

بررسی ریز رخساره‌ها، فرایندهای دیاژنتیکی و محیط رسوبی سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس ریگ

امید کاک‌مم^{۱*}، محمدحسین آدابی^۲، عباس صادقی^۳، عباسعلی نیک‌اندیش^۴

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه شهید بهشتی

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۴- شرکت ملی نفت مناطق مرکزی ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۴/۱۳

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۲/۱۱/۱۶

چکیده

این مطالعه با هدف تعیین ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی، فرایندهای دیاژنتیکی و ارئه یک مدل رسوبی بر روی نهشته‌های سازند آسماری به سن الیگو- میوسن در برش سطحی تاقدیس ریگ واقع در میدان نفتی کوه ریگ صورت گرفته است. در این منطقه سازند آسماری با ۳۶۴ متر ضخامت به صورت یک توالی از سنگ‌های کربناته نازک، متوسط و ضخیم لایه تا توده‌ای بیرون زدگی پیدا کرده است. براساس بافت‌های رسوبی، مطالعات پتروگرافی و فونای موجود، ۱۲ میکروفاسیس مختلف کربناته شناسایی شده است. این میکروفاسیس- های کربناته در چهار زیر محیط پهنه جزر و مدی، لاگون، سدی/ شول و زیرمحیط دریای باز تشکیل شده است. نبود نهشته‌های توربیدایتی، کمربند ریفی و تغییر تدریجی رخساره‌ها نشان می‌دهد که سازند آسماری در یک محیط رمپ کربناته تک شیب (هموکلینال) نهشته شده است. در برش مورد نظر با حرکت از قاعده سازند به سمت بالا شاهد چندین پیشروی و پسروی عمده در طول این توالی هستیم. به طور کلی سازند آسماری در این برش از رخساره‌های مربوط به آب‌های عمیق شروع شده و با حرکت به سمت رأس سازند به رخساره‌های مربوط به آب‌های کم عمق ختم می‌شود. نهشته‌های سازند آسماری در برش مورد مطالعه عمدتاً در محیط رسوبی رمپ داخلی نهشته شده است. فرایندهای اصلی دیاژنتیکی شناسایی شده شامل سیمانی شدن، میکرایتی شدن، انحلال، فشرده‌گی و جان‌شینی می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: سازند آسماری، ریزرخساره‌ها، مدل رسوبی، فرایندهای دیاژنتیکی، تاقدیس ریگ، لردگان.

مقدمه

کربنات‌های آب کم عمق سازند آسماری به سن الیگو- میوسن یکی از مهمترین مخازن نفتی در حوضه زاگرس محسوب می‌شوند. برش الگوی سازند آسماری در تنگ گل ترش در استان خوزستان توسط (ریچاردسون، ۱۹۲۴) اندازه گیری شده، که شامل ۳۱۴ متر سنگ آهک، سنگ آهک دولومیتی و سنگ آهک آرژلیتی است (مطیعی، ۱۳۷۲). آنچه که امروزه در مورد سازند آسماری قابل قبول است توسط لی (لی، ۱۹۳۳) پایه‌گذاری شد به این معنی که سن سازند آسماری الیگو- میوسن تعیین شده و انیدریت قاعده آسماری که در زیر لایه‌های آهکی قرار دارد، نیز جزو آسماری رده‌بندی شده است. به طور کلی، سازند آسماری به طور پیوسته بر روی میکروفاسیس‌های عمیق‌تر سازند پابده به سن پالئوسن- الیگوسن قرار دارد و سازند گچساران به طور ناپیوسته سازند آسماری را در بیشتر مناطق می‌پوشاند.

محیط رسوبی سازند آسماری به صورت یک رمپ کربناته در حاشیه اقیانوس نئوتتیس در محل فعلی زاگرس چین‌خورده، فروافتادگی دزفول و زون ایذه و از الیگوسن زیرین (روپلین) تا میوسن میانی (بوردیگالین) گسترش داشته است (اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۷). آدابی و همکاران (۱۳۸۲) با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی ایزوتوپ کربن و اکسیژن و عناصر فرعی در مقطع تنگ گل‌ترش (مقطع نمونه)، ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی را برای نهشته‌های کربناتی آسماری تعیین کردند. آدابی و همکاران (۲۰۰۹)، رحمانی و همکاران (۲۰۰۹)، صادقی و همکاران (۲۰۰۹)، وزیری‌مقدم و همکاران (۲۰۱۱)، سلطانیان و همکاران (۲۰۱۱) و امیرشاه‌کرمی (۲۰۱۳) جدیدترین مطالعات ریزرخساره، محیط رسوبی و

چینه‌نگاری سکansı را بر روی نهشته‌های سازند آسماری انجام داده‌اند.

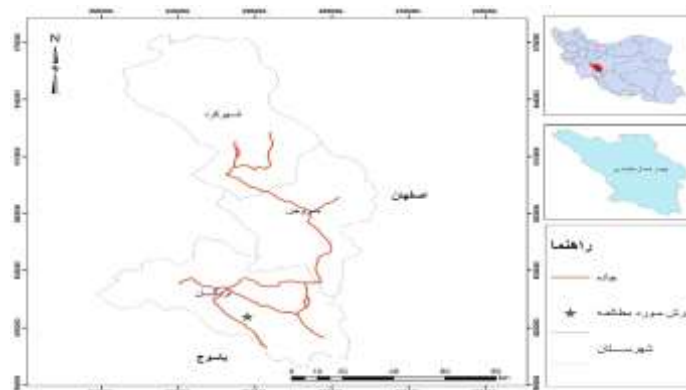
موقعیت جغرافیایی و جایگاه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

زون ایذه قسمتی از کمر بند چین‌خورده، رورانده زاگرس است که از شمال به حد جنوبی زون روراندگی‌ها و در جنوب به حد شمالی فروافتادگی دزفول، در شرق به گسل کازرون و از غرب به گسله عامل خمش بالارود محدود می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۲). برش مورد مطالعه در استان چهارمحال و بختیاری، در ۳۷ کیلومتری جنوب غرب لردگان و در شمال‌شرقی زون ایذه قرار دارد و روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی را نشان می‌دهد. این برش در محدوده جغرافیایی $31^{\circ} 14' 32''$ عرض شمالی و $51^{\circ} 08' 22''$ طول شرقی واقع شده است (شکل ۱).

روش کار

در مرحله نخست برش فوق در صحرا مطالعه گردید و با توجه به مشخصات سنگ‌شناسی و تغییرات لایه‌بندی بیش از ۱۶۴ نمونه برداشت شد. به طوری که از هر لایه یک نمونه و برای لایه‌های ضخیم تا توده‌ای حداقل دو نمونه برداشت و از آنها مقطع نازک تهیه گردید. مقاطع نازک، پس از رنگ‌آمیزی توسط محلول آلزارین سرخ و فروسیانید پتاسیم (دیکسون، ۱۹۶۶)، توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شدند. شناسایی ریزرخساره‌های کربناتی در ناحیه مورد مطالعه بر پایه مشاهدات ماکروسکوپی (صحرائی) و مطالعات آزمایشگاهی (مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌ها) انجام شده است. نامگذاری سنگ‌های کربناتی بر اساس روش دانهام (دانهام، ۱۹۶۲) و تحلیل ریزرخساره‌ها و محیط‌رسوبی با استفاده از روش-

های ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰) انجام شده است. نامگذاری دولومیت‌ها بر اساس مقاله آدابی (آدابی، ۲۰۰۹) صورت گرفته است.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش سطحی مورد مطالعه.

فرایندهای دیاژنزی

مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی که سنگ‌های آهکی سازند آسماری را در برش مورد مطالعه تحت تأثیر قرار داده‌اند، شامل نئومورفیسم، دولومیتی‌شدن، سیمانی‌شدن، میکرایتی‌شدن، انحلال، فشردگی و جانشینی می‌باشند.

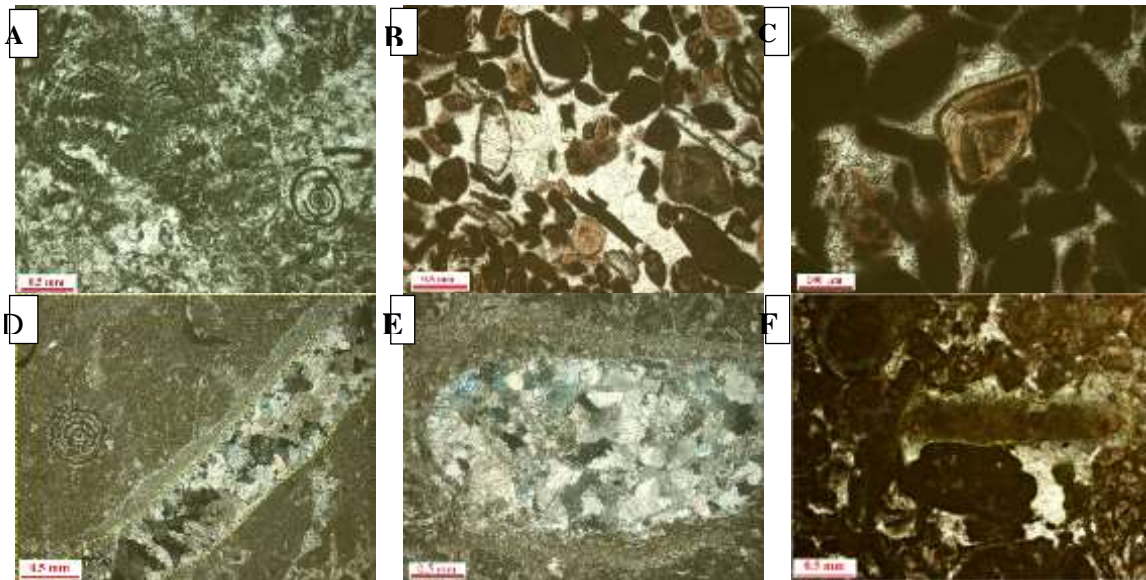
نئومورفیسم: نئومورفیسم در سنگ‌های آهکی عمدتاً از نوع افزایشی و با افزایش اندازه بلور همراه است (تاکر، ۲۰۰۱). در طی فرایند دیاژنز، اجزاء تشکیل‌دهنده آراگونیتی یک سنگ آهک ممکن است بدون اینکه تخلخل زیادی در سنگ به وجود آید، به کلسیت تبدیل شود (شکل ۲، تصویر A).

این فرایند در تعدادی از نمونه‌های نازک میکروسکوپی سازند آسماری به طور چشمگیر مشاهده می‌شود که طی آن میکرایت به طور موضعی به ریزاسپار و شبه اسپار تبدیل شده است. شایان ذکر است فرایند نئومورفیسم تغییر چندانی در میزان تخلخل مفید سنگ ایجاد نکرده است.

میکرایتی شدن: در محیط‌های کم عمق دریایی،

بعضی از جلبک‌های آبی- سبز غیراسکلتی به درون اجزاء اسکلتی دیگر موجودات نفوذ و آن را سوراخ می‌کنند، این سوراخ‌ها بعد از مرگ جلبک با میکرایت پر می‌شوند. اگر این فرایند ادامه پیدا کند، حاشیه‌های خرده‌های صدف می‌توانند به صورت کامل توسط میکرایت جایگزین شوند. این فرایند را میکرایتی شدن و جانشینی حاشیه صدف توسط میکرایت را پوشش میکرایتی می‌نامند (باتورست، ۱۹۶۶).

میکرایتی‌شدن در این برش از سازند آسماری به ویژه در رخساره‌های گرینستونی در بخش‌های سدی مشاهده شده است. اگر چه میکرایتی‌شدن موجب کاهش تراوایی می‌شود اما در مقابل انحلال نسبتاً مقاوم بوده و دانه‌ها را از تراکم شیمیایی و مکانیکی در طول دیاژنز تدفینی محافظت می‌کنند (باتورست، ۱۹۷۵؛ جردن و عبدالله، ۱۹۸۸). میکرایتی شدن در برش مورد مطالعه از سازند آسماری با حفظ تخلخل در بالا بردن کیفیت مخزنی نقش داشته است (شکل ۲، تصویر B).



شکل ۲: تصاویر میکروسکوپی فرایندهای دیاژنتیکی سازند آسماری (A: نئومورفیسم B) میکرایتی شدن (C) سیمان تیغه‌ای (D) سیمان دروزی (E) سیمان بلوکی (F) سیمان سین تکسیال.

رورشدی بر روی پوسته‌های اकिनودرم قرار گرفته است این نوع سیمان محدود به محیط خاصی نبوده و گسترش آن در رخساره‌هایی که دارای خرده‌های اकिनودرم است به وضوح قابل مشاهده است (شکل ۲، تصویر F). این نوع سیمان نیز موجب کاهش تخلخل مفید در برش مورد مطالعه شده است. سیمان پویکیلو تاپیک در رخساره گرینستونی پشت سد دیده می‌شود و به صورت بلورهای درشت اجزاء اسکلتی و غیر اسکلتی را در بر گرفته است. این نوع سیمان طی دیاژنز تدفینی فضای خالی باقی مانده از دیاژنز اولیه را پر کرده است (جیمین و همکاران، ۲۰۱۱) و در نتیجه موجب کاهش کیفیت مخزنی در برش مورد مطالعه شده است (شکل ۳، تصویر A).

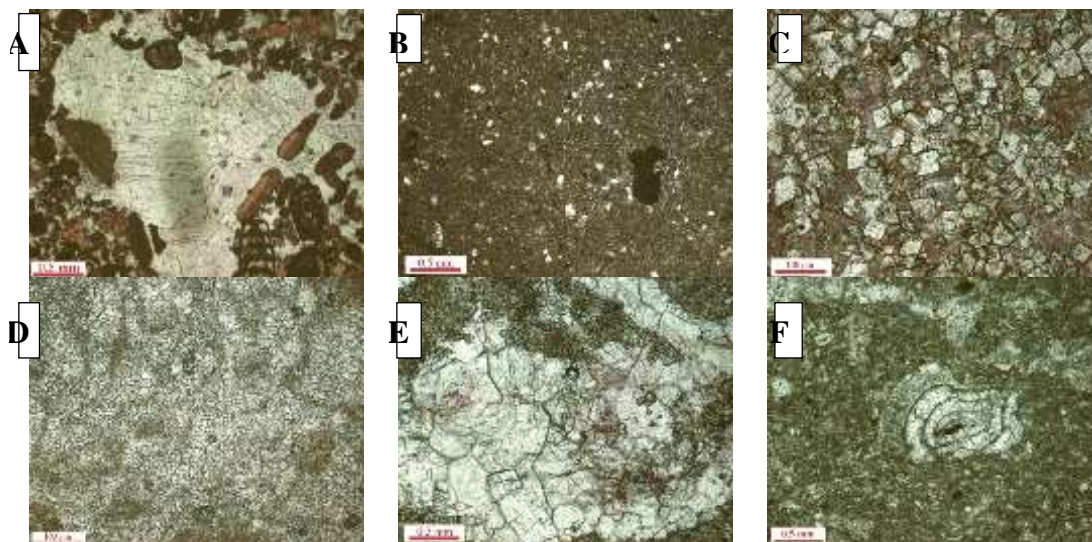
دولومیتی شدن: دولومیت نوع اول (دولومیکرایت) فراوانترین نوع دولومیت مشاهده شده در برش مورد مطالعه است (شکل ۳، تصویر B). این دولومیت هاتقریباً همزمان با رسوبگذاری بوده که در اثر جانشینی کلسیت پر منیزیم یا آراگونیت در رسوبات سبخایی با شوری بالا و نیز

سیمانی شدن: سیمان‌هایی که در برش مورد مطالعه دیده شده‌اند، شامل سیمان کلسیتی با فابریک تیغه‌ای، شعاعی، دروزی، بلوکی، سین-تکسیال و پویکیلو تاپیک است. سیمان تیغه‌ای اولین نسل سیمان بوده که فضای داخلی حجره-های فسیلی را می‌پوشاند (شکل ۲، تصویر C). سیمان شعاعی وابسته به رخساره بوده و در رخساره بایوکست گرینستون مشاهده می‌شود. سیمان دروزی در داخل رگه‌ها و همچنین حفرات انحلالی و تخلخل‌های قالبی دیده می‌شود به صورتی که اندازه بلورها از حاشیه حفرات به سمت مرکز حفره افزایش می‌یابد (شکل ۲، تصویر D). سیمان بلوکی عمدتاً فضای بین دانه‌ها و گاه درزه و شکاف‌ها را پر کرده است (شکل E-۲). سیمان بلوکی علاوه بر محیط‌های متائوریکی در محیط-های تدفینی نیز تشکیل می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). این سیمان به همراه سیمان دروزی با تشکیل در تخلخل‌های اولیه و ثانویه موجب کاهش تخلخل مفید و در نتیجه کاهش کیفیت مخزنی در این سازند شده است. سیمان سین تکسیال به صورت

دولومیت معمولاً از جانشینی سنگ‌های آهکی قبلی و یا از تبلور مجدد دولومیت‌های تشکیل شده اولیه حاصل شده است (مازولو، ۱۹۹۲؛ آدابی، ۲۰۰۹). گروه بعدی دولومیت نوع چهارم یا دولومیت درشت بلور حفره پرکن است. این نوع دولومیت از بلورهای درشت شفاف و اغلب شکل-دار با مرزهای مسطح و با اندازه بلورهای بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ میکرون تشکیل شده و به صورت سیمان فضاهای کوچک و بزرگ و شکستگی‌ها را پر نموده است. در نتیجه باعث کاهش تخلخل گردیده است (آدابی، ۱۹۹۶). دولومیت درشت بلور اسپاری پرکننده حفرات در شرایط دفنی کم عمق یعنی در مراحل آخر دیاژنز تشکیل می‌شود (مازولو، ۱۹۹۲). در برش مورد مطالعه این نوع دولومیت با بلورهای درشت و شفاف، و به ویژه در بین رگه-ها مشاهده می‌شود (شکل ۳، تصویر E).

سایر نهشته‌های پهنه‌های کشندی تشکیل می‌شوند. فابریک و اندازه خیلی ریز بلورها و وجود ذرات پراکنده کوارتز در حد سیلت در این دولومیت‌ها تأییدی بر این موضوع است. دولومیت نوع دوم (دولومیکرواسپارایت) در درجه دوم فراوانی قرار دارد (شکل ۳، تصویر C). در این نوع دولومیت رومبئوئدرهای شکل‌دار دولومیت با اندازه ۱۰ تا ۲۲۰ میکرون در بین ماتریکس گل آهکی شناورند (آدابی، ۲۰۰۹).

دولومیکرواسپارایت معمولاً از جانشینی سنگ‌های آهکی و یا از تبلور دولومیکرایت‌ها به وجود می‌آیند و باعث کاهش میزان تخلخل می‌شوند (آدابی، ۱۹۹۶). گروه سوم دولواسپارایت با اندازه بلورهای بین ۷۰ تا ۲۶۰ میکرون است. دولومیت نوع سوم باعث تخریب بافت‌های رسوبی اولیه گردیده و در نتیجه شناسایی بافت‌های اولیه رسوبی مشکل است (شکل ۳، تصویر D). این نوع



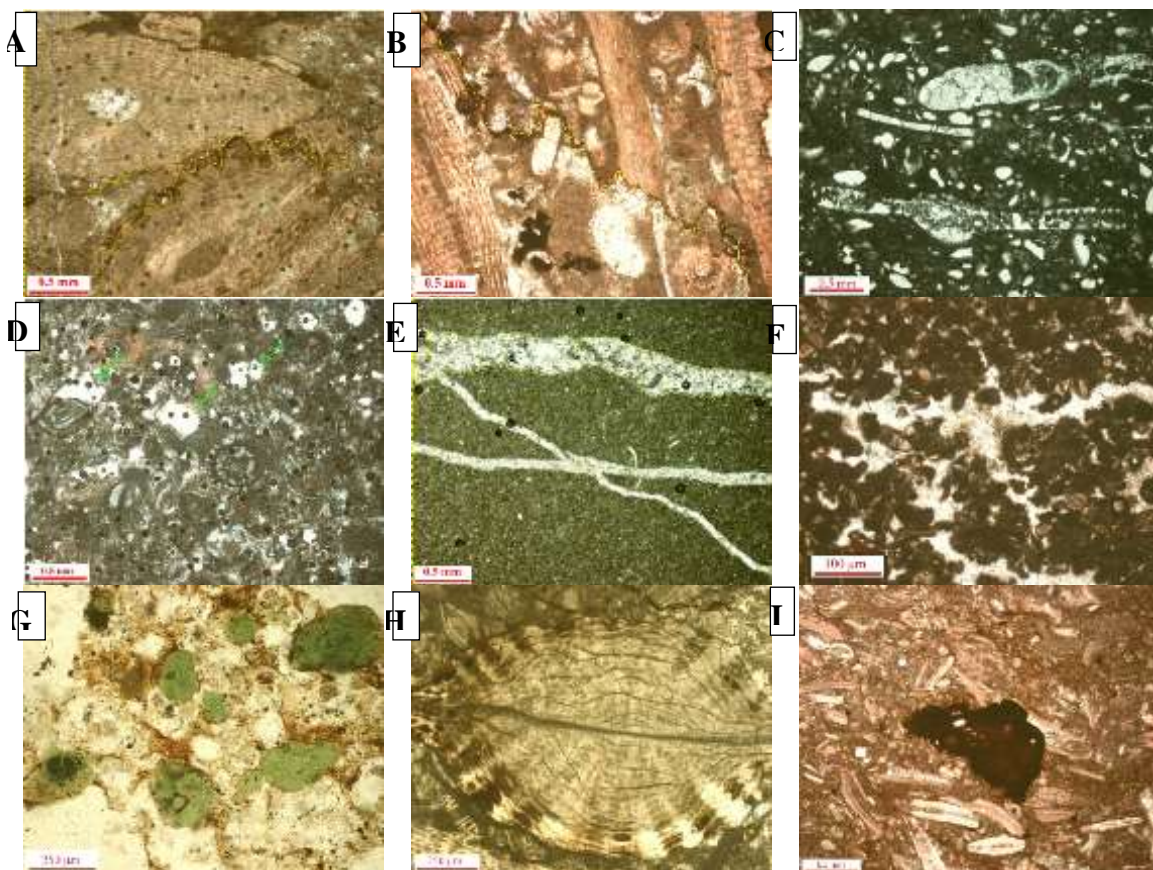
شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی فرایندهای دیاژنتیکی سازند آسماری: (A) سیمان پویکیلو تاپیک (B) دولومیت نوع اول (C) دولومیت نوع دوم (D) دولومیت نوع سوم (E) دولومیت نوع چهارم (F) تراکم مکانیکی.

است که از وزن رسوبات و سنگ‌های فوقانی تامین می‌گردد. فشار ناشی از تنش‌های تکتونیکی نیز باعث این فرایند می‌شود (ویدمن و همکاران،

فشرده‌گی: فرایندی است که توسط آن حجم رسوب با فشرده‌گی دانه‌ها به سمت یکدیگر، کاهش می‌یابد. این وضعیت ناشی از فشار بیش از حد

تماس محدب- مقعر و مضرس (میکرواستیلولیت) بین دانه‌ها و نیز استیلولیتی شدن نمایان شده است. استیلولیت‌ها که توسط اکسید آهن و مواد نامحلول پر شده‌اند، به موازات یکدیگر و به صورت لایه‌بندی قرار دارند و دارای فراوانی متوسط در این برش هستند (شکل ۴، تصاویر A, B). تراکم و استیلولیتی شدن بسته به درجه سیمانی شدن قبل از تراکم و بافت سنگ باعث کاهش تخلخل می‌شوند (بریس‌ویت، ۱۹۸۹). در برش مورد مطالعه، در قسمت‌های بالایی سازند آسماری تخلخل گسترده در امتداد استیلولیت‌ها موجب افزایش تراوانی شده است.

(۱۹۹۶). مهم‌ترین فاکتورهای مؤثر بر تراکم شامل عمق تدفین، دمای تدفین، فشار آب‌های منفذی و ترکیب شیمیایی آب‌های منفذی است (فلوگل، ۲۰۱۰). این فرایند به دو صورت مکانیکی و شیمیایی عمل می‌کند. اثرات فشردگی مکانیکی به دلیل گل پشتیبان بودن بیشتر نمونه‌های سازند آسماری در برش مورد مطالعه چندان مشخص نیست ولی در برخی موارد که دانه‌ها در مجاورت یکدیگر قرار گرفته‌اند، فشردگی مکانیکی منجر به خمیدگی و نیز شکستگی آنها شده است (شکل ۳، تصویر F). افزایش عمق تدفین منجر به ایجاد تراکم شیمیایی می‌شود که در این برش به صورت



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی فرایندهای دیاژنتیکی سازند آسماری: A) تماس مضرس بین دانه‌ها (B) استیلولیتی شدن (C) تخلخل قالبی (D) تخلخل حفره‌ای (E) تخلخل کانالی (F) تخلخل درون دانه‌ای توسعه یافته (G) گلوکونیتی شدن (H و I) آهن‌دار شدن حفرات و حجرات فسیلی.

شدن به مقدار زیاد و به صورت گسترده در زمینه گل آهکی در بخش‌های پایینی سازند آسماری و به ویژه در مرز سازند آسماری با سازند پابده در رخساره‌های مربوط به دریای باز قابل مشاهده است (شکل ۴، تصویر G).

آهن‌دار شدن: یکی از فرایندهای دیاژنزی که تمام رخساره‌های این سازند را تحت تأثیر قرار داده، آهن‌دار شدن است. ترکیبات آهن‌دار غالباً در امتداد استیلولیت‌ها، رگه‌های انحلالی، داخل حجرات فسیلی و یا در فضاهای متخلخل و غالباً به صورت هماتیت و پیریت دیده می‌شوند (شکل ۴، تصاویر H, I).

توالی دیاژنتیکی

فرایندهای دیاژنتیکی شناسایی شده در سنگ آهک‌های سازند آسماری حاکی از آن است که این فرایندها در سه محیط اصلی دریایی، تدفینی و متاوربیک به وقوع پیوسته‌اند. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که بیشتر فرایندهای دیاژنزی از جمله اغلب تخلخل‌های ایجاد شده، بیشتر انواع سیمان‌های موجود و فرایندهای اصلی دیاژنزی که ذکر آنها گذشت در طی دیاژنزدیفینی و مرحله بالآمدگی و قرار گرفتن در محیط جوی حاصل شده‌اند. انواع فرایندهای دیاژنزی و روند تغییرات پیشنهادی برای آنها در برش مورد مطالعه از سازند آسماری در جدول ۱ نشان داده شده است.

ریزرخساره‌ها به ترتیب از بخش کم عمق به سمت بخش عمیق حوضه معرفی می‌شوند.

(MF1) Fenestral Mudstone

این رخساره از گل آهکی تشکیل شده، فاقد هر گونه آلومک یا فسیلی است و ساختمان‌های فنسترال به خوبی در آن توسعه یافته‌اند. اثری از تبخیری‌ها و یا قالب آنها در این رخساره دیده

انحلال: انحلال عمدتاً در محیط‌های دیاژنتیکی نزدیک سطح رخ می‌دهد اما ممکن است در طی تدفین عمیق نیز صورت گیرد (تاکر، ۲۰۰۱). انحلال مهمترین فرایند دیاژنتیکی است که موجب افزایش تخلخل و تراوایی می‌شود. انحلال در کربنات‌های سازند آسماری موجب ایجاد ۴ نوع تخلخل شامل تخلخل قالبی، حفره‌ای، کانالی و تخلخل بین دانه‌ای توسعه یافته گردیده است (شکل ۴، تصاویر C, D, E, F). تخلخل قالبی به ویژه در رخساره‌های لاگونی و نیز سدی در دانه‌هایی مانند گاستروپودها، مرجان‌ها، پلسی‌پودها و نیز برخی از فرامینیفرا دیده می‌شود. تخلخل حفره‌ای در بیشتر رخساره‌ها به فراوانی قابل مشاهده است. تخلخل بین دانه‌ای توسعه یافته تنها در تعدادی از رخساره‌های مربوط به دریای باز مشاهده می‌شود. این نوع تخلخل‌ها در دیگر رخساره‌ها نیز دیده می‌شوند و در بیشتر موارد توسط سیمان کلسیتی پر شده‌اند.

جان‌شینی: فرایند جان‌شینی در نهشته‌های سازند آسماری به صورت‌های گلوکونیتی‌شدن و آهن‌دار شدن مشاهده می‌شود.

گلوکونیتی‌شدن: گلوکونیت عمدتاً دارای منشأ دریایی و به طور غالب در مناطق تروپیکال در اعماق ۱۲۵ تا ۲۵۰ متری تشکیل می‌شود. برای تشکیل این ذرات یک محیط دریای باز با نرخ پایین ورود مواد آواری مورد نیاز است (فلوگل، ۲۰۱۰) در برش مورد مطالعه فرایند گلوکونیتی -

تحلیل ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

بر اساس مطالعه سنگ‌نگاری بافت‌ها، آلومک‌ها و اجزاءاسکلتی موجود در مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه، ۱۲ ریزرخساره کربناته شناسایی شده است. این

تفسیر: طبیعت ریزدانه این رخساره و عدم وجود هر نوع فونا و بایوکلاستی نشان می‌دهد که محل نهشت این میکروفاسیس، محیط پهنه جزر و مدی واقع در رمپ داخلی بوده است. همچنین توسعه ساختمان‌های فنسترال و چشم‌پرنده‌ای شاخص زون پهنه جزر و مدی است (شین و همکاران، ۱۹۶۵؛ گینسبورگ و هاردی، ۱۹۷۵؛ آدابی و اسدی، ۲۰۰۸؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۰).

نمی‌شود (شکل ۵، تصویر A). ساختمان‌های فنسترال و چشم‌پرنده‌ای در اثر انبساط و انقباض، تشکیل حبابهای گاز، فرار هوا در طی طغیان آب، به دام افتادن هوا در بین نهشته‌های با شکل نامنظم و حتی ممکن است در نتیجه حفاری توسط موجودات خزنده یا کرم‌ها تشکیل شوند (شین، ۱۹۸۳).

جدول ۱: توالی پاراژنتیکی سازند آسماری در برش سطحی کوه ریگ.

Events		Early Diagenesis	Late Diagenesis	
Micritization & Micrite Rims		—————		
Dissolution		Aragonite	Calcite (Bioclast)	
Compaction		Chemical compaction (Stylobites)		
Calcite Cementation		Marine	Syntaxial/ Drusy / Blocky/ poikilolitic	
Neomorphism		—————		
Replacement	Dolomitization	Sabkha/ Supratidal	Dolomite cement	
	Hematitization	—————		
	Glauconitization	—————		
		—— Porosity enhancement	—— Porosity reduction	—— Porosity neutral

سیلیسی آواری- کربناته و یا لابه‌های متناوب سنگ آهک ماسه‌ای، ماسه‌سنگ آهکی و کربنات-ها تشکیل می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰).

تفسیر: رسوبات مرکب از مخلوط کربنات و مواد سیلیسی-آواری در نزدیک سواحل و محیط رمپ داخلی و نیز در عرض‌های بالا معمول هستند (فلوگل، ۲۰۱۰). هر چند سازند آسماری در عرض‌های پایین تروپیکال و ساب‌تروپیکال نهشته شده است. به علاوه، ارتباط عمودی با رخساره‌های لاگونی، نبود فوناها، بافت غنی از گل و نبود

(MF2) Quartz Mudstone

این رخساره شامل گل‌سنگ آهکی- دولومیتی با دانه‌های پراکنده و ریز کوارتز تخریبی در اندازه سیلت تا ماسه، به میزان ۵ تا ۱۵ درصد است. آثار آشفستگی زیستی به ندرت در آن دیده می‌شود. در این میکروفاسیس هیچ مدرکی مبنی بر قرار گرفتن در معرض هوا (نظیر فابریک و سیکولار^۲، چشم‌پرنده‌ای و یا فنسترال) وجود ندارد (شکل ۵، تصویر B). این رسوبات در اثر اختلاط رسوبات

2-Vesicular fabric

دیگر خرده‌های صدف است (شکل ۵، تصاویر D, E).

تفسیر: میلیولید و پنروپلیس در محیط‌های لاگونی با شرایط محدود زیست می‌کنند (جیل، ۲۰۰۰). بعضی از فرامینیفراهای پورسلانوز بدون منفذ (دندریتینا، آرکیاس، مئاندروپسینا) در محیط‌های کم عمق تروپیکال و ساب‌تروپیکال عهد حاضر زیست می‌کنند (لی، ۱۹۹۰). این میکروفاسیس در یک محیط لاگونی بسته نهشته شده است. شرایط محدود شده و بسته توسط کم بودن یا حتی نبودن بایوتاهای نرمال دریایی و فراوانی اجزاء اسکلتی بایوتاهای محیط‌های محدود (فرامینیفراهای بدون منفذ) پیشنهاد شده است. واقع شدن تعداد زیادی از فرامینیفراهای بدون منفذ همچنین دربرگیرنده این نکته است که محیط نهشت دارای شوری بالا می‌باشد (ویلسون، ۱۹۷۵؛ فلوگل، ۲۰۱۰). این تجمع فسیلی مشابه انواع میکروفاسیس‌های استاندارد شرح داده شده توسط ویلسون (ویلسون، ۱۹۷۵) و فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) می‌باشد که به صورت مرتبط با محیط شلف لاگونی از رمپ داخلی معرفی شده است.

MF5) Bioclast, Perforate and Imperforate Foraminifera Wackestone- Packstone

اجزاء اصلی این رخساره فرامینیفراهای بنتیک و بایوکلست‌های با بافت وکستون تا پکستون می‌باشد. فرامینیفراهای بنتیک شامل هر دو نوع منفذدار و بدون منفذ است. فرامینیفراهای منفذدار معمول در این رخساره شامل نومولیت‌های با اندازه بزرگ تا متوسط، روتالیا، آمفیسترینا، آمونیا، الفیدیوم و میوزیپسینا و فرامینیفراهای بدون منفذ شامل میلیولید، بوریس، دندریتینا، استروتیریلینا و مئاندروپسینا هستند. اجزاء دیگر آن شامل قطعات فرامینیفراهای کوچک، مرجان، جلبک کورالیناسه‌آ و اینتراکلست‌ها هستند. توبوسلاریا،

شواهد قرار گرفتن در معرض هوا در این رخساره نشان‌دهنده محیط رسوبی بخش پایینی زیرمحیط اینترتایدال است (وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۰).

(MF3) Oyster, Benthic foraminifera, Gastropod Wackestone-Packstone

فسیل کامل نرم‌تنان (نظیر گاستروپود و دوکفه‌ای) اجزاء اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره هستند. دیگر اجزاء که به صورت فرعی حضور دارند شامل بریوزوا، اکینودرم، کلاولینا و تکستولارید می‌باشند. به طور کلی تنوع اجزاء در این رخساره پایین است (شکل ۵، تصویر C).

تفسیر: تنوع کم دانه‌های کربناته، فراوانی گل کربناته در زمینه سنگ و وجود فسیل کامل و سالم گاستروپود نشان‌دهنده محیطی کم انرژی می‌باشد. اجزاء فونا‌های غالب شامل فسیل دوکفه‌ای و گاستروپود و تنوع فونی اندک این ریزرخساره نشان‌دهنده بخش‌های داخلی و دارای چرخش محدود آب پلاتفرم داخلی کربناته مربوط به قسمت انتهایی محیط لاگون و زون یوفوتیک^۳ است. در محیط‌های پرتنش (نظیر محیط‌های با شوری بسیار بالا) گاستروپودها می‌توانند اصلی‌ترین تشکیل‌دهندگان رسوبات باشند (شول و شول، ۲۰۰۶).

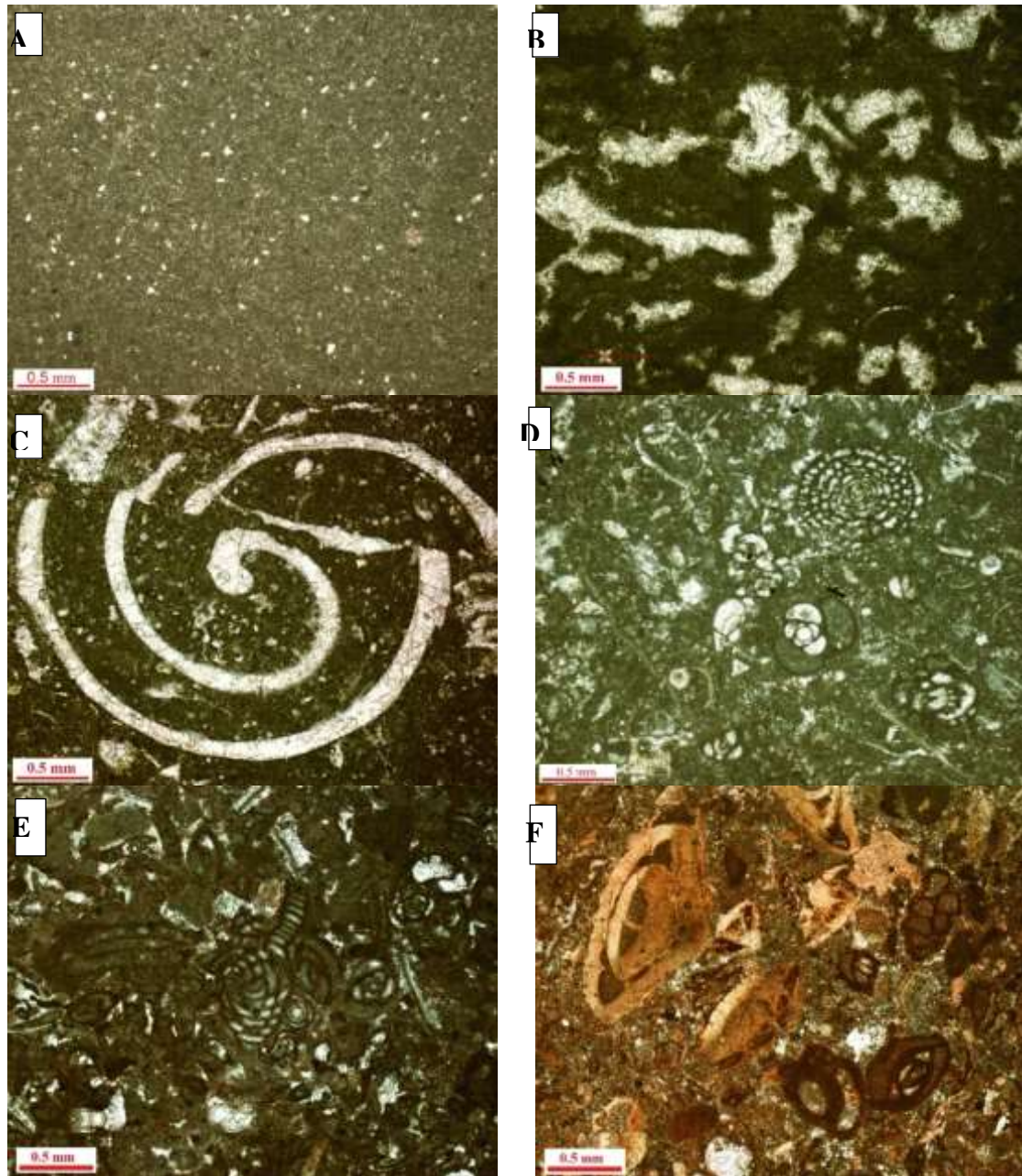
(MF4) Bioclast, Imperforate foraminifera Wackestone-Packstone

اجزاء غالب این رخساره، فرامینیفراهای بنتیک با دیواره بدون منفذ شامل آرکیاس پنروپلیس، دندریتینا مئاندروپسینا، بوریس و میلیولید و دیگر اجزاء که به صورت فرعی حضور دارند شامل کلاولینا، پلویید، بیژنرینا، تکستولاریا و الفیدیوم هستند. بایوکلست‌ها شامل خرده‌های روتالیا، اکینوتید، توبوسلاریا، استراکد، بریوزوا، دوکفه‌ای و

۲۰۰۲). همزیستی فرامینیفرهای بنتیک منفذدار و فرامینیفرهای بدون منفذ و نیز وضعیت چینه-شناسی قرار گرفتن در بالای رخساره‌های لاگونی نشان می‌دهد که محیط رسوبگذاری در یک لاگون باز با چرخش نرمال آب دریا و آب‌های با اکسیژن کافی صورت گرفته است (پومار، ۲۰۰۱؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ رنما، ۲۰۰۶).

اکینوئید و خرده‌های دوکفه‌ای بایوکلست‌های موجود در آن را تشکیل می‌دهند (شکل ۵، تصویر F).

تفسیر: میوژپسینا در آب‌های کم عمق با شوری نرمال زیست می‌کند (جیل، ۲۰۰۰). وجود فرامینیفرهای بدون منفذ نظیر میلیولید، بورلیس و استروتربیلینا از محیط‌های لاگونی بسته گزارش شده است (جیل، ۲۰۰۰؛ رومرو و همکاران،



شکل ۵: رخساره‌های رسوبی سازند آسماری.

A) Quartz Mudstone. B) Fenestral Mudstone. C) Oyster, Bentic foraminifera, Gastropod Wackestone-Packstone. D, E) Bioclast, Imperforate foraminifera Wackestone-Packstone. F) Bioclast, Perforate and Imperforate Foraminifera Wackestone- Packstone.

ارگانیکی^۵ در حاشیه پلاتفرم و به صورت محلی بالاتر از سطح قاعده امواج معمولی تشکیل شده است (ویلسون، ۱۹۷۵).

(MF8) Bioclast, Coral, Coralinacean Wackestone-Packstone- Grainstone

این رخساره توسط فراوانی مرجان و کورالیناسه^۵ مشخص می‌شود. بایوکلست‌های موجود در این رخساره شامل خرده‌های اکتینوئید، بریوزوا، دیسکوربیس، روتالیا و نرم‌تنان هستند. این رخسارهدارای محدوده بافتی متفاوتی از وکستون تا پکستون و گرینستون است (شکل ۶، تصویر C).

تفسیر: این میکروفاسیس به محیط سدی، حاشیه دریای باز^۶ نسبت داده می‌شود. این نسبت دادن به وسیله اندازه میلی‌متری واریزه‌های مشتق شده از ذرات ریف به خصوص جلبک قرمز و مرجان تقویت می‌شود. این رخساره از رخساره‌های ریفی به وسیله فراوانی خرده‌های زاویه‌دار جلبک قرمز، خرده‌های صدف و عدم حضور فابریک باندستونی برجا تشخیص داده می‌شود. محیط نهشت این رخساره رمپ میانی است و رخساره مشابه آن توسط ویلسون (۱۹۷۵)، میلیم و شول (۱۹۹۵)، فلوگل (۲۰۱۰) و آدابی و همکاران (۲۰۱۰) گزارش شده است.

(MF9) Bioclast, Operculina Wackestone- Packstone

اپرکولینا و هتروستژینا فراوانترین اجزاء بیوژنیکی این رخساره هستند. اپرکولیناها کشیده و دارای فرم‌های با دیواره نازک تا ضخیم می‌باشند. دیگر

(MF6) Bioclast, peloid Grainstone

پلوئیدها بیش از ۴۰ درصد این رخساره را تشکیل می‌دهند. میلیولیدها از دیگر تشکیل دهندگان این رخساره هستند. بایوکلست‌ها شامل خرده‌های اکتینوئید، آمفیستژینا، اپرکولینا، آستریرینا، روتالیا، کورالیناسه^۵ و دوکفه‌ای است. بیشتر پلوئیدهای این رخساره از نوع پلوئیدهای باهامیت هستند که از میکرایتی شدن بایوکلست‌ها و آلوکم‌های اولیه ایجاد شده‌اند. بافت این رخساره گرینستون و دانه پشتیبان است (شکل ۶، تصویر A).

تفسیر: حضور فرامینیفرهای منفذدار در این رخساره نشان‌دهنده جریان آب دریا با شورینرمال است که امکان زیست آنها را فراهم نموده است. وجود پلوئیدها به مقدار زیاد، فرامینیفرهای موجود در این رخساره، بافت گرینستون و نیز جورشدگی و بافت دانه‌ها مؤید محیطی با انرژی بالا برای این رخساره است. پس با توجه به فراوانی پلوئیدها و وجود فسیل‌های قابل تشخیص این رخساره در محیط سدی، حاشیه لاگونی^۴ نهشته شده است (فلوگل، ۲۰۱۰؛ خطیبی و آدابی، ۲۰۱۳).

(MF7) Bioclast, Coral Boundstone

این رخساره توسط غلبه کلنی‌های مرجان اسکلاکتین که به صورت سالم و غالباً برجا می‌باشند، مشخص می‌شود (شکل ۶، تصویر B).

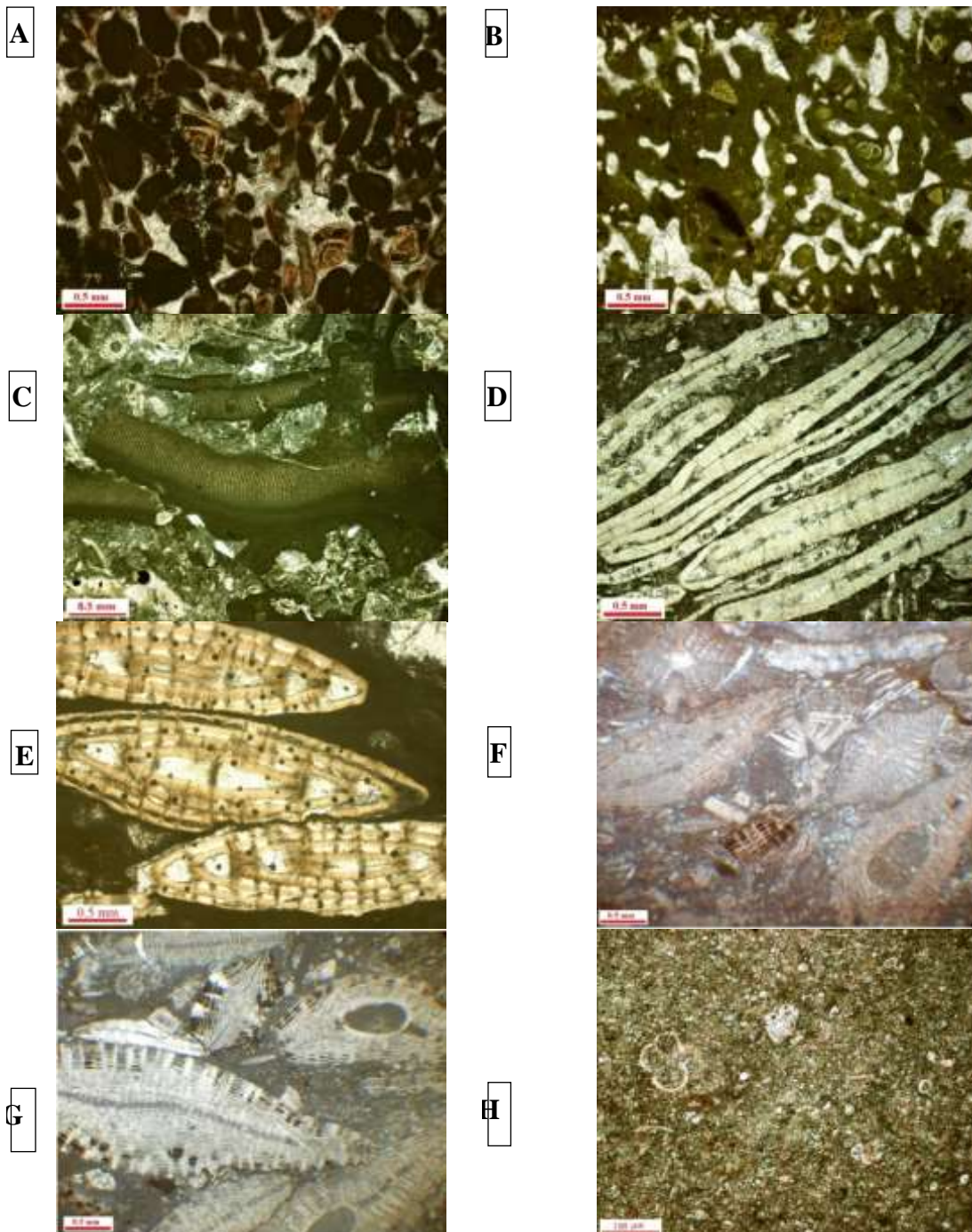
تفسیر: رخساره‌های ریفی در سازند آسماری غالباً به صورت ریف‌های کومه‌ای در حاشیه لاگون‌های مرتبط با دریای باز و گاهی اوقات به صورت ریف‌های سدی مشاهده می‌شوند. این رخساره به وسیله ارگانیسیم‌های برجا به صورت یک ریف

5-Bioherm
6-Seaward

4-Leeward shoal

باشد. این رخساره در یک ماتریکس کربناته ریزدانه قرار دارد، خردشدگی فرامینیفرهای بزرگتر به ندرت در آن دیده می‌شود و در بخش‌های پایینی سازند آسماری قابل شناسایی است (شکل ۶، تصویر D).

بایوکلست‌های موجود در این رخساره شامل فرامینیفرهای پلانکتون، توبوسلاریا، خرده‌های اکینوئید با اندازه کوچک تا متوسط، صدف دوکفه‌ای و بریوزوا هستند. در مجموع بایوکلست‌های موجود در این رخساره دارای فراوانی اندکی می‌-



شکل ۶: رخساره‌های رسوبی سازند آسماری.

A) Bioclast, peloid Grainstone. B) Bioclast, Coral Boundstone. C) Bioclast, Coral, Coralline Wackestone- Packstone- Grainstone. D) Bioclast, Operculina Wackestone- Packstone. E) Bioclast, Nummulitids Wackestone- Packstone. F and G) Bioclast, Nummulitids, Lepidocyclinids Packstone. H) Planktonic Foraminifera Mudstone- Wackestone.

تفسیر: وضعیت چینه‌شناسی، حضور فوناهای استنوهالین^۷ نظیر فرامینیفرهای بزرگ، کشیده و منفذدار (نومولیتید) و اکیئوئید در این رخساره، نهشته شدن در دریای آزاد کم عمق را پیشنهاد می‌کند. بافت دانه‌ای و فوناهای خردشده محیطی با انرژی نسبتاً بالا، احتمالاً نزدیک یا مجاور قاعده امواج طوفانی (SWB) را پیشنهاد می‌کند (باسی و همکاران، ۲۰۰۷؛ فلوگل، ۲۰۱۰).

(MF11) Bioclast, Nummulitids, Lepidocyclinids Packstone

فوناهای اصلی تشکیل دهنده این رخساره فرامینیفرهای بنتیک، کشیده و بزرگ شامل نومولیتیدها (نومولیتس، اپرکولینا، هتروستژینا) و لپیدوسیکلینیدها (ایولپیدینا) هستند. دوکفه‌ای، اکیئودرم، جلبک قرمز، بریوزوآ و فرامینیفرهای بنتیک کوچک بایوکلست‌های موجود در این رخساره را تشکیل می‌دهند. این رخساره دارای بافت دانه پش‌تیبان و بسیار متراکم است به طوری که تراکم دانه‌ها منجر به ایجاد تماس مضرس و استیلولیت‌های فراوان در آن شده است (شکل ۶، تصاویر F, G).

تفسیر: ترکیب ماتریکس میکرایتی و فراوانی فوناهای اسکلتی شاخص دریای باز شامل نومولیتیدها و لپیدوسیکلینیدهای بزرگ و کشیده، اکیئودرم و بریوزوآ نشان‌دهنده نهشته این رخساره در یک محیط دریای باز با انرژی کم تا متوسط و بین قاعده امواج طوفانی و قاعده امواج معمولی است (ویلسون، ۱۹۷۵؛ فلوگل، ۲۰۱۰؛ خطیبی و آدابی، ۲۰۱۳). این رخساره در بخش-

تفسیر: حضور فرامینیفرهای پلانکتونیک به مقدار بسیار کم و اپرکولیناهای بزرگ و کشیده نشان می‌دهد که رسوبگذاری در آب‌های نسبتاً عمیق، در شرایط زون الیگوفوتیک صورت گرفته است (جیل، ۲۰۰۰؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ باسی و همکاران، ۲۰۰۷). چرا که کشیده‌تر و نازک‌تر شدن دیواره‌ها با افزایش عمق آب، منعکس کننده کاهش سطح نور در اعماق بیشتر است (نیلیسک، ۲۰۰۵؛ باسی و همکاران، ۲۰۰۷؛ خطیبی و آدابی، ۲۰۱۳). از طرفی ترکیب ماتریکس میکرایتی و فراوانی فوناهای اسکلتی شاخص دریای باز، محیطی با انرژی کم تا متوسط از دریای باز و بین قاعده امواج معمولی (FWWB) و قاعده امواج طوفانی (SWB) را برای نهشته این رخساره پیشنهاد می‌کند.

(MF10) Bioclast, Nummulitids Wackestone- Packstone

این رخساره با غلبه فرامینیفرهای بنتیک بزرگ مشخص می‌شود. بافت آن وکستون- پکستون با زمینه میکرایتی است که در برخی از مقاطع به شدت گلوکونیتی شده است. فرامینیفرهای بنتیک بزرگ شامل نومولیتید است که فسیل کامل و خرده‌های فراوان آن سازنده اصلی این رخساره می‌باشد. بایوکلست‌های این رخساره شامل اکیئوئید لپیدوسیکلینا، روتالیا و آمونیا هستند. قطعات خردشده که از فرامینیفرهای بزرگ‌تر کنده شده‌اند به مقدار فراوان در این رخساره یافت می‌شوند (شکل ۶، تصویر E).

همکاران، ۱۹۸۳؛ باکستون و پدلی، ۱۹۸۹؛ کازوویک و همکاران، ۲۰۰۴؛ فلوگل، ۲۰۱۰. عدم مشاهده تاکسهای وابسته به نور، فرامینیفرهای بنتیک بزرگ و جلبک قرمز بیان‌کننده نهشت این رخساره در زیر قاعده فوتیک زون است (کازوویک و همکاران، ۲۰۰۴).

مدل رسوبی

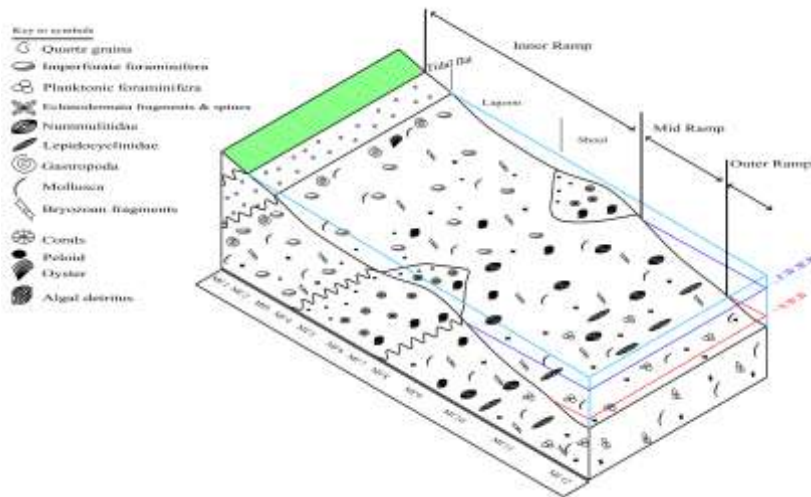
آنالیز رخساره‌ها به ما اجازه تفسیر محیط‌های کربناته دریایی مجزا شامل چهار محیط رسوبی در توالی الیگو-میوسن (صیرفیان و همدانی، ۱۹۹۸) شامل دریای باز، سد بایوکلستی، لاگون و پهنه جزر و مدی را در برش مورد مطالعه می‌دهد. این چهار محیط متشکل از ۱۲ ریز رخساره از حوضه تا خشکی شامل ۴ رخساره دریای باز، ۳ رخساره سدی، ۱ رخساره لاگون باز، ۲ رخساره لاگون محدود شده و ۲ رخساره پهنه جزر و مدی می‌باشد (شکل ۷).

های پایینی سازند آسماری دارای بیشترین فراوانی است.

(MF12) Planktonic Foraminifera Mudstone- Wackestone

دانه‌های اسکلتی غالب در این رخساره فرامینیفرهای پلانکتونیک (گلوبیژرینا) هستند. اجزاء اسکلتی کمتر معمول شامل بایوکلست‌ها مشتق شده از اکینوئید و پوسته‌های دوکفه‌ای است. در این رخساره با غلبه گل آهکی و نبود فوناهای نریتیک مربوط به آب‌های کم عمق روبرو هستیم (شکل ۶، تصویر H).

تفسیر: میزان بالای میکرایت و ریزدانه بودن، نبود ساختمان‌های رسوبی و حضور فرامینیفرهای پلانکتونیک منعکس‌کننده محیطی با آشفستگی نسبتاً کم است که نشان می‌دهد این رخساره در محیطی با انرژی هیدرودینامیکی آرام و آب‌های عمیق با شوری نرمال، در رمپ خارجی و به سمت حوضه نهشته شده است (ویلسون، ۱۹۷۵؛ شول و



شکل ۷: موقعیت رخساره‌ها و مدل رسوبی پیشنهادی بر ای رسوبگذاری سازند آسماری در برش سطحی کوه ریگ.

تدریجی از حوضه به سمت پلاتفرم کم‌عمق، عدم حضور کورتوئیدها، آنکوئیدها، پیزوئیدها و دانه‌های

بر اساس میکروفاسیس‌های مورد بحث، چینه شناسی و آنالیز رسوبی، روند کم‌عمق شدن

انرژی پایین زیر قاعده امواج طوفانی را پیشنهاد می‌کند (ویلسون، ۱۹۷۵؛ بورچت و رایت، ۱۹۹۲).

نتیجه‌گیری

در برش سطحی کوه ریگ سازند آسماری با ضخامت ۳۶۴ متر به طور عمده از سنگ آهک‌های ضخیم تا توده‌ای به همراه ضخامت اندکی سنگ آهک مارنی و نیز دولومیت تشکیل شده است. براساس بافت‌های رسوبی، مطالعات پتروگرافی و فوناهای موجود، ۱۲ میکروفاسیس مختلف کربناته مربوط به زیرمحیط‌های پهنه جزر و مدی، لاگون، سدی/ شول و زیرمحیط دریای باز شناسایی شد. فرایندهای اصلی دیاژنزی سازند آسماری در برش مورد نظر شامل نئومورفیسم، دولومیتی‌شدن، سیمانی‌شدن، میکرایتی‌شدن، انحلال، فشردگی و جانیشینی (گلوکونیتی‌شدن، آهن‌دار شدن) می‌باشد. بررسی دولومیت‌ها در برش مورد مطالعه منجر به شناسایی ۴ نوع دولومیت شد که به ترتیب شامل دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت، دولواسپارایت و دولومیت درشت بلور حفره پرکن است. نبود نهشته‌های توربیدیتی، کمر بند ریگی و تغییر تدریجی رخساره‌ها نشان می‌دهد که سازند آسماری در یک محیط رمپ کربناته تک شیب نهشته شده است. در برش مورد نظر با حرکت از قاعده سازند به سمت بالا شاهد چندین پیشروی و پسروی عمده در طول این توالی هستیم. به طور کلی سازند آسماری در این برش از رخساره‌های مربوط به آب‌های عمیق شروع شده و با حرکت به سمت رأس سازند به رخساره‌های مربوط به آب‌های کم عمق ختم می‌شود. نهشته‌های سازند آسماری در برش مورد مطالعه عمدتاً در محیط رسوبی رمپ داخلی نهشته شده است (شکل ۸).

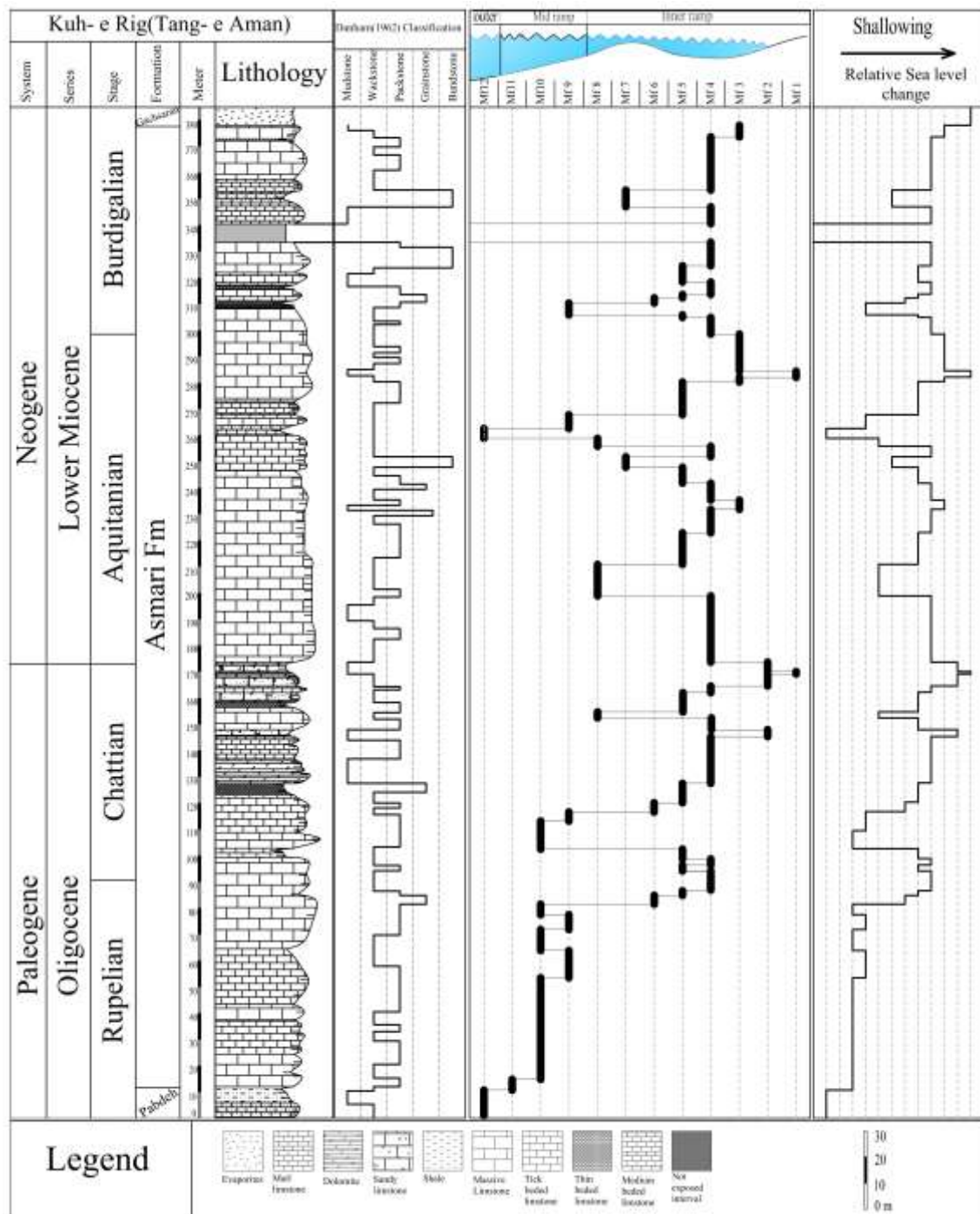
اگرگات که خاص شلف کربناته بوده و یا به ندرت در رمپ‌های کربناته یافت می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰) و نیز عدم حضور رخساره‌های ریزشی و لغزشی، یک نیمرخ نهشتی رمپ هموکلینال را برای نهشته‌های سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه پیشنهاد می‌کند.

محیط‌های کربناته به سه بخش رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی تقسیم می‌شوند (بورچت و رایت، ۱۹۹۲).

در زمان تشکیل سازند آسماری یعنی از الیگوسن تا میوسن، شرایط محیطی از رمپ داخلی تا رمپ میانی و خارجی در تغییر بوده است ولی قسمت عمده چرخه رسوبی این سازند در محدوده مورد مطالعه تحت شرایط محیطی رمپ داخلی نهشته شده است.

در این برش نهشته‌های رمپ داخلی بیانگر طیف وسیعی از نهشته‌های حاشیه دریایی هستند که توسط پهنه جزر و مدی، سد بایوکستی، لاگون بسته و لاگون باز مشخص می‌شوند. محیط پهنه جزر و مدی توسط فنسترال مادستون و نهشته‌های مخلوط سیلیسی- کربناته (کوارتز مادستون) شناسایی می‌شوند (MF1, MF2).

۳ رخساره اصلی برای محیط دریای باز از رمپ میانی پیشنهاد شده است. اجزاء معمول این رخساره‌ها فرامینیفرهای بنتیک بزرگ (نظیر نومولیتیدها و لپیدوسیکلینیدها) و فرامینیفرهای بنتیک کوچک هستند (MF9, MF10, MF11). رخساره رمپ خارجی توسط لیتولوژی سنگ آهک مارلی مشخص می‌شود. مادستون-وکستون با فرامینیفرهای پلانکتون در MF12 غلبه دارد. حضور بافت گل‌پشتیبان و غیبت آشکار ساختمان‌های موجی و جریان‌های یک محیط با



شکل ۸: ستون سنگ‌شناسی و توزیع عمودی رخساره‌های سازند آسماری همراه با تغییرات جانبی سطح آب دریا در برش سطحی کوه ریگ.

منابع

- آدابی، م. ح.، شوشتریان، ف.، قلاوند، ه.، ۱۳۸۵. ژئوشیمی، محیط رسوبی و تعیین فرایندهای دیاژنتیکی در نهشته‌های کربناته سازند آسماری
- Adabi, M.H., and Asadi Mehmandosti, E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-ERashid area, Izeh, S.W.Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 33, p. 267-277.
- Adabi, M.H., Salehi, M.A., and Ghabeshavi, A., 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., 1996. Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania, Ph.D. thesis. University of Tasmania, 470 p.
- Adabi, M. H., 2009. Multistage dolomitization of upper Jurassic Mozduran Formation, Kopeh dagh basin, NE Iran, *Carbonate and Evaporites*, v. 24, p. 16-32.
- Amirshahkarami, M., 2013. Microfacies correlation analysis of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, in the central part of the Rag-e Safid anticlinal oilfield, Zagros Basin, south-west Iran, *Turkish Journal of Earth Science*, v. 22, p. 204-219.
- Bassi, D., Hottinger, L., and Nebelsick, J.H., 2007. Larger Foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, northeast Italy, *Palaeontology*, v. 50, p. 845-868.
- Bathurst, R. G. C., 1975. *Carbonate Sediments and their Diagenesis*, Elsevier Publication Company, 658 p.
- Bathurst, R. G. C., 1966. Boringalgae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geological Journal*, v. 72, p. 15-32.
- Braithwaite, C. J. R., 1989. Displacive calcite and grain breakage in sandstones, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 59, p. 258-266.
- Burchette, T. P., and Wright, V. P., 1992. Carbonate ramp depositional system, *Sedimentary Geology*, v. 79, p. 3-57.
- Buxton, M.W.N., Pedley, H.M., 1989. A standardized model for Thethyan Tertiary carbonate ramps, *Journal of the Geological Society*, v. 146, p. 746-748.
- Cosovic, V., Drobne, K., and Moro, A., 2004. Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). *Facies*, v. 50, p. 61-75.
- Dickson, J., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining, *Journal of Sedimentary*, v. 205, p. 491-505.
- Dunham, R., 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: *Classification of Carbonate Rocks*, *Journal of American Association Petroleum Geology*, 121 p.
- Ehrenberg S. N., Pickard N. A.H., Laursen, G. V., Monibi, S., Mossadegh, Z. K., Svånå T, A., Aqrabi, A. A.M., McArthur, J. M., and Thirlwall, M. F., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene - Lower Miocene), SW Iran, *Journal of Petroleum Geology*, v. 30 (2), p. 107-128.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies Analysis of Limestones, Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, 976 p.

- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 155, p. 211–238.
- Ginsburg, R. N., and Hardie, L.A., 1975. Tidal and storm deposits Northwest-ern Andros Island, Bahamas. In: Ginsburg, R.N. (Ed.). *Tidal Deposits*, v. 23, p. 201–208.
- Jiemin, Lu., Wilkinson, M., Haszeldine, S., 2011. Carbonate cements in Miller field of the UK North Sea: a natural, Environment Earth Science, v. 18, p. 507–517.
- Jordan, C.F., and Abdullah, M.V., 1988. Arun Field: a giant gas-condensate field producing from Miocene reef facies, North Sumatra Basin, Indonesia, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 72, p. 203.
- Khatibi Mehr, M., and Adabi, M.H., 2013. 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. 79, p. 127- 148.
- Lee, J., 1990. Fine structure of the rhodophycean *Porphyridium purpureum* in situ in *Peneroplis pertusus* (Forskal) and *P. acicularis* (Batsch) and in axenic culture, *Journal of Foraminiferal Research*, v. 20 (2), p. 162–169.
- Lees, G., 1933. Reservoir rocks of Persian oil Wells, *American Association Petroleum Geology Bulletin*, v. 17, p. 224–240.
- Mazzullo, L., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review, *Carbonates and Evaporites*, v. 7, p. 21- 37.
- Melim, L.A., and Scholle, P.A., 1995. The foreereef facies of the Permian Capitan Formation: the role of sediment supply versus sea-level changes, *Journal of Sediment -Research*, v. 65B, p. 107–119.
- Nebelsick, J.H., Rasser, M.W., and Bassi, D., 2005. Facies dynamics in Eocene to Oligocene circumalpine carbonates, *Facies*, v. 51, p. 197-216.
- Nebelsick, J.H., Stingl, T.V., and Rasser, M., 2001. Autochthonous Facies and Allochthonous Debris Flows compared: Early Oligocene carbonatefacies patterns of the lower Inn valley (Tyrol, Austria), *Facies*, v. 44, p. 31–46.
- Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach, *Basin Research*, v. 13, p. 313-334.
- Rahmani, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., and Ghabeishavi, A., 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. *Marine Micropaleontology*, v. 58, p. 73–82.
- Richardson, P., 1924. The geology and oil measures of southwest Persia. *Journal Institute Petroleum Technology*, v. 10, p. 256-283.
- Romero J., Caus E., Rossel J, 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin(SE Spain). (*Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 179, p. 43-56.
- Sadeghi R, Vaziri-Moghaddam H, Taheri A, 2009. Biostratigraphy and paleoecology of the Oligo-Miocene

succession in Fars and Khuzestan areas Zagros Basin, SW Iran .Historical Biology, v. 21 (1-2), p. 1- 15.

-Scholle, P. A., Bebout, D. G., Moore, C. H., 1983 .Carbonate Depositional Environment .American Association Petroleum Geology Bulletin, 708 p.

-Scholle, P.A and Scholle, Dana S.Ulmer, 2006 .A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rock: Grain, Texture, Porosity, Diagenesis . American Association Petroleum Geology Bulletin 549 p.

-Seyrafian, A., and Hamedani, A, 1998. Microfacies and depositional environment of the Upper Asmari Formation(Burdigalian) North-Central Zagros Basin, Iran. Geology Palaontology Abh, v. 210, p. 129-141.

-Shinn, E., Ginsburg, R.N., Lloyd, R.M, 1965 .Recent supratidal dolomite from Andros Island,Bahamas. In Pray, L. C. and Murray, R. C, Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium. Soc. Econ .Paleontologists and Mineralogist, 180 p.

-Shinn, E., 1983 .Tidal X ats. In: Scholle, P.A., et al. (Eds.), Carbonate Depositional Environments .American Association Petroleum Geology, v. 33, p. 171-210.

-Sooltanian, N., Seyrafian, A. and Vaziri - Moghaddam, 2011 . Biostratigraphy and paleo - ecological

implications in microfacies of the Asmari Formation (Oligocene)Naura anticline (Interior Fars of the Zagros Basin), Iran .Carbonates and Evaporites, v. 26, p. 1-14.

-Tucker, M., 2001 .Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks .Blackwells, 206 p.

-Vaziri-Moghaddam, H., B. Kalanat and A. Taheri, 2011 .Sequence stratigraphy and depositional environment of the Oligocene deposits at Firozabad section, southwest of Iran based on microfacies analysis .JGeope, v. 1 (1), p. 71-82.

-Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A and Motiei, H, 2010 . Oligocene-Miocene ramp system (AsmariFormation (in the NW of the Zagrosbasin ,Iran :microfacies , paleoenvironment and depositional sequence .Revista Mexicana de Ciencias Geologicas , v. 27, p. 56-71.

-Weedman, Suzanne D., Brantley, Susan L., Shiraki, Ryoji., Poulson, and Simon R, 1996. Diagenesis, compaction, and fluid chemistry modeling of a sandstone near a pressure seal: Lower Tuscaloosa Formation, Gulf Coast. American Association of Petroleum Geologists, V. 80, p. 1045-1063.

-Wilson, J., 1975 .Carbonate Facies in Geological History .Springer, 471 p.