سطح حداکثر غرقابی نیز با عمیق‌ترین میکروفاسیس‌ها (نسبت به سایر قسمت‌های سکانس) مشخص می‌شوند. در میان سکانس‌های شناسایی شده، عمیق‌ترین میکروفاسیس‌ها (MF14 و MF15) بر سطح حداکثر غرقابی سکانس Seq.2 منطبق شده‌اند. همچنین، در انتهای این سکانس نیز، کم‌عمق‌ترین میکروفاسیس‌ها قرار دارند (MF1).

به‌طورکلی، هر سه سکانس شناسایی شده، روندی کم‌عمق‌شونده روبه‌بالا نشان می‌دهند از قاعده به سمت قسمت‌های راسی، رخساره‌های عمیق‌تر با رخساره‌های کم‌عمق‌تر، جایگزین می‌شوند (شکل ۱۴).



شکل ۱۴. سکانس‌های رسوبی شناسایی شده در برش مورد مطالعه. بر اساس تغییرات رخساره‌ای در توالی عمودی، سه سکانس قابل شناسایی هستند که هر یک، دارای روندهای عمیق و کم‌عمق‌شونده روبه بالا هستند. تمامی توالی مورد مطالعه را می‌توان به صورت یک توالی کم عمق شونده روبه بالا در نظر گرفت.

فرایندهای دیاژنتیکی

دیاژنز در رسوبات شامل کلیه فرایندهای فیزیکی، شیمیایی و زیستی می‌باشد که از زمان ته‌نشینی تا قبل از دگرگون‌شدن بر رسوبات اعمال می‌شود (فلوگل، ۲۰۰۴).

مطابق بررسی‌های دقیق میکروسکوپی انجام شده بر روی مقاطع موجود، فرایندهای دیاژنتیکی در برش مورد مطالعه عبارت‌اند از: دولومیتی‌شدن، میکرایتی‌شدن، سیمانی‌شدن، فشردگی، آهن‌دار شدن، تخلخل، شکستگی، آشفستگی زیستی، نئومورفیسم، فابریک ژئوپتال.

دولومیتی‌شدن (Dolomitization)

در برش مورد مطالعه قسمتی از سنگ‌های آهکی، دولومیتی شده است. از جمله دولومیت‌های مشاهده شده می‌توان به دولومیت نوع اول (دولومیکرایت)، دولومیت نوع دوم (دولومیکرواسپاریت) و دولومیت نوع سوم (دولواسپاریت) اشاره کرد. اندازه بلورها در دولومیکرایت کمتر از ۱۶ میکرون بوده و به دلیل اندازه بسیار ریز بلورها، حفظ بافت اولیه و نبود فسیل، در محیط‌های سوپرتایدال تا قسمت‌های بالایی ایتترتایدال تشکیل شده است (آدابی، ۱۳۸۳). این دولومیت‌ها از نوع اول بوده و همزمان با رسوبگذاری و یا در مراحل اولیه دیاژنز در محدوده فراکشنندی تشکیل می‌شوند (شکل ۱۵-الف). اندازه بلورها در دولومیکرواسپاریت بین ۱۶ تا ۶۲ میکرون می‌باشد این نوع دولومیت‌ها گاهی بر اثر تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها حاصل می‌شوند و از نظر بافتی دارای اندازه یکسان هستند (شکل ۱۵-ب). دولواسپاریت‌ها دارای بلورهایی به ابعاد ۶۲ تا ۲۵۰ میکرون هستند و بصورت بلورهای شکل‌دار با مرزهای مسطح و گاه بصورت بلورهای منفرد دیده می‌شوند (آدابی، ۱۳۸۳) (شکل ۱۵-پ).

آهن‌دار شدن (Hematitization)

ترکیبات آهن‌دار بیشتر در امتداد استیلولایت، رگچه‌های انحلالی، داخل حجرات فسیلی و یا در فضای متخلخل دیده می‌شود. هماتیت در طی هوازگی و اکسیداسیون پیریت یا سایر کانیهای سولفید آهن تشکیل می‌شود (شول و اولمر شول، ۲۰۰۶). آهن دار شدن عمدتاً مربوط به دیاژنز تدفینی است (تاکر، ۲۰۰۱) (شکل ۱۵-ت).

شکستگی (Fracturing)

بیشتر سنگهای کربناته دارای شکستگی در حد میلیمتر تا سانتی‌متر هستند که به وسیله بلورهای کلسیت پر شده‌اند. شکستگی‌ها در سنگ‌های کربناته در طی مراحل دیاژنز و در اثر تنش‌های تکتونیکی ایجاد می‌شوند (شکل ۱۵-ث).

فابریک ژئوپتال (Geopetal)

فابریک ژئوپتال شاخص مناسبی برای تعیین جهت فوقانی لایه‌هاست مشروط به اینکه صدف پس از تشکیل ساخت چهار جابجایی و تغییر وضعیت نشده باشد. این ساختارها سطح فوقانی را در زمان رسوبگذاری ثبت می‌کنند و در برخی موارد شیب اولیه را نشان می‌دهند (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). این فابریک به صورت محدود در برش مورد مطالعه مشاهده شده است (شکل ۱۵-ج).

تخلخل (Prosity)

بر اساس طبقه‌بندی شوکت و پرای (۱۹۷۰) انواع تخلخل بر اساس وابستگی و یا عدم وابستگی به فابریک سنگ، به سه دسته ۱. تخلخل وابسته به فابریک ۲. تخلخل غیروابسته به فابریک ۳. تخلخل‌های وابسته یا غیروابسته به فابریک تقسیم می‌شوند.

از انواع تخلخل‌های ذکر شده در برش مورد مطالعه، از تخلخل‌های وابسته به فابریک، تخلخل چشم‌پرنده‌ای و از انواع تخلخل‌های غیروابسته به فابریک، تخلخل کانالی و تخلخل حفره‌ای مشاهده گردید (شکل ۱۵- ح، خ، د).

میکرایتی شدن (Micritization)

فرایندی است که به موجب آن حاشیه یا کل دانه توسط بلورهای کربناته کریتوکریستالین یا میکروکریستالین جایگزین می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰) (شکل ۱۵- د).

آشفته‌گی زیستی (Bioturbation)

جانوران مختلفی که در نواحی دریایی و در داخل لجن‌های آهکی زندگی می‌کنند موجب بهم ریختن رسوبات ته‌نشین شده در نواحی آرام بستر دریا می‌شوند. آشفته‌گی زیستی (حفاری بزرگ مقیاس در رسوب نرم) موجب گردیده تا با یکنواخت شدن زمینه، مادستون در کنار وکستون و یا پکستون در کنار گرینستون دیده شود (شکل ۱۶- پ).

نئومورفیسم (Neomorphism)

فرایند نئومورفیسم بیانگر فرایندهای جانشینی و تبلور دوباره می‌باشد (فولک، ۱۹۷۴). فرایند نئومورفیسم موجب افزایش یا کاهش ابعاد بلورها می‌گردد (شکل ۱۶- الف).

فشرده‌گی یا تراکم (Compaction)

تراکم در این برش به دو صورت شیمیایی و مکانیکی دیده می‌شود:

تراکم فیزیکی یا مکانیکی: مهم‌ترین فرایندی که منجر به آرایش نزدیکتر دانه‌ها، شکسته شدن بایوکلاست و فشرده‌گی و خم‌شدگی آلوکم‌ها شده است (شکل ۱۶- ب).

تراکم شیمیایی: فرایند تراکم شیمیایی به اشکال استیلولایت و درزه‌های انحلالی مشخص می‌شوند

(لانگمن، ۱۹۸۴). در رخساره‌های مورد مطالعه تنها ویژگی استیلولایت تشخیص داده شد (شکل ۱۶- ت).

سیمانی شدن (Cement)

سیمان در حقیقت ته نشست مواد شیمیایی از محلول‌های فوق اشباع موجود در داخل حفرات سنگ می‌باشد (فلوگل ۲۰۰۴).

الف) سیمان بلوکی (Blocky Cement)

سیمان کلسیتی متوسط تا درشت بلور و بدون جهت‌یافتگی که در محیط‌های دیاژنتیکی فراتیک و تدفینی تشکیل می‌شوند. در ضمن می‌توانند به صورت ثانویه فضای حاصل از انحلال دانه‌هایی با ترکیب کانی‌شناسی ناپایدار را پرکنند (فلوگل، ۲۰۰۴). سیمان بلوکی در رخساره‌های ناحیه مورد مطالعه به فراوانی در داخل شکستگی‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۱۶- ث).

ب) سیمان پوئوئیلوتوپیک (Poikilotopic Cement)

این نوع سیمان بلورهای بزرگی دارد که چند دانه را در برمی‌گیرد. اندازه بلورها تا چند میلی متر هم می‌رسد. اینها حاصل هسته‌زایی با نرخ بسیار کم بلورهای کلسیت و رشد بسیار آهسته‌اند (رحیم پوریناب، ۱۳۸۴). در واقع در این نوع سیمان دانه‌ها در زمینه سیمان شناورند (شکل ۱۶- ح).

ج) سیمان تیغه‌ای هم‌ضخامت (Isopachous Bladed Cement)

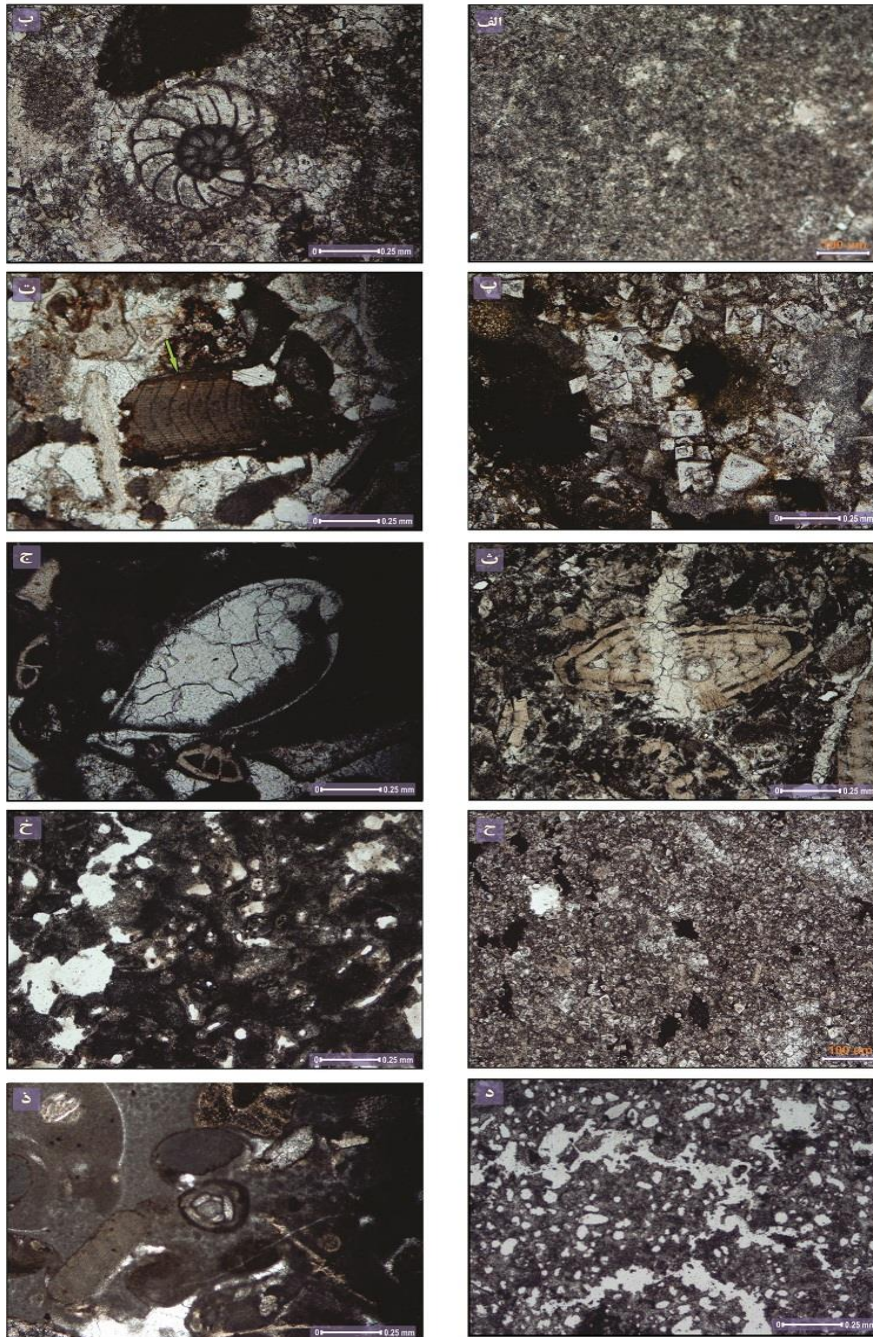
سیمان تیغه‌ای بر روی ذرات اسکلتی، داخل حفرات و شکستگی‌ها تشکیل می‌شود و ترکیب کانی‌شناسی آن معمولاً کلسیت پرمیزیم و آراگونیت می‌باشد.

این نوع سیمان در محیط‌های دیاژنتیکی دریایی توسعه می‌یابد (فلوگل، ۲۰۰۴) (شکل ۱۶- ج).

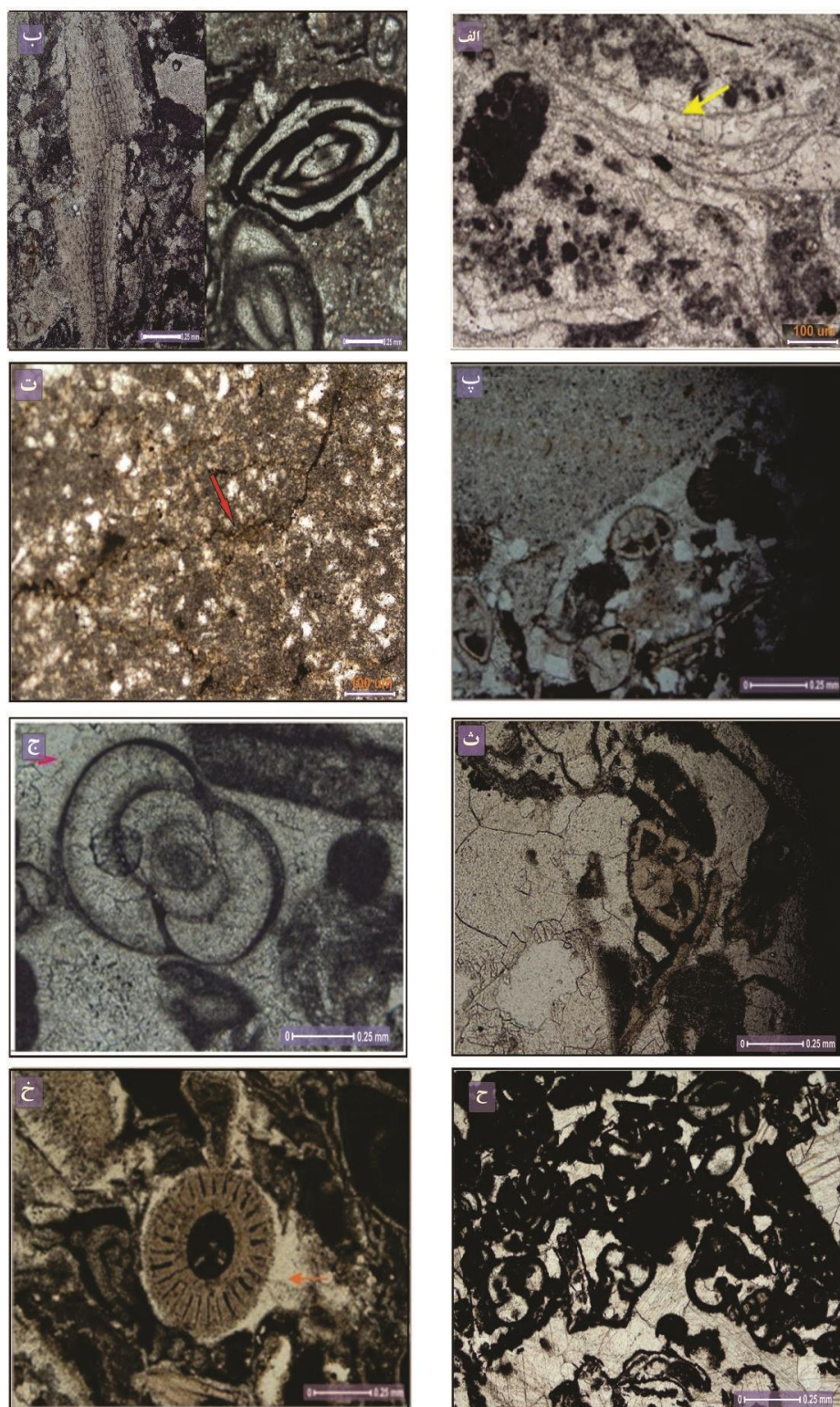
(Syntaxial Cement)

این نوع سیمان حاصل رشد اضافی سیمان در اطراف بلورهای کلسیتی (اغلب خرده‌های خارپوست)

می‌باشد. ویژگی خاص سیمان یاد شده، داشتن پیوستگی نوری یکسان آن با بلور میزبان خود است (شکل ۱۶-خ).



شکل ۱۵. الف) دولومیکرایت، ب) دولومیکرواسپارایت، پ) دولواسپارایت، ت) آهن‌دار شدن اطراف جلبک قرمز، ث) شکستگی پرشده توسط بلورهای کلسیت، ج) فابریک ژئوپتال داخل فسیل استراکد، ح) تخلخل چشم پرنده‌ای، خ) تخلخل حفره‌ای، د) تخلخل کانالی، د) فرایند میکرایتی شدن



شکل ۱۶. الف) نئومورفیس، ب) تراکم فیزیکی، پ) آشفتگی زیستی، ت) استیلولایت، ث) سیمان بلوکی، ج) سیمان تیغه‌ای هم ضخامت، ح) سیمان پوئی کیلوتوپیک، خ) سیمان هم محور (سین تاکسیال)

توالی فرایندهای دیاژنتیک نهشته‌های منطقه

مورد مطالعه

توالی پاراژنتیکی نشان‌دهنده زمان نسبی تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی در ناحیه مورد مطالعه می‌باشد. در مرحله اولیه فرایندهای اولیه دیاژنژی، فشردگی مکانیکی است که بلافاصله پس از ته‌نشینی در کف حوضه آغاز شده است. در طی دیاژنز میانی همراه با فرایندهای فشردگی فیزیکی و شیمیایی، دولومیتی شدن ایجاد می‌شود.

توالی‌های کرناتی که تاکنون در مرحله مزوژنتیک بودند در دیاژنز نهایی، فرسایش و بالآآمدگی

تکتونیک دوباره باعث قرارگیری این توالی‌ها در معرض فرایندهای دیاژنتیکی سطحی (جوی) شده که منجر به شکستگی‌های متعدد و در نهایت با سیمان کلسیت پر شده‌اند (شوکت و پرای، ۱۹۷۰) (شکل ۱۷).

فرایندهای دیاژنزی که منجر به کاهش کیفیت مخزن آسماری شده‌اند عبارت‌اند از سیمانی‌شدن، تراکم و آشفستگی زیستی. فرایندهای بهبود کیفیت مخزن نیز، شامل دولومیتی‌شدن تا حد دولواسپار، شکستگی و همچنین انواع تخلخل‌های کانالی و حفره‌ای می‌باشند.

فرایند دیاژنتیکی	Early	Middle	Late
میکریتی شدن	—————		
دولومیکریت	—————		
دولومیکرواسپارایت	—————		
دولواسپارایت		—————	
سیمان بلوکی			
سیمان هم محور			
سیمان تیغه ای هم ضخامت	—————		
استیلولیتی شدن			
فشردگی مکانیکی	—————	—————	
نئومورفیسم		—————	
تخلخل فنسترال	... —————		
آهن دار شدن			
فابریک ژئوپتال	—————		

شکل ۱۷. توالی پاراژنتیکی انواع فرایندهای دیاژنتیکی مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه

ضخیم‌لایه کرم‌رنگ حاوی دوکفه‌ای و خار اکینودرم با میان لایه‌های نازک مارن تشکیل شده است. این سازند بر روی آهک‌های توده‌ای جهرم و در زیر سازند رازک بطور تدریجی قرار گرفته است. سازند جهرم نیز دارای ۳۲ متر ضخامت بوده و شامل

بحث و نتیجه‌گیری

۱. سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه با ۲۱۹ متر ضخامت است.

این سازند از سنگ‌آهک‌های توده‌ای خاکستری رنگ حاوی روزنه‌داران کفزی و آهک‌های

عمیق‌ترین رخساره‌ها بر سطح حداکثر غرقابی سکانس Seq2 منطبق شده‌اند. همچنین، در انتهای این سکانس نیز، کم عمق‌ترین رخساره‌ها قرار دارند.

۴. فرایندهای دیاژنتیکی اصلی شناسایی شده شامل میکربیتی‌شدن، دولومیتی‌شدن، فشردگی، سیمانی‌شدن، آهن‌دار شدن، نئومورفیسم، تخلخل، آشفستگی زیستی، شکستگی و فابریک ژئوپتال می‌باشند.

سپاسگزاری

در اینجا لازم می‌دانیم تا از داوران محترم که وقت گذاشتند و با حوصله ایرادات این مقاله را به مولفین متذکر نموده‌اند، تشکر نمائیم. از جناب آقای دکتر سیداحمد بابازاده سر دبیر محترم مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و فسیل‌شناختی جهت ویراستاری این مقاله تشکر ویژه داریم. همچنین از جناب آقایان دکتر محمد علی کاووسی و مهندس علیرضا رستمی کارشناسان مدیریت اکتشاف به جهت همکاری ارزشمندشان تشکر می‌نماییم.

آهک‌های توده‌ای با رنگ خاکستری دارای اشکال حاصل از انحلال است. این سازند بر روی شیل‌های ارغوانی پابده قرار می‌گیرد.

۲. براساس بافت‌های رسوبی، پتروگرافی و فونای ناحیه مورد مطالعه، ۱۵ میکروفاسیس تشخیص داده شد. ریز رخساره‌های MF1-MF2-MF3-MF4-MF5 در رمپ داخلی و ریزرخساره‌های MF6-MF7 (MF8-MF9-MF10-MF11-MF12-MF13) در رمپ میانی و ریزرخساره‌های MF14-MF15 در رمپ خارجی نهشته شده‌اند.

۳. با توجه به ستون رخساره‌ای و تغییرات آنها در توالی عمودی و تغییرات سطح نسبی آب دریا، توالی مورد مطالعه را می‌توان به سه سکانس رسوبی تقسیم نمود. از قاعده برش به سمت قسمت رأسی آن، این سکانس‌ها عبارت‌اند از Seq1-Seq2-Seq3 تمامی این سکانس‌ها دارای دو سیستم تراکت TST و HST هستند که مجموعه رخساره‌های تشکیل دهنده آنها، نیز روندهای متعدد عمیق و کم عمق شونده روبه بالا نشان می‌دهند. در میان سکانس‌های شناسایی شده،

منابع

- مطیعی، ه. (۱۳۷۴)، زمین‌شناسی ایران، زمین‌شناسی زاگرس-۱، چاپ اول، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۰۹ صفحه.
- موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، (۱۳۸۴)، اطلس راه‌های ایران.
- Allahkarampour Dill M, Seyrafian A, Vaziri-Moghaddam H (2010) The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy. Carbonates Evaporites 25:145-160.
- Barattolo F, Bassi D, Romero R (2007) Upper Eocene larger foraminiferal- coralline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece). Facies 53:361-375.
- Brandano M, Corda L, 2002. Nutrients, sea level and tectonics: constraints for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. Terra Nova 14, 257-262.
- Busk H. G. & Mayo H. T. (1919): Some notes on the geology of the Persian oil fields. - J Inst, Petrol. Tech. no. 5, 5-26p.
- Buxton M.W.N. & Pedley H.M. (1989): Short paper: a standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps, Journal of the Geological Society, 146: 746-748p.
- Choquette P.W. & Pray L.C. (1970): Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonate. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 54:207-250p.
- آدابی، م. ح. (۱۳۸۳)، ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، ۴۷۶ صفحه.
- رحیم پور بناب، ب. (۱۳۸۴)، سنگ‌شناسی کربناته، ارتباط دیاژنز و تکامل تخلخل، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۲۴ صفحه.

- Cosovic ,V. ,Drobne ,K. & Moro ,A. 2004 ,Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferallimestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula), *Facies* ,50: 61-75.
- Corda ,L. ,Brandano ,M. ,2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp , Central Apennines ,Italy. *Sedimentary Geology* 161 ,55-70.
- Dunham. R. J. Classification of Carbonate rocks according to Dipositional texture. In: W. E. Ham(ed) *Classification of carbonate rock: A symposium. American Association Petroleum Geology Memoir*. 1. 108-121p.
- Embry ,A.F. ,& Klovan ,E.J. (1972): Absolute water limits of the Devonian paleocological zones: *Geol .Rdshch* ,v.61.21-45
- Flugel ,E. (2004) : *Microfacies of carbonate rocks*. Springer-Verlag ,Berlin ,976 pp.
- Flugel ,E. (2010): *Microfacies of carbonate rocks*. Springer-Verlag ,Berlin ,984 pp (Second edition).
- Folk ,R.L. (1974a): *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill ,Austin ,Texas. ,159 pp.
- Gregg ,J. M. ,& Shelton ,K. L. (1990): Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davis Formations (Cambrian) ,southeast Missouri: *Journal of Sedimentary Petrology* ,60: 549-562p.
- James. G. A. ,& J. G. Wynd ,(1965): Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement Area: *Am. Assoc. Petrol. Geol.Bull.* , v. 49. 2182- 2245p.
- Longman ,B.W. (1984) : Pressure responses (deformation) in carbonat sediments and rocks and analysis and application ,In : Purcell ,P.G , (ed) ,*The canning Basin* ,W. A. Proceeding of the Geological Society of western Australia – Petroleum Exploration society of Australia ,235-251p.
- Machel ,H.G. (2005):In vestigations of burial diagenesis in carbonate hydrocarbon reservoir rocks *Geoscince Canada* ,32,103-128p.
- Scholle ,P. A. ,& Ulmer-Scholle ,D.S. (2003): *A color Guide to the petrography of carbonate Rocks: Grains ,textures ,porosity ,diagenesis* , The American Association of petroleum Geologists Tulsa Pub.,459p.
- Tucker ,M. E. (2001): *Sedimentary Petrology* , Blackwell scienc ,oxford OX2. EL ,UK ,262 P.
- Tucker ,M. E . , & Wright ,V. P. (1990): *Carbonate rockes* ,A. A .P. G .Memoir.

