

تأثیر فرآیندهای دیاژنزی بر ویژگی‌های مخزنی بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری (ائوسن پسین - الیگوسن) در چاه B میدان نفتی مارون

محمد گودرزی^{۱*}، مصطفی صداقت‌نیا^۲

۱- دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲- دانش‌آموخته دکتری، کارشناس آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

* Mohammadgoodarzi45@yahoo.com

دریافت بهمن ۱۴۰۴، پذیرش مرداد ۱۴۰۵

چکیده

در این پژوهش فرآیندهای دیاژنزی و توالی‌های پاراژنتیکی نهشته‌های ائوسن پسین - الیگوسن در یک برش زیرسطحی در میدان نفتی مارون مطالعه شده است. ستبرای محدوده مورد مطالعه در این چاه ۲۷۲/۵ متر بوده و جهت بررسی فرایندهای دیاژنتیکی آن، تعداد ۱۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی مورد مطالعه قرار گرفت. سنگ‌شناسی غالب بخش بالایی سازند پابده عمدتاً شیل آهکی و شیل بوده و سنگ‌شناسی قاعده سازند آسماری سنگ آهک، مارن آهکی و با مقدار کمتر ماسه‌سنگ می‌باشد. سن بخش بالایی سازند پابده در این چاه ائوسن پسین و سن بخش پایینی سازند آسماری در چاه مورد مطالعه الیگوسن (روپلین، شاتین - شاتین) تعیین شده است. مرز سازندهای پابده و آسماری بر مبنای مطالعات قبلی بصورت پیوسته و تدریجی تعیین شده است. بر مبنای مطالعات پتروگرافی قبلی، تعداد شش ریز رخساره متعلق به محیط‌های حوضه، رمپ خارجی، رمپ میانی (بخش - های دیستال و پروکسیمال) و رمپ درونی (ریف کومه‌ای و لاگون باز) شناسایی گردید. مطالعات پتروگرافی منجر به شناسایی چندین فرآیند دیاژنزی مانند میکریتی شدن، نوریکتی (افزایشی و کاهش)، سیمانی شدن (سیمان هم محور، هم ضخامت فیبری دور تا دور دانه، هم بعد، بلوکی و دروزی)، فشردگی (مکانیکی و شیمیایی)، انحلال و توسعه تخلخل (وابسته به فابریک و غیر وابسته به فابریک)، جانشینی (پیریتی شدن و سیلیسی شدن) گردید. براساس شواهد پتروگرافی، توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند آسماری در این میدان نفتی در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالاآمدگی تفسیر شده است. سه مرحله دیاژنزی یعنی دیاژنز اولیه (ائوزن)، دیاژنز میانی (مزوزن) و دیاژنز نهایی (تلوزن) برای نهشته‌های مورد مطالعه تعیین شده است. میکریتی شدن و سیمانی شدن، به‌ویژه در رخساره‌های گل‌پشتیان، موجب پرشدن فضای بین‌ذره‌ای و کاهش تخلخل اولیه شده است. فشردگی‌های ناشی از فشار روباره باعث کاهش تخلخل شده و کیفیت مخزنی را بیشتر محدود کرده است. فرآیند انحلال و شکستگی‌های ثانویه باعث ایجاد تخلخل ثانویه در رخساره‌های دانه‌پشتیان و گل‌پشتیان شده و کیفیت مخزنی را بهبود بخشیده است. بنابراین، کیفیت مخزنی سازند آسماری ناهمگن و وابسته به نوع رخساره و شدت فرآیندهای دیاژنزی است. کلمات کلیدی: میدان نفتی مارون، سازندهای پابده و آسماری دیاژنز، توالی پاراژنتیکی، کیفیت مخزنی.

۱- مقدمه

اهمیت سازندهای پابده و آسماری به عنوان سنگ منشا و سنگ مخزن در حوضه رسوبی زاگرس تاکنون باعث انجام پژوهش‌های متعددی در موضوعات مختلف زمین شناسی شده است. در مطالعات زیر سطحی تعیین مرز سازندهای پابده و آسماری به عنوان یکی از چالش‌های اصلی در عملیات حفاری می‌باشد که خود بر مبنای شواهد سنگ چینه‌نگاری، زیست چینه‌نگاری و نیز مطالعات ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی تعیین و تفکیک می‌گردند.

نام سازند پابده از تنگ پابده در کوه گورپی اقتباس شده است و در این برش ستبرای آن حدود ۷۹۸/۳ متر اندازه گیری شده است [۱۶]. در این برش (برش الگو) سنگ شناسی سازند پابده شامل، شیل و مارن‌های آبی ارغوانی در پایین، شیل-های خاکستری و لایه‌های نازک آهک رسی و شیل‌های تیره رنگ در میانه آن می‌باشد که به ندرت حاوی آهک‌های نازک رسی است و در بالا آهک‌های نازک لایه رسی، بصورت بین لایه‌ای با شیل و آهک‌های که بالاترین بخش آن دیده می‌شود وجود دارد [۱۶]. مرز پایینی این سازند در ناحیه لرستان، سازند گورپی می‌باشد و این مرز در قاعده شیل ارغوانی قرار دارد. در زون فارس شیل ارغوانی ممتد وجود ندارد و در این حالت مرز دو سازند گورپی و پابده در قاعده آهک چرتی قرار می‌گیرد [۱]. در مرز بالایی سازند پابده عمدتاً سازند آسماری قرار دارد و گاه سازند جهرم (فارس داخلی) بجای آسماری قرار می‌گیرد [۱۶]. مرز زیرین سازند پابده با سازند گورپی بصورت ناپیوسته و گاهاً پیوسته می‌باشد ولی مرز بالایی آن با سازند آسماری بصورت تدریجی و پیوسته می‌باشد [۱]. مطالعات انجام شده بر روی سازند پابده حاکی از تغییرات چشمگیر چینه‌شناسی مانند، تغییرات سن و محتویات فسیلی، تغییر در ضخامت و نوع لایه‌ها، یکسان نبودن مرزهای زیرین و بالایی آن و تغییرات رخساره‌ای آن می‌باشد [۱۸ و ۱۹]. سازند پابده به سن پالئوسن - الیگوسن و بعضاً میوسن آغازی به عنوان یکی از سنگ‌های منشا مهم حوضه رسوبی زاگرس در دوران سنوزوئیک می‌باشد [۱]. از اختصاصات اصلی بخش بالایی سازند پابده توالی‌های شیلی-مارنی با میان لایه‌های آهکی نازک لایه می‌باشد که در اکثر نواحی زاگرس قابل مشاهده می‌باشد. بر مبنای مطالعات انجام شده سن این بخش ائوسن پسین - الیگوسن تعیین گردیده است [۱۸، ۱۹، ۳، ۲، ۴، ۵ و ۱۵].

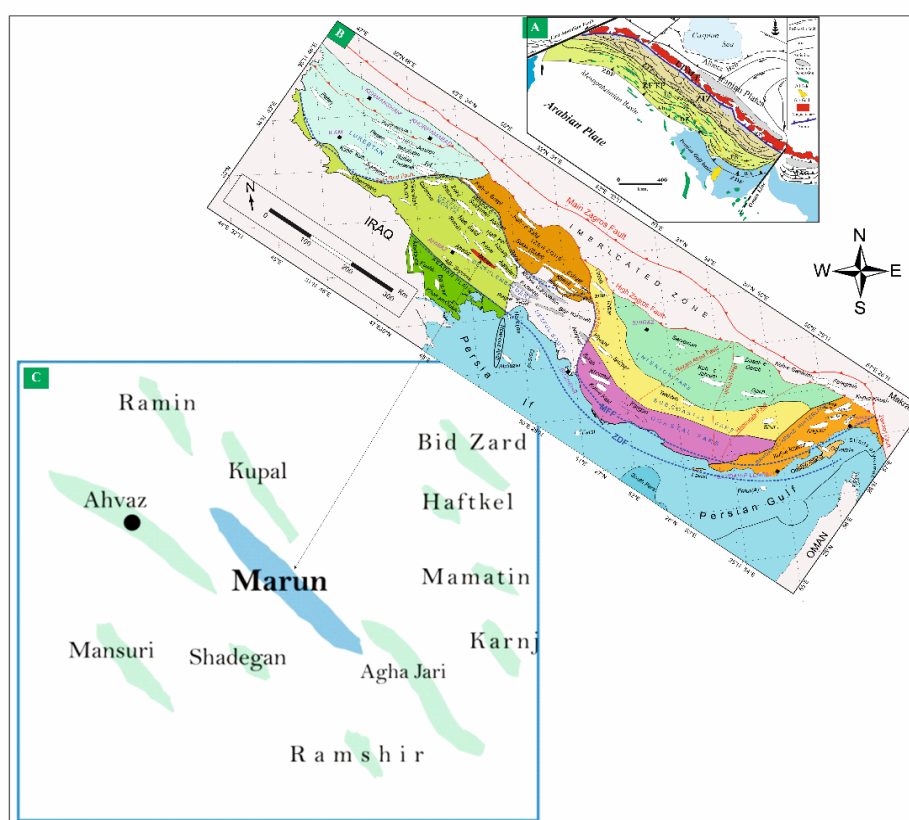
سازند آسماری جوان‌ترین سنگ مخزن زاگرس است و به دلیل اهمیت اقتصادی آن (تولید مواد هیدروکربوری) مطالعات گسترده و جامعی بر روی آن انجام شده است [۱]، [۷ - ۱۴]. نام آن از کوه آسماری در جنوب شرقی مسجد سلیمان اقتباس شده و برش الگوی آن در تنگ گل ترش با ضخامت ۳۱۴ متر اندازه‌گیری شده است که شامل سنگ آهک‌های مقاوم کرم تا قهوه‌ای رنگ با ریخت شناسی کوه ساز دارای میان لایه‌های جزئی از شیل می‌باشد و به داشتن درزه‌های فراوان شاخص است [۸۶ و ۹۵]. سازند آسماری در برش‌های کامل خود دارای دو عضو ماسه سنگی اهواز (جنوب فروافتادگی دزفول) و عضو تبخیری کلهر (شمال غرب فروافتادگی دزفول و جنوب غربی لرستان) می‌باشد [۱]. به لحاظ چینه‌نگاری زیستی این سازند به سه واحد آسماری پایینی به سن الیگوسن، آسماری میانی به سن میوسن پیشین (آکی تانین) و آسماری بالایی به سن میوسن پیشین (بوردیگالین) تقسیم بندی شده که در همه جا دیده نمی‌شود [۱]. در نقاط مختلف حوضه رسوبی زاگرس وضعیت مرزهای زیرین و بالایی سازند آسماری یکسان نیست. به جز در نواحی لرستان مرکزی و فارس داخلی که این سازند بر روی سازندهای کربناتی شهبازان و جهرم قرار گرفته است [۱]. در سایر مناطق سازند پابده در زیر و سازند گچساران در بالای سازند آسماری قرار دارد. از اختصاصات اصلی بخش پایینی سازند آسماری توالی‌های آهکی ضخیم لایه حاوی روزن‌داران کفزی بزرگ می‌باشد و این واحد آهکی در اکثر نواحی زاگرس قابل

مشاهده می‌باشد. بر مبنای مطالعات انجام شده سن این بخش الیگوسن (روپلین - شاتین) می‌باشد [۸۹، ۷۱، ۷۲، ۷۳، ۷، ۸، ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴ و ۱۶].

اهمیت سازندهای پابده و آسماری در زمین شناسی ایران (سازند پابده به عنوان سنگ منشا و سازند آسماری به عنوان سنگ مخزن اصلی نفت ایران) و نیز سازند آسماری به عنوان یک مثال بارز از سیستم‌های کربانته (پلاتفرم کربانته) سبب انجام مطالعات وسیعی در زمینه‌های مختلف همانند زیست چینه‌نگاری، ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی، دیاژنز، چینه نگاری سکانسی، ژئوشیمی رسوبی، دیرینه بوم شناختی، کیفیت مخرنی، فرایندهای دیاژنزی و... شده است. لذا بخاطر اهمیت این دو سازند این مطالعه در زمینه تشخیص فرایندهای دیاژنتیکی و ارائه مدل دیاژنزی انجام شده است.

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه

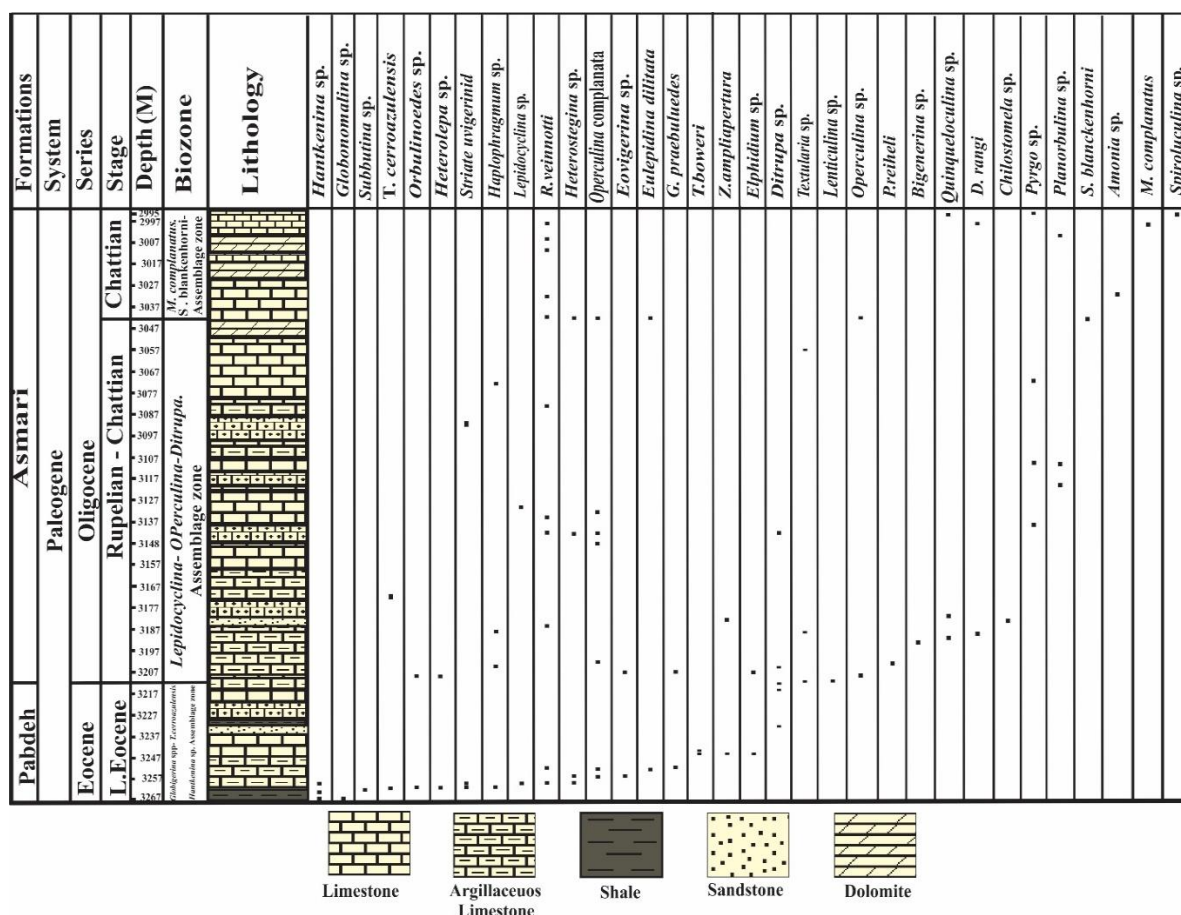
کمر بند چین خورده - رورانده زاگرس به طول ۲۰۰۰ کیلومتر از جنوب شرق ترکیه به طرف شمال عراق و سوریه تا غرب و جنوب ایران گسترش یافته است و با میداین هیدروکربوری بسیار عظیم خود پربارترین کمر بند چین خوردگی-رانندگی جهان می‌باشد [۱۷]. میدان نفتی مارون در چهل کیلومتری شمال شرق شهرستان اهواز، در جنوب فروافتادگی دزفول شمالی و در امتداد تاقدیس‌های آجاجاری و رامین قرار گرفته است. این میدان در افق آسماری، دارای ۶۷/۵ کیلومتر طول و بطور متوسط ۵/۵ کیلومتر عرض بوده که در بیشترین حالت ۷ کیلومتر و در کمترین حالت ۳/۵ کیلومتر عرض دارد. این میدان از شمال توسط میدان رامین، از جنوب توسط میدان رامشیر، از شرق توسط میدان کوپال و از غرب و شمال غرب توسط میداین اهواز و شادگان محدود شده است (شکل ۱).



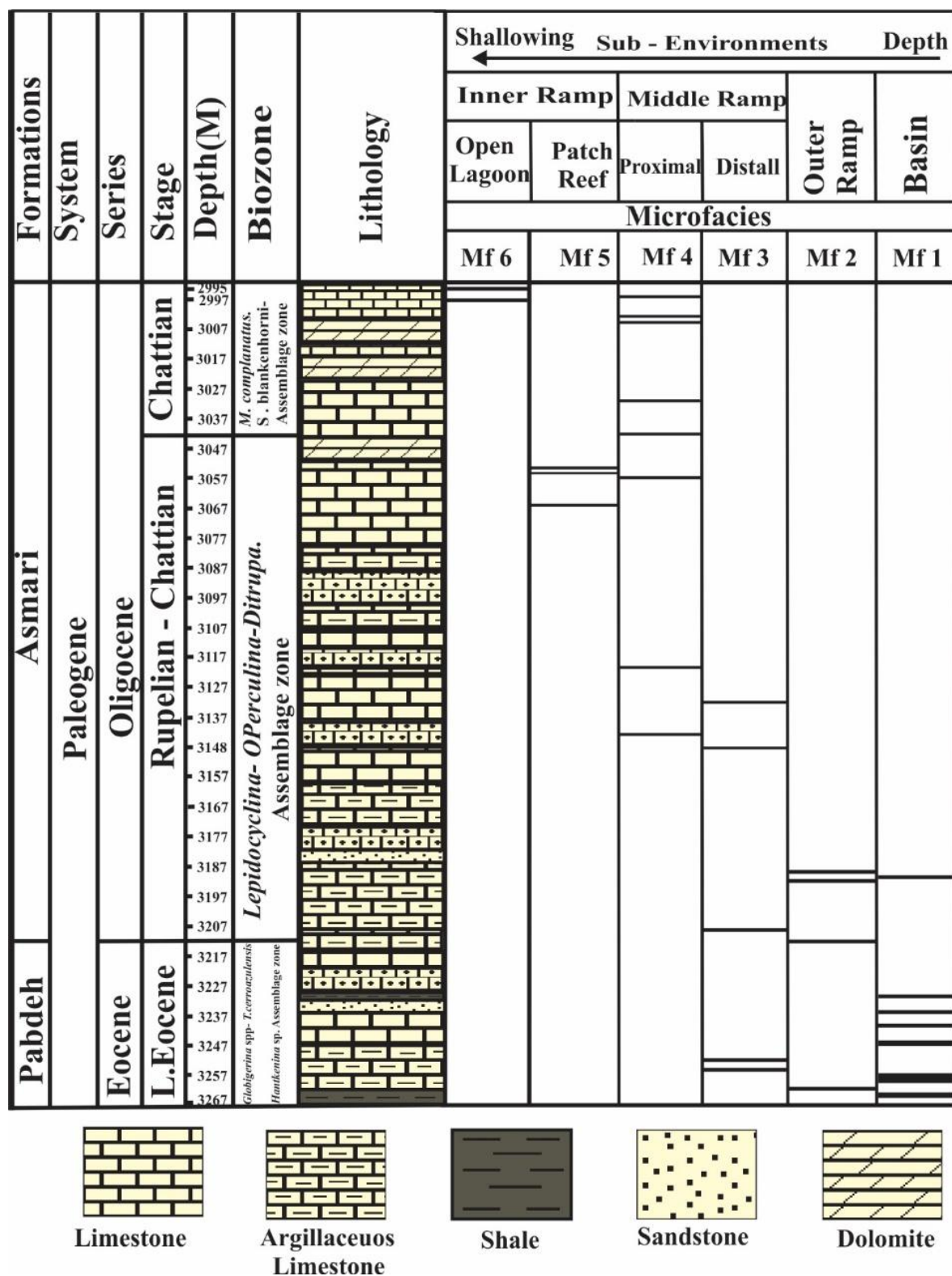
شکل ۱: موقعیت جغرافیایی میداین نفتی جنوب غرب ایران به همراه موقعیت میدان نفتی مارون (برگرفته از پیریایی و دیویس [۳۳] با تغییرات).

چینه شناسی چاه مورد مطالعه

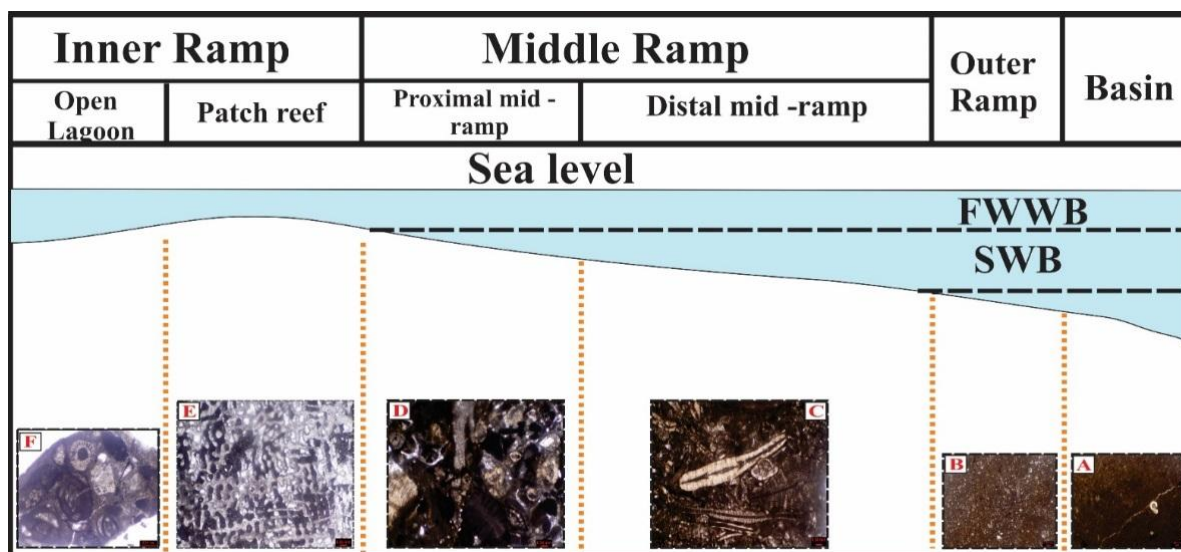
در چاه مورد مطالعه، سنگ‌شناسی نهشته‌های ائوسن پسین (بخش بالایی سازند پابده) عمدتاً شیل، شیل آهکی، سنگ آهک، ماسه سنگ و سنگ آهک ماسه‌ای بوده (شکل ۲) و نهشته‌های الیگوسن (بخش‌های زیرین - میانی سازند آسماری) نیز شامل سنگ آهک، سنگ آهک شیلی، شیل، ماسه سنگ، دولومیت و سنگ آهک ماسه‌ای می‌باشد [۹، ۱۰ و ۱۱]. بر پایه مطالعه زیست‌چینه‌نگاری [۵۹ و ۸۸] سن چاه مورد مطالعه ائوسن پسین (بخش بالایی سازند پابده) و روپلین، شاتین - شاتین (بخش‌های زیرین-میانی سازند آسماری) تعیین شده است [۹، ۱۰ و ۱۱]. پژوهش‌های انجام شده جهت تعیین ریز رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و مدل رسوبگذاری نهشته‌های ائوسن پسین - الیگوسن، منجر به شناسایی شش ریز رخساره متعلق به محیط‌های حوضه و رمپ خارجی (بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری)، رمپ میانی (بخش-های دیستال و پروکسیمال سازند آسماری) و رمپ درونی (ریف کومه‌ای و لاگون باز از سازند آسماری) گردید (شکل ۳). در این چاه و نیز چاه‌های همجوار، بر مبنای شواهدی همانند نبود نهشته‌های ریزشی- لغزشی، تبدیل تدریجی ریز رخساره‌ها به هم، نبود دانه‌های پوشش‌دار و نبود ریف پیوسته، حاکی از رسوبگذاری در یک رمپ کربناته هم‌شیب (رمپ هموکلینال) می‌باشد [۹، ۱۰ و ۱۱] (شکل ۴).



شکل ۲: ستون سنگ‌چینه‌ای و زیست‌چینه‌ای چاه مورد مطالعه (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸).



شکل ۳: ستون چینه شناسی، گسترش ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی در چاه B [۹، ۱۰ و ۱۱].



شکل ۴: مدل رسوبی چاه B در میدان نفتی مارون [۱۰].

۳- روش مطالعه

در پژوهش حاضر، تعداد ۱۵۰ مقطع نازک رسوبی شامل، مغزه‌های حفاری و خرده‌های حفاری (۳۰ مقطع نازک میکروسکوپی از سازند پابده و ۱۲۰ مقطع نازک میکروسکوپی از سازند آسماری) با ستبرای ۲۷۲/۵ متر، از بالاترین بخش سازند پابده و قاعده سازند آسماری در یکی از چاه‌های میدان نفتی مارون (چاه B) مورد مطالعه قرار گرفت. مراحل آماده سازی و تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی در مناطق نفت خیز جنوب انجام گردید. جهت مطالعات پتروگرافی از میکروسکوپ پلاریزان Olympus BH2 (مشاهده در هر دو حالت نور پلاریزه متقاطع و نور پلاریزه موازی) استفاده شد. نام‌گذاری و طبقه‌بندی سنگ‌ها بر مبنای [۳۶] انجام شده و برای شناسایی ریز رخساره‌ها و تفسیر آنها از [۴۲] استفاده شده است. بعد از شناسایی و طبقه‌بندی سنگ‌ها تعداد شش ریز رخساره در این چاه از محدوده مورد مطالعه شناسایی گردید (شکل‌های ۳ و ۴ و جدول ۱). پس از شناسایی و تفسیر کیفی و کمی هر یک از فرآیندهای دیاژنزی، توالی زمانی وقوع این فرآیندها بررسی گردید. توالی پاراژنزی که نشان‌دهنده ترتیب زمانی مراحل مختلف دیاژنز (از محیط فریاتیک تا دیاژنز تدفینی و پساتدفینی) است، با استفاده از نرم‌افزار Corel-16 ترسیم شد. مدل دیاژنزی دینامیکی ترسیم شده، فرآیندهای دیاژنزی مختلف را به وضوح نشان داده و چارچوبی جامع برای درک تاریخچه تخلخل و نفوذپذیری سازند ارائه می‌دهد.

جدول ۱: ریز رخساره‌های شناسایی شده در چاه مورد مطالعه در میدان نفتی مارون [۹، ۱۰ و ۱۱].

توضیحات	محیط تشکیل	ریز رخساره‌ها
اجزای این ریز رخساره را روزنداران پلانکتون مانند <i>Globigerina</i> تشکیل می‌دهد	حوضه	Mf A: مادستون حاوی روزنداران پلانکتون
اجزای اصلی این ریز رخساره را روزنداران پلانکتونی مانند <i>Globigerina</i> , <i>Turborotalia</i> , <i>Orbulinid</i> تشکیل می‌دهد. اجزای فرعی این ریز رخساره متشکل از سایر روزنداران پلانکتونی و بتیک کوچک مانند، <i>Eouvigerina</i> , <i>Textularia</i> و <i>Lenticulina</i> و اکتینوئید می‌باشد	رمپ خارجی	Mf B: وکستون بیوکستی حاوی روزنداران پلانکتون

Mf C: وکستون - پکستون (فلوتستون) حاوی روزن‌داران هیالین بزرگ با پوسته کشیده و نازک (نومولیتیته و لپیدوسیکلینیده)	رمپ میانی (بخش دیستال)	اجزای اصلی این ریز رخساره را روزن‌داران با پوسته هیالین کشیده و نازک مانند (<i>Heterostegina</i> و <i>Operculina</i> , <i>Eulepidina</i>) تشکیل داده و اجزای فرعی آن شامل <i>Textularia</i> , <i>Nephrolepidina</i> و جلبک قرمز (لیتوفیلوم) می‌باشد
Mf D: پکستون بایوکستی حاوی روزن‌داران هیالین عدسی، لنزی شکل و جلبک قرمز	رمپ میانی (بخش پروکسیمال)	اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریز رخساره عبارتند از: <i>Rotalia viennotti</i> , <i>Heterostegina</i> و جلبک قرمز کورالیناسه. اجزای فرعی این ریز رخساره را <i>Lepidocyclina</i> , <i>Amphistegina</i> , <i>Textularia</i> و <i>Miogyropsinoides</i> تشکیل می‌دهند
Mf E: کورال باندستون	رمپ درونی (ریف کومه‌ای)	مرجانها با اتصال ارگانیکی اجزای این ریز رخساره محسوب می‌شوند
Mf F: پکستون - گرینستون حاوی روزن‌داران هیالین و پورسلانوز	رمپ درونی (لاگون باز)	اجزای این ریز رخساره را روزن‌داران هیالین (<i>Rotalia viennotti</i> , <i>Miogyropsinoides</i>) و پورسلانوز (<i>Miliolid</i> , <i>Pyrgo</i> , <i>Quinqueloculina</i> و <i>Austrotrillina</i>) و به میزان کمتری گاستروپود و دوکفه‌ای تشکیل داده‌اند.

۴- بحث

۴-۱- فرآیندهای دیاژنزی

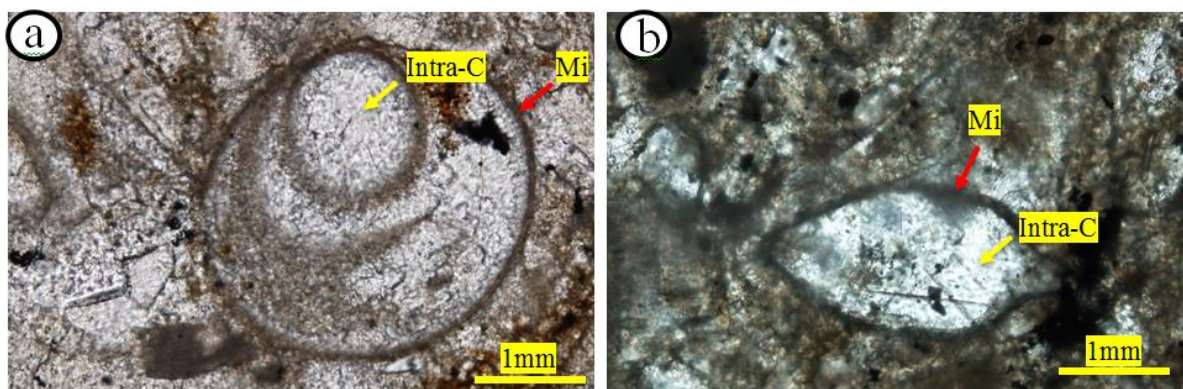
از مهمترین فرآیندهای دیاژنزی در چاه مورد مطالعه می‌توان به میکریته شدن که خود نوعی محصول دیاژنزی است^۱، نوربختی^۲، فشردگی^۳، انحلال^۴، سیمانی شدن^۵ و جانشینی^۶ اشاره کرد.

۴-۱-۱- میکریته شدن

توصیف: این فرآیندها یا به صورت پوشش نازکی از میکریته اطراف خرده‌های اسکلتی عمل نموده است (شکل ۵). این فرآیند در مقاطع مورد مطالعه اغلب در ریز رخساره‌های وکستونی، پکستونی و به صورت محدود در رخساره‌های گرینستونی مشاهده شده است.

تفسیر: پوشش‌های میکریته نقش مهمی را در حفظ شکل یک دانه بایوکلیست آراگونیتی بعد از انحلال آن در طی دیاژنر ایفا می‌کند [۸۷ و ۹۴]. ترکیب کانی شناسی پوشش میکرایتی با توجه به محیط دریایی تشکیل آن‌ها از نوع کلسیت پر منیزیم و آراگونیت است [۸۷ و ۶۵]. پوشش میکریته می‌تواند به عنوان یک سیمان کربنات کلسیم بسیار ریزدانه در اطراف دانه‌ها در نظر گرفته شود که به راحتی فرآیندهای دیاژنزی را طی کرده و به کلسیت کم منیزیم تبدیل می‌شود [۳۷ و ۵۵].

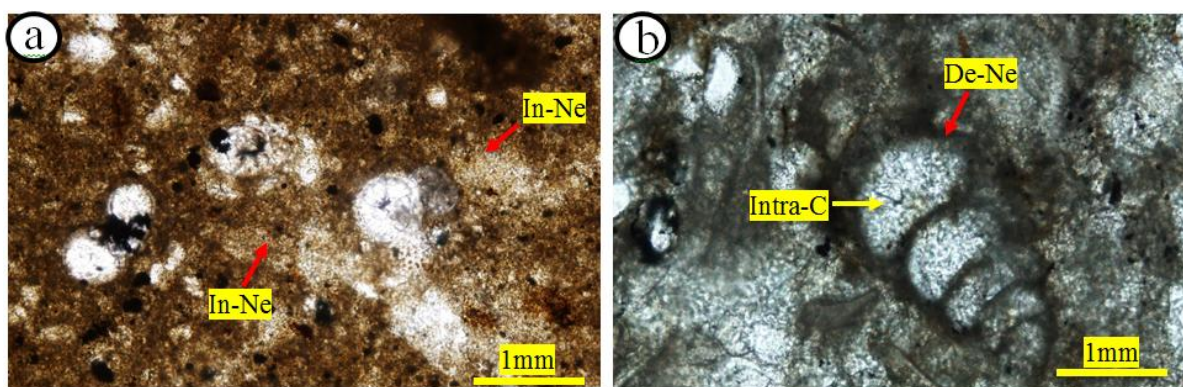
¹ Micritization
² Neomorphism
³ Compaction
⁴ Dissolution
⁵ Cementation
⁶ Replacment



شکل ۵: a- ایجاد پوشش میکریتی در اطراف یک روزندار (پیکان قرمز رنگ) در ریز رخساره گریستون بایوکلاستی (نور طبیعی). b- پوشش نازک میکریتی در اطراف دانه‌ها (پیکان قرمز رنگ) در یک ریز رخساره پکستون بایوکلاستی. در هر دو تصویر پیکان‌های زرد رنگ سیمان موزاییکی ریزبلور درون دانه‌ای را نشان می‌دهند (نور پلاریزه). Mi=Micritization (میکریتی شدن)، Intra-C=Intragranular cement (سیمان موزاییکی درون دانه‌ای).

۱-۴-۲- نوریختی

توصیف: در مقاطع مورد مطالعه فرآیند دیاژنزی نوریختی به دو صورت دیده می‌شود. الف- به صورت افزایشی در زمینه سنگ، که در آن بلورهای ریزتر کربنات کلسیم به بلورهای درشت‌تر تبدیل می‌شوند. ب- به صورت کاهش‌ی در پوسته آلوم‌ها، که در آن پوسته صدف تحت تأثیر میکریتی شدن قرار می‌گیرد (شکل ۶).
تفسیر: نوریختی افزایشی در رابطه با برخی بلورهای رشد یافته به بهای از بین رفتن برخی دیگر از بلورها است و کربنات کلسیم مورد نیاز از انحلال بلورهای ریز و آب‌های بین روزنه‌ای در حال جریان تأمین می‌شود [۸۷]. در سنگ‌های کربناته فرآیند نوریختی بیشتر به صورت افزایشی می‌باشد و در طی آن بلورهای ریز ماتریکس میکریتی بزرگتر شده و به میکرواسپار و اسپارایت تبدیل می‌شوند [۸۷]، ولی نوریختی به صورت کاهش‌ی نیز رخ می‌دهد که در آن اندازه دانه‌ها کوچکتر شده و توأم با میکریتی شدن هستند.



شکل ۶: a - فرآیند نوریختی افزایشی در زمینه سنگ. افزایش اندازه بلورها در جهت پیکان‌های قرمز رنگ می‌باشد (نور پلاریزه). b: نوریختی کاهش‌ی به صورت پوشش نازک میکریتی اطراف دانه‌های آلوم (پیکان قرمز رنگ). در این فرآیند بلورهای ریز میکریت در پوسته صدف‌ها به صورت یک پوشش میکریتی تشکیل می‌شوند. پیکان زرد رنگ سیمان موزاییکی ریزبلور درون دانه‌ای را نشان می‌دهد (نور طبیعی). In- Ne=Increasing Neomorphism (نوریختی افزایشی)، Intra-C=Intragranular cement (سیمان موزاییکی درون دانه‌ای). De-Ne=Decreasing Neomorphism (نوریختی کاهش‌ی).

۱-۴-۳- سیمانی شدن

سیمانی شدن جزء فرآیندهای اصلی دیاژنتیکی است که کیفیت مخزنی یک سازند را بشدت از بین می‌برد. سیمانی شدن شامل فرآیندهایی است که منجر به ته‌نشینی کانی‌ها در حفرات اولیه و ثانویه می‌شود و نیازمند فوق اشباع شدن سیالات روزنه‌ای نسبت به این کانی‌ها می‌باشد [۴۲]. حاصل فرآیند سیمانی شدن استحکام رسوب و شروع سنگ شدگی است [۴۲]. سیمانی شدن در طیف وسیعی از محیط‌های دیاژنتزی (دریایی)، وادوز، آب شیرین و دفنی انجام می‌شود [۴۲]. به طور کلی هر نوع سیمان، مبین محیط دیاژنتیکی خاصی می‌باشد و در محدوده‌های دریایی، متئوریک و تدفینی تشکیل می‌شوند. براساس مطالعات انجام شده پنج نوع سیمان (سیمان هم‌محور، سیمان ریزبلور هم‌ضخامت اطراف دانه، سیمان کلسیت هم‌بعد، سیمان قطعه‌ای، سیمان دروزی) در سازند آسماری در چاه مورد مطالعه شناسایی شده است که در ادامه به توصیف و تفسیر آن‌ها پرداخته می‌شود.

۱-۴-۴- سیمان هم ضخامت^۷

توصیف: این نوع سیمان به عنوان اولین نسل از سیمان‌ها در نظر گرفته می‌شود و در مقاطع مورد مطالعه به صورت بلورهای فیبری و یا سوزنی شکل بوده که به صورت یکنواخت بر روی سطح ذرات رسوب‌گذاری کرده‌اند (شکل ۷-۷). تفسیر: سیمان فیبری اکثراً تشکیل لایه‌های هم‌ضخامت را می‌دهد و به دلیل ته‌نشست آن در محیط‌های دریایی آهن و منیزیم بسیار پایینی دارد [۱۰۲ و ۸۷]. در محیط‌های کربناته کم عمق به دلیل فراوانی هسته‌ها و ناخالصی‌ها و بالا بودن حالت فوق اشباع از کربنات، نهشت سیمان‌های دریایی سریع است، بنابراین سیمان‌ها عموماً بلورهای ریز و ظریفی را تشکیل می‌دهند [۸۷]. این سیمان‌ها اغلب در ریز رخساره‌های سدی مشاهده می‌گردد [۴۴]. این نوع سیمان به عنوان سیمان شاخص محیط فریاتیکی آب دریا در نظر گرفته می‌شود [۸۷ و ۶۷].

۱-۴-۵- سیمان کلسیتی هم بعد^۸

توصیف: این سیمان از بلورهای کوچک تا متوسط (ابعاد بین ۱۰۰ تا بیش از ۵۰۰ میکرون)، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار و نسبتاً هم‌بعد تشکیل شده است. در مقاطع مورد مطالعه این نوع سیمان اغلب فضای بین دانه‌ها و شکستگی‌ها را پر کرده است (شکل ۷-۷، a، c و d).

تفسیر: شفافیت در این سیمان دلالت بر غیردریایی بودن آن دارد [۸۴]. همچنین این سیمان می‌تواند در مرحله تلوزنیک فضای حاصل از شکستگی‌ها را پر کند. ریز دانه بودن، هم اندازه بودن، عدم حضور آهن و عدم شواهد دیاژنز دفنی (نداشتن مرزهای منحنی) از دلایل تشکیل این نوع سیمان در محیط فریاتیکی جوی است [۸۴]. [۶۲] معتقد است که در محیط فریاتیکی جوی انواع سیمان‌های حفره پرکن بویژه انواع هم بعد آن تشکیل می‌شوند و برای تعیین منشأ این نوع سیمان باید از مطالعات ایزوتوپی (O^{18}/O^{16}) استفاده شود. زون فریاتیکی متئوریک با دمای نسبی پایین و جریان آهسته مایعات، می‌تواند محیط مناسبی برای تشکیل این سیمان باشد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷).

۱-۴-۶- سیمان هم محور^۹

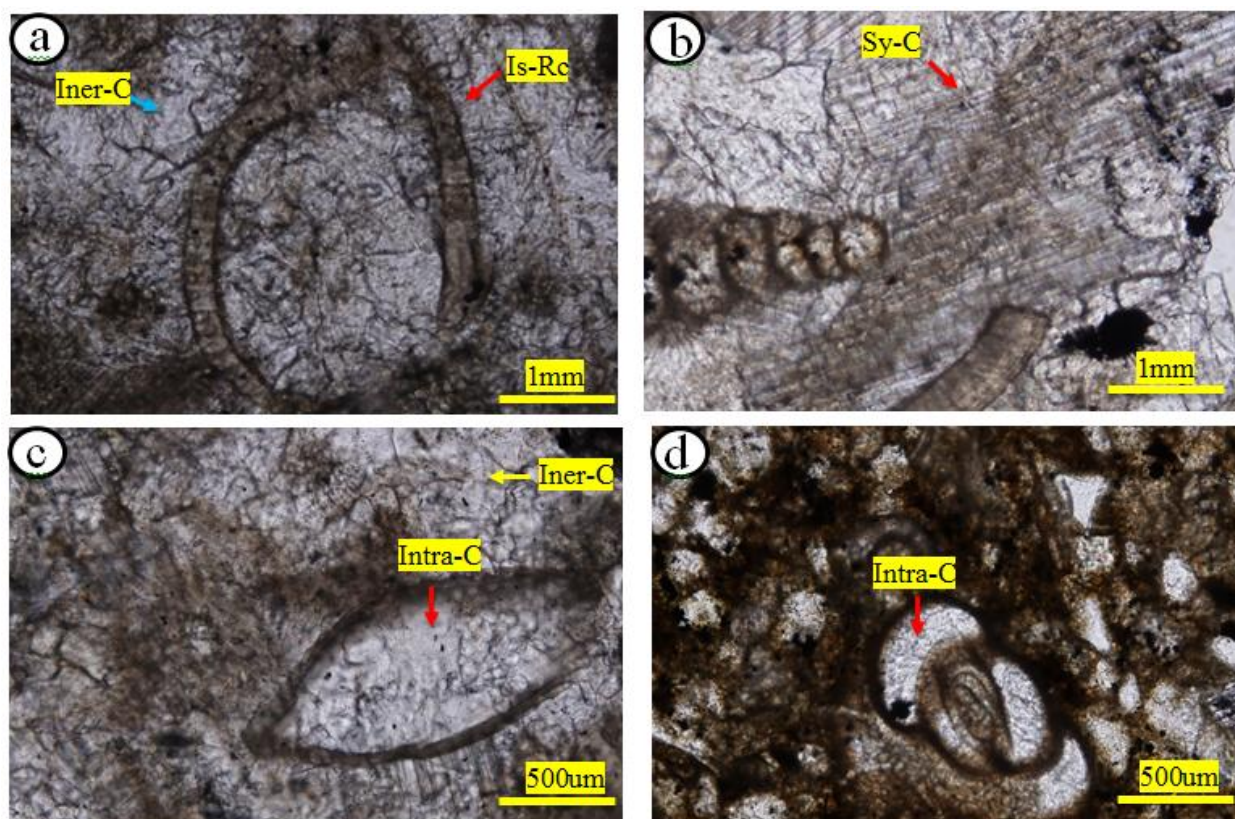
⁷ Isopachous

⁸ Equant

⁹ Syntaxial

توصیف: این سیمان به صورت رشد اضافی هم‌محور پیرامون دانه‌ها و قطعات خارپوست با ترکیب کانی‌شناسی کلسیت پرمینیم ایجاد می‌شود و دارای خاموشی موازی با قطعات خارپوست می‌باشد (شکل ۷- b). در مقاطع مورد مطالعه این نوع سیمان به صورت محدود در رخساره‌های نزدیک به سد تشکیل شده‌اند.

تفسیر: این نوع سیمان در انواع محیط‌های دیاژنزی دریایی وادوز، جوی، اختلاطی و دفنی ساخته می‌شود و نوع مربوط به محیط دیاژنزی نزدیک به سطح و وادوز دریایی به دلیل داشتن انکلوژیون، میکریته‌های موجود به شکل تیره دیده می‌شوند [۹۹]. نوع شفاف آن‌ها مربوط به محیط‌های تدفینی ژرف و فریاتیک آب شیرین می‌باشند [۶۲، ۸۷ و ۴۱].



شکل ۷: a- سیمان ریزبلور دورتا دور دانه (پیکان قرمز رنگ). این سیمان توسط سیمان‌های نسل بعدی موزاییکی درشت‌بلور بین دانه‌ای (پیکان آبی رنگ) دنبال می‌شود (نور طبیعی). b- سیمان رشد اضافی هم‌محور (سین تاکسیال) با پیوستگی نوری (نور پلاریزه). c- سیمان موزاییکی (کلسیتی هم‌بعد) تشکیل شده در فضای بین دانه‌ها (پیکان زرد رنگ). پیکان قرمز رنگ سیمان موزاییکی درون دانه‌ای را نشان می‌دهد (نور طبیعی). d- سیمان موزاییکی هم‌بعد ریزبلور درون حشرات فسیل‌ها (نور پلاریزه). Is-Rc=Isopachous rim cement (سیمان حاشیه‌ای هم‌ضامت یا سیمان ریزبلور دورتادور دانه)، Intra-C=Intragranular cement (سیمان موزاییکی درون دانه‌ای)، Inter-C=Intergranular cement (سیمان بین دانه‌ای)، Sy-C=Syntaxial cement (سیمان رشد اضافی هم‌محور).

۱-۴-۷- سیمان قطعه‌ای (بلوکی)^{۱۰}

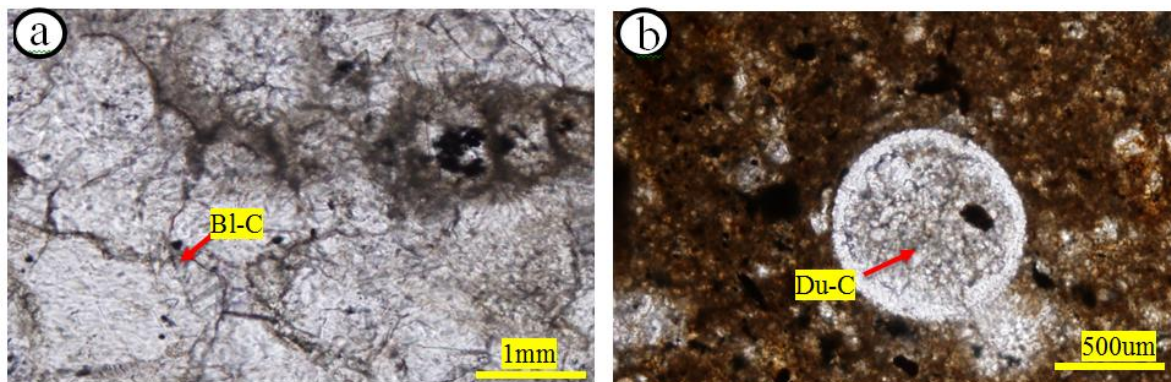
توصیف: تفاوت اصلی این نوع از سیمان‌ها با سیمان‌های هم‌بعد، در اندازه قطعات آن است به گونه‌ای که اندازه بلورها در سیمان هم‌بعد اغلب کمتر از ۵۰۰ میکرون می‌باشد و این درحالی است که در سیمان‌های بلوکی بیش از ۵۰۰ میکرون و اغلب در اندازه‌های میلی‌متری دیده می‌شوند (شکل ۸- a).

¹⁰ Blocky

تفسیر: ترکیب کانی‌شناسی بلورهای این نوع سیمان، کلسیت پرمینریم و یا کلسیت کم‌مینریم می‌باشد و به طور معمول در محیط‌های دیاژنزی متئوریک (وادوز یا فریاتیک)، محیط تدفینی و به ندرت در ریف‌ها و هاردگراند‌های دریایی مشاهده می‌شود [۶۹]. این نوع سیمان بیشتر شکستگی‌ها و تخلخل حاصل از انحلال را پر می‌کند [۴۱].

۱-۴-۸- سیمان دروزی^{۱۱}

توصیف: این نوع سیمان اغلب به صورت پرکننده حجرات فسیل‌ها دیده می‌شود و از بلورهای هم‌بعد تا طولی، بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار کلسیت تشکیل شده است که اندازه آن‌ها از حاشیه به سمت مرکز افزایش می‌یابد (شکل ۸- b).
تفسیر: سیمان دروزی بیشتر به عنوان سیمان نسل دوم، بعد از سیمان‌های نسل اول تشکیل می‌شوند و دارای ترکیب کلسیت کم‌مینریم می‌باشند [۱۰۱]. این نوع سیمان در موقعیت‌های فریاتیک متئوریک (یا دریایی) تا دفنی کم عمق دیده می‌شود (آروسی و همکاران، ۲۰۱۵). این سیمان در هر دو محیط دیاژنزی دفنی و محیط دیاژنزی جوی تشکیل می‌شود لذا برای تعیین منشأ سیمان باید از مطالعات ایزوتوپی (O^{18}/O^{16}) استفاده شود (سییل و جیمز، ۲۰۱۷).



شکل ۸: a- سیمان بلوکی درشت‌بلور در یک ریز رخساره گریستون بایوکلسیتی که فضای بین دانه‌ها را پر کرده است (پیکان قرمز رنگ) (نور طبیعی). b- تشکیل سیمان دروزی در یک ریز رخساره وکستون بایوکلسیتی. افزایش اندازه بلورها به سمت مرکز حجره فسیلی و در راستای پیکان قرمز رنگ دیده می‌شود (نور طبیعی). (Du-C=Drusy cement، (سیمان بلوکی)، (BL-C=Blocky cement) (سیمان دروزی).

۱-۴-۹- فشردگی^{۱۲}

در سنگ‌های کربناته تراکم به دو صورت مکانیکی (فیزیکی) و شیمیایی اعمال می‌شود. فشردگی و انحلال فشاری دو فرایند اصلی دیاژنتیکی هستند که عموماً به عمق تدفین رسوبات بستگی دارند [۸۷]. فشردگی از فرایندهای اساسی کاهش تخلخل و سنگی شدن رسوبات می‌باشد به گونه‌ای که این فرآیند می‌تواند کیفیت مخزنی یک سازند را به طور قابل ملاحظه‌ای کاهش دهد [۴۱]. به طور کلی فرآیند فشردگی با کاهش حجم کلی سنگ و کاهش تخلخل همراه می‌باشد [۸۳].

۱-۴-۱۱- فشردگی مکانیکی (فیزیکی)

توصیف: فشردگی فیزیکی در مقاطع مورد مطالعه اغلب به صورت فابریک دانه‌به‌دانه و انواع تماس بین دانه‌ها و له‌شدگی دانه‌ها مشاهده شده است (شکل ۹- a و b). در اثر فشردگی فیزیکی دانه‌ها به هم فشرده شده و فابریک دانه به دانه بین آلوک‌ها دیده می‌شود.

¹¹ Drusy

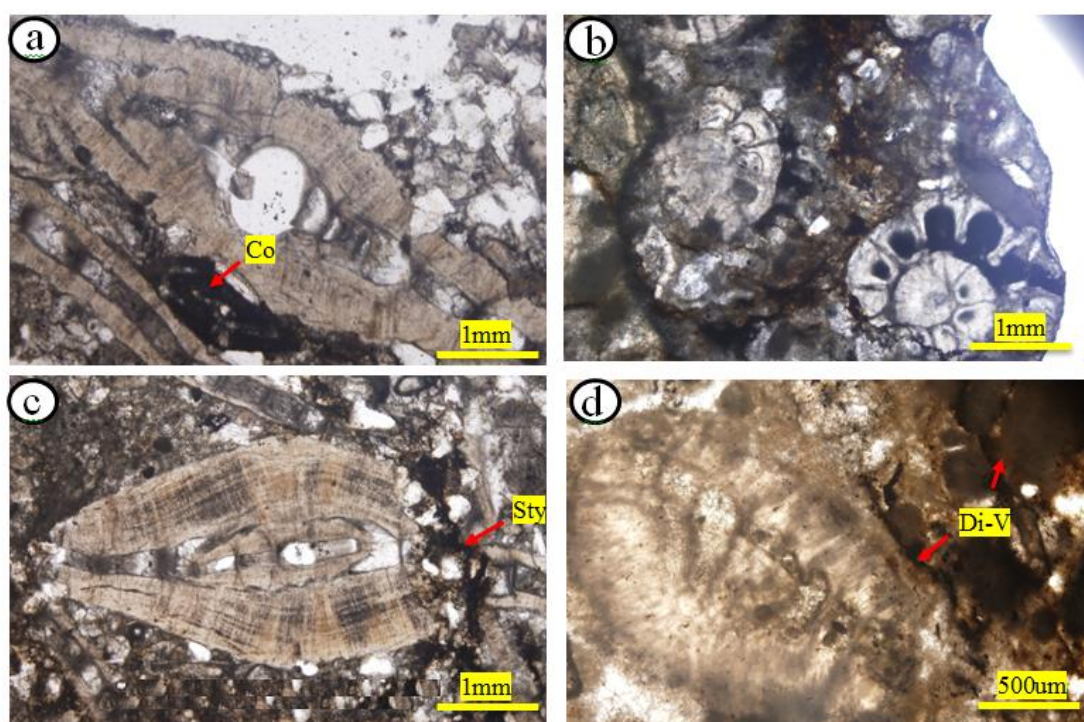
¹² Compaction

تفسیر: شکستگی‌های حاصل از فشردگی فیزیکی در تعبیر و تفسیر تاریخچه بعد از رسوبگذاری اهمیت دارند زیرا اغلب نشانه‌های دیاژنز هستند [۳۳ و ۴۲]. تغییر شکل و آرایش نزدیک‌تر دانه‌های کربناته که برگرفته از فرآیند فشردگی مکانیکی هستند، پیش از سنگ شدگی رسوبات رخ می‌دهند [۸۰ و ۶۳].

۱-۴-۱- فشردگی شیمیایی

توصیف: فشردگی شیمیایی در مقاطع مورد مطالعه اغلب در ریز رخساره‌های پکستونی دیده می‌شود. این فرآیند به دو صورت دیده می‌شود: الف: به صورت استیلولیت‌ها و ب: به صورت درزه‌های انحلالی (شکل ۹- c و d). درزه‌های انحلالی اغلب محدود به مرز دانه‌ها بوده ولی استیلولیت‌ها از مرز دانه‌ها فراتر رفته و در برخی موارد سبب حذف و یا انحلال بخشی از دانه شده است. در ریز رخساره‌های پکستونی، وجود گل کربناته (میکریت)، فرآیند فشردگی دانه‌ها را تسهیل کرده و منجر به نزدیکی بیشتر آن‌ها به یکدیگر شده است. در مقابل، در ریز رخساره‌های گرینستونی حضور سیمان کربناتی که بین دانه‌ها تشکیل شده، مانع از فشرد شدن بیش از حد دانه‌ها شده و به عبارتی دیگر فرایند تراکم به حداقل می‌رسد.

تفسیر: در طی فرآیند فشردگی شیمیایی ستبرای لایه‌های سنگ آهک حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد کاهش می‌یابد [۳۴]. این ویژگی در محیط‌های دفنی متوسط تا عمیق با عمقی که معمولاً در حدود ۵۰۰ متری شروع می‌شود [۸۷]، یا ممکن است به عنوان نتیجه‌ای از فشار تکتونیکی نیز تشکیل شوند [۲۷].

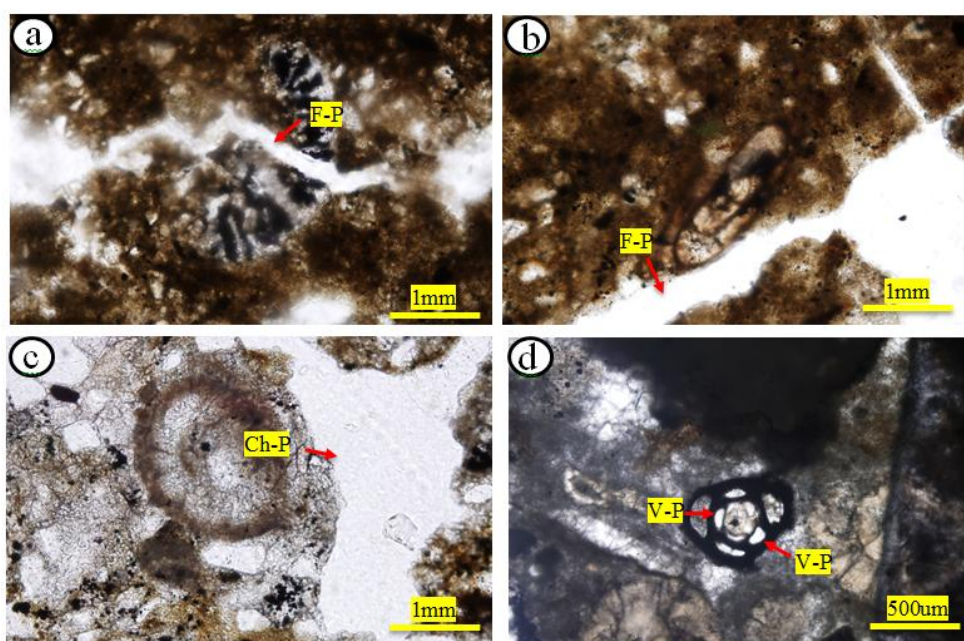


شکل ۹: a: فشردگی فیزیکی و له‌شدگی دانه‌های نرم‌تر (پیکان قرمز رنگ) در بین دانه‌های مقاوم‌تر (نور طبیعی). b: فابریک دانه به دانه در ریز رخساره پکستون بایوکلاستی و ایجاد تماس‌های نقطه‌ای و محدب- مقعر بین دانه‌ها (نور طبیعی). c: ایجاد استیلولیت و حذف بخشی از دانه (پیکان قرمز رنگ) به دلیل تراکم شیمیایی (نور طبیعی). d: ایجاد درزه‌های انحلالی به دلیل تراکم شیمیایی در محل تماس دانه‌ها (پیکان‌های قرمز رنگ) (نور طبیعی). Co=Compaction (فشردگی)، Sty=Stylolite (استیلولیت)، Di-V= Dissolution veins (رگچه‌های انحلالی).

۱-۴-۱۲- انحلال و ایجاد تخلخل

توصیف: از جمله تخلخل‌هایی که در مقاطع مورد مطالعه شناسایی شده است می‌توان به تخلخل حفره‌ای درون دانه‌ای، تخلخل کانالی و تخلخل حاصل از شکستگی اشاره کرد (شکل ۱۰). تخلخل حاصل از شکستگی در مقاطع مورد مطالعه نسبت به سایر تخلخل‌ها از فراوانی بیشتری برخوردار است.

تفسیر: یکی از مهم‌ترین فرآیندهای تاثیرگذار بر روی جریان سیال، مقادیر تراوایی و ویژگی‌های فیزیک سنگ می‌باشد [۶۲]، ۵۳، ۲۳، ۲۴ و [۸۱]. فرآیند انحلال در محیط‌های دیاژنزی متوریک وادوز و فریاتیکی، زون مخلوط [۶۲] و نیز محیط‌های دیاژنزی دفنی، انحلال فشاری [۶۷] رخ می‌دهد ولی در محیط‌های دیاژنزی وادوز متوریک، به‌مراتب گسترش بیشتر نسبت به محیط‌های دیاژنزی دیگر دارد [۹۳ و ۸۸]. به طور کلی فرآیند انحلال عکس فرآیند سیمانی شدن است و به دنبال آن کیفیت مخزنی یک سازند را به طور قابل ملاحظه‌ای می‌تواند افزایش می‌دهد.



شکل ۱۰: a و b: تخلخل حاصل از شکستگی در ریز رخساره‌های وکستون بایوکستی (پیکان‌های قرمز رنگ) (نور طبیعی). c- تخلخل کانالی در یک ریز رخساره گرینستون بایوکستی (پیکان قرمز رنگ) (نور طبیعی). d- تخلخل حفره‌ای تشکیل شده در درون حجرات یک روزندار (پیکان-های قرمز رنگ) (نور طبیعی). F-P=Fracture proosity (تخلخل شکستگی)، Ch-P=Channel proosity (تخلخل کانالی)، V-P=Vugs (تخلخل حفره‌ای).

۱-۴-۱۳- جانشینی

فرآیند جانشینی در سنگ‌های آهکی توسط سیلیس، دولومیت، پیریت، فسفات و دیگر کانی‌های مختلف انجام می‌شود. پیش زمینه جانشینی در سنگ‌های کربناته، انحلال کانی‌های قبلی و سپس تشکیل کانی جدید به جای آن می‌باشد، بنابراین در جانشینی احتمال حفظ شکل دانه‌ها بسیار محتمل است. از مهمترین پدیده‌های جانشینی در سازند آسماری و در چاه مورد مطالعه می‌توان به نوع پیریتی شدن و سیلیسی شدن اشاره کرد که فرآیند پیریتی شدن از فراوانی بیشتری برخوردار است.

۱-۴-۱۴- پیریتی شدن

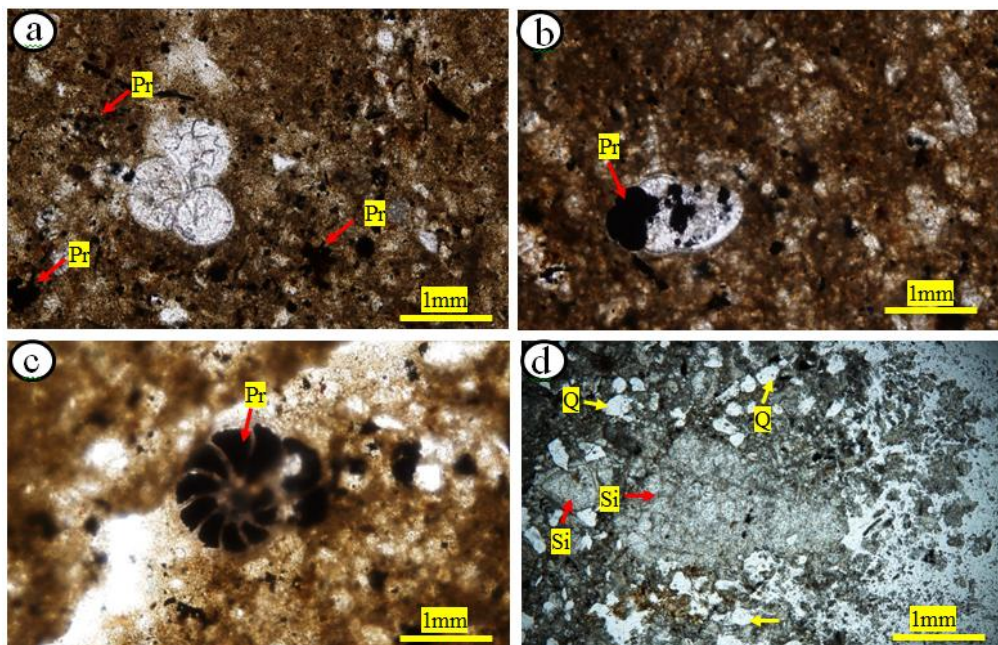
توصیف: در نمونه‌های مورد مطالعه فرآیند جانشینی از نوع پیریتی شدن به دو شکل اولیه و ثانویه دیده می‌شود که نوع ثانویه آن از فراوانی بیشتری برخوردار است. در شکل (۹- a) که با پیکان‌های قرمز رنگ نشان داده شده است پیریتی شدن در زمینه سنگ و در ریز رخساره وکستون بایوکستی حاوی روزنداران پلانکتونیک تشکیل شده است. در شکل ۱۱- b و c پیریتی شدن به صورت ثانویه دیده می‌شود. در نمونه‌های مورد مطالعه پیریتی شدن ثانویه اغلب فضای درون روزنداران را به صورت ناقص و کامل پر کرده است.

تفسیر: فراوانی پیریت در رسوبات دریایی به وجود یون‌های سولفات، آهن و نیز کربن آلی وابسته است و فراوانی این کانی دلالت بر محیط احیاء دارد [۶۲ و ۵۳]. پیریت دانه تمشکی به مراحل اولیه دیاژنز مربوط است. در نمونه‌های مورد مطالعه فرآیند پیریتی شدن اغلب بعد از انحلال آلوم‌ها رخ داده است به گونه‌ای که بعد از انحلال دانه‌های آلومک پیریت جانشین شده است. در آلوم‌ها فرآیند سیمانی شدن و جانشینی پیریت توأم با هم رخ داده است لذا پیریتی شدن در نمونه‌های مورد مطالعه غالباً از نوع ثانویه می‌باشد که در طی دیاژنز تدفینی اتفاق افتاده است.

۱-۴-۱۵- سیلیسی شدن

توصیف: در مقاطع مورد مطالعه این فرآیند به صورت محدود در پوسته آلوم‌ها رخ داده است (شکل ۱۱- d). این فرآیند در ریز رخساره‌های مورد مطالعه تا حدودی پوسته آلوم‌ها را تحت تأثیر قرار داده و ساختمان داخلی آن‌ها را از بین برده است. منشأ سیلیس در این رخساره‌ها در ارتباط با انحلال دانه‌های آواری کوارتز می‌باشد.

تفسیر: جانشینی کانی‌های سیلیسی به جای کانی‌های کربناته در سنگ‌های آهکی بسیار رایج و متداول است. سیلیسی شدن سبب از بین رفتن بخش‌هایی از ساختمان اولیه می‌شود و از این رو ساخت داخلی دانه‌ها (اسکلتی یا غیر اسکلتی) محو می‌شوند.



شکل ۱۱: a- فرآیند پیریتی شدن در زمینه ریز رخساره وکستون بایوکستی (پیکان‌های قرمز رنگ) (نور پلاریزه). b- فرآیند جانشینی شدن ناقص پیریت در یک روزندار (نور پلاریزه). c- فرآیند جانشینی کامل پیریت در یک روزندار (پیکان قرمز رنگ) به گونه‌ای که قالب فسیل پس از انحلال به طور کامل با پیریت پر شده است (نور پلاریزه). d- جانشینی سیلیس در پوسته آلوم‌ها (پیکان‌های قرمز رنگ). پیکان‌های زرد رنگ دانه‌های آواری کوارتز هستند (نور طبیعی). Pr=Pyritization (پیریتی شدن)، Si=Silicification (سیلیسی شدن)، Q=Quartz (کوارتز).

۲-۴- کیفیت مخزنی و دیاژنز

در بازه زمانی ائوسن-الیگوسن، سنگ‌های کربناتی تحت تأثیر طیف وسیعی از فرایندهای دیاژنتیکی قرار گرفته‌اند که کیفیت مخزنی آن‌ها را به شدت دگرگون کرده است. میکریتی شدن، به عنوان یکی از این فرایندها، شامل جایگزینی کریستال‌های کربنات کلسیم بزرگتر (مانند آراگونیت یا کلسیت) با ریزبلورهای کلسیت (میکریت) است. این پدیده، که اغلب تحت تأثیر شرایط شیمیایی خاص آب‌های مدفون و فشار رخ می‌دهد، می‌تواند منجر به کاهش تخلخل اولیه و افزایش تراکم سنگ شود. به عنوان مثال، در ریز رخساره‌های پکستونی میکریتی شدن می‌تواند فضاهای بین دانه‌ای را پر کرده و ارتباط آن‌ها را کاهش دهد. در مقابل، انحلال، فرایندی است که می‌تواند به طور قابل توجهی کیفیت مخزنی را بهبود بخشد. انحلال انتخابی کانی‌های محلول‌تر (مانند کلسیت پر منیزم و آراگونیت) توسط آب‌های زیرسطحی، حفره‌های جدیدی ایجاد می‌کند که تخلخل و نفوذپذیری را افزایش می‌دهند. این فرایند به شدت به عواملی چون میزان محلولیت سنگ، pH سیالات، دما و زمان تماس بستگی دارد. سیمانی شدن، فرایند دیگری است که طی آن، مواد معدنی جدید (معمولاً کلسیت، دولومیت یا آراگونیت) در فضاهای خالی رسوب کرده و تخلخل و نفوذپذیری را کاهش می‌دهد. میزان نوع سیمان می‌تواند به شدت تحت تأثیر ترکیب شیمیایی سیالات در گردش، وجود هسته‌های اولیه برای رسوب و فشارهای هیدرولیکی باشد.

تحلیل کیفیت مخزنی در این دوره زمانی، نیازمند در نظر گرفتن تعامل پیچیده میان رخساره‌های رسوبی، تکتونیک منطقه‌ای و شرایط اقلیمی ائوسن-الیگوسن است. ریز رخساره‌های اولیه، مانند اسکلت‌های مرجانی، آگرگات‌های جلبکی و رسوبات منفصل، پتانسیل اولیه متفاوتی را برای ایجاد تخلخل و نفوذپذیری فراهم می‌کنند. شرایط تکتونیک، مانند بالا آمدگی‌ها، فرونشست‌ها و گسل‌ها، مسیرهای جریان سیالات و عمق مدفون شدن سنگ‌ها را تحت تأثیر قرار داده و به طور مستقیم بر شدت و نوع فرایندهای دیاژنتیکی (مانند انحلال ناشی از آب‌های شور یا شیرین، و فشردگی) اثر می‌گذارند. به عنوان مثال، مناطق با فعالیت گسلی بیشتر ممکن است شاهد گردش سیالات قوی‌تر و انحلال گسترده‌تر باشند. اقلیم در دوره ائوسن-الیگوسن، که با تغییرات دمایی و تغییرات سطح آب دریا همراه بوده نیز نقش مهمی ایفا کرده است. تغییرات سطح دریا می‌تواند بر محیط‌های رسوب‌گذاری، میزان اکسیژن‌رسانی به آب‌های زیرسطحی و در نتیجه بر شیمی سیالات و فرایندهای انحلال یا رسوب‌گذاری تأثیر بگذارد. اقلیم‌های مرطوب‌تر معمولاً منجر به گردش آب شیرین بیشتر شده و انحلال کربنات‌ها را تسهیل می‌کنند، در حالی که اقلیم‌های خشک‌تر ممکن است منجر به تجمع نمک‌ها و سیمانی شدن با دولومیت شوند. بنابراین، درک جامع کیفیت مخزن مستلزم یکپارچه سازی این سه عامل کلیدی در ارزیابی تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی است. همانگونه که در شکل ۱۲ نشان داده شده است فرآیند سیمانی شدن در افق‌های مختلف نقش منفی در کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی مارون داشته است و از طرفی ایجاد شکستگی‌های تکتونیک بعد از فرآیند سیمانی شدن در این سازند و بخش بالایی سازند پابده نقش موثری در ایجاد کیفیت مخزنی داشته است. فرآیندهای دیاژنتیکی مؤثر بر سازند آسماری و بخش بالایی سازند پابده در میدان نفتی مارون، که منجر به کاهش و بهبود کیفیت مخزنی از طریق میکریتی شدن، سیمانی شدن، انحلال و شکستگی شده‌اند، ارتباط تنگاتنگی با شرایط زمین‌ساختی و اقلیمی دوره رسوب‌گذاری و دیاژنز داشته‌اند. تغییرات تکتونیک و به دنبال آن ایجاد شکستگی‌ها نقش موثری در ایجاد کیفیت مخزنی داشته است. شکستگی‌های ناشی از تنش‌های تکتونیک، مسیرهایی برای نفوذ سیالات دیاژنتیکی (مانند آب‌های شور یا شیرین) فراهم کرده و انحلال انتخابی و ایجاد شکستگی‌های ثانویه را تسهیل نموده‌اند. بنابراین، الگوهای مشاهده شده در کیفیت مخزنی سازند آسماری، بازتابی از تعامل میان این عوامل زمین‌ساختی و اقلیمی با فرایندهای دیاژنتیکی در طول زمان زمین‌شناسی است.

Pabdeh	Asmari				Formations																								
Paleogene					System																								
Oligocene					Series																								
Eocene	Rupelian - Chattian				Stage																								
L.Eocene	Chattian				Depth(M)																								
3267	3217	3227	3237	3247	3257	3267	3005	3007	3017	3027	3037	3047	3057	3067	3077	3087	3097	3107	3117	3127	3137	3148	3157	3167	3177	3187	3197	3207	
Limestone		Argillaceous Limestone		Shale		Sandstone		Dolomite																					



شکل ۱۲: فرآیندهای دیاژنزی گسترش یافته در نهشته‌های مورد مطالعه و تأثیر آن‌ها بر کیفیت مخزنی. علامت مثبت به معنی افزایش کیفیت مخزنی و علامت منفی به معنای کاهش کیفیت مخزنی است. همانگونه که در طول ستون سنگ‌چینه‌ای نشان داده شده است سیمانی شدن نقش بسیار زیادی در کاهش کیفیت مخزنی داشته است و از طرفی شکستگی‌های تکتونیکی نقش موثری در ایجاد کیفیت مخزنی بعد از سیمانی شدن داشته است.

۳-۴- توالی‌های پاراژنتیکی

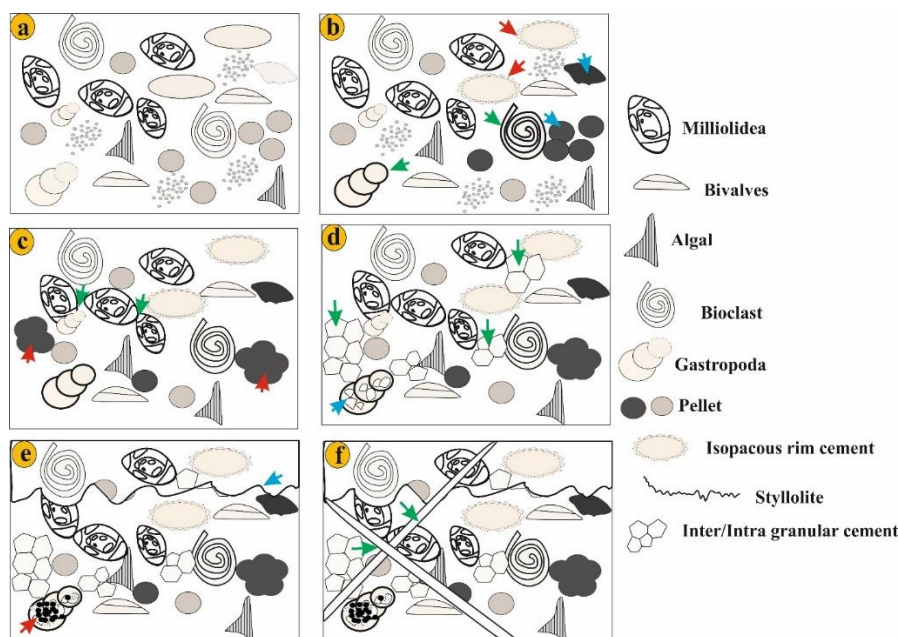
محیط دریایی: سازند آسماری در محیط فراتیک دریایی، متشکل از صدف‌های آراگونیتی و کلسیتی پر منیزیم (جلبک‌های قرمز، روزن‌داران، خارپوستان و نرم‌تنان) با تخلخل‌های درون دانه‌ای و بین دانه‌ای رسوب نموده است. برخی از فرآیندهای دیاژنزی مانند میکریته شدن (شکل ۵)، تشکیل سیمان هم‌محور (شکل ۷- b) که مربوط به دیاژنز اولیه در محیط‌های دریایی هستند [۲۰]. در برش مورد مطالعه شناسایی شده که تایید کننده مرحله اولیه دیاژنز هستند. تراکم فیزیکی نیز بلافاصله پس از رسوبگذاری، منجر به نزدیکتر شدن دانه ها به یکدیگر شده است و فابریک درهم فشرده (Fitted fabric) را به وجود آورده است (شکل ۹- a و b).

محیط متئوریک: در محیط دیاژنزی متئوریک که شامل سه مرحله (زون) می‌باشد، زون انحلالی: بر اثر انحلال، تخلخل‌های حفره‌ای و کانالی (شکل ۱۰- c و d) تشکیل و فرایند نوریختی افزایشی نیز دیده می‌شود (شکل ۶- a). وجود دیاژنز

متئوریک در سازند آسماری را می‌توان به یک دوره خروج از آب این سازند در زمان الیگوسن ناشی از فعالیت تکتونیکی دانست، این فعالیت تکتونیکی سبب افت سطح آب دریا شده و به دنبال آن سازند آسماری را در معرض سیالات دیاژنزی متئوریک قرار داده است. زون فریاتیکی متئوریک فعال: سیمان‌های کلسیتی اسپاری فضا‌های بین دانه‌ای باقیمانده را پر کرده است. زون فریاتیکی متئوریک ساکن: نوریختی افزایشی در میکریته‌ها رخ داده است. در این مرحله (دیاژنز آب شیرین) نوریختی افزایشی به صورت تبدیل بلورهای بسیار ریز میکریته به میکرواسپار و اسپاریت مشاهده می‌شود. برخی از سیمان‌های نسل دوم مانند موزائیکی هم بعد، بلوکی (شکل ۷ و ۸) و سیمان رشد اضافی هم محور می‌توانند در این مرحله تشکیل شوند [۵۱ و ۶۲].

محیط تدفینی: در محیط دیاژنزی دفنی، تراکم فیزیکی به حداکثر خود رسیده به نحوی که ترک خوردگی، شکستگی و تغییر شکل آلوم‌ها رخ داده است. تراکم شیمیایی و ایجاد درزه‌های انحلال و استیلولیت‌ها اتفاق افتاده است (شکل ۹- c و d). تشکیل سیمان‌های بلوکی و جانشینی از نوع پیریتی شدن (شکل ۱۱- a تا c) به محیط دیاژنزی دفنی نسبت داده می‌شود.

محیط پسا تدفینی: در مرحله نهایی دیاژنز (مرحله تلوزنیک) فازهای کوهزایی عمل نموده و سبب خروج سازند آسماری از عمق شده و این امر با شکستگی‌هایی در سازند به وقوع پیوسته است. درزه‌ها و شکستگی‌های تشکیل شده در این مرحله (شکل ۱۰- a و b) که در مقاطع مورد مطالعه شناسایی شده‌اند که برخی توسط سیمان‌های بلوکی و هم بعد پر شده‌اند. این شکستگی‌ها نقش بسیار موثری در افزایش کیفیت مخزنی سازند آسماری داشته‌اند. براساس شواهد پتروگرافی، توالی‌های دیاژنزی مشاهده شده در سازند آسماری در میدان نفتی مارون در طی چهار محیط دیاژنزی (دریایی، دفنی، بالا آمدگی و متئوریک) رخ داده است (شکل ۱۳).



شکل ۱۳: مدل دیاژنزی و توالی‌های پاراژنزی سازند آسماری در میدان نفتی مارون مرحله انوژنز: **a**: نهشته شدن آلوم‌ها در محیط فریاتیکی دریایی. **b**: تشکیل پوشش میکریته اطراف دانه‌ها (پیکان‌های سبز رنگ) و سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت (نسل اول) (پیکان‌های قرمز رنگ) در محیط فریاتیکی دریایی، پیکان‌های آبی رنگ میکریته شدن بیش از اندازه دانه‌ها را نشان می‌دهند. مرحله مزوژنز: **c**: ایجاد تراکم فیزیکی در حین تدفین و ایجاد فابریک دانه به دانه و انواع تماس بین دانه‌ها (پیکان‌های سبز رنگ)، پیکان قرمز رنگ لخته شدن دانه‌های پلتی را نشان می‌دهند. **d**: تشکیل سیمان تدفینی بین دانه‌ای (نسل بعدی) (پیکان‌های سبز رنگ) و سیمان درون دانه‌ای دروژی در آلوم‌ها (پیکان آبی رنگ). **e**: تشکیل پیریت

ثانویه توأم با انحلال درون دانه‌ها (پیکان قرمز رنگ) و با ادامه فرآیند تدفین رسوبات تشکیل استیلولیت (پیکان آبی). مرحله تلوژنز: f. تشکیل شکستگی‌های تکتونیکی در مرحله نهایی دیاژنز (پیکان‌های سبز رنگ). مطالعات صورت گرفته بر روی کیفیت مخزنی سازند آسماری در سایر میدان‌های نفتی نشان می‌دهد که کیفیت مخزنی این سازند متأثر از ویژگی‌های ریزرخساره‌ای و دیاژنزی است. در بیشتر مطالعات صورت گرفته تأثیر ویژگی‌های رسوبی و دیاژنزی به صورت همزمان بر کیفیت مخزنی سازند آسماری نقش داشته‌اند [۱۰۴ و ۱۰۵].

۵- نتیجه گیری

مطالعات سنگ‌شناسی بر روی مغزه‌های حفاری برداشت شده از میدان نفتی مارون منجر به شناسایی چندین فرآیند دیاژنزی متعدد گردید. میکریتی شدن، نوریختی (افزایشی و کاهش)، سیمانی شدن (سیمان هم محور، هم‌ضخامت فیبری دور تا دور دانه، هم بعد، بلوکی و دروزی)، فشردگی (مکانیکی و شیمیایی)، انحلال و توسعه تخلخل (وابسته به فابریک و غیر وابسته به فابریک)، جانشینی (آهن‌دار شدن و سیلیسی شدن) از جمله این فرایندها می‌باشند. فرآیندهای دیاژنزی نقش بسیار مهمی در کیفیت مخزنی کربنات‌های سازند آسماری در میدان نفتی مارون داشته‌اند. فرآیندهای دیاژنتیکی مؤثر بر سازند آسماری در میدان نفتی مارون، که منجر به کاهش و بهبود کیفیت مخزنی از طریق میکریتی شدن، سیمانی شدن، انحلال و شکستگی شده‌اند، ارتباط تنگاتنگی با شرایط زمین‌ساختی و اقلیمی دوره رسوب‌گذاری و دیاژنز داشته‌اند. تغییرات تکتونیکی، مانند بالآمدگی‌ها و فرونشست‌ها، نرخ رسوب‌گذاری و عمق مدفون شدن سازند را کنترل کرده و بر شدت فشردگی و دمای لازم برای سیمانی شدن و انحلال تأثیر گذاشته‌اند. همچنین، گسل‌ها و شکستگی‌های ناشی از تنش‌های تکتونیکی، مسیریایی برای نفوذ سیالات دیاژنتیکی (مانند آب‌های شور یا شیرین) فراهم کرده و انحلال انتخابی و ایجاد شکستگی‌های ثانویه را تسهیل نموده‌اند. از سوی دیگر، شرایط اقلیمی، از جمله نوسانات سطح آب دریا و تغییرات در بارش، بر نوع و شوری سیالات موجود در حوضه رسوبی تأثیر گذاشته و به طور مستقیم بر فرایندهای انحلال و سیمانی شدن اثرگذار بوده‌اند. اقلیم‌های مرطوب‌تر می‌توانند انحلال کربنات‌ها را تشدید کرده و منجر به تشکیل تخلخل ثانویه شوند، در حالی که اقلیم‌های خشک‌تر ممکن است با افزایش غلظت نمک‌ها، سیمانی شدن را تسریع کنند. بنابراین، الگوهای مشاهده شده در کیفیت مخزنی سازند آسماری، بازتابی از تعامل میان این عوامل زمین‌ساختی و اقلیمی با فرایندهای دیاژنتیکی در طول زمان زمین‌شناسی است.

تشکر و قدردانی

از داوران محترم آقای دکتر پیمان رضایی (هیأت علمی دانشگاه بندرعباس) و خانم دکتر فروغ عباساکی (فارغ التحصیل دکتری زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد) کمال تشکر و قدردانی بعمل می‌آید.

- [۱] آقاباتی، ع، ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران: سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- [۲] خالوعسگری، ز، مهناز امیرشاه کرمی، رشیدی شریف آباد، ک، ۱۴۰۲، زیست چینهننگاری سازند پابده بر اساس روزنداران پلانکتون در برش تنگ چوگان، فارس داخلی، حوضه رسوبی زاگرس، مجله پژوهش های چینهننگاری و دیرینه شناسی، سال سی و نهم، شماره ۹۰، شماره اول، بهار ۱۴۰۲، ص ۵۵ – ۷۶.
- [۳] دانشیان، ج، طباطبایی، م، طهماسبی، ع.ر. ۱۳۹۹، زیست چینهننگاری نهشته های الیگوسن سازند پابده بر مبنای روزنداران شناور در ناحیه بندرعباس، مجله پژوهش های چینهننگاری و دیرینه شناسی، سال سی و ششم، شماره ۸۱، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۹.
- [۴] سبکرو، م، وحیدی نیا، م، آدابی، م.ح، هداوند خانی، م، ۱۴۰۰، زیست چینهننگاری سازند پابده در میدان نفتی پارس (فروافتادگی دزفول، جنوب غرب ایران)، مجله پژوهش های چینهننگاری و دیرینه شناسی، سال سی و هفتم، شماره ۸۳، شماره دوم، تابستان ۱۴۰۰، ص ۲۱ – ۵۰.
- [۵] سبکرو، م، وحیدی نیا، م، آدابی، م.ح، هداوند خانی، م، ۱۴۰۱، سنگ چینهننگاری، ریز رخساره ها و زیست چینهننگاری سازند پابده بر مبنای روزنداران شناور در میدان نفتی گچساران (فروافتادگی دزفول، جنوب باختر ایران)، مجله رسوب شناس کاربردی، دور ۱۰، شماره ۲۰، تابستان ۱۴۰۱، پاییز و زمستان ۱۴۰۱.
- [۶] عظام پناه، ی.ا، گودرزی، م، ۱۴۰۴، ریزرخساره ها، محیط های رسوبی و اجتماعات کربناته سازند آسماری در تنگ گجستان، مجله پژوهش های چینهننگاری و دیرینه شناسی، سال و چهل و یکم، شماره پیاپی ۹۸، شماره اول ۱۴۰۴، صفحات ۵۹-۷۸.
- [۷] گودرزی، م، وحیدی نیا، م، امیری بختیار، ح، نورایی نژاد، م.ر، ۱۳۹۸، مطالعات چینهنشناسی و فسیل شناسی بخش فوقانی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری با تاکید بر مرز بین دو سازند در میدان نفتی مارون با استفاده از مطالعات چینهننگاری و نرم افزار سیکلولاگ: پایان نامه کارشناسی ارشد، ۳۲۸ ص.
- [۸] گودرزی، م، امیری بختیار، ح، نورایی نژاد، م.ر، ۱۳۹۸، مقایسه مرز آشکوب های بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری در چاه A میدان نفتی مارون با سطوح مرزی NB و PB با استفاده از نرم افزار سیکلولاگ: پنجمین همایش انجمن رسوب شناسی ایران، اسفند ۱۳۹۸.
- [۹] گودرزی، م، وحیدی نیا، م، امیری بختیار، ح، نورایی نژاد، م.ر، ۱۳۹۸، زیست چینهننگاری، ریز رخساره ها و محیط رسوبگذاری سازند آسماری در یکی از چاه های میدان نفتی مارون و مقایسه آن با سایر نواحی زاگرس. نشریه علمی پژوهشی رخساره های رسوبی، جلد ۱۲، شماره ۲، ۱۳۹۸.
- [۱۰] گودرزی، م، امیری بختیار، ح، نورایی نژاد، م.ر، ۱۳۹۸، دیرینه شناسی و محیط های رسوبی بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری در چاه های A و B میدان نفتی مارون، شمال شرق اهواز: نشریه علمی پژوهشی رسوب شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۱۳، بهار و تابستان ۱۳۹۸.
- [۱۱] گودرزی، م، امیری بختیار، ح، نورایی نژاد، م.ر، عظام پناه، ی.ا، ۱۳۹۹، ریزرخساره ها، دیرینه بوم شناسی، اجتماعات کربناته و بررسی سطوح مرزی NB، PB با مرز آشکوب های سازند آسماری با استفاده از نرم افزار سیکلولاگ در یکی از چاه های میدان نفتی مارون: نشریه علمی پژوهشی رسوب شناسی کاربردی دوره ۸، شماره ۱۵، بهار و تابستان ۱۳۹۹.
- [۱۲] گودرزی، م، امیری بختیار، ح، نورایی نژاد، م.ر، صداقت نیا، م. ۱۴۰۴، دیرینه بوم شناسی نهشته های ائوسن بالایی – شاتین (سازندهای پابده و آسماری) در میدان نفتی مارون، یافته های نوین زمین شناسی کاربردی، دوره ۱۹، شماره ۳۸، پاییز و زمستان ۱۴۰۴.
- [۱۳] گودرزی، م، امیری بختیار، ح، نورایی نژاد، م.ر، صداقت نیا، م. ۱۴۰۴، بررسی سیکل های رسوبی و انطباق با مرزهای زیستی- زمانی ائوسن پسین- الیگوسن، سازندهای پابده و آسماری در میدان نفتی مارون، جنوب غرب ایران، نشریه علمی - پژوهشی زمین شناسی نفت ایران، سال چهاردهم، شماره ۲۸، پائیز و زمستان ۱۴۰۳، ص ۸۰-۹۵.

- [۱۴] گودرزی، م. ۱۴۰۴، شناسایی و تفکیک چرخه‌های رسوبی با استفاده از نرم افزار سیکلولاگ و ارتباط چرخه‌های رسوبی با مرزهای زمان چینه‌ای - زیست چینه‌ای نهشته‌های ائوسن بالایی و الیگو- میوسن دریکی از چاه‌های میدان نفتی مارون، نشریه علمی - پژوهشی زمین شناسی نفت ایران (در حال چاپ).
- [۱۵] گودرزی، م.، مغفوری مقدم، ا.، بایت گل، آ.، ۱۴۰۵، ریز رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و مدل رسوبگذاری نهشته‌های سازند آسماری در برش چینه شناسی تنگ چوگ، شهرستان رستم (در حال چاپ).
- [۱۶] مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، چینه‌شناسی زاگرس: از انتشارات طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، ۵۳۶.
- [۱۷] مهدور، م.ر.، فارسی مدان، م.، کمالی، ز.، ۱۳۹۴، بررسی عملکرد شکستگی‌ها و تعیین تنش برجا در سازند مخزنی آسماری میدان نفتی مارون بر اساس تفسیر نتایج نمودارهای تصویرگر: فصلنامه زمین ساخت. دوره ۱، شماره ۲، صفحات ۱۴-۳۵.
- [۱۸] هداوند خانی، ن.، صادقی، ع.، آدابی، م. ح.، طهماسبی، ع. ر.، ۱۳۹۶، سنگ چینه نگاری و زیست چینه نگاری سازند پابده در برش روستای چهارده (پهنه ایزه، خوزستان): فصلنامه علوم زمین، سال بیست و هفتم، شماره ۱۰۷، ص ۱۳۷ - ۱۵۰.
- [۱۹] هداوند خانی، ن.، صادقی، ع.، آدابی، م. ح.، طهماسبی، ع. ر. (۱۳۹۷) سنگ چینه نگاری و زیست چینه نگاری سازند پابده در برش روستای چهارده (پهنه ایزه، خوزستان)، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و هفتم، شماره ۱۰۷، ص ۱۳۷ - ۱۵۰.
- [20] AHMAD, A. H. M., & BHAT, G. M., 2006, The development of Middle Cretaceous carbonate platforms, Persian Gulf, constrained from seismic stratigraphy, well and biostratigraphy. *Journal of Asian Earth Sciences*, **27**: 857-872.
- [21] ALAVI, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, **304**: 1-20.
- [22] AROSI, A. H., WILSON, M. E. J., 2015, Diagenesis and fracturing of a large-scale, syntectonic carbonate platform. *Sedimentary Geology*, **326**, 109-134.
- [23] ASSADI, A., HONARMAND, J., MOALLEMI, S. A., ABDOLLAHIE-FARD, I., 2016, Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran. *Facies*, **62**(4): 1-22.
- [24] ASSADI, A., RAHIMPOUR-BONAB, H., KADKHODAIE-ILKCHI, R., 2018, Integrated rock typing of the grainstone facies in a sequence framework: a case from the Jurassic Arab formation in the Persian Gulf. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, **92**(4): 1432-1450.
- [25] BORGOMANO, J., LANTEAUME, C., LEONIDE, P., FOURNIER, F., MONTAGGIONI, L. F., & MASSE, J. P., 2020, Quantitative carbonate sequence stratigraphy: Insights from stratigraphic forward models. *AAPG Bulletin*, **104**(5): 1115-1142.
- [26] BATHURST, R. G. C., 1975, Carbonate Sediments and their Diagenesis: Developments in Sedimentology. 2nd Ed., Elsevier, Amsterdam, **12**: 658 p.
- [27] BATHURST, R. G. C., 1987, Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction. *Sedimentology*, **34**(5): 749-778.
- [28] BIERNACKA, J., BORYSIUK, K., & RACZYNSKI, P., 2005, Zechstein (Ca1) limestone-marl alternations from the North-Sudetic Basin Poland, depositional or diagenetic rhythms?. *Geological Quarterly*, **49**: 1-14.
- [29] BUTLER, I. B., & RICKARD, D., 2000, Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogensulphide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**: 2665-2672.
- [30] BUXTON, T. M., & SIBLEY, D. F., 1981, Pressure solution features in a shallow buried limestone. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**: 19-26.
- [31] DICKSON, J. A. D., 1965, A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, **205**, 587.
- [32] CANTRELL, D. L., & HAGERTY, R. M., 1999, Microporosity in Arab Formation Carbonates, Saudi Arabia. *GeoArabia*, **4**: 129-154.
- [33] COOKE, M. L., SIMO, J. A., UNDERWOOD, C. A., & RIJKEN, P., 2006, Mechanical stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geology*, **184**, 225-239.
- [34] CHOQUETTE, P. W., & JAMES, N. P., 1990, Limestones: the burial diagenetic environment. In: McIlreath, I. A., & Morrow, D. W. (Eds.), Diagenesis. Geological Association of Canada, *Geoscience Canada, Reprint Series*, **4**, 75-111.

- [35] CHOQUETTE, P. W., & PRAY, L. C., 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, **54**: 207-244.
- [36] DUNHAM, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (Ed.), *Classification of carbonate rocks. AAPG Memoir* **1**, 108-121.
- [37] EARLER, D. V., NOTHURFT, L., MCNEIL, M., & MORAS, C. A., 2018, Tracing nitrate sources using the isotopic composition of skeletal-bound organic matter from the calcareous green algae *Halimeda*. *Coral Reefs*, **37**: 1003-1011.
- [38] EHRENBERG, S. N., PICKARD, N. A. H., SVANA, & OXTOBY, T. A., 2002, Cement geochemistry of photozoan carbonate strata (Upper Carboniferous-Lower Permian), Finnmark Carbonate Platform, Brents Sea. *Journal Sedimentary Research*, **72**, 95-115.
- [39] EL-GHALI, M. A. K., TAJOTI, K. G., MANSORBEH, H., OGLE, N., & KALIN, R. M., 2006, Origin and timing of sidrelite cementation upper Ordovician glauconitic sandstone from the Murzuk basin, SW Libya. *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 459-471.
- [40] EL-SAYI, A. K., & JORDAN, B. R., 2007, Diagenetic aspects of tertiary carbonates west of the Northern Oman Mountains, United Arab Emirates. *Journal of Asian Earth Sciences*, **3**, 35-43.
- [41] FLUGEL, E., 2004, *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976 p.
- [42] FLUGEL, E., 2010, *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976 p.
- [43] FOLK, R. L., & SIEDLECKA, A., 1974, The Schizohaline environment: its sedimentary and diagenesis fabrics as exemplified by late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard. *Journal of Sedimentary Geology*, **11**, 1-15.
- [44] FOLK, R. L., 1965, Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L. C., & Murray, R. C. (eds.), *Dolomitization and limestone diagenesis. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Special Publication*, **13**, 14-48.
- [45] GARCIA-PICHEL, F., 2006, Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial protorophs. *Sedimentary Geology*, **125**, 29-50.
- [46] GESKE, A., ZORLU, J., RICHTER, D. K., BUHL, D., NIEDERMAYR, A., & IMMENHAUSER, A., 2012, Impact of diagenesis and low grade metamorphism on isotope ($\delta^{26}\text{Mg}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$) and elemental (Ca, Mg, Mn, Fe and Sr) signatures of Triassic sabkha dolomites. *Chemical Geology*, 332-333, 45-64.
- [47] GOLDBERGER, M. B., 2004, Sulfur-rich sediment. In: Mackenzie, F. T. (ed.), *Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks. Treatise on Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 257-288.
- [48] GREGG, J. M., & SHELTON, K. L., 1990, Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davis Formations (Cambrian), southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Research*, **60**, 549-562.
- [49] HASSANZADEH NEMATI, M., MOHSENI, H., MEMARIAN, M., YOUSEFI YEGANEH, B., JANBAZ, M., & SWENNEN, R., 2018, Petrography and geochemical constrain of dolostones of the Shahbazan Formation in Lorestan (Iran). *Carbonates and Evaporites*, DOI: 10.1007/s13146-018-0449-7.
- [50] HUMPHREY, J. D., 1988, Late Pleistocene mixing zone dolomitization, south-eastern Barbados, West Indies. *Sedimentology*, **35**, 327-348.
- [51] ADAMS, A., & DIAMOND, L. W., 2017, Early diagenesis driven by widespread meteoric infiltration of a central European carbonate ramp: A reinterpretation of the upper muschelkalk. *Sedimentary Geology*, **362**, 37-52.
- [52] HEYDARI, E., & WADE, W., 2003, Massive recrystallization of low-Mg calcite at high temperatures in hydrocarbon source rocks, implication for organic acids as factors in diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **86**, 1285-1303.
- [53] HOLLIS, C., LAWRENCE, D. A., DE PERIERE, M. D., & AL DARMAKI, F., 2017, Controls on porosity preservation within a Jurassic oolitic reservoir complex, UAE. *Marine and Petroleum Geology*, **88**, 888-906.

- [54] KASIH, G. A. A., CHIBA, S., YAMAGATA, Y., SHIMIZU, Y., & HARAGUCHI, K., 2008, Modelling early diagenesis of sediment in Ago Bay, Japan, a comparison of steady state and dynamic calculation. *Ecological Modelling*, **215**, 40-54.
- [55] KRAUSE, S., LIEBETRAU, V., LOSCHER, C., BOHM, F., GORB, S., EISENHAUER, A., & TREUDE, T., 2018, Marine ammonification and carbonic anhydrase activity induce rapid calcium carbonate precipitation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **243**, 116-132.
- [56] JAMES, N. P., & CHOQUETTE, P. W., 1990b, Limestone—the sea floor diagenetic environment. In: McIlreath, I., & Morrow, D. (Eds.), Diagenesis. *Geological Association of Canada Reprint Series* **4**, 13-34.
- [57] JAMES, N. P., & JONES, B., 2015, Origin of carbonate sedimentary rocks. Wiley, American Geophysical Union, 464 p.
- [58] JAMES, G. A., & WYND, J. G., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium, Agreement Area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **49**(12), 2182-2245.
- [59] LAURSEN, G. V., MONIBI, S., ALLEN, T. L., PICKARD, N. A. H., HOSSEINEY, A., VINCENT, B., HAMON, Y., VAN BUCHEM, F. S. H., MOALLEMI, A., & DRIULLION, G., 2009, The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation. First International Petroleum Conference & Exhibition, Shiraz, Iran.
- [60] LAND, L. S., 1985, The origin of massive dolomite. *Journal of Geological Education*, **33**, 112-125.
- [61] LAND, L. S., 1991, Dolomitization of the Hope Gate Formation (north Jamaica) by seawater: reassessment of mixing zone dolomite. In: Taylor, H. P., O'Neil, J. R., & Kaplan, I. R. (Eds.), Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. *Geochemical Society, Special Publications*, **3**, 121-133.
- [62] LONGMAN, M. W., 1980, Carbonate diagenetic textures from nearsurfacediagenetic environments. *AAPG Bulletin*, **64**, 461-487.
- [63] MADDEN, R., & WILSON, M., 2013, Diagenesis of a SE Asian Cenozoic carbonate platform margin and its adjacent basinal deposits. *Sedimentary Geology*, 286-287, 20-38.
- [64] MATTES, B. W., & MOUNTJOY, E. M., 1980, Burial dolomitisation of the Upper Devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta. In: Zenger, D. H., Dunham, J. B., & Ethington, R. L. (Eds.), Concepts and Models of Dolomitization. *SEPM Special Publication*, **28**, 259-297.
- [65] MESSADI, A. M., MARDASSI, B., OUALI, J. A., & TOUIR, J., 2016, Sedimentology, diagenesis, clay mineralogy and sequential analysis model of Upper Paleocene evaporite-carbonate ramp succession from Tamerza area (Gafsa Basin: Southern Tunisia). *Journal of African Earth Sciences*, **118**, 205-230.
- [66] MILLER, J. K., & FOLK, R. L., 1994, Petrographic, geochemical and structural constraints on the timing and distribution of postlithification dolomite in the Rhaetian Portoro (—Calcarenol) of the Portovenere Area, La Spezia, Italy. In: Purser, B. H., & [Missing Editors/Details].
- [67] MOORE, C. H., 1989, Carbonate Diagenesis and Porosity. Elsevier, Amsterdam, 338 p.
- [68] MOORE, C. H., 2013, Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. Elsevier, Amsterdam, 370 p.
- [69] MOSS, S. J., & TUCKER, M. E., 1995, Diagenesis of Barremian-Aptian platform carbonates (the Urgonian Limestone Formation of SE France): near-surface and shallow-burial diagenesis. *Sedimentology*, **42**, 853-874.
- [70] MURRIS, R. J., 1980, Hydrocarbon habitat of the Middle East. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **6**, 765-800.
- [71] NIKFARD, M. H., VAZIRI-MOGHADAM, H., SEYRAFIAN, A., BEHDAD, A., & SHABA FROOZ, R., 2020, A review of the Oligo–Miocene larger benthic foraminifera in the Zagros basin, Iran; New insights into biozonation and palaeogeographical maps. *Revue de Micropaleontology*, **66**, 100408.
- [72] NIKFARD, M. H., 2023, Lower Eocene carbonate ramp clinoforms of the southern Tethys, Zagros Foreland Basin, SW Iran, Sequence stratigraphy architecture, basin physiography and carbonate factory controlling parameters. *Basin Research*, 1–29.
- [73] NIKFARD, M. H., HOSSEINPOUR, M., & NIKFARD, S., 2023, Integrated analysis of a mixed carbonate-siliciclastic reservoir in the Iranian Asmari intra-shelf Basin: Insights from well data, seismic profiles, and outcrops. *Marine and Petroleum Geology*, **157**, 106497.

- [74] PETTIJOHN, F. J., 1975, Sedimentary Rocks. Harper & Row, New York, 628 p.
- [75] PHILIP, J. M., & GARI, J., 2005, Late Cretaceous heterozoan carbonates: Palaeoenvironmental setting, relationship with rudist carbonates (Provence, south-east France). *Sedimentary Geology*, **175**, 315-337.
- [76] PIRYAEI, A. R., & DAVIES, R. B., 2024, Petroleum geology of the Cenozoic succession in the Zagros of SW Iran: a sequence stratigraphic approach. *Journal of Petroleum Geology*, **47**(3), 235-290.
- [77] PURSER, B. H., 1978, Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestone. *Journal of Petroleum Geology*, **1**, 83-94.
- [78] ABDALLA, M., YANG, W., & EBAIDI, E. S., 2023, Sequence stratigraphic architecture, evolution, and geological controls of an Eocene isolated carbonate platform, NE Sirte basin, Libya. *Journal of African Earth Sciences*, **201**, 104884.
- [79] RAO, C. P., 1996, Modern Carbonates: Tropical, Temperate and Polar: Introduction to Sedimentology and Geochemistry. *Carbonates, Hobart* (Tasmania), 206 p.
- [80] RONCHI, P., JADOUL, F., CERIANI, A., GIULIO, A. D., SCOTTI, P., ORTENZI, A., & MASSARA, E. P., 2011, Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy). *Sedimentology*, **58**, 532-565.
- [81] SALIFOU, I. A. M., ZHANG, H., BOUKARI, I. O., HAROUNA, M., & CAI, Z., 2021, New vuggy porosity models-based interpretation methodology for reliable pore system characterization, Ordovician carbonate reservoirs in Tahe Oilfield, North Tarim Basin. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **196**, 63-79.
- [82] SANDERS, D., 2001, Burrow-mediated carbonate dissolution in rudist biostromes (Aurisina, Italy), implications for taphonomy in tropical, shallow subtidal carbonate environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **168**, 39-74.
- [83] SAN MIGUEL, G., AURELL, M., & BÄDENAS, B., 2017, Diagenetic evolution of a shallow marine Kimmeridgian carbonate ramp (Jabaloyas, NE Spain): implications for hydrocarbon reservoir quality. *Arabian Journal of Geosciences*, **10**(16), 376 p.
- [84] SEIBEL, M. J., & JAMES, N. P., 2017, Diagenesis of Miocene, incised Valley – filling limestones: Provence Southern France. *Sedimentary Geology*, **347**, 21-35.
- [85] SMITH, J. V., 2000, Three-dimensional morphology and connectivity of Stylolite shape reactivated during veining. *Journal of Structural Geology*, **22**, 59-64.
- [86] THOMAS, A. N., 1948, The Asmari limestone of southwest Iran; Anglo-Iranian Oil Company Report, 706 p., unpublished.
- [87] TUCKER, M. E., & WRIGHT, V. P., 1990, Carbonate Sedimentology. Blackwell, Oxford, 482 p.
- [88] TUCKER, M. E., 2001, Sedimentary Petrology. 3rd Edition, Blackwell, Oxford, 260 p.
- [88] VAN BUCHEM, F. S. P., ALLAN, T. L., LAURSEN, G. V., LOTFPOUR, M., MOALLEMI, A., MONIBI, S., MOTIEI, H., PICKARD, N. A. H., TAHMASBI, A. R., VEDRENNE, V., & VINCENT, B., 2010, Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, **329**, 219-263.
- [89] VAZIRI MOGHADDAM, H., SEYRAFIAN, A., TAHERI, A., & MOTIEI, H., 2010, Oligo-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran, Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **27**, 56-71.
- [90] VEIZER, J., 1983, Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element techniques. In: Stable isotopes in sedimentary geology. *Blackwell Scientific Publications, Oxford*, 482 p.
- [91] GUO, C., CHEN, D., QING, H., ZHOU, X., & DING, Y., 2020, Early dolomitization and recrystallization of the Lower-Middle Ordovician carbonates in Western Tarim basin (NW China). *Marine and Petroleum Geology*, **111**, 332-349.
- [92] WARREN, J. K., 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important association. *Earth Science Reviews*, **52**, 1-8.
- [93] FAHAD, M., KHAN, M. A., HUSSAIN, J., AHMED, A., & YAR, M., 2021, Microfacies analysis, depositional settings, and reservoir investigation of early Eocene Chorgali formation

- exposed at Eastern Salt Range, Upper Indus Basin, Pakistan. *Carbonates and Evaporites*, **36**(3), 1-18.
- [94] WIZEMANN, A., NANDINI, S. D., STUHDREIER, I., SANCHEZ-NOGUERA, C., WISSHAK, M., WESTPHAL, H., RIXEN, T., WILD, C., & REYMOND, C. E., 2018, Rapid bioerosion in a tropical upwelling coral reef. *PLoS One*, **13**, e0202887.
- [95] WYND, J. G., 1965, Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area (I.O.O.C). Unpublished Report, 1082, 88.
- [96] ZEIGLER, M. A., 2001, Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, **6**(3), 445-504.
- [97] ZENGER, D. H., 1983, Burial dolomitization in the Lost Burro Formation/Devonian, east central California and the significance of late diagenetic dolomitization. *Geology*, **11**, 519-522.
- [98] ZOHDI, A., MOALLEMI, A., MOUSSAVI-HARAMI, R., MAHBOUBI, A., RICHTER, D. K., GESKE, A., NICKANDISH, A., & IMMENHAUSER, A., 2014, Shallow burial dolomitization of an Eocene carbonate platform, southeast Zagros Basin, Iran. *GeoArabia*, **19**, 17-54.
- [99] WALKER, K. R., JERNIGAN, D. G., & WEBER, L. J., 1990, Petrographic criteria for the recognition of marine, syntaxial overgrowths, and their distribution in geologic time. *Carbonates and Evaporites*, **5**(2), 141-152.
- [100] YING, R., DAKANG, Z., CHONGLONG, G., QUEQI, Y., RUI, X., LANGBO, J., YANGJINFENG, J., & NINGCONG, Z., 2017, Dolomite geochemistry of the Cambrian Longwangmiao Formation, eastern Sichuan Basin: Implication for dolomitization and reservoir prediction. *Petroleum Research*, **2**, 64-76.
- [101] ZAID, S. M., 2012, Provenance, diagenesis, tectonic setting and geochemistry of Rudies sandstone (lower Miocene), Warda Field, Gulf of Suez, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, **66**, 56-71.
- [102] ZHANG, H., DING, L., WANG, X., WANG, L., WANG, Q., & XIA, G., 2006, Carbonate Diagenesis Controlled by Glacioeustatic Sea-Level Changes: A Case Study from the Carboniferous-Permian Boundary Section at Xikou, China. *Journal of China University of Geosciences*, **17**, 103-114.
- [103] VAN BUCHEM, F. S. P., ALLAN, T. L., LAURSEN, G. V., LOTFPOUR, M., MOALLEMI, A., MONIBI, S., MOTIEI, H., PICKARD, N. A. H., TAHMASBI, A. R., VEDRENNE, V., & VINCENT, B., 2010, Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, **329**, 219-263.

The Effect of Diagenetic Processes on the Reservoir Properties of the Upper Part of the Pabdeh Formation and the Lower Part of the Asmari Formation (Late Eocene–Oligocene) in well B of the Marun Oil Field

Mohammad Gooderzi ^{1*}, Mostafa Sedaghatnia²

¹ Ph. D. student. Dept., of Geology, Faculty of science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

² Ph. D. (graduated), Expert of the Central Laboratory of Lorestan University, Khorramabad, Iran

Mohammadgoodarzi45@yahoo.com

Received: February 2026, Accepted: July 2026

Abstract

In this study, diagenetic processes and paragenetic sequences of the Late Eocene–Oligocene deposits were investigated in a subsurface section of the Marun oil field. The thickness of the studied interval in this well is 272.5 m, and to examine its diagenetic processes, 150 microscopic thin sections were analyzed. The dominant lithology of the upper part of the Pabdeh Formation is mainly calcareous shale and shale, whereas the basal part of the Asmari Formation consists of limestone, calcareous marl, and, to a lesser extent, sandstone. The age of the upper part of the Pabdeh Formation in this well is Late Eocene, while the age of the lower part of the Asmari Formation in the studied well is Oligocene (Rupelian, Chattian–Chattian). Based on previous studies, the boundary between the Pabdeh and Asmari formations has been defined as conformable and gradual. According to previous petrographic studies, six microfacies related to basin, outer ramp, middle ramp (distal and proximal parts), and inner ramp (patch reef and open lagoon) environments were identified. Petrographic analyses revealed several diagenetic processes, including micritization; neomorphism (both constructive and destructive); cementation (equant, isopachous fibrous rim, drusy, and blocky calcite cements); mechanical and chemical compaction; dissolution and porosity development (fabric-selective and non-fabric-selective); and replacement (pyritization and silicification). Based on petrographic evidence, the paragenetic sequence of the Asmari Formation deposits in this field was interpreted to have occurred in four diagenetic environments: marine, meteoric, burial, and uplift-related. Three diagenetic stages—early (eogenesis), middle (mesogenesis), and late diagenesis (telogenesis)—were identified in the studied interval. Micritization and cementation, particularly in mud-supported facies, led to the occlusion of interparticle pores and a reduction of primary porosity. Overburden-induced compaction further reduced porosity and limited reservoir quality. In contrast, dissolution and the generation of secondary fractures enhanced secondary porosity in both grain-supported and mud-supported facies, thereby improving reservoir quality. Consequently, the reservoir quality of the Asmari Formation is heterogeneous and strongly controlled by facies type and the intensity of diagenetic processes.

Keywords: Marun Oil Field; Pabdeh and Asmari Formations; Diagenesis; Paragenetic Sequence; Reservoir Quality