

## ریز رخساره، محیط رسوبی و دیاژنز سازند آسماری در میدان نفتی چهاربیشه جنوب غرب ایران

آسیه یوسفی حاجیوند<sup>۱\*</sup>، محمد حسین آدابی<sup>۲</sup>، عباس صادقی<sup>۲</sup>

۱- کارشناس ارشد رسوب شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- استاد دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۲/۱۷

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۷/۷/۲۸

### چکیده

در این پژوهش سازند آسماری در دو مقطع تحت‌الارضی به نام‌های چاه شماره ۲ و شماره ۳ میدان نفتی چهاربیشه به ترتیب با ضخامت‌های ۴۲۳ و ۴۱۲ متر مورد بررسی قرار گرفته است. سازند آسماری در این میدان از تناوبی از لایه‌های سنگ آهک و دولومیت همراه با لایه‌های بسیار نازک شیل و میان لایه‌های انیدریت تشکیل شده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی و شناسایی ریز رخساره‌ها، تعداد ۱۵ ریز رخساره و ۱ لیتوفاسیس در قالب ۴ کمر بند رخساره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون، سد و دریای باز برای سازند آسماری معرفی و محیط رسوبی این سازند، پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هم شیب (هموکلاین) تعیین گردیده است. از فرایندهای دیاژنزی تاثیرگذار می‌توان سیمانی‌شدن، تراکم (فیزیکی و شیمیایی)، انحلال، تخلخل‌های اولیه و ثانویه، فابریک ژئوپتال، نئومورفیسم افزایشی، جانیشینی (دولومیتی‌شدن، آهن‌دار شدن و سیلیسی شدن)، میکریتی‌شدن و بورینگ را بیان کرد که در قالب هر سه محیط دیاژنزی متائوریکی، دریایی و تدفینی، سازند آسماری را تحت تاثیر قرار داده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** دیاژنز، سازند آسماری، محیط رسوبی، ریز رخساره.

## مقدمه

سازند آسماری از سنگ آهک فسیلدار، سنگ آهک دولومیتی، سنگ آهک رسی، ماسه سنگ و شیل تشکیل شده است. (جیمز و ویند، ۱۹۶۵). سازند آسماری در فروافتادگی دزفول بیشترین گسترش را دارد. این سازند مهم‌ترین مخزن در میدان‌های نفتی ایران است. از نظر سنی سازند آسماری از الیگوسن (روپلین) شروع می‌شود و تا میوسن پایینی (بوردیگالین) ادامه می‌یابد. (مطیعی، ۱۳۷۲). قاعده سازند آسماری چند زمانه است. در امتداد جبهه کوهستان و میدان‌های جنوب آن، بخش پایین آسماری سن الیگوسن دارد و در میدان‌های نفتی شمال فروافتادگی دزفول این بخش با انیدریت قاعده آسماری با سن میوسن زیرین (آکی‌تاین) مشخص می‌شود. (مطیعی، ۱۳۷۲). مرز بالایی سازند آسماری در شمال، خطی فرضی است که از شمال خارک به شمال میدان دارخوین رسیده و با سازند گچساران به صورت هم‌ساز است و در جنوب، دارای حالت تدریجی از ردیفی از ماسه سنگ‌های کربناتی به رسوبات تبخیری و سنگ آهک‌های ماسه‌ای است که تقریباً جزء رخساره حاشیه‌ای و جانبی سازند گچساران و به نام فارس پایینی است. (مطیعی، ۱۳۷۲). در مرزهای شمالی حوضه رسوبی، تنها قسمت پایینی سازند آسماری دیده می‌شود و مرز بالایی آن سازند رازک است. (مطیعی، ۱۳۷۲). اولین مقاله درباره سازند آسماری توسط (مایو و باسک، ۱۹۱۸) منتشر شده که سازند آسماری به صورت یک توالی کربناته به سن کرتاسه تا ائوسن توصیف شده است. ریچاردسن (۱۹۲۴) کوه آسماری را به عنوان برش نمونه سازند آسماری معرفی و سن الیگوسن را به آن نسبت داده است. آنچه که امروز در صنایع نفت در مورد سازند

آسماری قابل قبول است، توسط لیس (۱۹۳۳) پایه‌گذاری شد، به این معنی که سن سازند آسماری الیگومیوسن تعیین شده و انیدریت قاعده آسماری، که در زیر لایه‌های آهکی قرار دارد، نیز جزء سازند آسماری رده‌بندی شد. مطالعه حاضر به منظور شناسایی و بررسی ریز رخساره‌ها، دیاژنز و تعیین محیط و مدل رسوبی سازند آسماری در میدان نفتی چهاربیشه انجام شده است. ساختار چهاربیشه با امتداد شمال غرب - جنوب شرقی در ناحیه فارس بین میادین رودک، چلینگر، گچساران، گناوه، کوه دارا، سولابدر و جاده کازرون بوشهر قرار گرفته است. میدان چهاربیشه در جنوب شرق میدان گچساران و جنوب تاقدیس دارا و در شرق فروافتادگی دزفول جنوبی قرار می‌گیرد. این میدان در فاصله ۱۰ کیلومتری جنوب کوه دارا و حدوداً ۱۵ کیلومتری شمال شرقی سولابدر و در فاصله ۳۰ کیلومتری شرق میدان بی حکیمه واقع شده است. محل این میدان با مختصات جغرافیایی  $30^{\circ}38'$  شمالی و  $50^{\circ}72'$  شرقی در استان کهگیلویه و بویراحمد قرار دارد. رخنمون سطحی این میدان در نقشه زمین‌شناسی کوه دارا به صورت یک ساختمان ناودیسسی با سازندهای میشان و آغاچاری می‌باشد. (شکل ۱).

## مواد و روش‌ها

در این مطالعه تعداد ۹۹ مقطع نازک از مغزه‌های حفاری<sup>۱</sup> چاه شماره ۲ و ۶۱ مقطع نازک از خرده-های حفاری<sup>۲</sup> چاه شماره ۳ مورد بررسی قرار گرفت. سازند آسماری در این میدان، توسط بررسی‌های پتروگرافیکی (میکروسکوپ نوری) جهت تعیین محیط رسوبی و فرایندهای دیاژنتیکی، مورد مطالعه قرار گرفته است. به منظور تشخیص ریز رخساره‌های کربناته از ریز

گردد. قسمت بالایی سازند آسماری اکثراً سنگ آهک است که از سنگ آهک دولومیتی با لایه‌های متناوب دولومیت تشکیل گردیده است. هر چه به ابتدای سر سازند آسماری نزدیک‌تر می‌شویم سنگ آهک انیدریتی و لایه‌های بسیار نازک انیدریت (سازند گچساران) بیشتر می‌شود که به صورت هم شیب سازند آسماری را می‌پوشاند. (طی مذاکرات شفاهی با شرکت ملی نفت مناطق نفت‌خیز جنوب). (شکل ۲). سازند آسماری در چاه شماره ۲ دارای ۴۲۳/۱ متر ضخامت است که راس آن در عمق ۱۶۸۰/۱ متری و قاعده آن در عمق ۲۱۰۳ متری واقع گردیده است. با توجه به مطالعات پتروفیزیکی انجام شده و بر اساس مغزه‌های موجود از سازند آسماری لیتولوژی سازند آسماری در چاه شماره ۲ میدان چهاربیشه به قرار زیر است:

A1: ۶۵/۱ متر دولومیت آهکی و دو رگه کربنات انیدریتی و نیز درصدهای جزئی و پراکنده شیل (از عمق ۱۶۸۰/۱ متر تا ۱۷۴۵ متر)

A2: ۳۰/۹ متر دولومیت آهکی (از عمق ۱۷۴۵ متر تا ۱۷۷۶ متر)

B1: ۳۹ متر دولومیت آهکی به همراه یک رگه انیدریتی (از عمق ۱۷۷۶ متر تا ۱۸۱۵ متر)

B2: ۳۵/۱ متر دولومیت آهکی به همراه انیدریت (از عمق ۱۸۱۵ متر تا ۱۸۵۰ متر)

B3: ۳۰/۹ متر دولومیت آهکی و درصدهای جزئی و پراکنده شیل (از عمق ۱۸۵۰ متر تا ۱۸۸۱ متر)

C1: ۵۷ متر عمدتاً آهک دولومیتی، و نیز دولومیت آهکی به همراه چند رگه آهک خالص و هم‌چنین رگه‌ای کربنات شیلی در ابتدای زیرلایه (از عمق ۱۸۸۱ متر تا ۱۹۳۸ متر)

C2: ۵۷ متر دولومیت آهکی، آهک و آهک دولومیتی (از عمق ۱۹۳۸ متر تا ۱۹۹۵ متر)

رخساره استاندارد ارائه شده توسط فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) استفاده گردید و برای تشخیص انواع بافت دولومیت از مقالات سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و آدابی (۲۰۰۹) و هم‌چنین در نام‌گذاری آهک‌ها از طبقه‌بندی دانهام (۱۹۶۲) استفاده شده است.

## نتایج

### چینه‌شناسی

میدان چهاربیشه از نظر چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی تابع روند کلی ناحیه فارس می‌باشد. از نظر چینه‌شناسی کلیه سازندها تقریباً به صورت نرمال بدون تغییرات عمده نسبت به میادین مجاور می‌باشند. محیط رسوب‌گذاری حوضه چهاربیشه، محیط دریایی کم عمق می‌باشد که به حد پایینی میوسن، الیگوسن و حد بالایی ائوسن مربوط می‌شود. قسمت‌های پایین آسماری در میدان چهاربیشه معرف رسوب‌گذاری محیط دریایی باز و کم عمق بوده و قسمت‌های بالایی آسماری منعکس‌کننده محیط نیمه بسته و کم و بیش محدود می‌باشد. از نظر سنگ‌شناسی عمدتاً متشکل از سنگ آهک متراکم و مقاوم، کرم رنگ، سفید متمایل به خاکستری و در قسمت‌هایی از سنگ آهک قهوه‌ای به صورت هوازده با رگه‌هایی از شیل تشکیل شده است. سازند آسماری میدان چهاربیشه در پایین‌ترین قسمت یعنی حد تماس هم شیب و تدریجی با سازند پابده، متشکل از سنگ آهک و سنگ آهک‌های شیلی است که با برخی از سنگ لایه‌های نازک چرت همراه است. هر چه از حد پایین به وسط سازند آسماری نزدیک می‌شویم سنگ آهک خالص‌تر می‌گردد و اغلب به طور متناوب با لایه‌های دولومیت و با سنگ آهک‌های دولومیتی همراه بوده و اکثراً دانه ریز تا متوسط و تقریباً متراکم به رنگ‌های مختلف، قهوه‌ای، کرم و خاکستری متمایل می‌-

زیرلایه و دو رگه نازک انیدریت در نیمه پایین زیرلایه (از عمق ۱۶۹۵ متر تا ۱۷۷۰ متر)  
D1: ۶۸/۹ متر آهک خالص به همراه مقادیر ناچیز شیل در انتهای زیرلایه (از عمق ۱۷۷۰ متر تا ۱۸۳۹ متر)

میدان چهاربیشه در افق آسماری به صورت یک چین<sup>۳</sup>، تقریباً متقارن، با ناحیه لولائی محدود و متمرکز در کوهانک مرکزی می‌باشد. زاویه بین یالی این چین به طور متوسط  $155^{\circ}$  است که نشان دهنده چین آرام می‌باشد. این میدان در افق آسماری دارای طول متوسط ۱۵ کیلومتر و عرض متوسط ۴ کیلومتر می‌باشد، و بنابر تفسیر نقشه-های لرزه‌نگاری توسط گسل عمیقی از ساختار رودک جدا شده است. بعضی از نقشه‌ها و تفسیرهای لرزه‌نگاری بیانگر گسل عمیقی است که میدان چهاربیشه را از ساختارهای رودک و دارا جدا می‌سازد، که به نظر می‌رسد همین گسل در قسمت شمال غربی روی ساختار میدان چلینگر بی اثر نبوده باشد. وجود شواهدی از قبیل گسل-های محاطی بر اساس داده‌های لرزه‌نگاری از یک سو، سطوح احتمالی فرسایش مخزن بنگستان با سازندهای فوقانی که خود موجب افزایش چشمگیری در میزان تخلخل و تراوایی در لبه دگرشیبی می‌گردد از سوی دیگر، و نهایتاً بالآآمدگی ساختمانی مبین این نظراند که ساختار چهاربیشه در زمان کرتاسه یعنی زمان رسوب-گذاری سازند بنگستان در شرایط مناسبی جهت ذخیره هیدروکربور با پتانسیل بالا بوده است. چاه شماره ۲ میدان نفتی چهاربیشه، سازند آسماری و بخشی از سازند پابده را با فواصل عمقی به ترتیب ۲۱۰۳-۱۶۸۰ و ۲۱۱۹/۹۷-۲۱۰۳ متر دربر می‌گیرد و سازند آسماری در این چاه عمدتاً متشکل از دولومیت آهکی، آهک و آهک دولومیتی به همراه درصدهای جزئی و پراکنده شیل و هم-

D1: ۳۵/۱ متر آهک در نیمه بالایی این لایه قرار گرفته و دولومیت آهکی در نیمه پایین (از عمق ۱۹۹۵ متر تا ۲۰۳۰ متر)  
D2: ۷۳ متر عمدتاً آهک خالص و آهک دولومیتی در حفاصل محدودی در انتهای لایه قرار گرفته است (از عمق ۲۰۳۰ متر تا ۲۱۰۳ متر)  
سازند آسماری در چاه شماره ۳ دارای ۴۱۱/۹ متر ضخامت است که راس آن در عمق ۱۴۲۷ متری و قاعده آن نیز در عمق ۱۸۳۹ متری نسبت به سطح زمین قرار گرفته است. با توجه به مطالعات پتروفیزیکی انجام شده بر روی مقاطع نازک موجود از سازند آسماری لیتولوژی سازند آسماری در چاه شماره ۳ میدان چهاربیشه به قرار زیر است:

A1: ۶۲/۹ متر دولومیت آهکی، انیدریت دولومیت آهکی و آهک دولومیتی (از عمق ۱۴۲۷ متر تا ۱۴۹۰ متر)  
A2: ۳۶/۱ متر دولومیت آهکی، انیدریت آهکی دولومیتی (از عمق ۱۴۹۰ متر تا ۱۵۲۶)  
B1: ۳۹ متر عمدتاً شامل دولومیت آهکی و آهک دولومیتی به همراه درصد ناچیز شیل و چند رگه انیدریتی (از عمق ۱۵۲۶ متر تا ۱۵۶۵ متر)  
B2: ۳۹/۹ متر عمدتاً شامل دولومیت آهکی و آهک دولومیتی و درصد ناچیز شیل و دو رگه انیدریتی (از عمق ۱۵۶۵ متر تا ۱۶۰۵ متر)  
B3: ۲۶/۱ متر عمدتاً شامل دولومیت آهکی به همراه درصد ناچیز و پراکنده شیل و چند رگه انیدریتی (از عمق ۱۶۰۵ متر تا ۱۶۳۱ متر)  
C1: ۶۴ متر عمدتاً شامل دولومیت آهکی و آهک دولومیتی به همراه مقادیر ناچیز شیل (از عمق ۱۶۳۱ متر تا ۱۶۹۵ متر)  
C2: ۷۵ متر عمدتاً شامل دولومیت آهکی و آهک دولومیتی به همراه درصد ناچیز شیل در بالای

سوپراتایدال و سبخایی نهشته شده باشند. این ریز رخساره معادل RMF 22 فلوگل (۲۰۱۰) است. (شکل ۳، تصویر A).

**MF2-دولومادستون با بلورهای پراکنده انیدریت<sup>۷</sup>:** بلورها و قالب‌های مختلف و پراکنده انیدریتی در رخساره‌های مادستونی و دولومادستونی گسترش یافته‌اند. این رخساره فاقد فسیل و ساخت رسوبی می‌باشد. وجود بلورهای پراکنده تبخیری در ماتریکس کلسیتی یا دولومیتی در رخساره‌های گل‌پشتیبان بیانگر رسوب‌گذاری در محیط‌های با درجه شوری بالا در اقلیم گرم و خشک بین پهنه جزرومدی تا بالای پهنه جزرومدی (سبخا) می‌باشد. (آدابی، ۲۰۰۹؛ فلوگل، ۲۰۱۰). قطع شدگی بلورها با عوارض دیاژنزی مانند استیلولیت و شکستگی نشان دهنده تشکیل بلورها قبل از عوارض دیاژنزی است. این رخساره معادل RMF 25 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد. (شکل ۳، تصویر B).

**MF3-رخساره فنسترال دولومیکرایت با سیمان انیدریتی حفره پرکن<sup>۸</sup>:** این ریز رخساره شامل مادستون با فراوانی ساخت چشم پرنده‌ای (فنسترال) بوده که فاقد هرگونه آلوکم یا فسیل و لامیناسیون می‌باشد. این ریز رخساره نسبت به رخساره دولومادستون در قسمت‌های رو به دریای سبخا تشکیل شده است. این ریز رخساره معادل ریز رخساره استاندارد RMF 23 فلوگل (۲۰۱۰) است و مربوط به بالای پهنه جزرومدی<sup>۹</sup> یا رمپ داخلی می‌باشد. (بارچت و رایت، ۱۹۹۲). این ریز رخساره یکی از ضعیف‌ترین ریز رخساره‌ها از نظر تخلخل محسوب می‌شود به طوری که تخلخل در آن توسعه زیادی ندارد و بیشتر فنسترال‌ها با انیدریت پر شده‌اند. لکه‌های انیدریتی در این رخساره معمول است. نرخ دولومیتی شدن این رخساره خیلی بالاست. (شکل ۳، تصویر C).

چنین چند رگه پراکنده کربنات انیدریتی در برخی فواصل می‌باشد. چاه شماره ۳ این میدان سازندهای آسماری، پابده و گورپی را با فواصل عمقی به ترتیب ۱۸۳۹-۱۴۲۷، ۱۹۹۶-۱۸۳۹ و ۲۰۹۰-۱۹۹۶ متر دربر می‌گیرد و سازند آسماری در این چاه عمدتاً از کربنات به همراه درصد ناچیز و پراکنده شیل و انیدریت کربناته تشکیل شده است. فاصله بین این دو چاه از یکدیگر حدود ۳ کیلومتر و ۲۲۰ متر می‌باشد.

### ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی

با مطالعه ۱۶۰ مقطع نازک از سازند آسماری، ۱۵ ریزرخساره کربناته و یک لیتوفاسیس شیلی شناسایی شد که از سمت خشکی به دریا شامل چهار کمربند رخساره‌ای کربناته شامل رخساره-های جزرومدی (A)، لاگون (B)، سد (C) و دریای باز (D) می‌باشند، که بخش‌های مختلفی از یک سیستم رمپ کربناته هموکلاین<sup>۴</sup> را طی نشست سازند آسماری در بر می‌گیرند.

### کمربند رخساره‌ای A (پهنه جزرومدی):

**MF1-دولومیکرایت یا دولومادستون<sup>۵</sup>:** بلورهای ۱۰ تا ۷۰ میکرونی دولومیت مهم‌ترین تشکیل‌دهنده این ریز رخساره می‌باشند. اینتراکست<sup>۶</sup> و ذرات کوارتز آواری نیز به صورت پراکنده مشاهده می‌شوند و اثری از بایوکست یا قطعات فسیلی نیست. از فرایندهای دیاژنتیکی مشاهده شده تشکیل تخلخل‌های حفره‌ای، رگچه‌های انحلالی و استیلولیت همراه با تجمع مواد غیرقابل حل می‌باشد. این ریز رخساره تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط‌های بالای جزرومدی تا قسمت بالایی بین جزرومدی تشکیل شده است (سیبلی و گرگ، ۱۹۸۷؛ گرگ و شلتون، ۲۰۰۱؛ آدابی، ۲۰۰۹). بر اساس نظر وارن (۲۰۰۶) دولومیکرایت‌ها می‌توانند طی ته‌نشست در مراحل اولیه دیاژنز از آب‌های منفذی در محیط

**L1-لیتوفاسیس شیلی<sup>۱۳</sup>**: در بررسی مغزه‌ها و مقاطع نازک، تنها لیتوفاسیس مشاهده شده از نوع شیلی بوده که در این لیتوفاسیس ذرات سیلت به وفور مشاهده می‌شود. علاوه بر وجود سیلت، کانی‌های تیره، بیتومین و خرده‌های فسیلی غیر قابل تشخیص نیز دیده شده است. (شکل ۳، تصویر F). با توجه به قرارگیری این رخساره در بالای دولومادستون‌ها از پهنای توالی جزرومدی، وجود کوارتزهای ریز دانه<sup>۱۴</sup>، عدم فسیل و وجود تبخیری‌ها به احتمال زیاد این رخساره به پهنای جزرومدی منسوب داده می‌شود.

#### کمر بند رخساره ای B (لاگون):

**MF6-پکستون حاوی میلیولید و خرده‌های اسکلتی<sup>۱۵</sup>**: خرده‌های میلیولید به همراه مقدار کمتری خرده‌های اکینودرم<sup>۱۶</sup> و جلبک قرمز<sup>۱۷</sup> سازندگان اصلی این ریز رخساره می‌باشند. سایر بیوکلت‌ها شامل قطعاتی از صدف‌های دوکفه-ای<sup>۱۸</sup>، خرده‌های فرامینیفر، گاستروپودها<sup>۱۹</sup> و خرده‌های بریوزوئر<sup>۲۰</sup> می‌باشد. از آلوکم‌های فرعی غیر زیستی هم می‌توان به اینتراکلت و پلوئید اشاره کرد. خردشدگی، میکریتی شدن، تخلخل حاصل از شکستگی و تخلخل حفره‌ای و انواع سیمان‌های میکرایتی، دروزی و بلوکی از فرایندهای دیاژنزی مشاهده شده می‌باشند. خردشدگی اجزای این ریز رخساره بیانگر بخش نسبتاً پر انرژی تر لاگون می‌باشد. (گیل، ۲۰۰۰). این رخساره معادل ریز رخساره RMF 20 فلوگل (شکل ۳، تصویر G). (۲۰۱۰) می‌باشد.

**MF7-وکستون / پکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک و خرده‌های اسکلتی<sup>۲۱</sup>**: فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پورسلانوز بدون منفذ مانند کوئینکولولولینا<sup>۲۲</sup>، بیلوکولینا<sup>۲۳</sup>، تریلوکولینا<sup>۲۴</sup>، پنروپلیس<sup>۲۵</sup> و آرکیاس<sup>۲۶</sup> با فراوانی حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد اجزای اصلی این ریز رخساره را تشکیل

**MF4-مادستون آهکی با دانه‌های پراکنده کوارتز<sup>۱۰</sup>**: این رخساره شامل گل سنگ آهکی- دولومیتی با دانه‌های پراکنده و کوارتز تخریبی در اندازه سیلت یا ماسه، به میزان ۵ تا ۱۰ درصد است. فرایندهای دیاژنزی به صورت آهن‌دار شدن، ریز شکستگی‌ها و استیلولیتی شدن دیده شده است. رسوبات مرکب از مخلوط کربنات و مواد سیلیسی آواری در نزدیک سواحل و محیط رمپ داخلی و عرض‌های بالا هستند و ناشی از فرسایش رسوبات لایه‌های زیرین<sup>۱۱</sup> در منطقه جزرومدی می‌باشند (فلوگل، ۲۰۱۰). ارتباط عمودی با رخساره‌های لاگونی، نبود فوناها، بافت غنی از گل و نبود شواهد قرار گرفتن در معرض هوا در این رخساره نشان دهنده محیط رسوبی بخش پایینی زیر محیط اینترتایدال است (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۰۶؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۶). این رخساره معادل RMF 16 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد. (شکل ۳، تصویر D).

**MF5-انیدریت اینتراکلت پکستون / گرینستون<sup>۱۲</sup>**: قطعات اینتراکلت با جورشدگی و گردشدگی نسبتاً خوب و بدون ساختمان داخلی مشخص، در یک زمینه سیمان انیدریتی قرار گرفته‌اند. فسیل-های نسبتاً کمی در این رخساره مشاهده می‌شود. اندازه‌های متفاوت و لبه‌های تیز اینتراکلت‌ها شاخص افزایش یکباره انرژی محیط در شرایط طوفانی می‌باشد. این رخساره احتمالاً از انواع رخساره‌های رسوبی پهنه‌های جزرومدی و محیط-های کم عمق دریایی محسوب می‌شود که اغلب در اثر حوادث طوفانی ایجاد می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰). زمینه سیمانی این ریز رخساره موید انرژی بالای محیط می‌باشد که با توجه به این موارد احتمالاً مربوط به کانال‌های جزرومدی می‌باشد. این رخساره معادل RMF 17 است. (شکل ۳، تصویر E).

حضور میکریته و وجود سیمان موید تشکیل این ریز رخساره در یک محیط پراثری است. اما وجود فرامینفر بنتیک میلیولید نیز نشان دهنده تشکیل آن در بخش‌های پشتی سد به سمت لاگون<sup>۳۶</sup> می‌باشد. باکستون و پدلی (۱۹۸۹) نیز این ریز رخساره را مربوط به محیط‌های کم‌عمق با انرژی و شدت نور بالا می‌دانند و به بخش سد که جداکننده رمپ داخلی از رمپ میانی است، نسبت داده شده است. این ریز رخساره معادل RMF 27 فلوگل (۲۰۱۰) است. (شکل ۴، تصویر B).

**MF10-پلوئیدال گرینستون**<sup>۳۷</sup>: پلوئیدها به نظر می‌رسد عمدتاً در اثر میکریته شدن اجزای بیوکستی حاصل شده‌اند و با میانگین اندازه ۰/۱۲ میلی‌متر و فراوانی ۵۰ تا ۶۰ درصد، آلوکم اصلی این ریز رخساره می‌باشند. اینتراکست‌های فاقد ساختار داخلی و فرامینفرهای میکریته شده مانند میلیولید، الفیدیوم، دیسکوربیس، نومولیت<sup>۳۸</sup> و استراکود از دیگر میکروفسیل‌های قابل مشاهده در این ریز رخساره می‌باشند. سیمان‌های هم‌بعد، بلوکی و انیدریتی نیز در بین پلوئیدها مشاهده می‌شود. تخلخل‌های قالبی و حفره‌های ناشی از انحلال، میکرایته شدن مخرب و سازنده از فرایندهای دیاژنتیکی دیگر مشاهده شده در این ریز رخساره هستند. جورشدگی و گردشدگی نسبتاً خوب پلوئید، وجود سیمان در بین آنها و عدم حضور میکریته، بیانگر محیط پراثری است و به بخش مرکزی سد نسبت داده می‌شود. این ریز رخساره معادل RMF 27 فلوگل (۲۰۱۰) است. (شکل ۴، تصویر C).

**MF11-کورال باندستون**<sup>۳۹</sup>: این رخساره باندستونی، حاوی گروهی از مرجان‌های شش تیغه‌ای<sup>۴۰</sup> با دیواره آراگونیتی اولیه با ساختار کلی متاندری شکل است. ولی امروزه در اثر فرایند دیاژنتی نوشکلی با کلسیت دیاژنتی جانشین شده است. در

داده‌اند. الفیدیوم<sup>۳۷</sup>، پلانوربولینا<sup>۳۸</sup>، دیسکوربیس<sup>۳۹</sup>، کرینوئید<sup>۳۰</sup>، استراکود<sup>۳۱</sup>، بریوزوئر و اینتراکست نیز مشاهده شده‌اند. فرایندهای دیاژنتی به صورت میکریته شدن دانه‌ها، وجود سیمان هم محور، انحلال و تشکیل تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای، آثار مواد آلی در حجرات فرامینفرها و زمینه و در مواردی تراکم فیزیکی و شیمیایی دیده شده است. حضور مقدار فراوان فرامینفرهای با پوسته پورسلانوز، بیانگر محیط رسوب‌گذاری لاگون و شوری بالای محیط می‌باشد (گیل، ۲۰۰۰؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۰۶؛ جمالیان و آدابی، ۲۰۱۵). این ریز رخساره معادل RMF 20 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد. (شکل ۳، تصویر H).

#### کمریند رخساره‌ای C (سدی):

**MF8-گرینستون با خرده‌های اسکلتی**<sup>۳۲</sup>: در این ریز رخساره، خرده‌های اسکلتی آلوکم اصلی محسوب شده و خرده‌های جلبک به رنگ قهوه‌ای، فرامینفرهای روتالیا<sup>۳۳</sup>، قطعات دوکفه‌ای و اکینوئید<sup>۳۴</sup> نیز دیده می‌شود. این ریز رخساره معادل ریز رخساره شماره RMF 27 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد. و به بخش سد نسبت داده می‌شود که معرف مرز بین رمپ داخلی و رمپ میانی است. سیمان انیدریتی پوئی‌کیلوتوپیک در این رخساره معمول است. میزان دولومیتی‌شدن در این رخساره بالاست (شکل ۴، تصویر A).

**MF9-گرینستون / پکستون حاوی میلیولید و جلبک قرمز**<sup>۳۵</sup>: میلیولیدهای کوئینکولوکولینا و بیولوکولینا و جلبک قرمز حدود ۳۵ تا ۴۵ درصد، کرینوئیدها با فراوانی ۴ تا ۵ درصد و اینتراکست‌ها با فراوانی ۲ تا ۳ درصد، در این ریز رخساره مشاهده می‌شوند. استراکود در بعضی مقاطع نیز دیده شده است. سیمان بلوکی و تراکم شیمیایی و فیزیکی از فرایندهای دیاژنتیکی مشاهده شده می‌باشند. عدم

محیط کم انرژی که به صورت اتفاقی تحت تاثیر امواج شدید قرار گرفته است توضیح داده شود، به طوری که انرژی امواج سبب خردشدگی آلوکومها می شود اما آنقدر قوی نیست که سبب از بین رفتن کامل زمینه میکرایتی گردد. بنابراین این ریز رخساره در زیر خط اثر امواج و در بخش رمپ میانی تشکیل شده است. طول نومولیتها نسبت به نومولیتهای بخش لاگون افزایش و ضخامت پوسته آنها کاهش یافته است. نومولیتهای بزرگ و کشیده، نشان دهنده شرایط نرمال دریایی و عمق ۵۰ تا ۸۰ متری هستند (آدابی و همکاران، ۲۰۰۸). این ریز رخساره معادل RMF 13 فلوگل (۲۰۱۰) می باشد. (شکل ۴، تصویر F).

**MF14**-پکستون دارای خرده های اسکلتی<sup>۴۸</sup>: حضور بایوکلستهایی مانند بریوزوئرها و خارپوستان که در شوری معمول آب زیست می کنند، به همراه فرامینیفرهای پلانکتونیک و فرامینیفرهای بنتیک با دیواره آگلوتینه، عدم حضور فرامینیفرهای بزرگ با جلبک هم زیست و هم چنین زمینه گل غالب رخساره، نشان دهنده ته نشست رخساره در زیر سطح اساس امواج طوفانی (SWB) و ناحیه نورانی<sup>۴۹</sup> می باشد (ویلسون، ۱۹۷۵؛ گیل، ۲۰۰۰؛ کردا و برندانو، ۲۰۰۳؛ فلوگل، ۲۰۱۰؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۶). با توجه به این شواهد و تشابه رخساره با ریز رخساره RMF 7 فلوگل (۲۰۱۰) محیط تشکیل رخساره را می توان قسمت های ابتدایی بخش خارجی رمپ<sup>۵۰</sup> در زیر ناحیه نورانی نسبت داد (شکل ۴، تصویر G).

**MF15**-پلانکتونیک وکستون<sup>۵۱</sup>: عمده ترین جزء سازنده این ریز رخساره را فرامینیفرهای پلانکتونیک نظیر گلوبی ژرین<sup>۵۲</sup> در یک رخساره میکرایتی تشکیل می دهند. خرده های اکینودرم، اپرکولینا<sup>۵۳</sup>، بریوزوئر، اسپیکول های اسفنج<sup>۵۴</sup> و جلبک قرمز و ... نیز حضور دارند. رسوبات سازنده

بسیاری از بخشها میکرایتی شده، و درون حجرات این مرجان به طور کامل توسط انیدریت پر شده است. در رمپ های کربناته، ساختارهای مرجانی معمولاً به صورت کومه ای<sup>۴۱</sup> می باشند که در بعضی نقاط جداکننده رمپ داخلی از رمپ میانی هستند. (فلوگل، ۲۰۱۰). این رخساره معادل RMF 12 فلوگل (۲۰۱۰) می باشد. (شکل ۴، تصویر D).

**کمر بند رخساره ای D (دریای باز):**

**MF12**-وکستون / پکستون دارای نومولیت و خرده های اسکلتی<sup>۴۲</sup>: این رخساره با غلبه فرامینیفرهای بنتیک بزرگ به خصوص نومولیتیده و بافت وکستون- پکستون با زمینه میکرایتی مشخص می شود. روسلا<sup>۴۳</sup>، اپرکولینا<sup>۴۴</sup>، اکینوئید و قطعات خرد شده فرامینیفرهای بزرگتر نیز یافت می شوند. دولومیتی شدن، استیلولیتی و شکستگی و نیز تخلخل های بین دانه ای، درون دانه ای و کانالی از فرایندهای دیاژنزی موجود در این رخساره هستند. وضعیت چینه شناسی، حضور فونا های استنوهالین<sup>۴۵</sup> نظیر فرامینیفرهای بزرگ، کشیده و منفذدار (نومولیتیده) و اکینوئید در این رخساره، نهشته شدن در دریای آزاد کم عمق را پیشنهاد می کند. بافت دانه ای و فونا های خرد شده، محیطی با انرژی نسبتاً بالا، احتمالاً نزدیک یا مجاور قاعده امواج طوفانی (SWB) را پیشنهاد می کند (باسی و همکاران، ۲۰۰۷؛ فلوگل، ۲۰۱۰). این ریز رخساره معادل RMF 16 فلوگل (۲۰۱۰) است. (شکل ۴، تصویر E).

**MF13**-نومولیت پکستون<sup>۴۶</sup>: در این رخساره عدم وجود فرامینیفرهای مربوط به لاگون، موید محیط دریای باز است. ذرات اکینوئید و براکیوپود<sup>۴۷</sup> به صورت پراکنده نیز دیده می شوند. ترکیبی از زمینه نسبتاً میکرایتی و خردشدگی ذرات نشان گر برگشتگی بافتی است که می تواند توسط یک



شناسایی شده‌اند: سیمانی شدن، تراکم (فیزیکی و شیمیایی)، انحلال، تخلخل‌های اولیه و ثانویه، فابریک ژئوپتال، نئومورفیسم افزایشی، جانیشینی (دولومیتی شدن، آهن دار شدن و سیلیسی شدن)، میکریتی شدن و بورینگ.

سیمانی شدن<sup>۵۹</sup>: از آنجا که سیمانی شدن در بیشتر محیط‌های دیاژنتیکی اتفاق می‌افتد، لذا استفاده از آن در بازسازی پیشینه دیاژنتزی بسیار با اهمیت است. سیمان‌های شناسایی شده در سازند آسماری شامل انواع سیمان‌های کلسیتی، انیدریتی و دولومیتی است:

سیمان کلسیتی هم محور<sup>۶۰</sup>: این سیمان با ترکیب کانی شناسی HMC دارای پیوستگی نوری با دانه دربرگیرنده است. (فلوگل، ۲۰۱۰). این سیمان با توجه به فراوانی قطعات اسکلتی با ساختار تک بلوری از جمله اکتینوئیدها، دارای گستردگی قابل توجهی در توالی مورد مطالعه است. سیمان هم محور به طور عمده شفاف بوده و می‌تواند در محیط دیاژنتز متاوریکی یا دفنی نهشته شود (شکل ۶، تصویر A).

سیمان کلسیتی دندان سگی<sup>۶۱</sup>: این نوع سیمان دارای بلورهای کلسیتی نوک‌تیز و کشیده است. در سازند مورد مطالعه این سیمان در حاشیه داخلی تخلخل‌ها مشاهده می‌شود و در مرحله‌ای بعد از انحلال تشکیل شده است هم‌چنین شواهد بافتی از قبیل پوشیده شدن این سیمان با سیمان بلوکی و دروزی بیانگر شکل‌گیری آن در محیط متاوریک می‌باشد (شکل ۶، تصویر B).

سیمان کلسیتی هم بعد<sup>۶۲</sup>: این سیمان به شکل موزائیک‌های درشت کلسیت و فاقد هر گونه جهت‌یابی ترجیحی در حفرات بین دانه‌ها قرار می‌گیرد. سیمان هم بعد یا دانه‌ای (گرانولار) در محیط‌های دریایی، متاوریکی و یا تدفینی تشکیل می‌شود (لانگمن، ۱۹۸۰؛ تاکر، ۲۰۰۱). در سازند

در این ریز رخساره در زیر خط اثر امواج طوفانی (SWB) ته‌نشین شده‌اند لذا این ریز رخساره از انرژی پایینی برخوردار است و شاخص رخساره-های حاشیه حوضه<sup>۵۵</sup> می‌باشد. انحلال و پرشدگی فرامینفرهای پلانکتونیک با سیمان اسپارایتی و بعضاً اپاک، تخلخل درون ذره‌ای و قالبی، نئومورفیسم افزایشی، فابریک ژئوپتال و میکریتی شدن خرده‌های جلبک در اثر فعالیت‌های زیستی از فرایندهای دیاژنتزی موثر بر این ریز رخساره می‌باشند. این ریز رخساره معادل RMF 5 فلوگل (۲۰۱۰) است. (شکل ۴، تصویر H).

مدل رسوبی سازند آسماری در میدان چهاربیشه: بر اساس اطلاعات حاصل از بررسی ریز رخساره‌های موجود در سازند آسماری و محیط رسوب‌گذاری آنها، تنوع و توالی عمودی ریز رخساره‌ها در طول سازند، نبود رسوبات طوفانی<sup>۵۶</sup> و رسوبات توربیدیتی، برش‌ها و رسوبات مربوط به فرایندهای جریان ثقلی<sup>۵۷</sup> که بیانگر شیب بالای محیط رسوبی است، عدم وجود ریف‌های سدی، آنکوئیدها، پیروئیدها و دانه‌های آگرگات که خاص شلف‌های کربناته می‌باشد و یا به ندرت در رمپ کربناته یافت می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰)، وجود رخساره‌های پهنه جزرومدی و لاگون با گسترش زیاد که دلالت بر شیب کم حوضه دارد، محیط رسوبی سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه به احتمال قوی، یک رمپ کربناته<sup>۵۸</sup> می‌باشد. تغییر تدریجی ریز رخساره‌ها از محیط کم عمق به عمیق نشان‌دهنده یکنواخت بودن شیب حوضه در زمان نهشته شدن رسوبات کربناته سازند آسماری می‌باشد. بنابراین می‌توان گفت که محیط رسوبی سازند آسماری در میدان چهاربیشه یک رمپ کربناته از نوع هموکلاین بوده است. (شکل ۵).

دیاژنتز: بر طبق مطالعات میکروسکوپی انجام شده بر روی سازند آسماری فرایندهای دیاژنتیکی زیر

کمیاب بوده و اجزای غیر اسکلتی را دربر گرفته است (شکل ۶، تصویر C).

سیمان کلسیتی دروزی<sup>۶۳</sup>: این سیمان به صورت حفره پرکن در فضای بین ذره‌ای و درون حجرات ذرات اسکلتی، در تخلخل‌های قالبی حاصل از انحلال و نیز در طول شکستگی‌ها تشکیل می‌شود. از ویژگی‌های این سیمان افزایش اندازه بلور به سمت مرکز حجره است (فلوگل، ۲۰۱۰). این سیمان به طور عمده در محیط دیاژنز متائوریکی تشکیل می‌شود. در سازند آسماری این سیمان فراوانی خیلی کمی دارد و بیشتر فضاهای خالی حاصل از انحلال قطعات اسکلتی را اشغال کرده است (شکل ۶، تصویر D).

سیمان کلسیتی بلوکی<sup>۶۴</sup>: این سیمان به صورت بلورهای متوسط تا درشت کلسیت با ترکیب HMC و LMC است و بدون هیچ‌گونه جهت-یافتگی خاصی تشکیل می‌شود و بلورها دارای مرزهای آشکاری هستند. این نوع سیمان شاخص محیط‌های دیاژنزی وادوز<sup>۶۵</sup> و فریاتیک<sup>۶۶</sup> و نیز محیط دیاژنزی دفنی<sup>۶۷</sup> است (تاگر، ۲۰۰۱). در سازند مورد مطالعه سیمان بلوکی در فضاهای بین دانه‌ای، در داخل رگه‌ها و شکستگی‌ها و هم‌چنین درون دانه‌های اسکلتی نیز قابل مشاهده است (شکل ۶، تصویر E).

سیمان کلسیتی پوئی‌کیلوتوپیک<sup>۶۸</sup>: این سیمان دارای ابعاد نسبتاً بزرگ‌تری نسبت به سایر سیمان‌ها است و آلوکم‌های کوچک را دربر می‌گیرد. به دلیل سرعت بسیار کم هسته‌سازی بلورهای کلسیت و رشد آرام آنها بلورهای سیمان مذکور درشت هستند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). چاکت و جیمز (۱۹۸۴) تشکیل این سیمان را به محیط‌های دیاژنتیکی تدفینی نسبت می‌دهند. در سازند مذکور سیمان پوئی‌کیلوتوپیک کلسیتی

مذکور این سیمان گسترش زیادی نداشته است (شکل ۶، تصویر C).

سیمان کلسیتی دروزی<sup>۶۳</sup>: این سیمان به صورت حفره پرکن در فضای بین ذره‌ای و درون حجرات ذرات اسکلتی، در تخلخل‌های قالبی حاصل از انحلال و نیز در طول شکستگی‌ها تشکیل می‌شود. از ویژگی‌های این سیمان افزایش اندازه بلور به سمت مرکز حجره است (فلوگل، ۲۰۱۰). این سیمان به طور عمده در محیط دیاژنز متائوریکی تشکیل می‌شود. در سازند آسماری این سیمان فراوانی خیلی کمی دارد و بیشتر فضاهای خالی حاصل از انحلال قطعات اسکلتی را اشغال کرده است (شکل ۶، تصویر D).

سیمان کلسیتی بلوکی<sup>۶۴</sup>: این سیمان به صورت بلورهای متوسط تا درشت کلسیت با ترکیب HMC و LMC است و بدون هیچ‌گونه جهت-یافتگی خاصی تشکیل می‌شود و بلورها دارای مرزهای آشکاری هستند. این نوع سیمان شاخص محیط‌های دیاژنزی وادوز<sup>۶۵</sup> و فریاتیک<sup>۶۶</sup> و نیز محیط دیاژنزی دفنی<sup>۶۷</sup> است (تاگر، ۲۰۰۱). در سازند مورد مطالعه سیمان بلوکی در فضاهای بین دانه‌ای، در داخل رگه‌ها و شکستگی‌ها و هم‌چنین درون دانه‌های اسکلتی نیز قابل مشاهده است (شکل ۶، تصویر E).

سیمان کلسیتی پوئی‌کیلوتوپیک<sup>۶۸</sup>: این سیمان دارای ابعاد نسبتاً بزرگ‌تری نسبت به سایر سیمان‌ها است و آلوکم‌های کوچک را دربر می‌گیرد. به دلیل سرعت بسیار کم هسته‌سازی بلورهای کلسیت و رشد آرام آنها بلورهای سیمان مذکور درشت هستند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). چاکت و جیمز (۱۹۸۴) تشکیل این سیمان را به محیط‌های دیاژنتیکی تدفینی نسبت می‌دهند. در سازند مذکور سیمان پوئی‌کیلوتوپیک کلسیتی

انیدریت بوده و از آنها منشعب می‌شوند. رگچه‌های تبخیری در رخساره مادستونی و دولومادستونی ریزبلور که در مراحل اولیه دیاژنز دولومیتی شده‌اند تشکیل می‌شوند و در سازند آسماری خیلی به ندرت مشاهده شده‌اند (شکل ۷، تصویر E).

**آهن‌دار شدن:** آهن‌دار شدن عمدتاً مربوط به دیاژنز تدفینی می‌باشد (تاگر، ۲۰۰۱). احتمالاً هماتیته شدن (شکل ۷، تصویر F) در شرایط اکسیدان و پیریتی شدن (شکل ۷، تصویر G) در شرایط احیایی صورت گرفته است. در مقاطع مورد مطالعه از سازند آسماری جانشینی و گاهی ته‌نشینی توسط اکسید آهن کم و بیش در اکثر رخساره‌ها مشاهده شده است. این ترکیبات آهن-دار در امتداد استیلولیت‌ها، رگچه‌های انحلالی، در داخل حفره‌ها، در زمینه سنگ و بر روی قطعات فسیلی دیده می‌شوند.

**سیلیسی شدن:**<sup>۷۹</sup> سیلیسی دیاژنزی در توالی مورد مطالعه به مقدار ناچیز به صورت پراکنده در رخساره‌ها مشاهده گردیده است و به صورت جانشینی تاخیری در زمینه سنگ دیده می‌شود. جانشینی و ته‌نشینی شدن سیلیسی در سنگ‌های کربناته، نیازمند اشباع سیالات درون منافذ از سیلیسی و شرایط اسیدی است (شکل ۷، تصویر H).

**دولومیتی شدن:**<sup>۸۰</sup> دولومیتی شدن مهم‌ترین فرایند دیاژنزی مشاهده شده در سازند آسماری است. انواع مشاهده شده شامل: دولومیت‌های بسیار اولیه دیاژنتیکی (دولومیکرایت) و دولومیت‌های ثانویه شامل (دولومیکرواسپارایت، دولواسپارایت، دولومیت‌های جانشینی<sup>۸۱</sup> و سیمان دولومیتی<sup>۸۲</sup> می‌باشند. اندازه بلورها در دولومیت‌های نوع اول یا دولومیکرایت‌ها ۵-۱۶ میکرون بوده و به دلیل اندازه خیلی ریز بلورها، حفظ اثرات بافت رسوبی

سولفات و منیزیم در فرایند دولومیتی شدن می‌باشد.

**سیمان انیدریت پوئی کیلوتوپیک:**<sup>۷۳</sup> این سیمان اغلب به صورت تجمعی از بلورهای بزرگ با گسترش نامنظم و پراکنده و در مواردی همراه به ادخال‌های دولومیت و ماتریکس آهکی می‌باشد و بیانگر تشکیل در مراحل دیاژنز تدفینی است (لانوی، ۲۰۰۶). انیدریت پوئی کیلوتوپیک به عنوان فراوان‌ترین بافت انیدریت موجود در مخزن مورد مطالعه دیده شده است (شکل ۷، تصویر A).

**بلورهای تبخیری پراکنده و منفرد:**<sup>۷۴</sup> این بلورها در اندازه‌های مختلف و به صورت تک بلور و پراکنده در رخساره‌های مادستونی و دولومادستونی گسترش یافته‌اند. این نوع انیدریت در رخساره‌های بالای پهنه جزرومدی تا ابتدای سبخا در طی مراحل اولیه دیاژنز تشکیل می‌شود. (کندال و الشهران، ۲۰۰۳؛ وارن، ۲۰۰۰). (شکل ۷، تصویر B).

**انیدریت با بافت نم‌دی:**<sup>۷۵</sup> این نوع انیدریت به صورت مجموعه‌ای از بلورهای بسیار ریز و درهم-بافته با جهت‌گیری تصادفی همراه با دولومادستون‌ها می‌باشد که اصطلاحاً بافت نم‌دی یا آفانتیک<sup>۷۶</sup> نامیده می‌شود و در مراحل اولیه دیاژنز در محیط‌های سبخایی تشکیل می‌شود. (هوور کال، ۱۹۹۲؛ ماچل؛ ۱۹۹۳؛ کاسپرزیک و اورتی، ۱۹۹۸). (شکل ۷، تصویر C).

**سیمان انیدریت پرکننده شکستگی:**<sup>۷۷</sup> این نوع انیدریت به صورت بلورهای درشت و پرکننده شکستگی‌ها در رخساره‌های دانه ریز دولومادستونی مشاهده می‌شود و حاصل دیاژنز تدفینی است. (کندال و والتر، ۱۹۷۷). (شکل ۷، تصویر D).

**رگچه‌های تبخیری:**<sup>۷۸</sup> این رگچه‌ها به صورت نازک و با حاشیه نامنظم و معمولاً همراه با ندول‌های

پر کن باشند (آدابی، ۲۰۰۹) و به دلیل داشتن فضای کافی برای رشد اغلب بلورها خود شکل و شفاف می‌باشند. این نوع سیمان می‌تواند در مراحل نهایی دیاژنز به علت مهاجرت سیالات غنی از منیزیم نیز تشکیل گردد. (زنگر، ۱۹۸۳). (شکل ۸، تصویر F).

**مدل دولومیتی شدن و منشا منیزیم:** به نظر می‌رسد وجود سازند شیلی پایه در زیر سازند آسماری، تراکم شیل‌های تحتانی و تغییر در کنای‌های رسی یک منبع منیزیم برای دولومیتی شدن تدفینی (یعنی دولومیت‌های دانه درشت) سازند آسماری باشد، اما این میزان منیزیم به اندازه‌ای نیست که سبب دولومیتی شدن یک توالی عظیم کربناته شود (آدابی، ۱۳۹۰). معمولاً دولومیت‌های خیلی دانه ریز تا دانه ریز تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط‌های جزرومدی توسط آب‌های نرمال دریایی یا محلول‌های بین ذره‌ای<sup>۸۴</sup> غنی از منیزیم تشکیل می‌شوند (لند، ۱۹۸۵؛ آدابی، ۲۰۰۹). از طرفی حضور تبخیری‌هایی مانند انیدریت و ژپس به همراه دولومیکرایت‌ها می‌تواند موید دولومیتی شدن تحت مدل سبختا باشد. از سوی دیگر دولومیت‌های دانه متوسط (۱۰ تا ۱۰۰ میکرون) و فاقد ساخت‌های اولیه رسوبی، در محیط رفلاکس و در آب و هوای خشک همراه با تبخیری‌ها یافت می‌شوند (آدابی، ۱۳۹۰). این مدل، دولومیت‌های تدفین کم عمق را ایجاد می‌کند. فرایند دولومیتی شدن در مدل رفت و برگشتی به وسیله سیالات حاصل از تبخیر در آب‌های لاگون یا آب‌های حفره‌ای جزرومدی است. این نوع دولومیتی شدن بیشتر به شکل جانشینی و تا حدودی سیمان است و مربوط به محیط‌های ساب تایدال و لاگون محصور شده می‌باشد. دولومیت‌های تدفینی نیز به صورت جانشینی و سیمان در زیر منطقه فریاتیکی فعال

اولیه به صورت قطعات اینتراکلت، وجود ذرات تخریبی کوارتز در حد سیلت و آثار میکروبی در محیط‌های سوپراتایدال تا قسمت بالایی اینترتایدال تشکیل شده است (سیبلی و گرگ، ۱۹۸۷؛ گرگ و شلتون، ۲۰۰۱؛ آدابی، ۲۰۰۹). این نوع دولومیت در برش مورد مطالعه بیشترین فراوانی را به خود اختصاص داده است (شکل ۸، تصویر A). اندازه بلورها در دولومیت‌های نوع دوم یا دولومیکرواسپارایت‌ها ۱۶-۶۲ میکرون می‌باشد و عمدتاً به صورت موزایک‌های هم اندازه و متراکم با مرزهای نامنظم هستند (شکل ۸، تصویر B). دولومیت‌های نوع سوم یا دولواسپارایت‌ها دارای بلورهایی به ابعاد ۶۲-۲۵۰ میکرون هستند و به صورت بلورهای شکل دار با مرزهای مسطح و گاه به صورت بلورهای منفرد دیده می‌شوند. در این نوع دولومیت‌ها بافت رسوبی اولیه قابل تشخیص نیست (آدابی، ۱۳۹۰). (شکل ۸، تصویر C). دولومیت‌های نوع دوم و سوم حاصل فرایندهای دیاژنزی و توسط سیالات غیردریایی تشکیل می‌شوند و نیز می‌توانند حاصل تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها باشند. دولومیت جانشینی محصول جانشینی دولومیت به جای سنگ آهک است و متداول‌ترین نوع دولومیت در سنگ‌های کربناته می‌باشد. دولومیت‌های جانشینی هم در محیط دیاژنزی جوی و هم تدفینی تشکیل می‌شوند. این دولومیت‌ها ممکن است فقط آلوکم‌های خاص و یا میکرایت سنگ را دولومیتی کنند و بقیه اجزا سنگ از دولومیتی شدن مصون بماند که به آن دولومیتی شدن انتخاب کننده فابریک<sup>۸۳</sup> می‌گویند (شکل ۸، تصویر D و E). سیمان دولومیتی برای انواعی از دولومیت‌ها به کار برده می‌شود که به طور مستقیم از سیالات دیاژنزی در حفره‌ها، شکستگی‌ها و سایر فضاهای خالی درون سنگ نهشته شده باشند یا به عبارت دیگر حفره

شکستگی فسیل به صورت تخلخل کانالی و همراه با انحنای ایجاد شده است و حاصل از شکستگی مقطع که به صورت مستقیم است نمی‌باشد.

تراکم شیمیایی<sup>۸۹</sup>: در سازند آسماری تراکم شیمیایی با انحلال فشارشی سبب تشکیل استیلولیت (شکل ۹، تصویر A) و رگچه‌های انحلالی (شکل ۹، تصویر B) در زمینه سنگ یا مرز بین دانه‌ها شده است. آثار مواد آلی و اکسیدهای آهن در لابه‌لای استیلولیت‌ها شواهدی برای توجیه نقش آنها در عبور سیالات دیاژنزی و تدفینی می‌باشد.

بورینگ<sup>۹۰</sup>: سوراخ‌هایی هستند که در سنگ‌های نسبتاً سخت شده یا اجزاء تشکیل‌دهنده آنها توسط ارگانسیم‌های حفار (باکتری‌ها، جلبک‌ها، قارچ‌ها و غیره) ایجاد می‌شوند. این سوراخ‌ها ممکن است توسط سیمان یا میکرایت پر شوند و یا خالی بمانند. بورینگ بر روی سیمان‌ها نشانه دریایی بودن سیمان است. (فلوگل، ۲۰۱۰). (شکل ۹، تصویر C).

نئومورفیسم یا نوریختی<sup>۹۱</sup>: این اصطلاح اولین بار توسط فولک (۱۹۶۵) برای کلیه فرایندهای جانیشینی<sup>۹۲</sup> و تبلور مجدد<sup>۹۳</sup> که ممکن است سبب تغییر در اندازه و ترکیب کانی‌شناسی شود به کار برده شده است. این فرایند سبب افزایش یا کاهش اندازه بلورها می‌شود (شکل ۹، تصویر D).

فابریک ژئوپتال<sup>۹۴</sup>: در فابریک ژئوپتال بخش پایینی حفرات توسط گل آهکی و بخش بالایی توسط سیمان اسپارایتی پر شده است. و شاخص خوبی جهت تعیین بخش فوقانی لایه می‌باشد. این فابریک به طور بسیار محدود در استراکودها و گاستروپودهای سازند آسماری مشاهده شده است (شکل ۹، تصویر E).

در فواصل نفوذناپذیر رسوبات تشکیل می‌شوند. شواهدی از قبیل حضور لخته‌هایی از دولومیکرایت‌های اولیه<sup>۸۵</sup>، میکرواستیلولیت‌ها، استیلولیت‌ها و شکستگی‌ها، حاکی از تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی بعد از رسوب‌گذاری است. با توجه به وجود دولومیت‌های درشت بلور به صورت سیمان حفره پر کن، بلورهای بی شکل دولومیت، نبود دولومیت‌های زین اسبی<sup>۸۶</sup> و دولومیت‌های با خاموشی موجی می‌توان منشا تدفینی کم عمق را برای این دولومیت‌ها پیش-

بینی نمود. به طوری که برای رومبوئیدهای پراکنده در زمینه میکرایتی (دولومیت‌های نوع دوم)، که طی مراحل تدفین کم عمق تشکیل شده‌اند (کندال، ۱۹۷۷؛ آدابی، ۲۰۰۹)، منشا منیزیم احتمالاً از آب‌های بین دانه‌ای و بر اثر انحلال کلسیت دارای منیزیم می‌باشد (کندر و همکاران، ۱۹۸۸). هم‌چنین منشا منیزیم برای تشکیل دولومیت‌های نوع سوم احتمالاً آب‌های محبوس بین دانه‌ای و یا شورابه‌های حوضه‌ای بوده است (آدابی، ۲۰۰۹) که منبع تامین کننده منیزیم در مراحل تدفینی کم عمق تا متوسط می‌باشد (لی و فریدمن، ۱۹۸۷). به نظر می‌رسد که دولومیتی شدن در سازند آسماری در مراحل اولیه توسط آب دریا و سپس توسط دیاژنز تدفینی (کم عمق تا متوسط) دنبال و تکمیل شده است.

تراکم<sup>۸۷</sup>: فرایندی که تحت تاثیر وزن طبقات بالایی، حجم رسوبات در زیر سطح زمین شروع به تغییر می‌کند و شامل تراکم فیزیکی و شیمیایی می‌باشد.

تراکم فیزیکی<sup>۸۸</sup>: این فرایند در نمونه‌های مورد مطالعه از سازند آسماری به طور مشخص، و به صورت شکستگی (شکل ۸، تصویر G) و تماس مماسی، مضرسی (شکل ۸، تصویر H) در بین ذرات مشاهده می‌شود. شایان به ذکر است که

شده و تشکیل کورتوئید داده است (شکل ۹، تصویر G).

### نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از مطالعه سازند آسماری با سن الیگو میوسن در دو مقطع تحت‌الارضی به نام‌های چاه شماره ۲ و شماره ۳ میدان چهاربیشه به ترتیب با ضخامت‌های ۴۲۳ و ۴۱۲ متر شامل یک توالی کربناته- تبخیری است که از تناوب لایه‌های آهک و دولومیت همراه با لایه‌های بسیار نازک شیل و میان لایه‌های انیدریت تشکیل شده است. سیمانی شدن، دولومیتی شدن، تراکم، شکستگی، انحلال، میکریتی شدن، پیریتی شدن، فابریک ژئوپتال، بورینگ، سیلیسی شدن و نئومورفیزم از فرایندهای دیاژنتیکی موثر بر سازند آسماری می‌باشند. نتایج مطالعات حاکی از تاثیر هر سه محیط دیاژنزی دریایی، متئوریکی و تدفینی بر روی این سازند و لذا شکل‌گیری سه نسل مختلف از سیمان به همراه عوارض دیاژنزی متفاوت هر محیط بر روی رخساره‌ها می‌باشد، که البته تعیین دقیق محیط دیاژنتیکی این سیمان‌ها نیاز به مطالعات دقیق‌تر کاتدولومینسانس (CL) و آنالیز ژئوشیمیایی عناصر دارد. دیاژنز تدفینی، دیاژنز غالب در این سازند می‌باشد. سیمان‌های انیدریتی بعد از پدیده دولومیتی شدن غالب‌ترین پدیده دیاژنزی در این سازند بوده است. انواع بافت‌های مختلف انیدریت در مخزن مورد مطالعه طی مراحل مختلف از محیط دیاژنز سطحی تا محیط تدفین کم عمق و متوسط تشکیل شده‌اند. بر اساس مطالعات پتروگرافی ۵ نوع دولومیت شامل دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت، دولواسپارایت، دولومیت جانشیننی و سیمان دولومیتی در سازند آسماری شناسایی شده است، که مدل ارائه شده

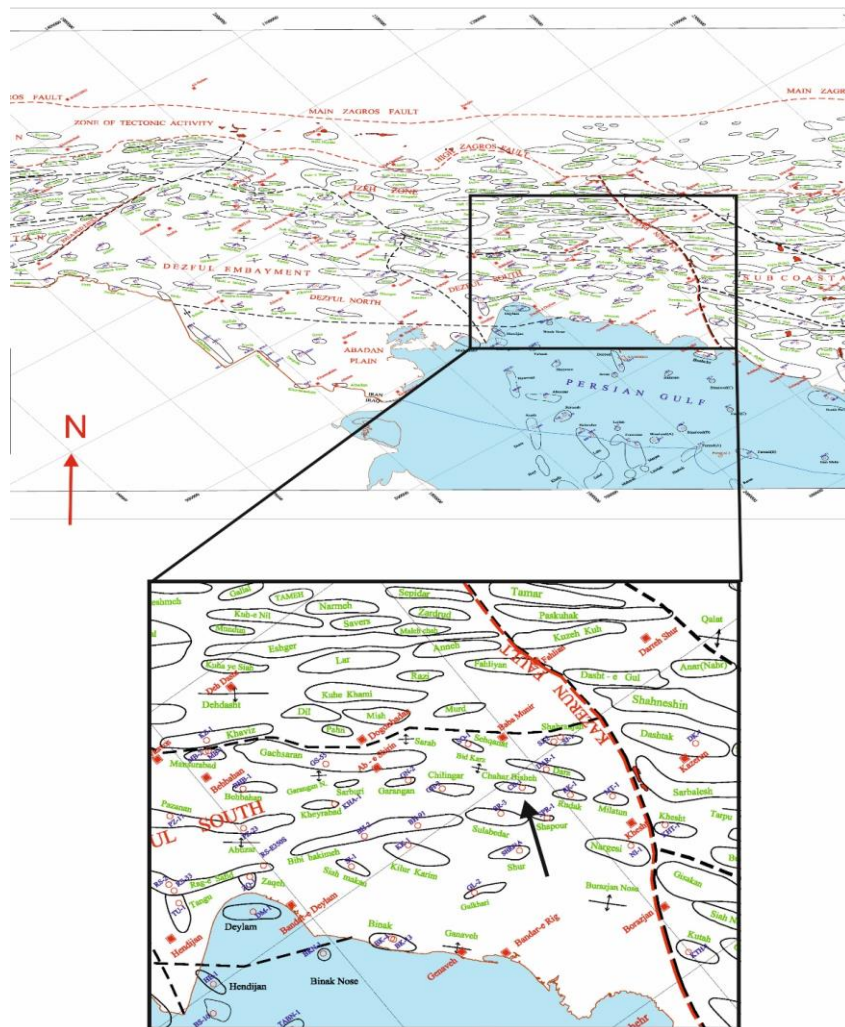
انحلال<sup>۹۵</sup>: انحلال پدیده دیاژنز مخرب است که باعث حل شدن زمینه و دانه‌ها و افزایش تخلخل موجود در سنگ می‌شود. (شکل ۹، تصویر F).

تخلخل: تخلخل عبارت است از نسبت کل فضاهای خالی به حجم کل سنگ که بر حسب درصد بیان می‌شود (چاکوته و پری، ۱۹۷۰). مطالعه تخلخل در سنگ‌های کربناته به طور قطع وابسته به شناخت و درک فرایندهای دیاژنزی است (فلوگل، ۲۰۱۰). انواع تخلخل‌های مشاهده شده در سازند مورد مطالعه عبارتند از: تخلخل بین دانه‌ای (interparticle porosity) (شکل ۱۰، تصویر A)، تخلخل درون دانه‌ای (intraparticle porosity) (شکل ۱۰، تصویر B)، تخلخل بین‌بلوری (intercrystalline porosity) (شکل ۱۰، تصویر C)، تخلخل قالبی (moldic porosity) (شکل ۱۰، تصویر D)، تخلخل حاصل از شکستگی (fracture porosity) (شکل ۱۰، تصویر E)، تخلخل کانالی (channel porosity) (شکل ۱۰، تصویر F) و تخلخل حفره‌ای (Vug Porosity). (شکل ۱۰، تصویر G). هم‌چنین توالی پاراژنتیکی سازند آسماری در میدان چهاربیشه در شکل ۱۱ نمایش داده شده است. لازم به ذکر است که بخش عمده- ای از فرامینیفرها در مقاطع مورد مطالعه، تخلخل قالبی را نشان می‌دهند.

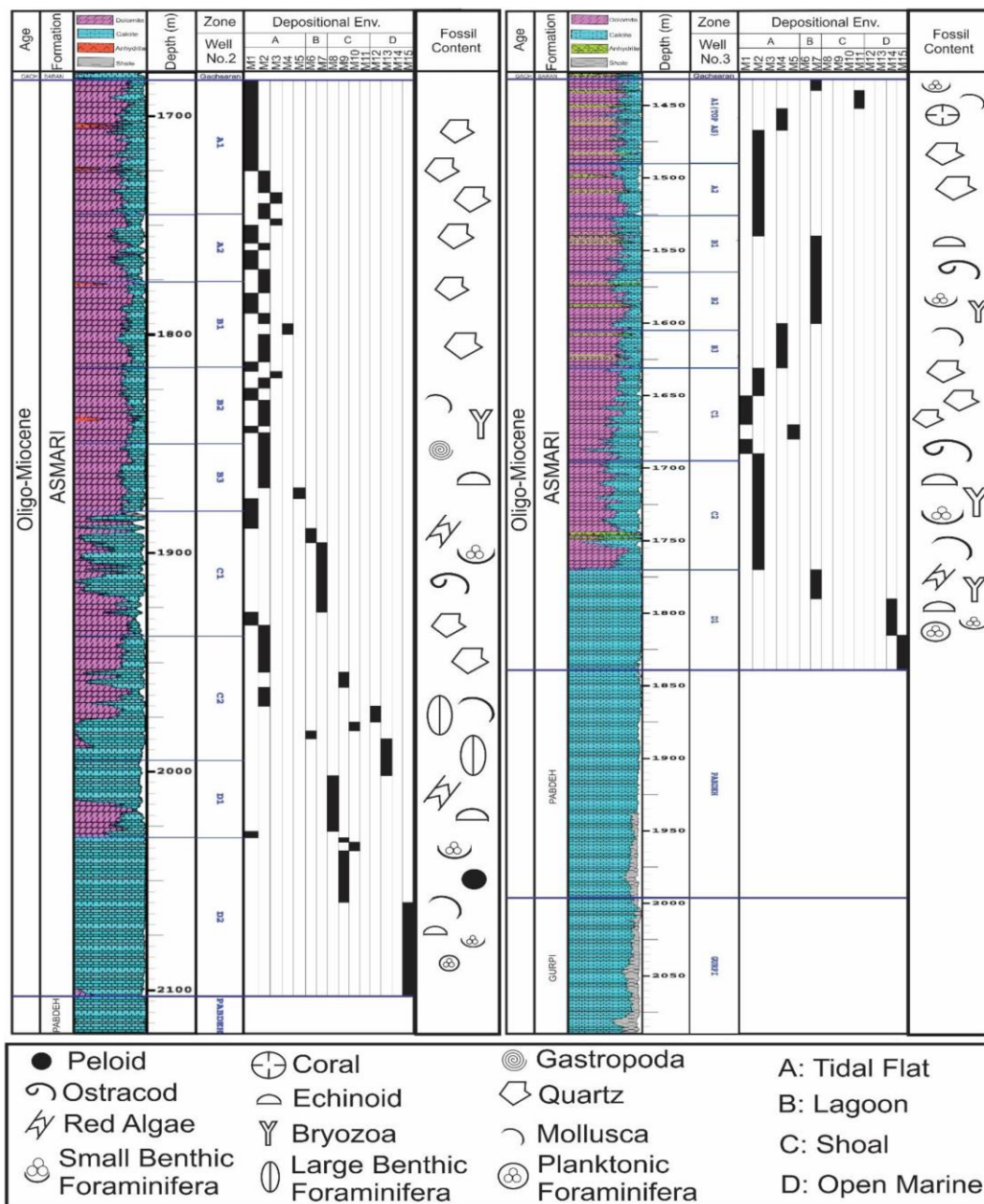
میکرایتی شدن<sup>۹۶</sup>: فرایندی است که در اثر آن ذرات کربناته توسط بلورهای مخفی‌بلور<sup>۹۷</sup> کربناته یا میکرایت جایگزین می‌شوند (سمنکاسو و همکاران، ۲۰۰۵). در سازند مورد مطالعه میکرایتی شدن در بسیاری از رخساره‌ها به وفور مشاهده می‌شود به طوری که فرایند میکرایتی شدن در بعضی از رخساره‌ها به صورت پوشش اطراف فسیل‌ها و خرده‌های بایوکستی مشاهده

کربناته از نوع رمپ هم شیب (هموکلاین) می-باشد. محیط رسوب گذاری سازند آسماری در حوضه چهاربیشه در محیط دریایی کم عمق می-باشد که به حد پایینی میوسن، الیگوسن و حد بالایی ائوسن مربوط می-شود. قسمت‌های پایین آسماری در این میدان معرف رسوب گذاری محیط دریایی باز و کم عمق بوده و قسمت‌های بالایی آسماری منعکس کننده محیط نیمه بسته و کم و بیش محدود می-باشد.

برای این دولومیت‌ها مدل دریایی (سبخایی و رفت و برگشتی) و مدل تدفینی کم عمق تا متوسط می-باشد. بر اساس مطالعات پتروگرافی و رخساره-ای تعداد ۱۵ ریز رخساره و ۱ لیتوفاسیس در سازند آسماری در قالب ۴ کمر بند رخساره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون، سد و دریای باز شناسایی شده است. با توجه به گسترش رخساره‌های جزرومدی، عدم توسعه اسکلت‌های ریفی، تغییرات تدریجی رخساره‌ها و نبود ساخت‌های ریزشی<sup>۹۸</sup>، محیط نهشت سازند آسماری در این میدان یک پلاتفرم

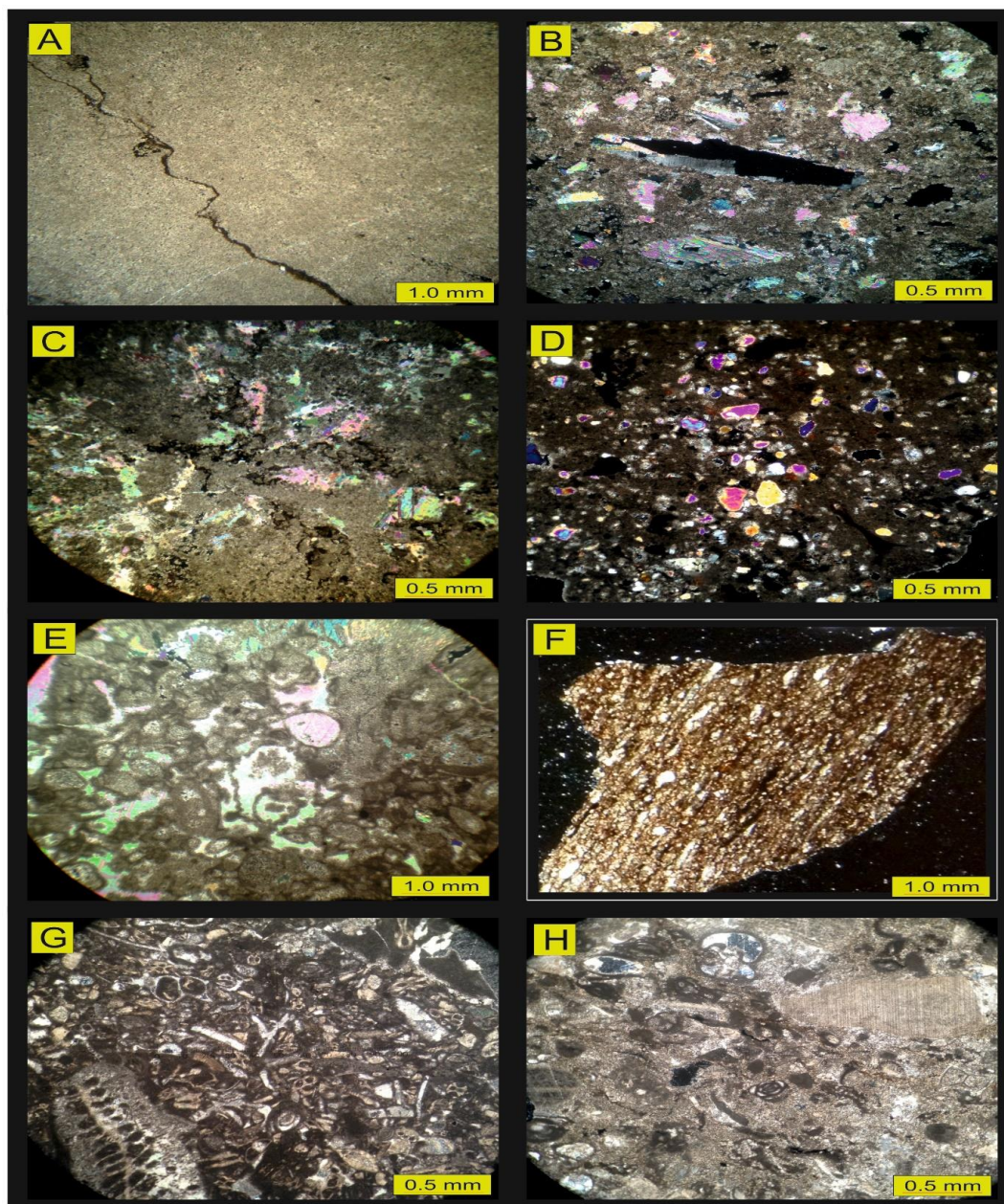


شکل ۱: موقعیت میدان چهاربیشه نسبت به میدان‌های نفتی و گازی مجاور، با مختصات جغرافیایی ۳۸'، ۳۰° شمالی و ۷۲'، ۵۰° شرقی. (با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) (اقتباس از شرکت نفت مناطق نفت خیز جنوب) (میدان در مرکز تصویر با فلش مشکی رنگ مشخص شده است).



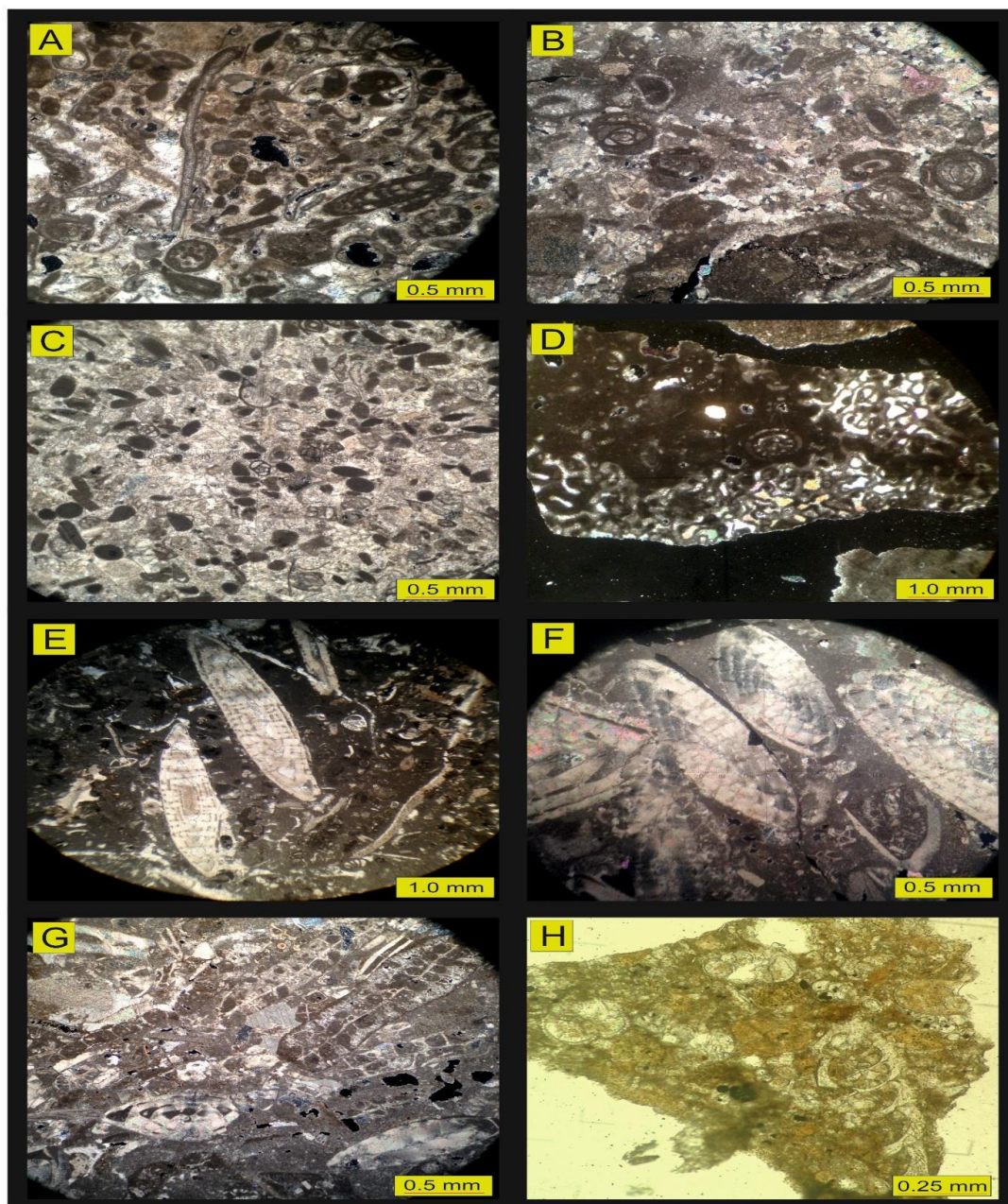
شکل ۲: ستون چینه‌شناسی چاه‌های مورد مطالعه به همراه تنوع فسیلی و کمربندهای رخساره‌ای در طول سازند آسماری



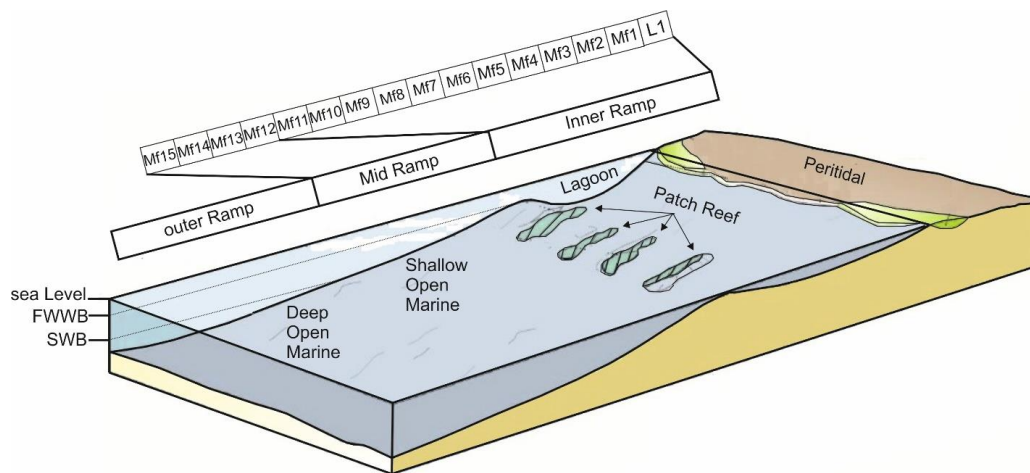


شکل ۳: انواع ریز رخساره‌ها در سازند آسماری در برش مورد مطالعه: (A) دولومادستون، (B) دولومادستون با بلورهای پراکنده انیدریت، (C) فنسترال دولومیکرایت با سیمان انیدریتی حفره پرکن، (D) مادستون با دانه‌های پراکنده کوارتز، (E) انیدریت اینتراکلست پکستون/گرینستون، (F) شیل، (G) پکستون حاوی میلیولید و خرده‌های اسکلتی، (H) وکستون/پکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک و خرده‌های اسکلتی.





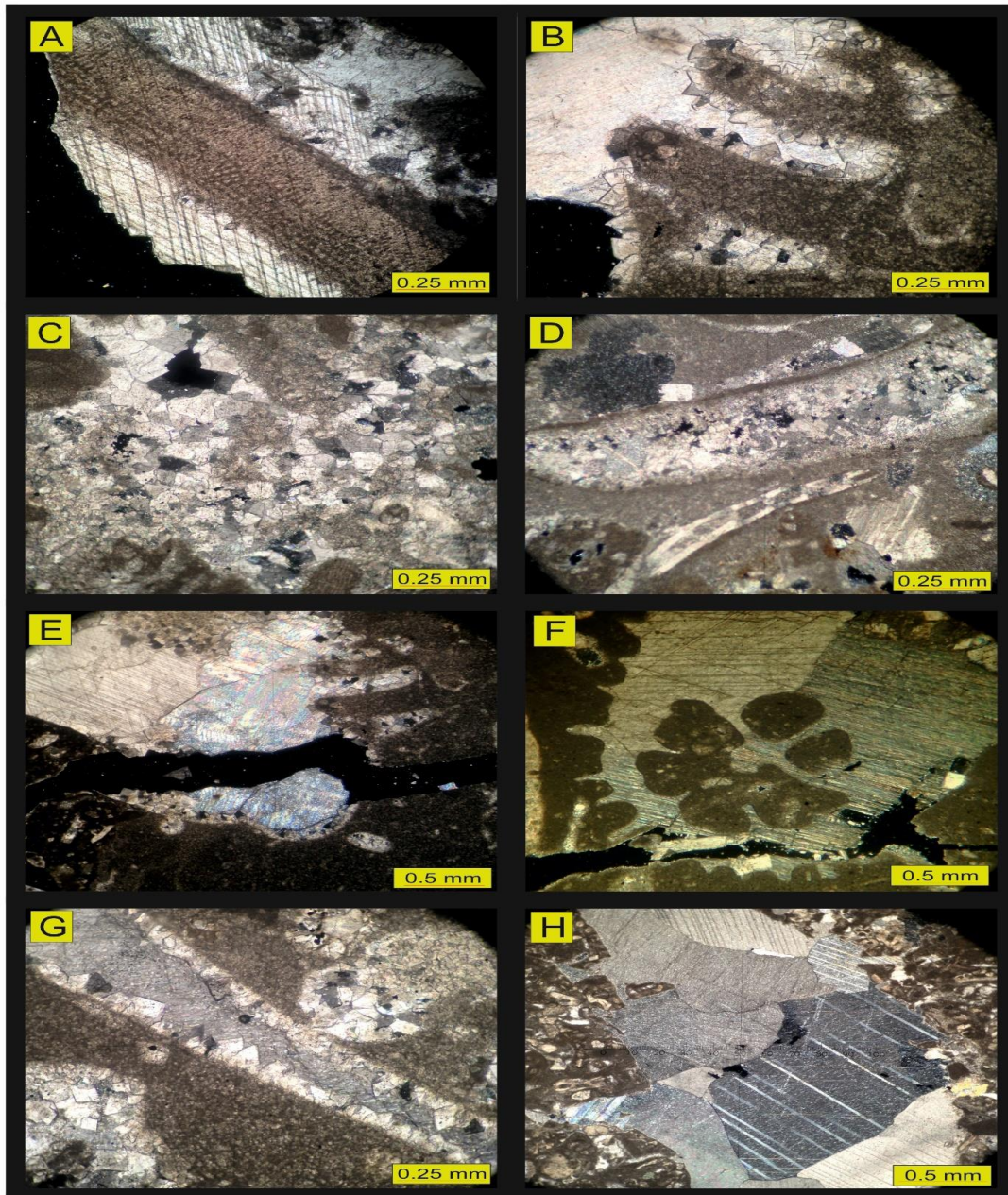
شکل ۴: انواع ریز رخساره‌ها در سازند آسماری در برش مورد مطالعه: (A) گرینستون با خرده‌های اسکلتی، (B) گرینستون/پکستون حاوی میلیولید و جلبک قرمز، (C) پلوئیدال گرینستون، (D) کورال باندستون، (E) وکستون/پکستون دارای نومولیت و خرده‌های اسکلتی، (F) نومولیت پکستون، (G) پکستون دارای خرده‌های اسکلتی، (H) پلانکتونیک وکستون.



- |  |   |
|--|---|
| L1: Shale  | Mf9: Miliolid Algal Grainstone Packstone          |
| Mf1: Dolomitic or Dolomudstone                             | Mf10: Peloidal Grainstone                         |
| Mf2: Dolomudstone with Sparse Anhydrite Crystals           | Mf11: Coral Boundstone                            |
| Mf3: Fenestral Dolomitic with Porefilling Anhydrite Cement | Mf12: Bioclast, Nummulitides Wackestone Packstone |
| Mf4: Quartz Mudstone                                       | Mf13: Nummulite Packstone                         |
| Mf5: Anhydrite Intraclast Packstone Grainstone             | Mf14: Bioclast Packstone                          |
| Mf6: Miliolid Bioclast Packstone                           | Mf15: Planktonic Wackestone                       |
| Mf7: Bioclast Foraminifera Wackestone Packstone            |   |
| Mf8: Bioclastic Grainstone                                 |   |

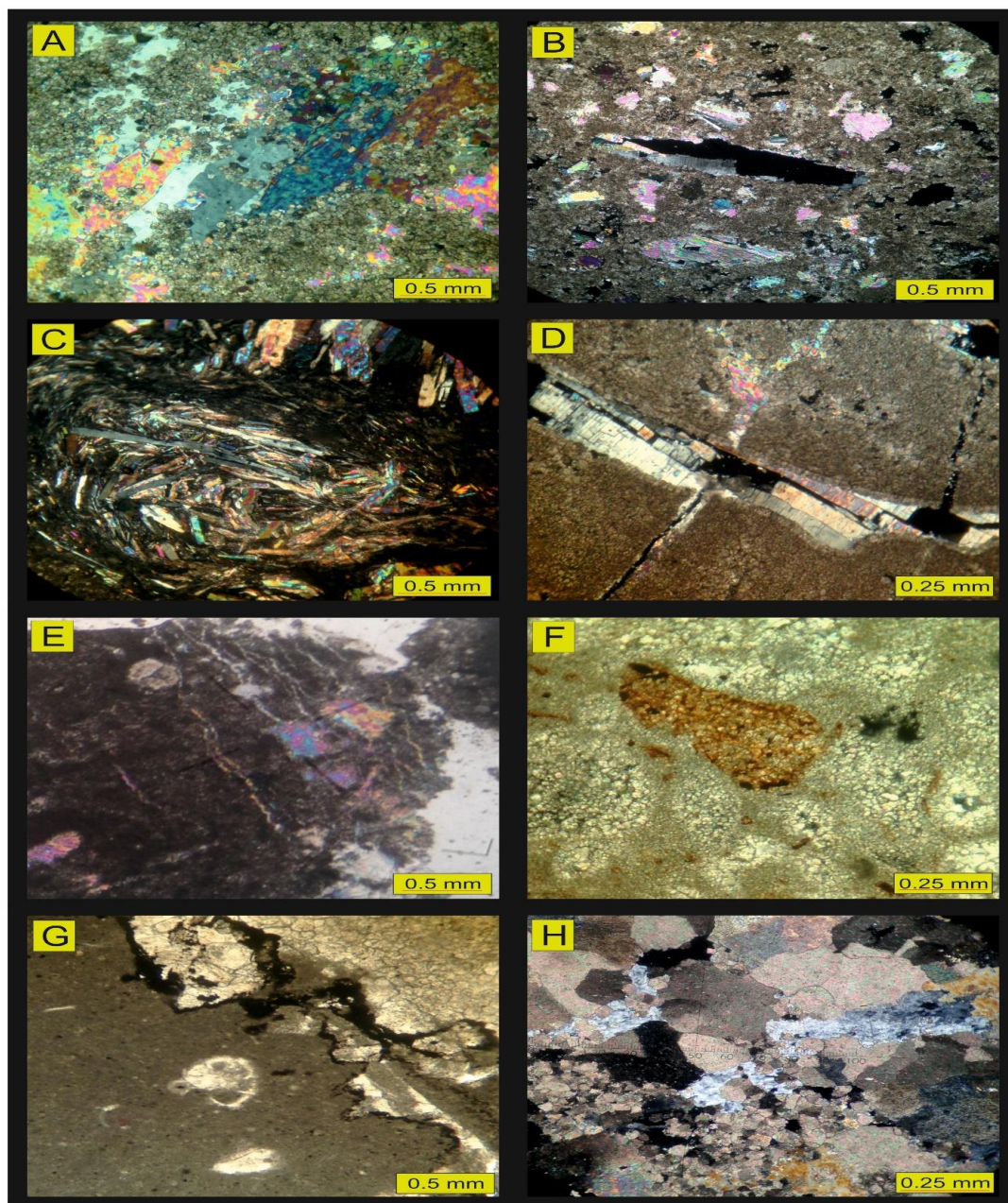
شکل ۵: مدل محیط رسوبی رمپ ارائه شده برای سازند آسماری در میدان چهاربیشه. ریز رخساره‌ها در دو محیط رمپ داخلی و رمپ میانی نهشته شده‌اند.





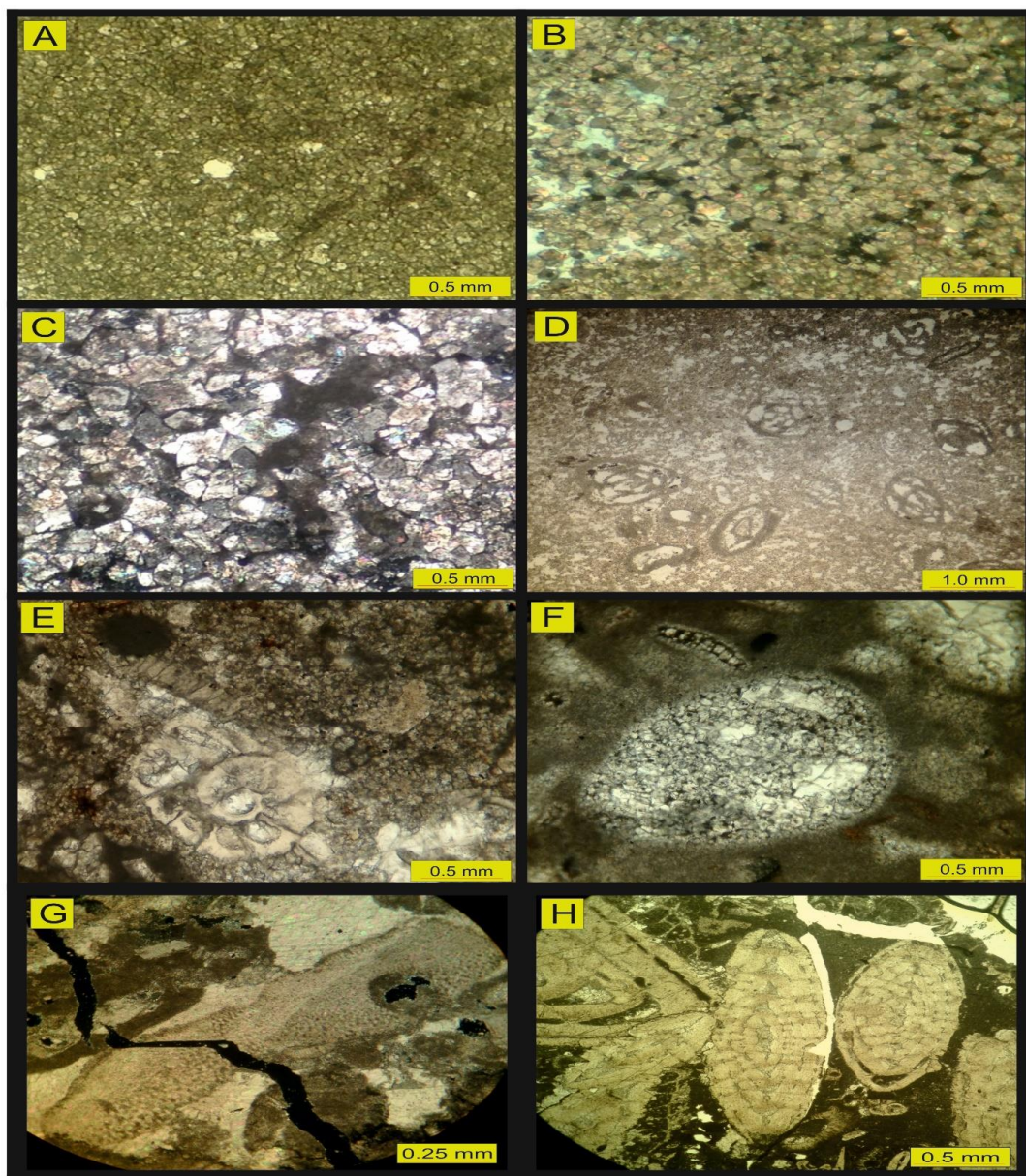
شکل ۶: انواع سیمان‌های کلسیتی: (A) سیمان کلسیتی هم محور، (B) سیمان کلسیتی دندان سگی، (C) سیمان کلسیتی هم بعد، (D) سیمان کلسیتی دروزی، (E) سیمان کلسیتی بلوکی، (F) سیمان کلسیتی پوئی کیلوتوپیک، (G) سیمان کلسیتی رگه‌ای، (H) سیمان کلسیتی صفحه‌ای.





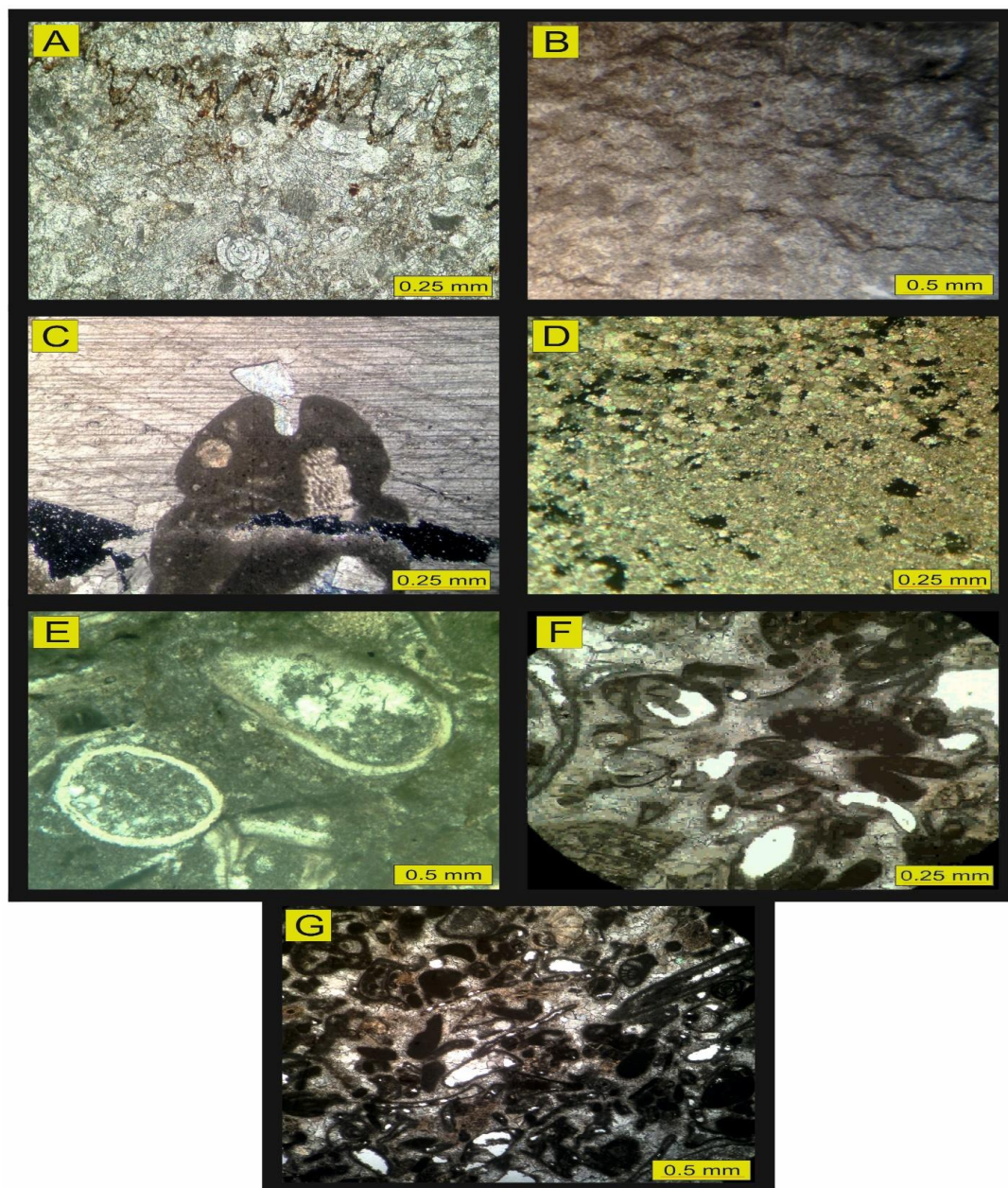
شکل ۷: انواعی از فرایندهای دیاژنزی در برش مورد مطالعه: (A) سیمان انیدریتی پوئی کیلوتوپیک، (B) بلورهای پراکنده انیدریت در زمینه دولومیکرایتی، (C) انیدریت فیبری یا بند کفشی با بافت نمدی، (D) انیدریت پرکننده شکستگی، (E) رگچه‌های انحلالی پر شده با انیدریت، (F) وجود ترکیبات آهن‌دار (هماتیت) در زمینه دولومیکرایتی، (G) وجود پیریت در امتداد استیلولیت‌ها، (H) سیمان سیلیسی در بین بلورهای دولومیت.



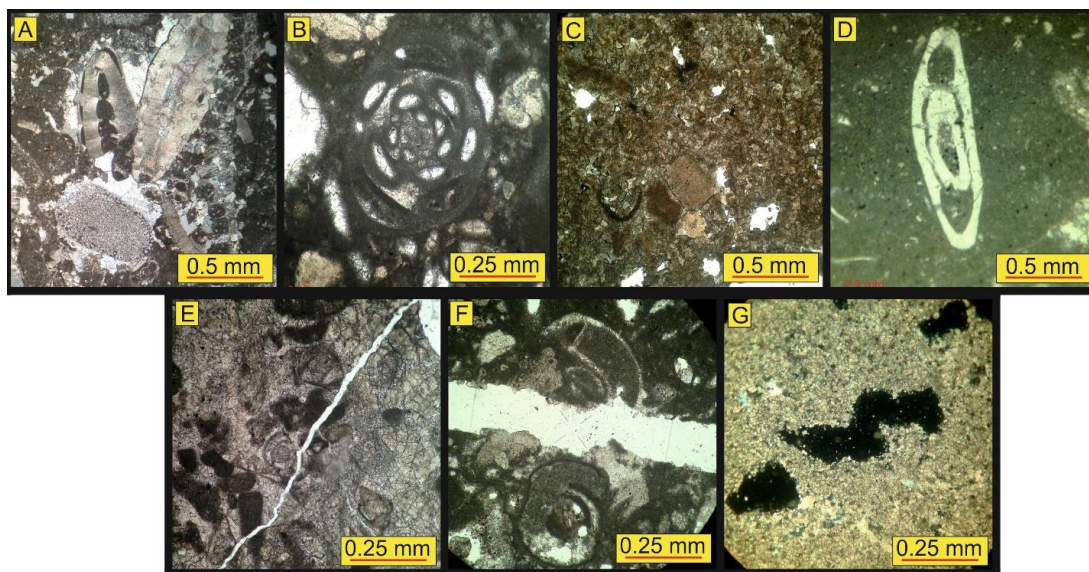


شکل ۸: انواع دولومیت‌ها و دیگر فرایندهای دیاژنتیکی در برش مورد مطالعه: (A) دولومیکرایت با دانه‌های پراکنده کوارتز، (B) دولومیکرواسپارایت، (C) دولواسپارایت، (D) دولومیتی شدن فراگیر با حفظ فابریک (تبدیل آلوم‌های کلسیتی به دولومیت، بدون تخریب ساختمان میکروسکوپی آنها)، (E) دولومیتی شدن انتخابی یا تحت کنترل فابریک که موجب مصون ماندن قطعه اسکلتی از دولومیتی شدن می‌شود، (F) سیمان دولومیتی درون یک تخلخل قالبی، (G) شکستگی فسیل کرینوتید، (H) تشکیل کنتاکت مضرسی بین فسیل‌های نومولیت.





شکل ۹: دیگر فرایندهای دیاژنزی در سازند آسماری در برش مورد مطالعه: (A) استیلولیت، (B) رگچه‌های انحلالی، (C) بورینگ، (D) نفومورفیسیم افزایشی، (E) فابریک ژئوپتال درون یک استراکود، (F) فرایند انحلال، (G) میکرایتی شدن بیوکلس‌ها و ایجاد پلوئید و کورتوئید. هم‌چنین میکرایتی شدن مانع انحلال بعضی از بیوکلس‌ها شده است.



شکل ۱۰: انواع تخلخل‌ها: (A) تخلخل بین دانه‌ای، (B) تخلخل درون دانه‌ای در یک فرامینیفیر، (C) تخلخل بین بلوری میان بلورهای دولومیکرواسپارایت، (D) تخلخل قالبی در یک فرامینیفیر بنتیک، (E) تخلخل از نوع شکستگی، (F) تخلخل کانالی، (G) تخلخل حفره‌ای در زمینه دولومیتی.

Stage	Early Diagenesis		Late	
Time	Late Oligocene - Early Miocene			
Environment	Marine & Syndepositional	Meteoric	Shallow	Burial Intermediate Deep
<b>Events</b>				
Boring	██████████			
Geopetal Fabric	██████████			
Micritization	██████████			
Calcite Cementation		Syntaxial / Drusy / Dog tooth		Equant/Blocky/Poikilotopic
Porosity	Primary	Secondary		
Dolomitization	Sabkha / Supratidal			Dolomite Cement
Compaction	Physical Compaction			Chemical Compaction (Stylolites)
Dolomite Neomorphism				██████████
Pyritization & Hematitization				██████████
Fracturing				██████████
Vein Filling (by Spary Calcite Cement)				██████████
Silicification				██████████
Dissolution	Aragonite			Calcite (Bioclast)
Anhydrite Cementation & Replacement (Early)	██████████			
Anhydrite Cementation & Replacement (Late)				██████████

Increasing Time & Depth of Burial

شکل ۱۱: توالی پاراژنتیکی سازند آسماری در میدان چهاربیشه



## پانوشت

- |   |   |
|---|---|
| 1-Cores   | 42-Bioclast, Nummulitids Wackestone-Packstone |
| 2-Cutting   | 43-Reussella                                  |
| 3-Triple Plange   | 44-Operculina                                 |
| 4-Homocline   | 45-Stenohaline                                |
| 5-Dolomicrite or Dolomudstone                             | 46-Nummulite Packstone                        |
| 6-Intraclast  | 47-Brachiopods                                |
| 7-Dolomudstone with Sparse Anhydrite Crystals             | 48-Bioclast Packstone                         |
| 8-Fenestral Dolomicrite with Porefilling Anhydrite Cement | 49-Photic Zone                                |
| 9-Supratidal  | 50-Proximal Outer Ramp                        |
| 10-Quartz Mudstone  | 51-Planktonic Wackestone                      |
| 11-Underlying Sediment                                    | 52-Globigerina                                |
| 12-Anhydrite Intraclast Packstone Grainstone              | 53-Operculina                                 |
| 13-Shale  | 54-Sponge Spicule                             |
| 14-Silt Size Grain Quartz                                 | 55-Basin Margin                               |
| 15-Miliolid Bioclast Packstone                            | 56-Tempestite                                 |
| 16-Echinodermata  | 57-Sediment Gravity Flow                      |
| 17-Red Algae  | 58-Ramp                                       |
| 18-Bivalves   | 59-Cementation                                |
| 19-Gastropods   | 60-Syntaxial Calcite Cement                   |
| 20-Bryozoan   | 61-Dog Tooth Calcite Cement                   |
| 21-Bioclast Foraminifera Wackestone Packstone             | 62-Equant Calcite Cement                      |
| 22-Quinqueloculina  | 63-Drusy Calcite Cement                       |
| 23-Biloculina   | 64-Blocky Calcite Cement                      |
| 24-Triloculina  | 65-Vadose                                     |
| 25-Peneroplis   | 66-Phreatic                                   |
| 26-Archaias   | 67-Burial                                     |
| 27-Elphidium  | 68-Poikilotopic Calcite Cement                |
| 28-Planorbulina   | 69-Vein Filling Calcite Cement                |
| 29-Discorbis  | 70-Veinlet                                    |
| 30-Crinoid  | 71-Platy Calcite Cement                       |
| 31-Ostracod   | 72-Evaporite Cement                           |
| 32-Bioclastic Grainstone                                  | 73-Poikilotopic Anhydrite Cement              |
| 33-Rotalia  | 74-Sparse and Isolated Evaporite Crystals     |
| 34-Echinoid   | 75-Anhydrite with Felted Fabric               |
| 35-Miliolid Algal Grainstone / Packstone                  | 76-Felted Fabric                              |
| 36-Leeward Shoal  | 77-Fracture Filling Anhydrite                 |
| 37-Peloidal Grainstone                                    | 78-Evaporite Veinlets                         |
| 38-Nummulitids  | 79-Silicification                             |
| 39-Coral Boundstone                                       | 80-Dolomitization                             |
| 40-Scleractinia or Hexacoral                              | 81-Replacement Dolomite                       |
| 41-Patch Reef   | 82-Dolomite Cement                            |
|   | 83-Fabric Selective Dolomitization            |
|   | 84-Pore Water                                 |
|   | 85-Grumelous Texture                          |

86-Saddle Dolomite  
87-Compaction  
88-Mechanical Compaction  
89-Chemical Compaction  
90-Boring  
91-Neomorphism  
92-Replacement

93-Recrystalization  
94-Geopetal Fabric  
95-Dissolution  
96-Micritization  
97-Cryptocrystalline  
98-Slump

## منابع

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

-آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، چاپ دوم، ۵۰۴ ص.

-Adabi, M.H. and Asadi Mehmandosti, E., 2008. Microfacies & geochemistry of the Illam Formation in the Tang-Rashid area, Izeh, SW Iran, *Journal of Asian Earth Science*, v. 33, p. 267-277.  
-Adabi, M.H., 2009. "Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, N.E.Iran", *Carbonates & Evaporites*, v. 24, p. 1-19.  
-Adabi, M.H., Kakemem, U. and Sadeghi, A., 2016. Sedimentary facies, depositional environment, & sequence stratigraphy of Oligocene-Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran), *Carbonates & Evaporates*, v. 31, p. 69-85.  
-Adams, A.E. and Mackenzie, W.S., 1998. *A Colour Atlas of Carbonate Sediments & Rocks Under the Microscope*, Manson Pub., London, 180 p.  
-Bassi, D., Hottinger, L. and Nebelsick, H., 2007. Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, northeast Italy: *Paleontology*, v. 50(4), p. 845-868.  
-Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional system, In: *Sedimentary Geology*, v. 79, p. 3-57.  
-Buxton, M.W.N. and Pedley, M.H., 1989. A standardized model for Tethyan

carbonates ramps: *Journal of Geology*, Scotland, London, v. 146, p.746-748.  
-Cander, L.D., Kaufman, J., Daniels, H.S. and Meyers, W.J., 1988. Calcite cement stratigraphy & cementation history of the Burlington-Keokuk Formation (Missisipian); Illinois & Missouri: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 58, p. 3112-3126.  
-Choquette, P.W. and Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature & classification of porosity in sedimentary carbonates, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 54, p. 207-250.  
-Corda, L. and Brandano, M., 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology* v. 61, p. 55-70.  
-Dunham, R.J., 1962. Classification of Carbonate Rocks According to depositional texture, in: *Classification of Carbonate Rocks*, a Symposium ed. W. Ham. AAPG, Mem.1, p. 108-121.  
-Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation & Application*, Springer Verlag, New York, 996 p.  
-Folk, R.L., 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones, In: Pray, L. C. & Murray, R. C. (eds.): *Dolomitization & limestone diagenesis*, Society Economic Paleontology &

- Mineralogy, Special, v. 13, p. 14-48, 14 Figs., 7 Tabs.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform & slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of paleogene deposits in southeastern Spain, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 155, p. 211-238.
- Gregg, J. and Shelton, M., 2001. Dolomitization of the Waulsortian limestone (Lower Carboniferous) in the Irish midlands, *Sedimentology*, v. 48, p. 745-766.
- Hovorka, S.D., 1992. Halite pseudomorphs after gypsum in bedded anhydrite – clue to gypsum – anhydrite relationships: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62(6), p. 1089-1111.
- Jamalian, M. and Adabi, M.H., 2015. Geochemistry, microfacies & diagenetic evidence for original aragonite mineralogy & open diagenetic system of Lower Cretaceous carbonates Fahliyan Formation (Kuh-e Siah area, Zagros Basin, South Iran): *Carbonates & Evaporates*, v. 30, p. 77-98.
- James, N.P. and Choquette, P.W., 1984. Diagenesis 9. Limestones - the meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*, v. 11, p. 161-194.
- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 49, p. 2182-2245.
- Kasprzyk, A. and Otri, F., 1998. Palaeogeographic & burial controls on anhydrite genesis: the Badenian basin in the Carpathian Fore deep (southern Poland, western Ukraine), *Sedimentology*, v. 45, p. 889-907.
- Kendall, A.C. and Walters, K.L., 1977. The age of metasomatic anhydrite in Mississippian reservoir carbonates, southeastern Saskatchewan: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 15, p. 424-430.
- Kendall, C.G.ST.C. and Alsharhan, A.S., 2003. Holocene coastal carbonates & evaporates of the southern Arabian Gulf & their ancient analogues, *Earth Science Review*, v. 61, p. 191-243.
- Land, L.S., 1985. The origin of massive dolomite: *Journal of Geology Education*, v. 33, p. 112-125.
- Lee, Y.I. and Friedman, G.M., 1987. Deep burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger Group carbonates in west Texas & southeastern New Mexico: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p. 544-557.
- Lees, G.M., 1933. The reservoir rocks of Persian oil fields, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 17(3), p. 229-240.
- Longman, M.W., 1980. Carbonate Diagenesis Texture from near Surface Diagenetic Environment, *Marine & Petroleum Geology*, v. 19, p. 159-198.
- Lonoy, A., 2006. Making sense of carbonate pore systems: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol, 90(9), p. 1381-1405.
- Machel, H.G., 1993. Anhydrite nodules formed during deep burial, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63(4), p. 659-662.
- Mayo, H.T. and Busk, H.G., 1918. Some notes on the geology of the Persian oil fields, *Journal Petroleum Technology*, v. 5, p. 3-33.
- Richardson, R.K., 1924. The geology & oil measures of southwest Persia, *Journal of Institute petroleum technology*, v. 10, p. 256-283.
- Romero, J., Caus, E. and Rossel, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of large foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the

- south Pyrenean basin (SE Spain), Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology, v. 179, p. 43-56.
- Samankassou, E., Tresch, J. and Strasser, A., 2005. Origin of peloids in Early Cretaceous deposits, Dorset, South England, *Facies*, v. 51, p. 264-273.
- Sibley, D.F. and Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock texture, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57(6), p. 967-975.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of the sedimentary Rocks*: Blackwell Scientific Publication, London, 260 p.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. *Carbonat Sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M. and Taheri, A., 2006. Depositional environment & sequence stratigraphy of the Oligo- Miocene Asmari Formation in SW Iran, *Facies*, v. 52. p. 41-51.
- Warren, J.K., 2000. Dolomite, occurrence, evolution & economical important association, *Earth science Review*, v. 52, p. 1-18.
- Warren, J.K., 2006. *Evaporites: Sedimentes, Resources & Hydrocarbons*: Springer-Verlag, Brunei, 1035 p.
- Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*: Springer-Verlag, New York, 471 p.
- Zenger, D.H., 1983. Precambrian dolomites: petrographic & isotopic evidence that they differ from Phanerozoic dolomites: *Comments, Geology*, 662 p.