

محیط رسوبی، دیاژنز و کیفیت مخزنی سازند سروک (بخش بالایی) در میدان نفتی سیری اسفند

نیر شاهرودی^{۱*}، حسین رحیم پور بناب^۲ و محمدرضا کمالی^۳

۱- گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۲- دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ایران

۳- پژوهشگاه صنعت نفت پردیس پژوهش و توسعه صنایع بالادستی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۹۲/۱۰/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۳/۹/۲

چکیده

سازند سروک (آلبین-تورونین) یکی از مخازن مهم نفت و گاز در میدانی نفتی جنوب و جنوب‌غرب ایران بعد از سازند آسماری (الیگو-میوسن) است که بخش قابل توجهی از ذخایر هیدروکربنی را در خود جای داده‌است. بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی این سازند در میدان مورد مطالعه در جنوب شرقی خلیج فارس منجر به شناسایی ۹ رخساره شد که در ۴ زیرمحیط رخساره‌ای قرار می‌گیرند و در یک رمپ کربناته هموکلینال نهشته شده‌اند. فرآیندهای دیاژنزی مهمی که کربنات‌های این سازند را تحت تأثیر قرارداده‌اند شامل نئومورفیسم، آشفستگی زیستی، میکرایتی شدن، دولومیتی شدن، انحلال گسترده، سیمانی شدن، استیلولیتی شدن و شکستگی می‌باشند. فرآیندهای دیاژنزی شناخته شده در سنگ آهک های بخش بالایی سازند سروک و بررسی زمان نسبی تشکیل آنها حاکی از آن است که این فرآیندها در سه محیط اصلی دیاژنزی دریایی، جوی و دفنی رخ داده‌اند. تطابق داده‌های تخلخل و تراوایی مغزه‌ها نشان دهنده این است که کیفیت مخزنی سازند سروک بالایی در میدانی مورد مطالعه متأثر از رخساره‌ها، محیط رسوبی و عوامل دیاژنزی بعدی بوده‌است. به طوری که رخساره‌های رودیستی (گرینستون، رودستون و فلوتستون) دارای بالاترین میزان تخلخل و تراوایی هستند.

کلمات کلیدی: سازند سروک، میدان نفتی اسفندیار، محیط رسوبی، دیاژنز، کیفیت مخزنی

مقدمه

منطقه الگو (تنگ سروک) با ضخامت حداکثر ۸۲۱ m گسترش دارد [۲]. برخی تخمین‌ها نشان می‌دهد به همراه سازند ایلام، این سازند یک چهارم نفت در جای کل ایران را در خود ذخیره کرده‌است [۳]. مرز پایینی سازند سروک با سازند کژدمی پیوسته و تدریجی است در حالی که مرز فوقانی با سازند ایلام ناپیوسته و همراه عدم لایه رسوبی

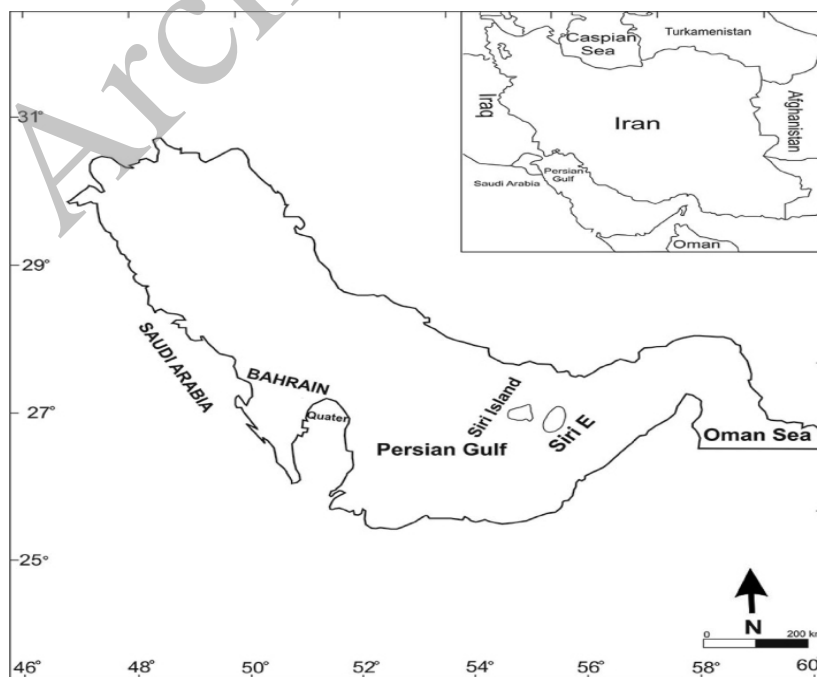
سازند سروک یا سنگ آهک رودیستی به سن کرتاسه میانی (آلبین-تورونین) تشکیل دهنده سنگ مخزن بسیاری از مخازن زاگرس و خلیج فارس است [۱]. این سازند جز گروه بنگستان بوده و در

رودیستی) در بخش فوقانی سازند سروک موجب افزایش خواص مخزنی و توسعه مخازن سروک شده است [۷ و ۸]. مخازن سروک عمدتاً در زاگرس مرکزی (فروافتادگی دزفول) و همچنین در شرق خلیج فارس گسترش دارد. در این مطالعه رخساره‌ها، دیاژنز و کیفیت مخزنی بخش فوقانی سازند سروک در میدان سیری اسفندی در جنوب شرقی ناحیه خلیج فارس مورد بررسی قرار می‌گیرد (شکل ۱). هدف از این مطالعه بررسی تأثیر محیط رسوبی دیرینه و فرآیندهای دیاژنزی بعدی بر روی خصوصیات مخزنی سازند سروک بالایی در میدان مورد مطالعه می‌باشد.

روش مطالعه

در این مطالعه بخش فوقانی سازند سروک در میدان سیری اسفند (جنوب شرقی خلیج فارس) مورد بررسی قرار گرفته است. به منظور تعیین میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی تعداد ۱۲۰ مقطع نازک تهیه شده از مغزه (به طول ۱۰۰ m) مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت. جهت تفکیک کلسیت از دولومیت، از رنگ آمیزی آلیزارین قرمز به روش دیکسون استفاده گردید [۱۱].

مهم می‌باشد. به دلیل شباهت سازند سروک و ایلام، در بسیاری از میداین نفتی فروافتادگی دزفول تعیین مرز بالایی بحث برانگیز بوده و با مشکلاتی مواجه است [۱]. این سازند در زاگرس مرکزی و شرقی شامل دو رخساره مهم کربناته‌های کم عمق (حاوی رودیست) و عمیق (الیگوستژین دار) است که در فارس ساحلی با دو عضو یا رخساره آهک اریبتولینادار (عضو مدود) و مارل‌های اگروژیرادار (عضو احمدی) جایگزین می‌گردد [۱]. سازندهای مدود، احمدی و میشریف در خلیج فارس، میشریف در عراق و عربستان سعودی و سازند ناتیسه در عمان معادل‌های این سازند می‌باشند [۴ و ۵]. مطالعات در زاگرس مرکزی و شرقی نشان می‌دهد که با پیشروی نسبی سطح آب دریاها در کرتاسه میانی (آلبین-سنومانین)، رسوبات سازند سروک در یک رمپ کربناته هموکلینال دارای ریف‌های کومه‌ای رودیستی نهشته شده‌اند [۶-۸]. تحت تأثیر خشکی زایی ناحیه‌ای تورونین میانی، این رمپ کربناته رخنمون تحت‌الجوی یافته و در معرض انحلال و کارستی شدن شدید قرار گرفته است [۹، ۱۰]. این کارستی شدن (به‌ویژه در رخساره‌های



شکل ۱- نقشه خلیج فارس و جنوب غرب ایران که میدان مورد مطالعه را نشان می‌دهد

خرده‌های بسیار ریز اکیئوئید است از سایر تشکیل دهنده‌های این رخساره می‌باشد. وجود فسیل های دریای باز نظیر الیگوستژینید، هدبرگلا در زمینه گل آهکی نشان‌دهنده نهشته شدن این رخساره در بخش عمیق حوضه است [۸، ۱۶]. این رخساره در کمربند رخساره‌ای شماره یک تا دو ویلسون [۱۴] نهشته شده و معادل RMF5 فلوگل [۱۵] است.

۳- وکستون حاوی میکروبیوکلاست: اجزای اصلی این میکروفاسیس واریزه‌های ریز رودیست (۳۰٪) در اندازه سیلت (کلسی سیلتایت رودیستی) می‌باشند. سوزن اسفنج، پلوئید، خرده‌های ریز اکیئوئید و فرامنیفرهای پلاژیک به میزان خیلی کم (۵٪) سایر متشکله‌های این میکروفاسیس هستند که در یک زمینه میکریتی قرار گرفته‌اند. رودیست‌ها در بخش‌های کم‌عمقتر حوضه رسوبی توسعه و گسترش می‌یابند [۱۷]، بر اثر عملکرد امواج و جریان‌ها این اسکلت‌ها خرد شده و به این محیط حمل شده‌اند. فابریک رسوبی و همچنین حضور کانی‌های شرایط احیایی (پیریست) در این میکروفاسیس نشان‌دهنده شرایط محیطی کم‌انرژی بخش‌های کم‌عمق دریای باز است [۱۴ و ۱۵]. این میکروفاسیس در محدوده رمپ‌خارجی توسعه یافته‌است و معادل RMF1 فلوگل [۱۴] می‌باشد.

۴- بایوکلاست وکستون تا پکستون: اجزاء اصلی این میکروفاسیس قطعات اسکلتی از منشأ رودیست (به میزان ۳۰ تا ۴۰٪) است. اکیئوئیدها، دوکفه‌ای‌ها و پلوئیدها (به میزان ۱۰٪) نیز در این میکروفاسیس حضور دارند. اندازه ذرات در حد ماسه خیلی ریز تا ریز است. این میکروفاسیس معادل RMF 8 فلوگل [۱۴] در محیط رمپ‌میانی است.

۵- بایوکلاست - رودیست گرینستون: خرده‌های رودیست (۵۰٪) فراوانترین اجزاء تشکیل دهنده این رخساره هستند. علاوه بر خرده‌های رودیست، خرده‌های دوکفه‌ای و اکیئوئید (۱۰٪) نیز در این رخساره مشاهده می‌شوند. پلوئیدها از سایر

برای نام‌گذاری رخساره‌ها از روش تقسیم بندی دانهام [۱۲] و امری و کلوان [۱۳] استفاده شده است. برای چاه مورد مطالعه، سنگ‌شناسی، بافت رسوبی، ذرات رسوبی و رخساره‌ها تعیین شده در مغزه‌ها و مقاطع نازک میکروسکوپی با مقیاس مناسب در لاگ رسوبی به همراه اطلاعات لاگ گاما و داده‌های تخلخل و تراوایی ترسیم گردید. میکروفاسیس‌های تعیین شده با میکروفاسیس‌های معرفی شده در مطالعات پیشین تطبیق داده شده‌است. علاوه بر این فرآیندهای دیاژنزی در ارتباط با تخلخل مورد بررسی قرار گرفت. سپس با بررسی و مقایسه لاگ‌های رسوبی و شواهد پتروگرافیکی به تفسیر محیط رسوبی، دیاژنز و عوامل کنترل کننده کیفیت مخزنی پرداخته شده است.

بررسی رخساره‌ها و محیط رسوبی

مطالعه مقاطع نازک بخش بالایی سازند سروک منجر به شناسایی ۹ میکروفاسیس رسوبی شد که در ۴ زیرمحیط رخساره‌ای حوضه، رمپ‌خارجی، رمپ‌میانی و رمپ‌داخلی تشکیل شده‌اند. این میکروفاسیس‌ها از نواحی عمیق به سمت نواحی کم‌عمق به شرح زیر خلاصه شده‌اند.

۱- مادستون پلاژیک: فرامنیفرهای پلاژیک مانند گلوبیژینا، الیگوستژینید و سوزن اسفنج به میزان کم (کمتر از ۵٪) متشکله‌های این رخساره هستند که در یک ماتریکس گلی قرار گرفته‌اند. بافت گل‌پشتیبان، رنگ تیره و وجود لایه‌بندی در این رخساره نشان‌دهنده تشکیل آن در یک محیط عمیق (بی‌اکسیژنی) و کم‌انرژی است بنابراین محیط تشکیل این رخساره، زیر محیط حوضه است [۸]. این رخساره در کمربند رخساره‌ای شماره یک (حوضه) ویلسون [۱۴] قرار گرفته و می‌توان معادل RMF5 فلوگل [۱۵] (مادستون پلاژیک) در نظر گرفت.

۲- وکستون تا پکستون حاوی الیگوستژینید: الیگوستژینیدها (به میزان ۲۵ تا ۳۵٪) آلوکم‌های غالب در این رخساره می‌باشند. فرامنیفرهای پلاژیک، اسپیکول اسفنج همراه با کمی بایوکلاست که عمدتاً

نمونه‌های این میکروفاسیس، دانه‌ها میکرایتی‌تی شده‌اند. فراوانی انواع بایوکلیست‌های شاخص لاگونی شناور در ماتریکس گلی به‌خصوص میلیولید، وجود پوشش‌های میکرایتی‌تی بر روی بایوکلاست‌ها بیانگر قرارگیری طولانی مدت دانه‌های اسکلتی در شرایط آب‌های آرام و تشکیل این رخساره در محیط لاگون (محدود شده) است. این میکروفاسیس در کمربند رخساره‌ای شماره هشت ویلسون [۱۵] قرار گرفته و معادل RMF1 فلوگل [۱۵] می‌باشد.

محیط رسوبی

بررسی مجموعه میکروفاسیس‌های بخش بالایی سازند سروک در میدان مورد مطالعه و مقایسه آن با ویژگی‌های رسوبی ارائه‌شده توسط ویلسون [۱۴] و فلوگل [۱۵] نشان می‌دهد که نهشته‌های این سازند در یک رمپ کربناته نهشته شده‌اند (شکل-۲). مطالعات قبلی صورت‌گرفته بر روی سازند سروک نیز نشان‌دهنده نهشته‌شدن رسوبات این سازند در یک محیط رمپ کربناته بوده‌است [۴، ۶، ۷، ۸، ۱۶ و ۱۸]. عدم وجود ریف‌های سدی اسکلت‌ساز گسترده، عدم وجود رسوبات توریدایتی و ریزشی و نبود ریف نشان‌دهنده یک رمپ هموکلینال (کم‌شیب) برای نهشته‌های سازند مورد مطالعه می‌باشد. آب و هوای حاره‌ای و مرطوب حاکم بر کرتاسه‌میانی در خاورمیانه باعث گسترش رودیست‌ها در محیط فتوزوآن لبه پلت‌فرم شده‌است [۱۹-۲۴]. در طی سنومانین-تورونین، یک حوضه درون‌شلفی تحت‌تأثیر سوپسیدانس تفریقی در اثر عملکرد گسل‌های محلی در شرق خلیج فارس گسترش یافته‌است [۱۹]. این حوضه با رسوب‌گذاری رخساره‌های گل‌غالب و همی‌پلاژیک دارای یک حاشیه با گسترش ریف‌های رودیستی بوده‌است. رشد مکرر ریف‌های مذکور و ریزش مداوم آن به طرف اعماق موجب توسعه رخساره‌های خرده‌رودیستی بخش فوقانی سروک در ایران (میادین سیری) و میشریف در آب‌های ایالات متحده عربی شده‌است.

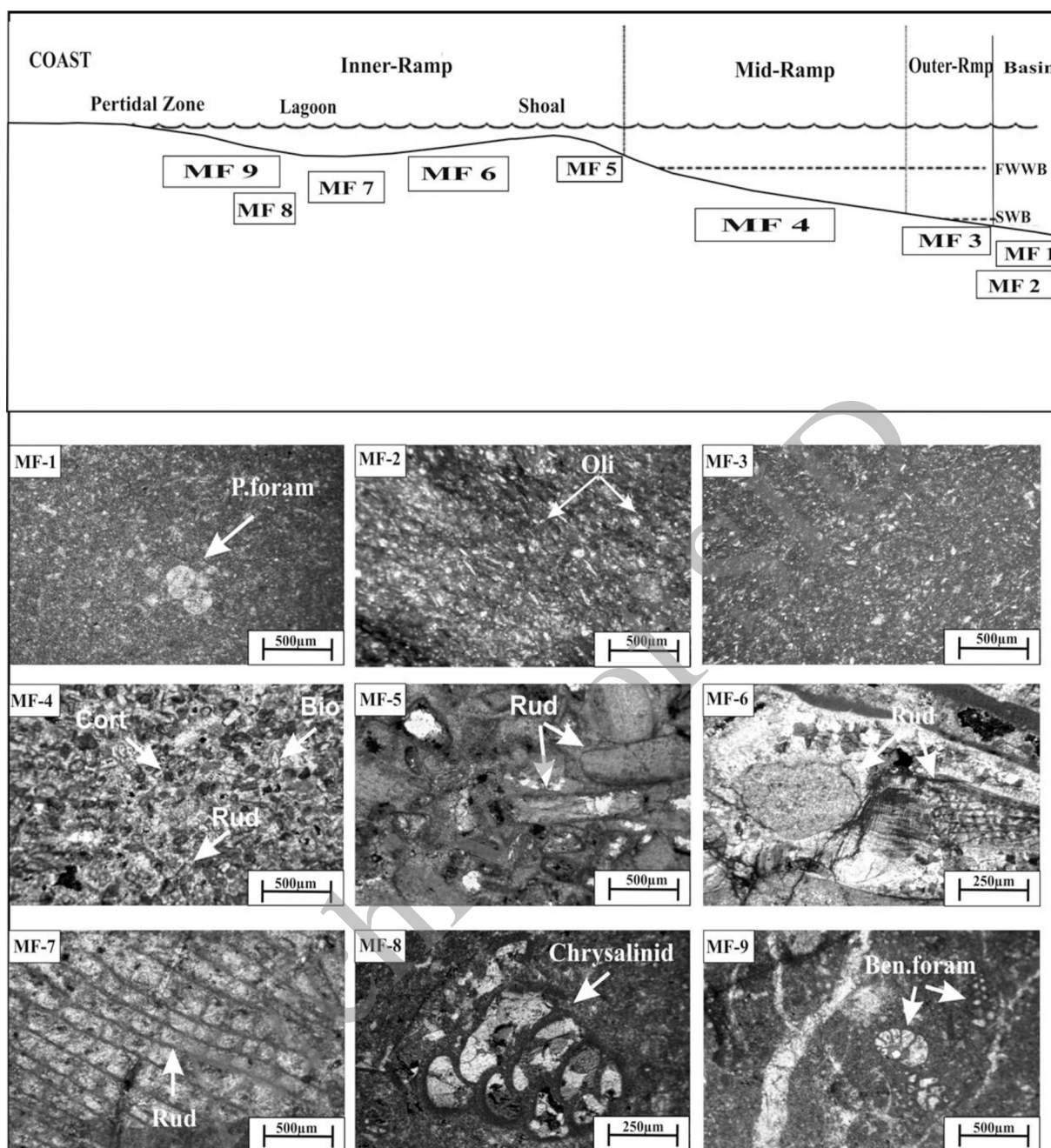
متشکله‌های این رخساره می‌باشد. اندازه ذرات تشکیل دهنده در حد ماسه متوسط است. خرده‌های رودیست در اکثر نمونه‌های متعلق به این رخساره کاملاً گرد شده‌اند. فراوانی ذرات رودیست و فابریک سنگ نشان‌دهنده محیط پرانرژی سد است [۴، ۱۸].

۶- رودیست فلوستتون: این میکروفاسیس از قطعات خیلی درشت و تقریباً سالم رودیست (به میزان ۲۵ تا ۳۰٪) تشکیل شده است. اندازه قطعات رودیست بیش از چند میلی‌متر است که در زمینه‌ای از خرده‌های ریزتر رودیست قرار گرفته‌اند. بافت و فابریک این رخساره نشان‌دهنده تالوس ناشی از ریف‌های کومه‌ای موجود در رمپ داخلی (پشت‌شول تا لاگون) است [۴، ۸].

۷- رودیست رودستون: قطعات درشت رودیست و کورتوئیدها (به میزان ۶۰٪) متشکله‌های اصلی این میکروفاسیس هستند. اندازه ذرات در حد چند میلی‌متر است که در زمینه‌ای از کلسیت اسپاری قرار گرفته‌اند. پلوئیدها و خرده‌های اکیونئید (به میزان ۱۵٪) از دیگر متشکله‌های این رخساره هستند. در برخی از نمونه‌های متعلق به این رخساره‌ها فرامنیفرهای بنتیک مشاهده می‌شود. با توجه به بافت و فابریک رسوبی این میکروفاسیس به ریف‌های کومه‌ای رمپ داخلی تعلق دارند [۴ و ۶].

۸- کریستالینید و کستون: اجزای اصلی این رخساره را کریستالینیدهای درشت و فرامنیفرهای کوچک‌تر (اکثراً میلیولیدها) تشکیل می‌دهند. دوکفه‌ایها، گاستروپودها و اکیونودرم‌ها از سایر متشکله‌های این رخساره هستند. وجود فرامنیفرهای درشت و ریز در یک ماتریکس گلی نشان‌دهنده محیط لاگون است. این رخساره معادل RMF 20 فلوگل [۱۵] می‌باشد.

۹- وکستون حاوی فرامنیفرهای بنتیک: این میکروفاسیس از میلیولیدهای فراوان، تکستولاریا، کریستالینید، نزازاتا و سایر فرامنیفرهای بنتیک شاخص محیط لاگون (به میزان ۲۰ تا ۳۰٪) در یک زمینه گلی تشکیل شده‌است. در اکثر

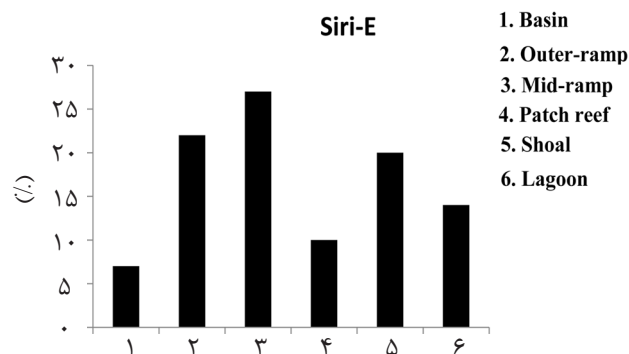


شکل ۲- مدل رسوبی و میکروفاسیس های شناسایی شده در سازند سروک بالای در میدین سیری اسفند (انجام شده در پژوهش حاضر)

بیشترین ضخامت در توالی مورد مطالعه می باشند. رمپ داخلی در توالی مورد مطالعه با رخساره های گرینستونی و رودستونی پشته های زیرآبی شروع می شود و توسط رخساره های فلوتستونی ریف های کومه ای پوشیده می شود. بالاترین بخش توالی مورد مطالعه را رخساره های مادستونی و وکستونی محیط لاگون تشکیل می دهند. شکل ۳ درصد هریک از رخساره ها را در توالی مورد مطالعه نشان می دهد.

این مجموعه های رودیستی با پتانسیل بالای مخزنی، موجب تشکیل مخازن نفتی در این ناحیه شده است.

در میدان مورد مطالعه رخساره های مادستونی و وکستونی با فونای پلاژیک بخش انتهایی توالی مورد مطالعه را تشکیل می دهند که در محیط حوضه نهشته شده اند. این رخساره ها توسط رخساره های وکستونی و پکستونی رمپ خارجی پوشیده می شوند. رخساره های وکستونی و پکستونی رمپ میانی دارای



شکل ۳- درصد میکروفاسیس‌های شناسایی شده در میدان مورد مطالعه

میدان مورد مطالعه است که بر اثر فعالیت زیستی و به هم ریختگی توسط موجودات در محیط دریایی ایجاد شده است (شکل ۴- ب). این پدیده در تمامی گروه‌های میکروفاسیس‌های مورد مطالعه به خصوص رخساره‌های مربوط به لاگون (به دلیل فراوانی فرامنیفرهای بنتیک) و دریای باز دیده شده است.

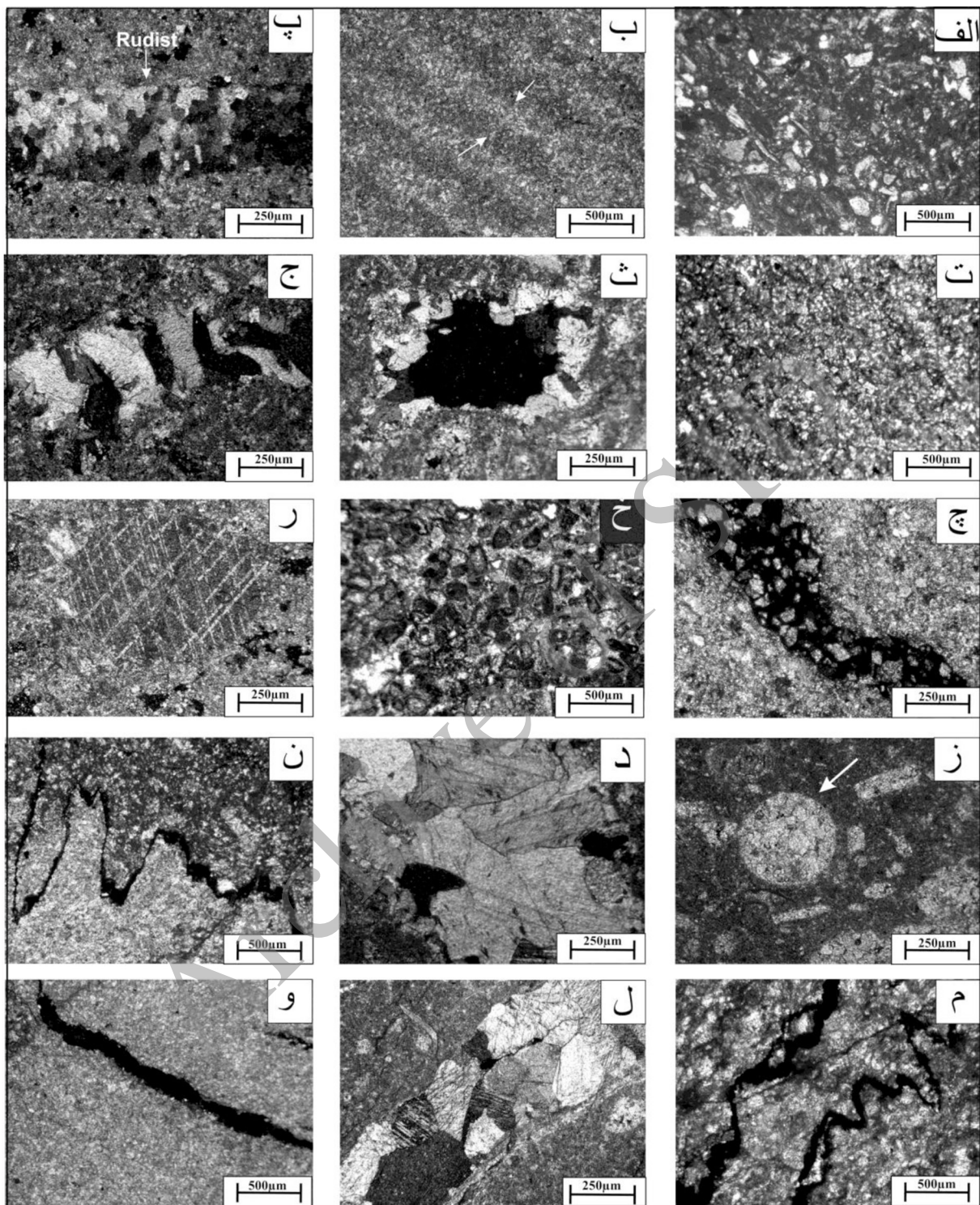
نئومورفیسیم: نئومورفیسیم به دو صورت در توالی مورد مطالعه مشاهده می‌شود. نئومورفیسیم ماتریکس میکرایتی (نئومورفیسیم افزایشی) که در این حالت میکرایت‌ها در اثر تبلور مجدد و رشد بلورها به میکرواسپارایت تبدیل شده‌اند، تبدیل آراگونیت به کلسیت (نئومورفیسیم پلی مورفیک)، که در این حالت بایوکلسیت‌هایی که ترکیب آراگونیتی داشته‌اند (رودیست‌ها و دوکفه‌ایها) متحمل این نوع فرآیند شده‌اند. در میدان سیری‌اسفند نوع دوم بسیار گسترده است (شکل ۴، پ). نئومورفیسیم افزایشی و تبدیل آراگونیت به کلسیت در محیط‌های فریاتیکی، وادوز و تدفینی اتفاق می‌افتد. تنها لازمه این فرآیند وجود دانه‌های ناپایدار آراگونیتی و آب‌های فقیر از منیزیم می‌باشد [۲۶].

دولومیتی شدن: فرآیند دولومیتی شدن تحت شرایط خاص ممکن است باعث بهبود کیفیت مخزنی شود [۲۶ و ۲۷].

دیاژنز: از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی موثر بر سازند سروک‌بالایی در میدان مورد مطالعه می‌توان به نئومورفیسیم، زیست‌آشفستگی، میکرایتی شدن، دولومیتی شدن، انحلال، سیمانی شدن، فشردگی و شکستگی اشاره کرد. به طور کلی سازند سروک دیاژنز کم عمق (دریایی و متئوریک) تا عمیق را تجربه کرده است.

میکرایتی شدن: میکرایتی شدن از فرآیندهای دیاژنزی اولیه است که در بخش‌های کم عمق تر توالی مورد مطالعه (لاگون، ریف و بخش‌های کم عمق رمپ‌میانی) به وفور مشاهده شده است. میکرایتی شدن در محیط فریاتیکی دریایی صورت می‌گیرد و عمدتاً به صورت پوشش‌های میکریتی دور دانه‌های رودیست، کرینوئید و فرامنیفرهای بنتیک را احاطه می‌کند. دانه‌های اسکلتی در محیط‌های دریایی تحت تأثیر باکتری‌ها، جلبک‌ها و قارچ‌ها سوراخ شده و سوراخ‌ها با رسوب دانه‌ریز یا سیمان پرمی‌شود. پوشش میکرایتی از این طریق ایجاد می‌شود و اگر فعالیت میکروبی شدید باشد دانه‌ها کاملاً میکرایتی می‌شود، به طوری که ساختمان اولیه دانه‌ها به سختی تشخیص داده می‌شود. (شکل ۴- الف).

زیست‌آشفستگی: زیست‌آشفستگی از فرآیندهای دیاژنزی متدوال در بخش بالایی سازند سروک در

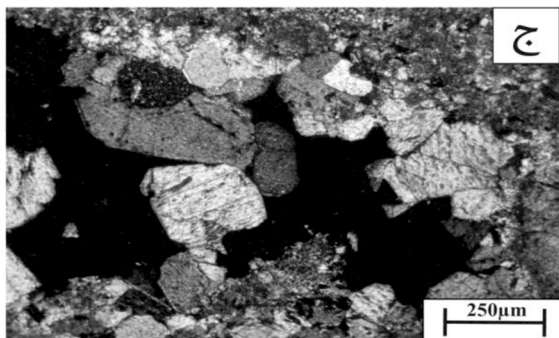
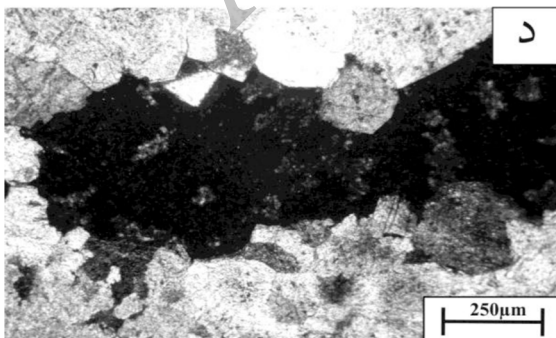
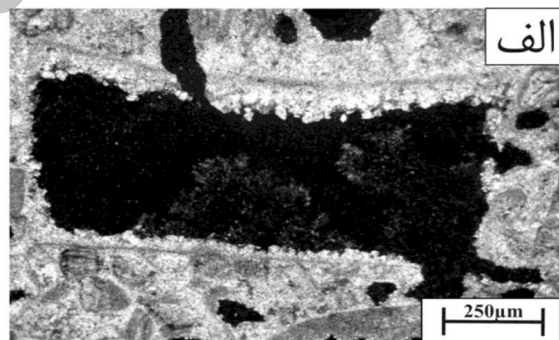
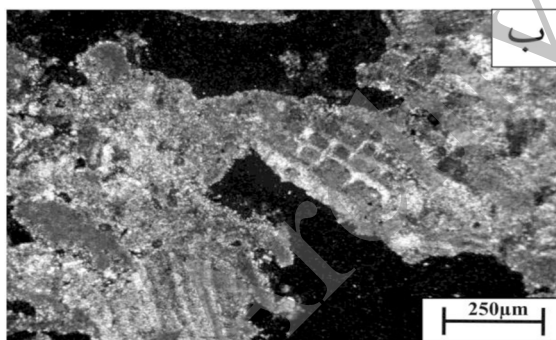


شکل ۴- فرآیندهای دیاژنزی مشاهده شده در میدان مورد مطالعه، الف: میکرایتی شدن (عمق ۳۴۹۶)، ب: زیست آشفستگی (عمق ۳۵۵۶)، پ: نئومورفیسم (عمق ۳۵۵۰)، ت: دولومیت‌های بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار (عمق ۳۵۵۳)، ث: دولومیت حفره پر کن (عمق ۳۵۲۰)، ج: دولومیت زین اسبی (عمق ۳۵۴۳)، چ: دولومیت شدگی در امتداد استیلولیت‌ها (عمق ۳۵۶۷)، خ: سیمان کلسیت هم بعد که بایو کلاست‌ها را به هم متصل کرده است (عمق ۳۵۲۵)، ز: سیمان رشدی هم محور که خرده اکینوئید را در بر گرفته است (عمق ۳۵۱۷)، ز: سیمان دروزی که قالب انحلالی را پر کرده است، (عمق ۳۵۰۴) د: سیمان دفنی (عمق ۳۵۲۸)، ن و م: استیلولیتی شدن (عمق ۳۵۵۸، ۳۵۶۳)، ل: شکستگی پرشده با سیمان (عمق ۳۵۷۳) و: شکستگی فاقد پرشدگی (باز) (عمق ۳۵۶۴)، (انجام شده در پژوهش حاضر)

هیدروکربوری، زمانی که استیلولیت‌ها مجرای فعال برای عبور سیالات بوده‌اند، ته نشست کرده‌اند [۲۸]. در مقاطع مورد مطالعه این نوع دولومیت در رخساره‌های عمیق رمپ‌خارجی به دلیل حضور گل و به طبع آن فشردگی و استیلولیت بسیار فراوان هستند (شکل ۵-۵). دولومیتی شدن در محیط تدفینی به این ترتیب اتفاق می‌افتد که در اعماق زیاد، با بالا رفتن دما، نسبت Mg لازم برای تشکیل دولومیت افزایش می‌یابد [۲۹] و بسیاری از آب‌های زیرزمینی می‌توانند به محلول‌های دولومیتی کننده تبدیل شوند. منشاء این محلول‌ها عبارتند از: ۱- شوراب‌های تبخیری باقیمانده که از نظر Mg غنی هستند. ۲- آب‌های دریایی محبوس شده. ۳- آب‌های حاصل از تراکم شیل‌ها. با توجه به اینکه دولومیت‌ها بیشتر در گروه‌های میکروفاسیس مربوط به قسمت پائینی میشریف دیده می‌شوند، منشاء محلول‌های منیزیم‌دار لازم برای ایجاد دولومیت‌ها را می‌توان مربوط به فشردگی آهک‌های آرژیلیتی و

دولومیت‌ها به صورت بی‌شکل، نیمه شکل‌دار (شکل ۵-۵ ت)، دولومیت‌های درشت (حفره پرکن) (شکل ۴-۴ ث) و دولومیت‌های دفنی^۱ (شکل ۴-۴ ج) مشاهده می‌شود. در توالی مورد مطالعه دولومیتی شدن هم به صورت انتخابی در ماتریکی ریزدانه و اجزای اسکلتی (دوکفه‌ای‌ها و اکینودرم‌ها) به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شود.

پوسته این اجزاء اسکلتی عمدتاً آراگونیتی بوده و سریعتر تحت تأثیر فرآیند دولومیتی شدن قرار می‌گیرند. از دیگر دولومیت‌های مشاهده شده در توالی مورد مطالعه، دولومیتی شدن در امتداد استیلولیت‌ها و دولومیت‌های حفره پرکن هستند که در مراحل مختلف تدفین تشکیل شده‌اند. استیلولیت‌ها عمدتاً به موازات سطوح لایه‌بندی بوده و دولومیت‌ها در حاشیه و داخل آنها تشکیل شده‌اند که از ویژگی‌های دیاژنز دفنی می‌باشد [۲۳]. این نوع دولومیت احتمالاً از مهاجرت سیالات



شکل ۵- تأثیر فرآیندهای جوی بر روی نهشته‌های سازند سروک در میدان مورد مطالعه. الف و ب: انحلال‌های فراگیر مشاهده شده در نمونه‌های مورد مطالعه (عمق ۳۵۱۹ و ۳۵۱۲)، ج و د: انحلال گسترده سیمان‌های دفنی بر اثر تأثیر فرآیندهای دیاژنز جوی عمق (۳۵۱۹ و ۳۵۲۱)، (انجام شده در پژوهش حاضر)

سیمانی شدن: براساس بررسی‌های انجام‌گرفته بر روی نمونه‌های مورد مطالعه چهار نوع سیمان در کربنات‌های سازند سروک‌بالایی شناسایی شده است که عبارتند از سیمان کلسیت هم بعد ریزبلور، سیمان رو رشدی هم محور، سیمان دروزی، و سیمان‌های دفنی نیمه عمیق تا عمیق (سیمان‌های بلوکی).

سیمان کلسیتی هم‌بعد در توالی مورد مطالعه بخشی از تخلخل بین دانه‌ای و درون دانه‌ای (درون حجرات رودیست‌ها و فرامنیفرها) را پر کرده‌است و عمدتاً در رخساره‌های دانه غالب نزدیک به پشته‌ها در رمپ‌میانی و پشته‌ها دیده می‌شود. این سیمان به صورت بلورهای کوچک و هم‌اندازه در محیط‌های متئوریک و دفنی تشکیل می‌شود. حاجی‌کاظمی و همکاران (۲۰۱۰) [۷] مشابه این سیمان‌ها را در سازند سروک در جنوب غرب ایران گزارش کرده‌اند و تشکیل آن را به محیط متئوریک نسبت دادند (شکل ۵-خ). با توجه به شواهد پتروگرافی موجود (وجود انحلال‌های حفره‌ای، عدم وجود استیلولیت‌ها) محیط تشکیل این سیمان در توالی مورد مطالعه محیط متئوریک می‌باشد. سیمان رو رشدی هم‌محور محدود به محیط خاصی نبوده و در محیط‌های دریایی، متئوریک و تدفینی می‌تواند تشکیل شود [۲۹ و ۳۰]. در نمونه‌های مورد مطالعه این نوع سیمان بر روی خرده‌های کرینوئید رشد کرده‌است (شکل ۵-ر). محیط تشکیل این سیمان در توالی مورد مطالعه، محیط متئوریک می‌باشد. سیمان کلسیت دروزی در محیط‌های متئوریک و تدفینی تشکیل می‌شود [۲۹]. در مقاطع مورد مطالعه این سیمان تخلخل‌های اولیه و ثانویه را پر کرده‌است. در توالی مورد مطالعه این سیمان در رخساره‌های دانه‌پشتیبان (پشته‌ها و رمپ‌میانی) به فراوانی و در رخساره‌های ریف و لاگون به میزان کمتر و در رخساره‌های رمپ خارجی به ندرت مشاهده می‌شود. (شکل ۵-ز). این نوع سیمان در

شیل‌های بخش خاتیا در طی دیاژنز تدفینی دانست. به نظر می‌رسد مهاجرت محلول‌های منیزیم‌دار و ورود آنها به داخل استیلولیت‌ها از بخش خاتیا باعث دولومیتی شدن در اطراف استیلولیت‌ها شده است. دگرسانی کانی‌های رسی نامحلول داخل استیلولیت‌ها نیز می‌تواند منبعی برای تأمین یون منیزیم لازم برای دولومیتی شدن باشد.

انحلال: انحلال مهم‌ترین فرآیند دیاژنتیکی مشاهده‌شده در میدان سیری اسفند است. مطالعات مقاطع نازک بخش بالایی سازند سروک در میادین مورد مطالعه نشان می‌دهد که انحلال در این نمونه‌ها عمدتاً از طریق بزرگتر شدن فضاهای خالی بین دانه‌ای موجب تشکیل شبکه به هم پیوسته‌ای از فضاهای خالی بین دانه‌ای و حفره‌ای گردیده است. این انحلال بسیار فراگیر بوده به طوری که تمام اجزاء تشکیل‌دهنده سنگ از جمله دانه‌ها، سیمان و ماتریکس را تحت تأثیر قرار داده‌است. طبق مطالعات پتروگرافی صورت‌گرفته فرآیند انحلال عمدتاً در رخساره‌های دانه‌پشتیبان (گرینستون، رودستون و فلوتستون) در نتیجه فراوانی بیشتر اجزاء کربناته فسیلی گسترش داشته و مهم‌ترین عامل افزایش تخلخل در نمونه‌های مربوط به این رخساره‌ها است. مطالعات نشان می‌دهد که کربنات‌های سازند سروک در میدان مورد مطالعه تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنز جوی قرار گرفته‌اند. شواهد این ناپیوستگی و تأثیر فرآیندهای جوی در توالی مورد مطالعه شامل کارستی‌شدن، انحلال‌های گسترده و همچنین انحلال سیمان‌های دفنی عمیق بر روی نهشته‌های سازند سروک‌بالایی قابل ملاحظه است (شکل ۵) [۸]. مطالعات قبلی صورت‌گرفته بر روی سازند سروک حاکی از تأثیر فرآیندهای متئوریک قابل ملاحظه بر روی کربنات‌های این سازند است که به ناپیوستگی تورونین میانی نسبت داده می‌شود [۶-۸]. تخلخل قالبی و درون دانه‌ای نیز در نمونه‌های مورد مطالعه ملاحظه می‌شود که تخلخل درون دانه‌ای عمدتاً در داخل حجره رودیست‌ها دیده می‌شود.

شکستگی‌های تکتونیکی نقش مهمی در نحوه رفتار مخازن هیدروکربوری دارند مثلاً می‌توانند در طی مهاجرت هیدروکربن‌ها، به‌عنوان گذرگاهی جهت عبور سیالات عمل کنند. در برخی موارد این شکستگی‌ها به‌وسیله سیمان کلسیت‌اسپاری درشت‌بلور پر شده‌است (شکل ۴-ل). این سیمان‌ها در محیط دفنی تشکیل شده‌اند. شکستگی‌ها همچنین می‌توانند نقش مهمی در افزایش کیفیت مخزنی داشته‌باشند. شکستگی‌هایی که با سیمان پر می‌شوند باعث کاهش نفوذپذیری مخزن می‌شوند و شکستگی‌های باز و نیمه‌باز نقش مهمی در افزایش نفوذپذیری و کیفیت مخزنی دارند. شکل ۶ توالی پاراژنتیکی سازند سروک‌بالایی در میدان مورد مطالعه را نشان می‌دهد. به‌طور کلی فرآیندهای دیاژنزی شناخته‌شده در سنگ آهک‌های بخش بالایی سازند سروک و بررسی زمان نسبی تشکیل آنها حاکی از آن است که این فرآیندها در سه محیط اصلی دیاژنزی دریایی، جوی و دفنی و طی سه مرحله ائوزنز، تلوزنز و مزوزنز رخ داده‌اند.

ائوزنز اولین مرحله از تأثیر فرآیندهای دیاژنزی بر رسوبات است که در حین یا بلافاصله بعد از ته‌نشست بر رسوبات اثر کرده و هم در محیط دیاژنزی دریایی و هم محیط متئوریک رخ می‌دهد. مرحله مزوزنز بعد از دیاژنزی اولیه صورت می‌گیرد. رسوبات در حین تدفین در درجه حرارت، فشار و اعماق مختلف فرآیندهای دیاژنزی این مرحله را متحمل می‌شوند. در مرحله تلوزنز رسوبات سازند سروک‌بالایی در اثر بالآمدگی مجدد تحت تأثیر آب‌های متئوریک قرار گرفته‌اند. همانگونه که در مطالب قبلی نیز اشاره شد تأثیر فرآیندهای دیاژنزی متئوریک قابل‌ملاحظه بر کربنات‌های سازند سروک به اثبات رسیده است که به ناپیوستگی تورونین‌میان‌ی نسبت داده می‌شود [۶-۸].

توالی مورد مطالعه هم در محیط متئوریک و هم در محیط دفنی گسترش دارد. سیمان‌های بلوکی پرکننده بخشی از تخلخل‌های قالبی، حفره‌ای و شکستگی‌ها است که نشانگر تشکیل در محیط دفنی می‌باشد. این سیمان در تمامی گروه‌های میکروفاسیس‌های مورد مطالعه به‌خصوص در رخساره‌های پشته‌های زیرآبی گسترش دارد (شکل ۴-د).

استیلولیتی شدن: استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی از فراوان‌ترین آثار فشردگی شیمیایی در این سازند هستند که عمدتاً در رخساره‌های گل‌غالب (مادستونی و وکستونی) دیده می‌شوند (شکل ۴-ن، م). استیلولیت‌ها عمدتاً در رخساره‌های مربوط به محیط لاگون، بخش‌های عمیق رمپ‌خارجی و حوضه گسترش دارند. استیلولیت‌ها در گروه‌های میکروفاسیس پشته‌های زیرآبی، ریف‌های رودیستی و رمپ‌میان‌ی کمتر دیده می‌شوند. کمبود فراوانی عوارض تراکمی در این رسوبات احتمالاً به سیمانی شدن ضعیف در این گروه‌های میکروفاسیس قبل از ورود به محیط دفنی مربوط می‌شود. فرآیند دولومیتی شدن در امتداد استیلولیت‌ها مشاهده می‌شود و استیلولیت‌ها مجراهایی برای عبور سیالات دولومیت‌ساز ایجاد کرده‌اند. همچنین در امتداد استیلولیت‌ها آثار هیدروکربور فراوان مشاهده می‌شود. استیلولیت‌ها فابریک‌سنگ، دانه‌ها، سیمان و زمینه را با هم قطع می‌کنند. این پدیده یکی از شاخص‌ترین محصولات دیاژنزی تدفینی است.

شکستگی‌ها: در توالی مورد مطالعه شکستگی‌ها بیشتر در گروه‌های میکروفاسیس لاگون، رمپ‌خارجی و حوضه مشاهده می‌شود. این عوارض که در آخرین مراحل دیاژنزی دفنی ایجاد شده‌اند از سیمان پر نشده‌اند و به‌صورت شکستگی باز دیده می‌شوند (شکل ۴-و).

این شکستگی‌ها می‌توانند به‌صورت محلی، در ارتباط دادن سایر تخلخل‌ها نقش داشته باشند.

Diagnostic Features	Marine	Meteoric	Burial
Micritization	=====		
Bioturbation	=====		
Recrystallization	=====		
Dolomitization			=====
Dissolution		=====	
Syntaxial Cement		=====	
Drusy mosaic cement		=====	
Equant calcite cement		=====	
Coarse blocky calcite cement			=====
Stylolites			=====
Fracture			=====

شکل ۶- توالی پاراژنتیکی سازند سروک بالایی در میدان مورد مطالعه

میدان در (شکل ۷) نشان داده شده است. همان گونه که در این شکل مشخص است، رخساره‌های مادستونی شامل رخساره‌های رسوبی زیر محیط لاگون و حوضه عمیق است که از تخلخل و تراوایی پایینی برخوردارند. میزان تخلخل در این رخساره‌ها بین ۰/۱ تا ۳٪ و میزان تراوایی بین ۰/۰۱ تا ۱ md می‌باشد. رخساره‌های وکستونی شامل رخساره‌های رسوبی مربوط به زیر محیط‌های لاگون، قسمت‌های انتهایی رمپ میانی و رمپ خارجی هستند و مقادیر متفاوتی از تخلخل (۰/۵ تا ۱۹/۶٪) و تراوایی (۰/۰۱ تا ۱۲ md) را نشان می‌دهند. مقادیر متفاوت تخلخل و تراوایی در این رخساره‌ها به دلیل عوارض دیاژنزی مانند شکستگی و دولومیتی شدن به خصوص در رخساره‌های رمپ خارجی افزایش پیدا کرده است. رخساره‌های پکستونی نیز مانند رخساره‌های وکستونی در بردارنده طیف وسیعی از رخساره‌های رسوبی هستند. تعداد محدودی از رخساره‌های رسوبی مربوط به زیر محیط لاگون و رخساره‌های رمپ خارجی دارای بافت پکستونی هستند. همچنین قسمتی از رخساره‌های رمپ میانی نیز در این محدوده قرار می‌گیرند. میزان تخلخل در این رخساره‌ها بین ۱۳/۱ تا ۲۴/۲٪ و میزان تراوایی بین ۱ تا ۲۰ md می‌باشد. رخساره‌های پکستونی مربوط به رمپ میانی به دلیل دانه غالب بودن و گسترش انحلال در آنها دارای تخلخل و تراوایی بالایی هستند.

فرآیندهای دیاژنزی مربوط به هر یک از محیط‌های دیاژنزی ذکر شده در توالی مورد مطالعه عبارتند از:

الف- محیط دیاژنز دریایی (مرحله ائوژنز): میکرایتی شدن، زیست‌آشفستگی

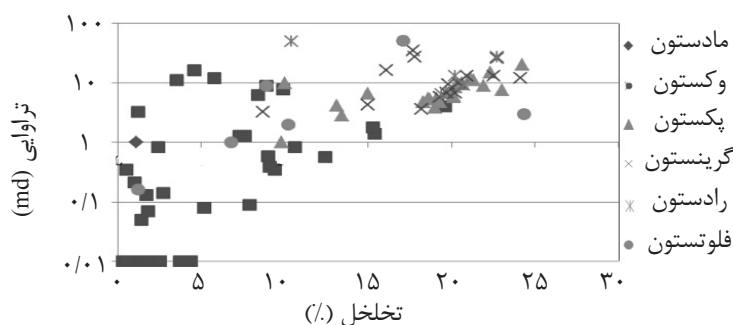
ب- محیط دیاژنزی متئوریک (مرحله ائوژنز): سیمان کلسیت اسپاری هم‌بعد ریزبلور، تشکیل سیمان کلسیت هم‌محور در اطراف خرده‌های اکینوئید، سیمان دروزی، انحلال‌های عمدتاً وابسته به فابریک دولومیتی شدن انتخابی، تراکم فیزیکی

ج- محیط دیاژنز دفنی (مرحله مزوژنز): تشکیل سیمان کلسیتی درشت بلور، ایجاد شکستگی، استیلولیتی شدن، دولومیتی شدن مرتبط با استیلولیت‌ها

د- محیط دیاژنز متئوریک (مرحله تلوزنز): انحلال‌های گسترده عمدتاً غیروابسته به فابریک

کیفیت مخزنی

پتانسیل مخزنی یک سنگ توسط پارامترهای تخلخل و تراوایی اندازه‌گیری می‌شود. در این مطالعه به منظور تعیین کیفیت مخزنی میدان مورد مطالعه، پس از مطالعه مقاطع نازک، نمودار تغییرات تخلخل در برابر تراوایی برای انواع بافت و رخساره‌های رسوبی برای این میدان رسم شد. میزان تخلخل و تراوایی در نمونه‌های این میدان از ۰/۵ تا ۲۵٪ و میزان تراوایی از ۰/۰۱ تا ۱۰۰ md متغیر است. نمودار تخلخل - تراوایی برای انواع بافت‌های رسوبی سازند سروک در این



شکل ۷- نمودار متقاطع تخلخل - تراوایی برای انواع بافت‌های رسوبی (میدان سیری اسفند)

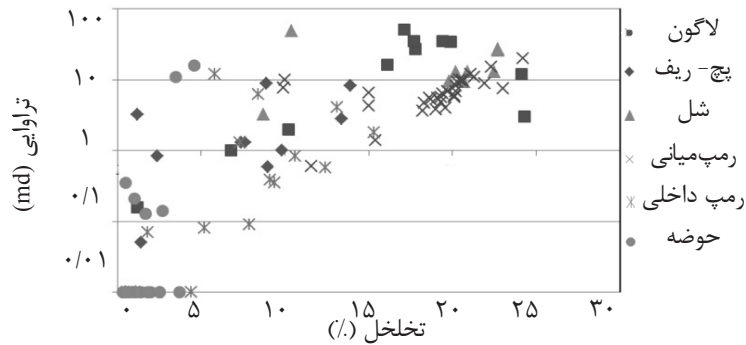
دارای بالاترین میزان تخلخل (۱/۲ تا ۰/۲۴/۳) و تراوایی (۰/۱۶ تا ۴۹ md) و بنابراین بهترین کیفیت مخزنی هستند. رخساره‌های رمپ میانی که در برگیرنده طیف وسیعی از رخساره‌های رسوبی می‌باشند از تخلخل (۹/۹ تا ۰/۲۴/۲) و تراوایی (۳/۶ تا ۲۰ md) نسبتاً بالایی برخوردارند. رخساره‌های متعلق به محیط رسوبی رمپ خارجی و حوضه دارای تخلخل (۰/۳ تا ۰/۱۵/۳) و تراوایی (۰/۱ تا ۱۶ md) پایینی هستند که در برخی از موارد به دلیل فرآیندهای دیژنتیکی مثل شکستگی و دولومیتی شدن میزان تخلخل و تراوایی افزایش پیدا کرده‌است. بنابراین با توصیفات فوق سه نوع سنگ مخزن (Reservoir Rock Type: RRT) را می‌توان در این میدان شناسایی کرد:

۱- سنگ مخزن با کیفیت مخزنی پایین: شامل رخساره‌های کم انرژی زیر محیط لاگون، رمپ خارجی و حوضه است. این رخساره گل پشتیبان بوده و دارای تخلخل و تراوایی پایینی هستند. اگرچه در برخی موارد شکستگی و دولومیتی شدن باعث افزایش تخلخل و به خصوص تراوایی شده ولی در کل این مجموعه رخساره‌ها دارای کیفیت مخزنی پایینی هستند

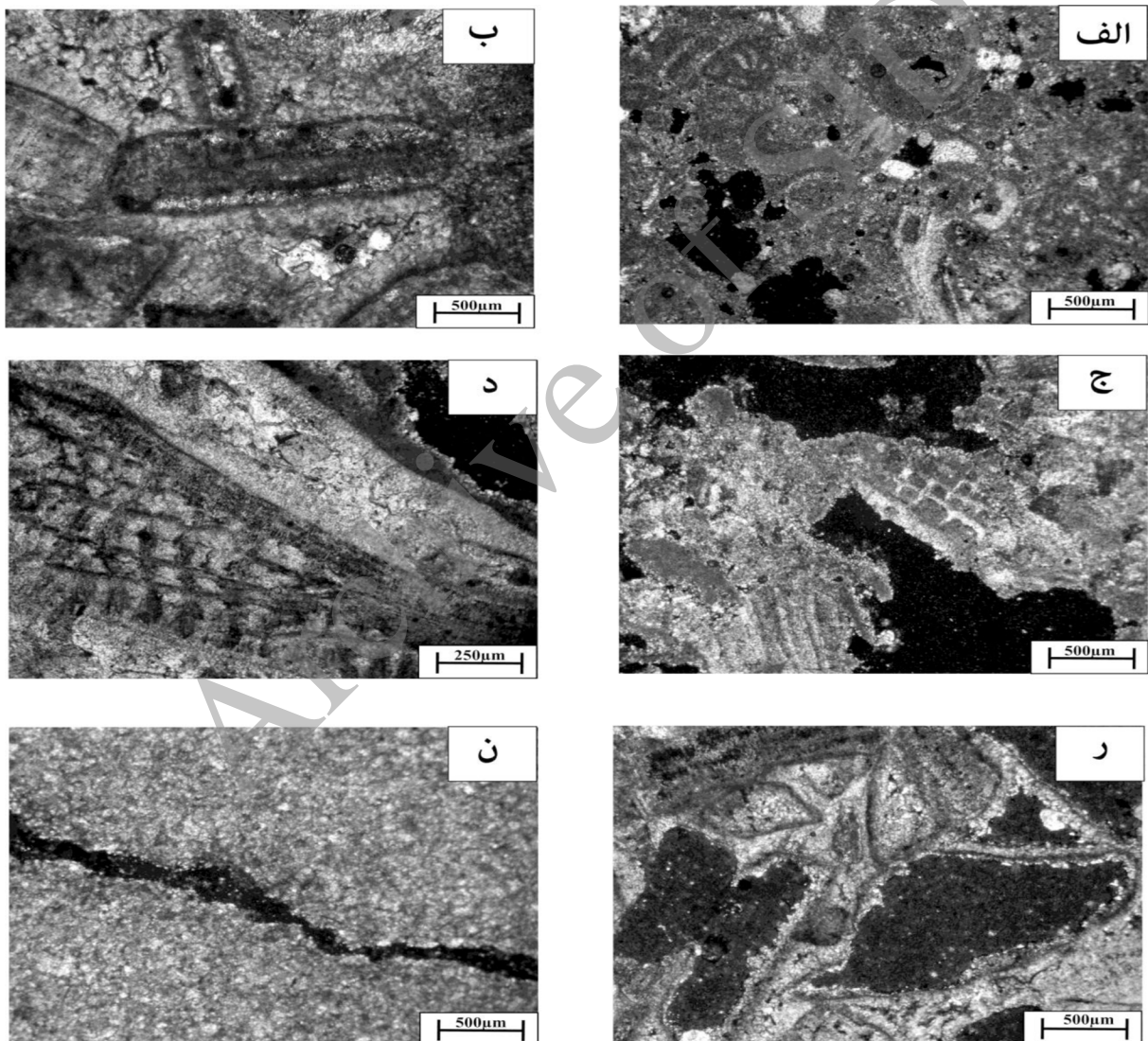
۲- سنگ مخزن با کیفیت مخزنی متوسط تا خوب: شامل رخساره‌های پکستونی و گرینستونی رمپ میانی و رخساره‌های فلوتستونی ریف‌های پراکنده رودیستی است.

در نمونه‌های این میدان، رخساره‌های دانه غالب با بافت گرینستونی و رودستونی متعلق به محیط پرانرژی شول و فلوتستونی متعلق به واریزه‌های ریفی از تخلخل (۸/۷ تا ۰/۲۴/۱) و تراوایی (۳/۲ تا ۵۱ md) بالایی برخوردارند.

نمودار تخلخل - تراوایی برای انواع رخساره‌ها در میدان سیری اسفند در شکل ۸ نشان داده شده است. همان‌گونه که در این شکل مشخص است، رخساره‌های زیر محیط لاگون عموماً دارای مقادیر تخلخل (۰/۵ تا ۰/۱۳/۹) و تراوایی پایینی (۰/۱ تا ۸/۲ md) هستند. همان‌گونه که در نمودار قبل نشان داده شد، این رخساره‌ها عموماً با بافت گل غالب (مادستون و وکستون) همراه اند و دلیل پایین بودن کیفیت مخزنی آنها نیز همین است. با این حال، در تعدادی از نمونه‌های مربوط به زیر محیط لاگون در این میدان میزان تخلخل و تراوایی افزایش زیادی داشته که نتایج مطالعات پتروگرافی حاکی از وقوع انحلال در این رخساره‌هاست که منجر به تشکیل تخلخل‌های حفره‌ای در آنها شده است (شکل ۹- الف). لازم به ذکر است که این نوع انحلال در میدان سیری اسفند دارای گسترش زیادی بوده و تمامی رخساره‌ها را تحت تأثیر قرار داده‌است. در این میدان، رخساره‌های مربوط به ریف‌های پراکنده رودیستی و واریزه‌های آنها و نیز رخساره‌های شول (گرینستون، رودستون و فلوتستون)



شکل ۸- نمودار متقاطع تخلخل و تراوایی برای انواع رخساره‌های رسوبی (میدان سیری اسفند)

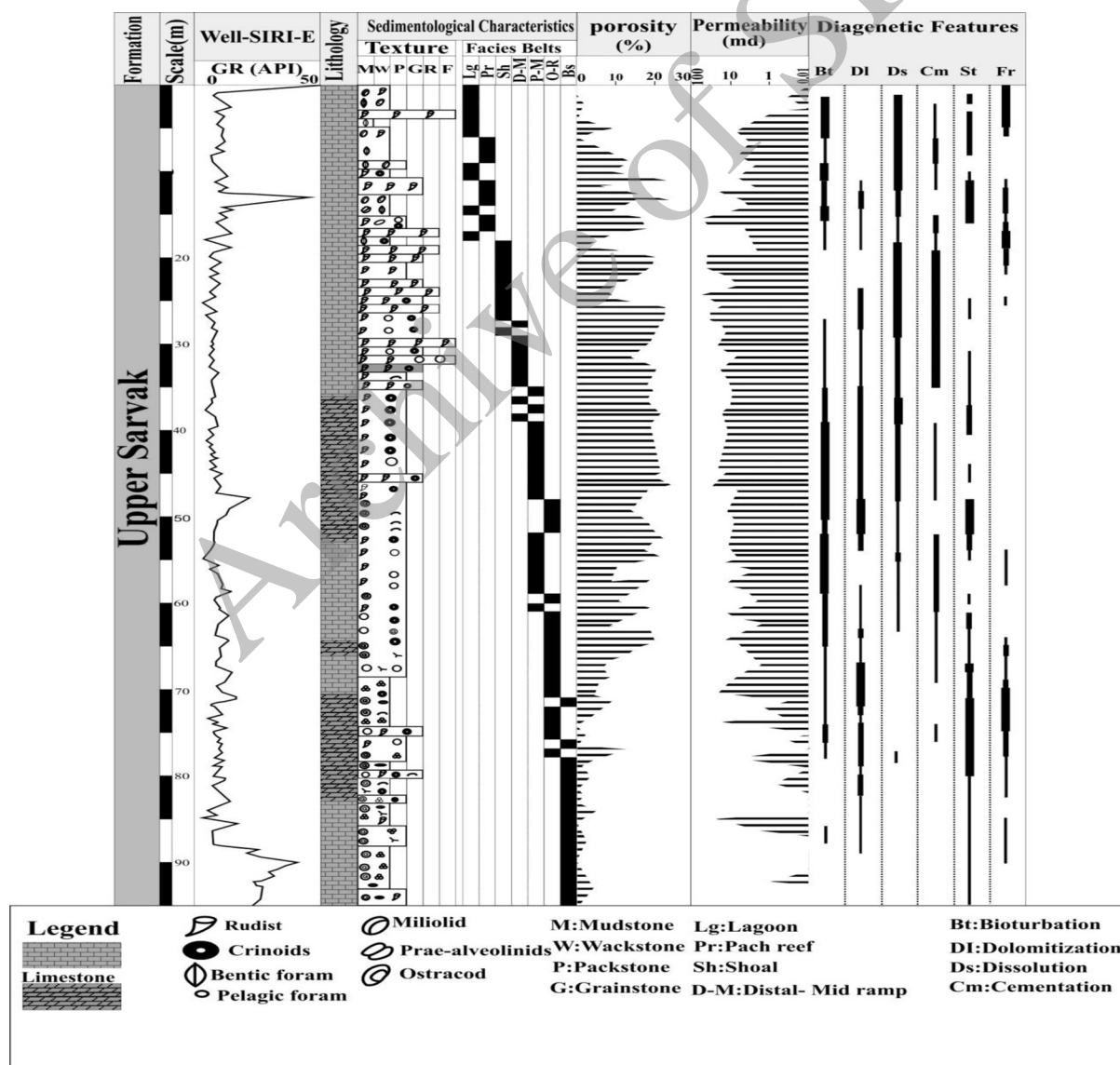


شکل ۹- الف- رخساره‌های لاگونی متعلق به میدان سیری اسفند، انحلال تا حدی باعث افزایش در میزان تخلخل و تراوایی شده است (نور پلاریزان، عمق ۳۵۰۲، تخلخل ۱۳/۴٪- تراوایی ۲/۸ md)، ب، ج، د، ر- رخساره‌های پر انرژی (گرینستونی، فلوتستونی و رودستونی) مربوط به محیط‌های رمپ میانی، ریف‌های پراکنده رودیستی و شول با انحلال‌های قالبی و حفره‌ای، (ب: نور پلاریزان، عمق ۳۵۲۱، تخلخل ۲۲/۵٪- تراوایی ۱۳ میلی داریسی)، (ج: نور معمولی، عمق ۳۵۱۲، تخلخل ۲۰٪ تراوایی ۲۸ md)، (د: نور معمولی، عمق ۳۵۲۰، تخلخل ۲۱٪- تراوایی ۴۹ md)، (ز: نور پلاریزان، عمق ۳۵۲۲، تخلخل ۲۲/۷٪- تراوایی ۲۷ md)، ن: رخساره وکستونی متعلق به رمپ خارجی که شکستگی موجب افزایش در میزان تراوایی آن شده است (نور پلاریزان، عمق ۳۵۶۴، تخلخل ۷/۲٪- تراوایی ۱۲ md).

پرانرژی شول و رخساره‌های رودستونی متعلق به واریزه‌های ریفی می‌باشد. در این رخساره‌ها به دلیل تاثیر انحلال‌های جوی، تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای بسیار گسترده هستند. همانگونه که قبلاً ذکر شد، فرآیند انحلال در میدان سیری اسفند بسیار گسترده و فراگیر بوده‌است. شکل ۹ تعدادی از رخساره‌های رسوبی میدان مورد مطالعه را همراه با عوارض دیاژنزی که موجب تغییر کیفیت مخزنی آنها شده است را نشان می‌دهد.

ستون چینه‌شناسی، ارتباط بین رخساره‌ها و روند تخلخل- تراوایی و عوارض دیاژنزی مهم در میدان مورد مطالعه در شکل ۱۰ نشان داده شده است.

در رخساره‌های پکستونی بخش پایین و بالای رمپ میانی تخلخل‌ها عمدتاً از نوع قالبی (انحلال رودیست‌ها و دوکفه‌ایها) هستند (شکل ۹-ب، ر). بنابراین علی‌رغم تخلخل بالا، تراوایی کمی دارند. در رخساره‌های پکستونی و گرینستونی نزدیک به شول رمپ میانی در بخش ابتدایی رمپ میانی (Proximal mid ramp) و ریف‌های کومه‌ای تخلخل‌ها عمدتاً از نوع حفره‌ای هستند (شکل ۹-ج) که در اثر فرآیند انحلال در مرحله دیاژنز متئوریک ایجاد شده‌اند. بنابراین میزان تراوایی در آنها بالاتر است. ۳- سنگ مخزن با کیفیت مخزنی بالا: این سنگ مخزن شامل رخساره‌های گرینستونی زیر محیط



شکل ۱۰- ستون چینه‌شناسی، روند تخلخل و تراوایی و مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنتیکی در میدان مورد مطالعه

می‌باشد. انحلال‌های وسیع به دلیل وجود ریف‌های رودیستی در میدان مورد مطالعه گسترده است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که کیفیت مخزنی در سازند سروک‌بالایی در میدان مورد مطالعه نشأت گرفته از عوامل مختلف رسوبی و دیاژنزی بوده است. رخساره‌ها و محیط رسوبی تاثیر مستقیمی بر کیفیت مخزنی داشته‌اند.

نتیجه‌گیری

مطالعه میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی سازند سروک در میدان مورد مطالعه نشان می‌دهد، کربنات‌های این سازند در یک رمپ کربناته از نوع هموکلینال تشکیل شده‌اند. مهمترین فرآیند دیاژنزی مشاهده شده در میادین مورد مطالعه شامل نئومورفیسیم، زیست‌آشفستگی، میکرایتی شدن، دولومیتی شدن، انحلال، سیمانی شدن، استیلولیتی شدن و شکستگی

مراجع

- [1]. مطیعی ه.، زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۲، ص ۵۳۶.
- [2]. James G. A. and Wynd J. G., Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area, American Association of Petroleum Geologist, Bulletin 49, pp. 2182-2245, 1965.
- [3]. Al- Husseini M. L., "Jurassic sequence stratigraphy of the Western and Southern Arabian Gulf: GeoArabia," Vol. 2, No. 4, pp. 361- 382, 1997.
- [4]. Alsharhan A. S. and Nairn A. E. M., "A review of the Cretaceous formations in the Arabian Peninsula and Gulf: part I, Lower Cretaceous (Thamama Group), stratigraphy and paleogeography," Journal of Petroleum Geology., Vol. 9, pp. 365-392, 1986.
- [5]. Van Buchem F., Letouzey J., Gaumet F., Rudkiewicz J. L., Mengus J. M., Baghbani D., Sherkati S., Asillian H., Keyvani F., Ashrafzade R., and Ehsani M. H., "The petroleum system of the Dezful embayment and Northern Fars (Southwest Iran)," NIOC Internal Report No. 55, pp.1- 729, 2001.
- [6]. Taghavi A. A., Mork A., and Emadi M. A., "Sequence stratigraphically controlled diagenesis governs reservoir quality in the carbonate Dehluran field," SW Iran, Petroleum Geoscience 12, pp. 115-126, 2006.
- [7]. Hajikazemi E., Al-Aasm I. S., and Coniglio M., "Subaerial exposure and meteoric diagenesis of the Cenomanian- Turonian Upper Sarvak Formation, Southwestern Iran," In: Leturmy, P. & Rabin, C. (eds), Thtctonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic- Cenozoic, Geological Society, London, Special Publication., Vol. 330, pp. 253-272, 2010.
- [8]. Rahimpour-Bonab H., Mehrabi H., Enayati-Bidgoli A. H., and Omidvar M., "Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a mid Cretaceous carbonate ramp," Zagros Basin, Southwest Iran, Cretaceous Research., Vol. 37, pp.15-34, 2012.
- [9]. Setudehnia A., "The Mesozoic sequence in southwest Iran and adjacent areas," Journal of Petroleum Geology Vol.1, pp. 3-42, 1978.
- [10]. Harris P. M., Frost S. H., Seiglie G. A., and Schneidermann N., "Regional unconformities and depositional cycles," Cretaceous of the Arabian Peninsula In: Schlee, J. S. (Ed.), Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation, American Association of Petroleum Geologists, Memoir., Vol. 36. pp. 67-80, 1984.
- [11]. Dickson J. A. D., "A modified staining technique for carbonate in thin section," Nature., Vol. 205, pp. 587, 1965.
- [12]. Dunhum R. J., "Classification of carbonate rocks according to depositional texture.," In: Ham, W.E. (ed.), Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists, Memoir., Vol.1, pp.108-121, 1962.

- [13]. Embry A. F. and Klovan J. E., "A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island Northwest Territories," Bulletin of Canadian Petroleum Geology, Vol. 19, pp. 730-781, 1971.
- [14]. Flugel E., "Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application," Springer, Berlin Heidelberg, New York., pp. 984, 2010.
- [15]. Wilson J. L., "Carbonate Facies in Geologic History," Springer Verlag. New York, pp.471, 1975.
- [16]. Ghabeshavi A., Vaziri-Moghadam H., Thaheri A and Taati F., "Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline," SW Iran," Journal of Asia Earth Science, Vol. 37, pp. 275-285, 2010
- [17]. Pomar L., "Types of carbonate ramp: a genetic approach," Basin Research., Vol.13, pp. 313-334, 2001.
- [18]. Aqrabi A. A. M., Tehni G. A., Sherwani G. H and Karem Mid- "Cretaceous rudist-bearing carbonates of the Mishrif formation: an important reservoir sequence in the Mesopotamian basin, Iraq," Journal of Petroleum Geology, Vol. 21, pp. 57-82, 2007.
- [19]. Murriss R. J., "Middle east: stratigraphic evolution and oil habitat," American Association of Petroleum Geologists, Bulletin., Vol. 64, pp. 597-618, 1980.
- [20]. Beydoun Z. R., "Arabian plate hydrocarbon geology and potential-a plate tectonic approach," American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, pp. 33-77, 1991.
- [21]. Beydoun Z. R., Hughes Clarke M. W., and Stoneley R., "Petroleum in the Zagros Basin: a late Tertiary foreland basin overprinted onto the outer edge of a vast hydrocarbon-rich Paleozoic-Mesozoic passive margin shelf," In: Macqeen, R., Leckie, D. A. (Eds.), Foreland Basins and Fold Belts, American Association of Petroleum Geologists., Memoir, Vol. 55, pp. 309-339, 1992.
- [22]. Fluteau F., Ramstein G., Besse J., Guiraud, R., and Masse J.P., "Impacts of palaeogeography and sea level changes on Mid-Cretaceous climate," Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 247, pp. 357-381, 2007.
- [23]. Keller G., Adatte T., Berner Z., Chellai E. H., and Stueben D., "Oceanic events and biotic effects of the Cenomanian-Turonian anoxic event," Tarfaya Basin, Morocco, Cretaceous Research., 29., pp. 976-994, 2008.
- [24]. Hollis C., "Diagenetic controls on reservoir properties of carbonate successions within the Albian-Turonian of the Arabian Plate, Petroleum" Geoscience, Vol. 17, pp. 223-241, 2011.
- [25]. Bathurst R. G. C., "Carbonate sediment and their diagenesis. Developments in sedimentology," Elsevier, Amsterdam, No. 12, 1975.
- [26]. Morrow D. W., "Diagenesis, dolomites, part two: dolomitization models and ancient dolostones," Geoscience Canada., Vol. 9, pp. 95-107, 1982.
- [27]. Machel H. M., "Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal," In: Braithwaite C. J. R., Rizzi G., Darke G. (Eds), The Geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs, Geological Society, London, Special Publication., Vol. 235, pp. 7-63, 2004.
- [28]. Kamali M. R., Lemon N. M., and Aparik S. N., "Porosity generation and reservoir potential of Ouldburra Formation carbonates, Officer Basin, South Australia," Australian Petroleum Exploration Association (APEA) Journal., Vol. 35, pp. 106-120, 1995.
- [29]. Tucker M. E. and Wright V. P., "Carbonate Sedimentology, Blackwell, Oxford," pp. 482, 1990.
- [30]. Tucker M. E. and Bathurst R. G. C., "Carbonate diagenesis, Reprint Series," AIS, Blackwell Scientific Publication. Vol. 1, AIS, Blackwell Scientific Publication.