محیط رسوبی، دیاژنز و تکامل ویژگی‌های مخزنی سازند سروک در میدان نفتی سروستان، جنوب شرقی شیراز

حسین رحیم‌پور بناب[۱*]، عادله جمالیان[۱]، وحید توکلی[۱]، رضا سرمدی[۲] و علیرضا یامینی[۲]

۱- دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران
۲- کارشناس شرکت نفت مناطق مرکزی ایران

نویسنده مسئول: *hrahimpor@gmail.com

دریافت: ۹۲/۸/۱۲ پذیرش: ۹۳/۲/۱۶

چکیده

بخش بالایی سازند سروک به سن سنومانین-تورونین سنگ مخزن اصلی میدان نفتی سروستان در استان فارس می‌باشد. سازند سروک در این میدان یک توالی کم عمق شونده به بالا را نشان می‌دهد. بررسی دقیق برش‌های نازک در دو چاه پنج و شش این میدان نشان می‌دهد که این سازند از ۱۲ میکروفاسیس تشکیل شده و دسته‌بندی این میکروفاسیس‌ها در چهار کمربند رخساره‌ای رمپ درونی، رمپ میانی، رمپ خارجی و حوضه، حاکی از تشکیل این سازند در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال است. شواهد پتروگرافی نشان می‌دهند که این رخساره‌ها تحت تأثیر محیط‌های دیاژنزی دریایی، جوی (ائوژنتیک و تلوژنتیک) و تدفینی قرار گرفته‌اند. انحلال جوی و شکستگی‌ها مهم‌ترین فرایندهای افزاینده‌ی کیفیت مخزنی و سیمانی شدن و تراکم مهم‌ترین فرایندهای کاهنده کیفیت مخزنی هستند. ارزیابی تکامل مخزن نشان می‌دهد دیاژنز جوی در زمان رویداد ناپیوستگی‌های سنومانین-تورونین و تورونین میانی، تأثیر قابل‌توجهی بر رخساره‌های پشته زیرآبی، ریف‌های تکه‌ای و واریزه‌های آن‌ها اعمال نموده و با ایجاد تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای به ویژه در تورونین میانی سبب بهبود کیفیت مخزنی در این رخساره‌ها گردیده است.

واژه‌های کلیدی: سروستان، سروک، خصوصیات مخزنی، سنومانین، تورونین

مقدمه

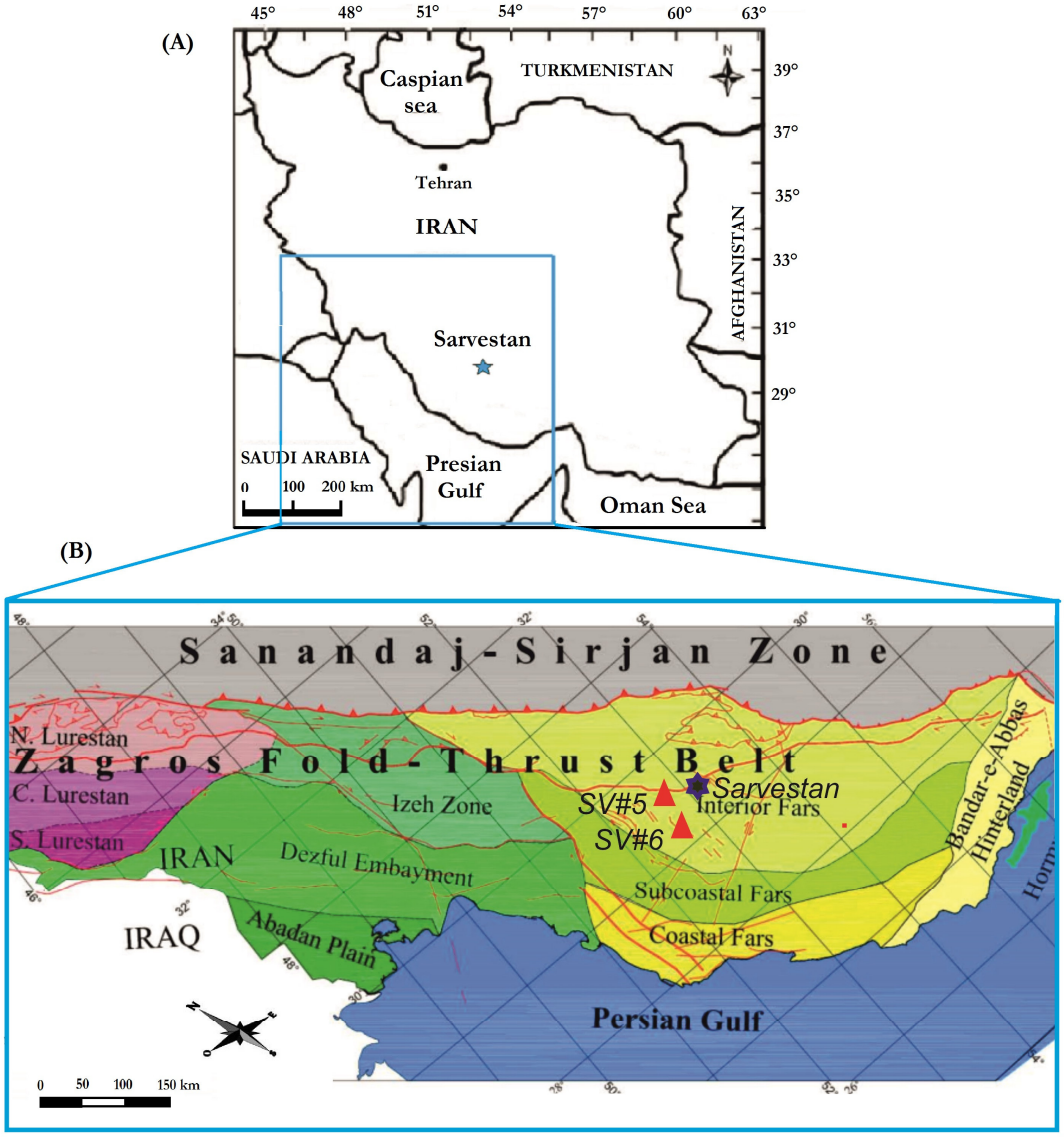
بیش از ۵۰ درصد مخازن نفتی خاورمیانه در سنگ‌های آهکی کرتاسه قرار دارد [۱۰]. سازند سروک با سن آلبین- تورونین [۲۱ و ۲۵] میزبان بیش از ۲۰ درصد نفت در جای مخازن نفتی ایران است [۱۵]. این سازند در طول حوضه‌ی زاگرس با توجه به توزیع قائم و جانبی رخساره‌ها، در یک پلاتفرم رمپ کربناته نهشته شده است [۳۷]. طی دوره‌های سنومانین میانی، سنومانین-تورونین و تورونین میانی در اثر تغییرات نسبی سطح آب دریا، جنبش‌های نمکی و حرکات قطعات پی‌سنگ، ناپیوستگی‌های بزرگی در گستره‌ی صفحه عربی[۱] روی داد [۴، ۵، ۱۳، ۱۷، ۲۲، ۲۴، ۲۸، ۲۹ ، ۳۰ و ۳۱]. افزایش کیفیت مخزنی در سازند سروک و معادل‌های آن در خاورمیانه در زیر ناپیوستگی‌های مهم محلی و منطقه‌ای به ویژه سنومانین-تورونین و تورونین میانی صورت گرفته است [۱۷، ۱۸، ۳۱، ۳۸ و ۳۹]. غلبه آب و هوای گرم و مرطوب در کرتاسه میانی در زمان رویداد این ناپیوستگی‌ها سبب تأثیر فرایندهای دیاژنزی مهم و تکامل کارست شده است [۱۳و ۲۲]. فرایندهای دیاژنزی افزاینده کیفیت مخزنی ناشی از تأثیر ناپیوستگی‌های اشاره شده (مانند انحلال جوی و شکستگی) در بخش‌های بالایی سازند سروک به ویژه در رخساره‌های دانه پشتیبان مشهود است. هدف اصلی این مقاله بحث در مورد ویژگی‌های رسوبی سازند سروک و به ویژه فرایندهای دیاژنزی افزاینده و کاهنده کیفیت مخزنی است. در این راستا فرایندهای دیاژنزی متأثر از ناپیوستگی‌ها طی تاریخچه تکامل مدل مخزن سروک اهمیت ویژه‌ای دارند.

زمین‌شناسی منطقه‌ای و چینه‌شناسی

میدان سروستان در ۱۸۰ کیلومتری جنوب شرق شیراز و در قسمت مرکزی استان فارس واقع است (شکل ۱). زون

[1] Arabian plate

فارس، بخشی از کمربند چین‌خورده ساده در تقسیمات زاگرس محسوب می‌شود [۱]. حد باختری زون فارس محدود به زون گسله کازرون و مرز خاوری آن به خط مفروضی است که فارس را از ناحیه پشت ساحلی بندرعباس جدا می‌نماید. مرز شمالی آن به زون راندگی‌ها و مرز جنوبی آن تقریباً خط ساحلی خلیج فارس است که کم و بیش بر حد ظهور جبهه تاقدیس‌های زاگرس منطبق است [۲۵]. تاقدیس سروستان تاقدیسی نامتقارن با روندی شرقی-غربی است. سیستم‌های گسلی منطقه شامل کازرون-برازجان، کرباس، سبز پوشان و سروستان هستند که همگی به صورت گسل‌های امتداد لغز دیده می‌شوند [۹]. گنبدهای نمکی در امتداد این گسل‌ها ظاهر شده‌اند. فازهای زمین‌ساختی قبل ازسنومانین تا پس از تورونین در منطقه فارس به صورت تشکیل و تکامل پلاتفرم‌های کربناته کم عمق و عمیق ظهور یافته است [۲۶ و ۲۷]. تغییرات جهانی و منطقه‌ای سطح آب دریا و تکتونیک نمک مهم‌ترین کنترل کننده‌های رسوب‌گذاری در این دوره‌ها هستند [۲۶]. سازند سروک در میدان سروستان در از سنگ‌آهک‌های دارای لایه‌بندی خوب، سنگ‌آهک آرژیلی و لایه‌های شیلی تشکیل شده است [۱۴]. این سازند به طور همساز بر روی سازند شیلی کژدمی قرار دارد و مرز بالایی آن با سازند ایلام فرسایشی است. در این میدان شواهدی از بخش شیلی لافان و سازند سورگاه مشاهده نشده است.



شکل ۱. (A) موقعیت جغرافیایی و (B) موقعیت زمین‌ساختی میدان سروستان (علامت ستاره) و محل چاه‌های پنج و شش علامت مثلث، با تغییرات [۲۰].

داده‌ها و روش مطالعه

مطالعات میکروسکوپی بر روی ۲۶۰ برش نازک که ۶۰ عدد از مغزه و ۲۰۰ عدد از خرده‌های حفاری تهیه شده بودند، در دو چاه پنج و شش این میدان صورت گرفت. در این مطالعات اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی شناسایی شده [۱۲ و ۳۲] و میکروفاسیس‌ها به روش تلفیقی رایت و دانهام [۸ و ۴۱] و براساس شاخص‌هایی چون درصد زمینه، نوع دانه‌ها، اندازه دانه و سنگ‌شناسی نام‌گذاری شدند. فرایندهای دیاژنزی نیز طی مطالعه دقیق میکروسکوپی مشخص و در چارچوب سکانس دیاژنزی مرتب شده‌اند. هم‌چنین در این مطالعه برای تعیین درصد تخلخل از نرم‌افزار تحلیل تصاویر جی میکرو ویژن و هم‌چنین از داده‌های تخلخل و تراوایی مغزه چاه ۶ میدان سروستان به منظور درک بهتر کیفیت مخزنی استفاده شده است.

معرفی میکروفاسیس‌های سازند سروک

۱- گروه میکروفاسیس‌های رمپ داخلی[1]

این گروه شامل رخساره‌های محیط لاگون، پشته زیرآبی[2] و ریف‌های تکه‌ای[3] کوچک است. رخساره‌های اصلی محیط لاگون در سازند سروک شامل فرامینی‌فر کرینوئید پلوئید پکستون/گرینستون[4] و بیوکلاست فرامینی‌فر پلوئید پکستون[5] (شکل۲، به ترتیب A و B) است. مشخصه اصلی محیط لاگون فراوانی پلوئید و اجزای اسکلتی مانند خرده‌های اکینوئید، گاستروپود و فرامینی‌فرهای بنتیک به ویژه میلیولید و نزازاتا است [۱۲ و ۳۲]. اغلب اجزای اسکلتی به طور کامل یا بخشی میکرایتی شده‌اند. تنوع کم فرامینی‌فرهای بنتیک، میکرایتی شدن اجزا، سیمانی شدن کم و وجود گونه‌های شاخص لاگون نشان از تشکیل این رخساره در این محیط دارد. مشخصه رخساره‌های پشته زیرآبی گوناگونی اجزای اسکلتی از جمله فرامینی‌فرهای کف‌زی، نبودن گل آهکی، سیمانی شدن و جورشدگی خوب است [۱۲] که در رخساره‌های فرامینی‌فر کورتوئید پکستون/گرینستون[6] و بیوکلاست رودیست گرینستون[7] مشاهده می‌شود (شکل ۲، به ترتیب C و D). در این رخساره‌ها کورتوئید فراوان‌ترین جزء غیر اسکلتی و پلوئید جزء فرعی است. خرده‌های رودیست، فرامینی‌فر و اکینوئید با جورشدگی خوب در بافت پکستون تا گرینستون قرار دارند. جورشدگی بالا، سیمانی شدن زیاد نشان از محیط پر انرژی پشته زیرآبی و ریف‌های تکه‌ای در قسمت رمپ داخلی دارد. در جدول شماره ۱ میکروفاسیس‌های هر کمربند رخساره‌ای ارایه شده است. در میان میکروفاسیس‌های رمپ درونی، فرامینی‌فر کورتوئید پکستون/ گرینستون بیش‌ترین فراوانی را دارد (شکل ۵).

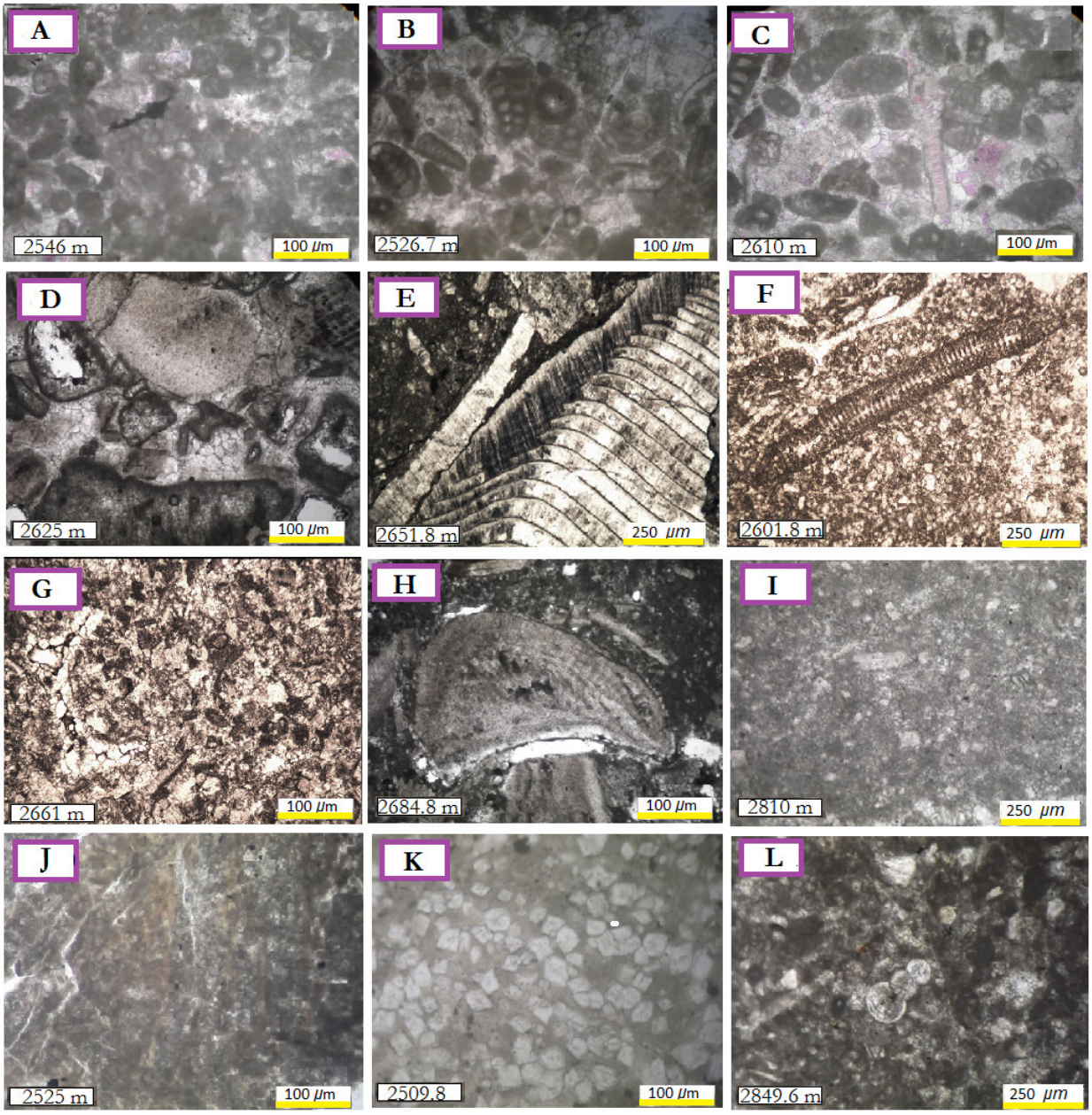
۲- گروه میکروفاسیس‌های رمپ میانی[8]

بر اساس نوع اجزا، اندازه، بافت و انرژی محیط، گروه میکروفاسیس‌های رمپ میانی در سه بخش نزدیک به ساحل، بخش میانی و دور از ساحل تقسیم می‌شوند. میکروفاسیس‌های این گروه شامل رودیست رودستون[9] (شکل۲، E) و بایوکلاست وکستون با فرامینی‌فرهای بنتیک بزرگ[10] (شکل۲، F) است که در آن اجزا اندازه‌ای بزرگ‌تر از دو میلی‌متر دارند و جورشدگی و گردشدگی ضعیف نشان می‌دهند. اندازه بزرگ اجزای اسکلتی، تنوع، آشفتگی زیستی و تأثیر توفان از علایم عمق کم آب در ابتدای رمپ میانی است [۱۲]. در این محیط اجزای اسکلتی مانند رودیست‌ها، فرامینی‌فرهای بنتیک بزرگ و اکینوییدها در بافت‌های وکستون، پکستون، فلوتستون و رودستون دیده می‌شوند. بنابراین این رخساره‌ها در بخش ابتدایی رمپ میانی[11] شکیل می‌شوند [۱۲و ۳۶]. رخساره بیوکلاست رودیست پلوئید پکستون[12] (شکل۲، G) با جورشدگی متوسط و آشفتگی زیستی رخساره بخش میانی رمپ میانی[13] است. این رخساره با در نظر گرفتن اجزای اصلی و فرعی، دارای روابط چینه‌شناختی با رخساره‌های ابتدای رمپ میانی است. رخساره‌ی رودیست کرینوئید وکستون/ فلوتستون[14] (شکل ۲، H) با اندازه‌ی ریزتر اجزا از رخساره قبلی تفکیک می‌شود و آشفتگی زیستی با شدت کمتر در آن قابل مشاهده است. اندازه ریز بیوکلاست‌ها حاکی از کم شدن انرژی محیط است. این رخساره به بخش دورتر رمپ میانی نسبت داده

[1] Inner Ramp
[2] Shoal
[3] Patch reefs
[4] Foraminifer crinoid peloid packstone to grainstone
[5] Bioclast foraminifer peloid packstone
[6] Foraminifer cortoid packstone to grainstone
[7] Bioclast rudist grainstone

[8] Mid ramp
[9] Rudist rudstone
[10] Large benthic foraminifer bioclast wackestone
[11] Proximal mid ramp
[12] Peloidal packstone
[13] Intermediate middle ramp
[14] Rudist Crinoid wackestone to floatstone

می‌شود و بیش‌ترین فراوانی را در میان رخساره‌های رمپ میانی دارد (شکل ۵).



شکل۲. تصاویر میکروسکوپی از میکروفاسیس‌های سازند سروک در میدان سروستان. میکروفاسیس‌های رمپ داخلی شامل A: فرامینی‌فر کرینوئید پلوئید پکستون تا گرینستون متعلق به محیط لاگون و چاه پنج میدان سروستان، B: بایوکلاست فرامینی‌فر پلوئید پکستون، نشان‌دهنده محیط لاگون و متعلق به چاه پنج میدان سروستان، C: فرامینی‌فر کرینوئید کورتوئید پکستون تا گرینستون، نشان‌دهنده محیط پشته زیرآبی و تهیه شده از چاه پنج میدان مورد مطالعه، D: بیوکلاست رودیست پکستون تا گرینستون، محیط پشته زیرآبی و متعلق به چاه پنج. میکروفاسیس‌های رمپ میانی شامل: E: رودیست رودستون متعلق به ابتدای رمپ میانی و ریف‌های پراکنده رودیستی و تهیه شده از چاه شش میدان، F: بیوکلاست وکستون حاوی فرامینی‌فر بزرگ بنتیک، متعلق به ابتدا تا میانه رمپ میانی از چاه شش میدان، G: بیوکلاست رودیست پلوئیدال پکستون، متعلق به میانه رمپ میانی و چاه شش میدان سروستان H: بیوکلاست رودیست کرینوئید وکستون تا پکستون در اواخر محیط رمپ میانی و متعلق به چاه پنج میدان. میکروفاسیس‌های رمپ خارجی و حوضه: I: بیوکلاست رودیست وکستون دانه ریز، مربوط به ابتدای محیط رمپ خارجی و متعلق به چاه شش J: شیل، متعلق به اواخر رمپ خارجی تا حوضه و چاه پنج میدان، K: مادستون آرژیلی متعلق به محیط حوضه و چاه شش میدان، L: مادستون حاوی فرامینی‌فر پلانکتونیک در محیط حوضه و تهیه شده از چاه پنج میدان. (همه تصاویر در PPL تهیه شده‌اند). اعداد سمت چپ هر تصویر عمـق چاه را نـشان می‌دهند.

۳- گروه میکروفاسیس‌های رمپ خارجی و حوضه[1]

رخساره‌های وکستون با بیوکلاست‌های ریز[2] (شکل۲، I) از جمله کراینویید و رودیست و حضور فونای پلانکتون با فراوانی کم به محیط رمپ خارجی اشاره دارد. رخساره شیل[3] (شکل۲، J)، با دانه‌های در حد سیلت و ریزتر حاوی قطعات خودشکل پیریت اتوژنیک است که عمدتاً در تناوب با رخساره دولومادستون آرژیلی می‌باشد. اندازه ریز اجزا و حضور کانی احیایی پیریت حاکی از شرایط عمیق واقع در زیر سطح تأثیر امواج توفانی[4] است. به عبارت دیگر شرایط هیدرودینامیکی کم انرژی در زیر سطح تأثیر امواج توفانی حضور دارد [۱۲ و ۳۶]. دولومادستون آرژیلی[5] (شکل۲، K) و مادستون حاوی فرامینی‌فر پلانکتونیک[6] (شکل۲، L) دارای خصوصیاتی از جمله نبود زیست آشفتگی و حضور فرامینی‌فرهای پلانکتونیک مانند هتروهلیکس هستند که نشان‌دهنده شرایط عمیق حوضه است. عدم حضور فونای کف‌زی و بیوکلاست‌های درشت و فابریک گل غالب نیز نشانگر محیط عمیق هستند. رخساره‌های رمپ بیرونی و حوضه از رخساره‌های گل پشتیبان شامل مادستون و وکستون تشکیل شده‌اند. از نظر کمی رخساره‌های گل پشتیبان رمپ بیرونی و حوضه بیش‌ترین درصد را به خود اختصاص می‌دهند (شکل‌های ۳، ۴ و ۶).

۴- محیط رسوبی سازند سروک

سازند سروک در میدان سروستان از رخساره‌های عمیق و کم‌عمق تشکیل شده است. نهشت سازند سروک در پایین با رخساره‌های پلاژیک و گل غالب شروع می‌شود و در بالا با رخساره‌های دانه غالب نرتیک پایان می‌پذیرد. کورتوییید و پلوییید از اجزای غیراسکلتی و رودیست، اکینوییید، فرامینی‌فرهای بنتیک و پلانکتونیک از اجزای اصلی اسکلتی این سازند هستند. با توجه به نوع اجزای تشکیل دهنده، درصد فراوانی و اندازه ذرات اسکلتی و غیر اسکلتی و ویژگی‌های بافتی، ۱۲ میکروفاسیس در این سازند شناسایی شد که در پلاتفرمی کربناته از نوع رمپ هموکلینال نهشته شده‌اند. این رخساره‌ها در چهار گروه رخساره‌ای رمپ داخلی، رمپ میانی، رمپ بیرونی و حوضه توزیع شده‌اند. ستون رسوبی سازند سروک در چاه‌های پنج و شش میدان در به ترتیب در شکل‌های ۳ و ۴ نشان داده شده است. در این ستون‌ها در برگیرنده تغییرات سنگ‌شناسی، بافت، محیط‌های رسوبی و تغییرات نسبی سطح آب دریا است. میانگین درصد فراوانی چهار کمربند رخساره‌ای و هر یک از میکروفاسیس‌ها نیز به تفکیک در شکل‌های ۵ و ۶ نشان داده شده است. بر این اساس بیش‌ترین درصد فراوانی متعلق به رخساره‌های حوضه و رمپ بیرونی و کم‌ترین درصد فراوانی مربوط به رخساره‌های دانه‌پشتیبان رمپ درونی است. مدل رسوبی سازند سروک به صورت رمپ هموکلینال و زیر محیط‌های آن در شکل ۷ ارایه شده است.

فرایندهای دیاژنزی و تأثیر آن‌ها بر کیفیت مخزنی

۱- سیمانی شدن کلسیتی

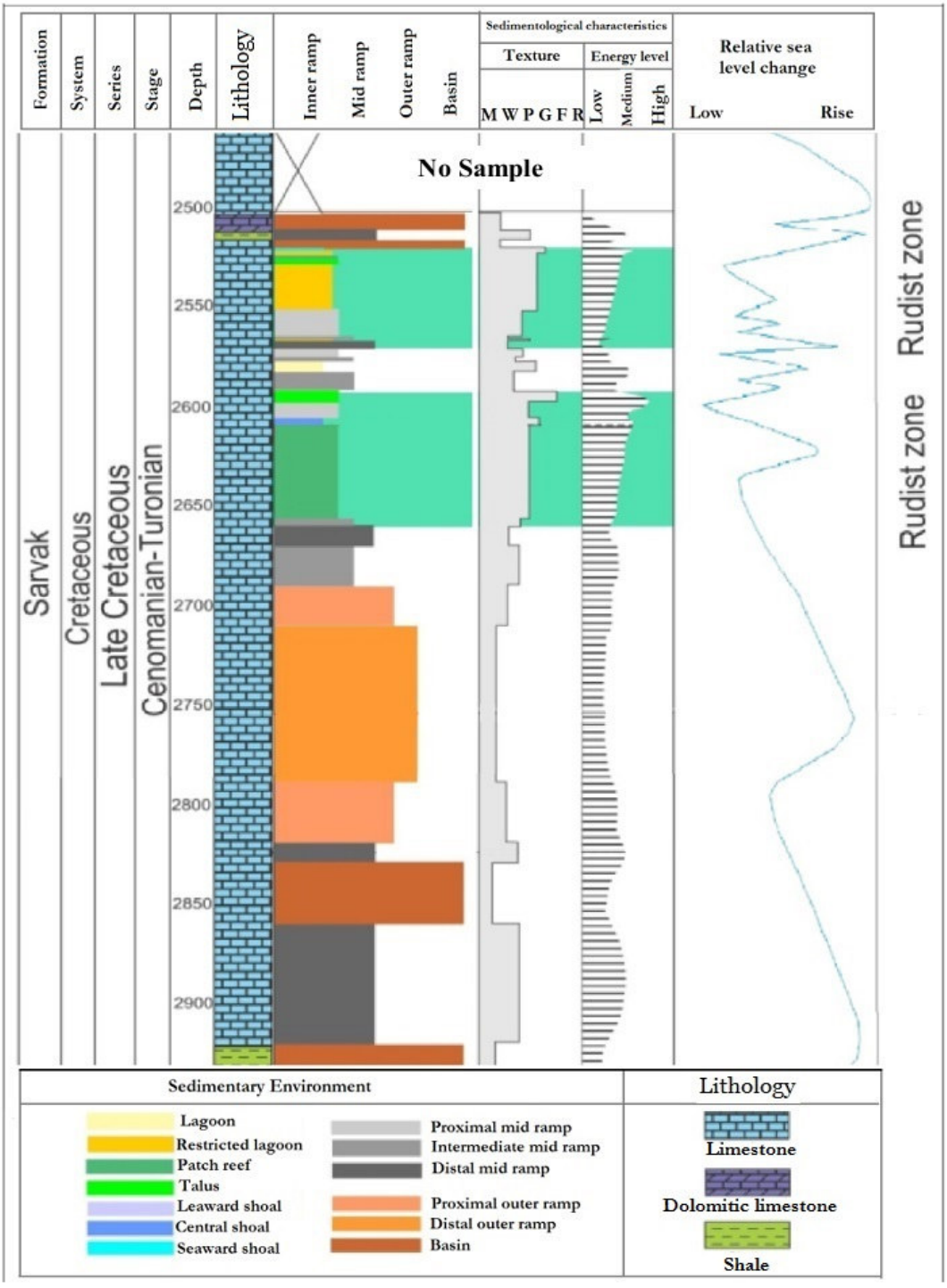
چهار نوع سیمان کلسیتی در سازند سروک شناسایی شد: کلسیت اسپارایتی ریز بلور، اسپارایت درشت بلور دفنی، سیمان دروسی و سیمان حاشیه‌ای دریایی. سیمان دریایی به طور کمیاب پیرامون دانه‌های اسکلتی و داخل حفرات اولیه در رخساره‌های دانه پشتیبان و در بخش‌های بالایی سازند سروک مشاهده می‌شوند. سیمان اسپارایتی درشت بلور نیز عمدتاً در همین رخساره‌ها فضای میان دانه‌ها را پر کرده است. سیمان دروسی هم در حفرات اولیه و هم در فضای میان دانه‌ها در رخساره‌های پکستونی تا گرینستونی رمپ داخلی و رمپ میانی در قسمت‌های میانی و فوقانی سازند سروک حضور دارد. این سیمان‌ها شکستگی‌ها و تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای ناشی از انحلال ائوژنیک را به طور کامل یا بخشی پر کرده و تأثیر زیادی در کاهش کیفیت مخزنی داشته‌اند (شکل ۸، B و C).

۲- انحلال

انحلال پدیده مهم دیاژنزی است که همراه با فرایند کارستی شدن نقش مهمی در ایجاد تخلخل و تراوایی و افزایش کیفیت مخزنی سازند سروک در جنوب‌غربی ایران داشته است [۳۵، ۳۰، ۲۹، ۲۸، ۲۴، ۱۷ و ۱۵]. در سازند سروک در میدان سروستان انحلال در هر سه فاز

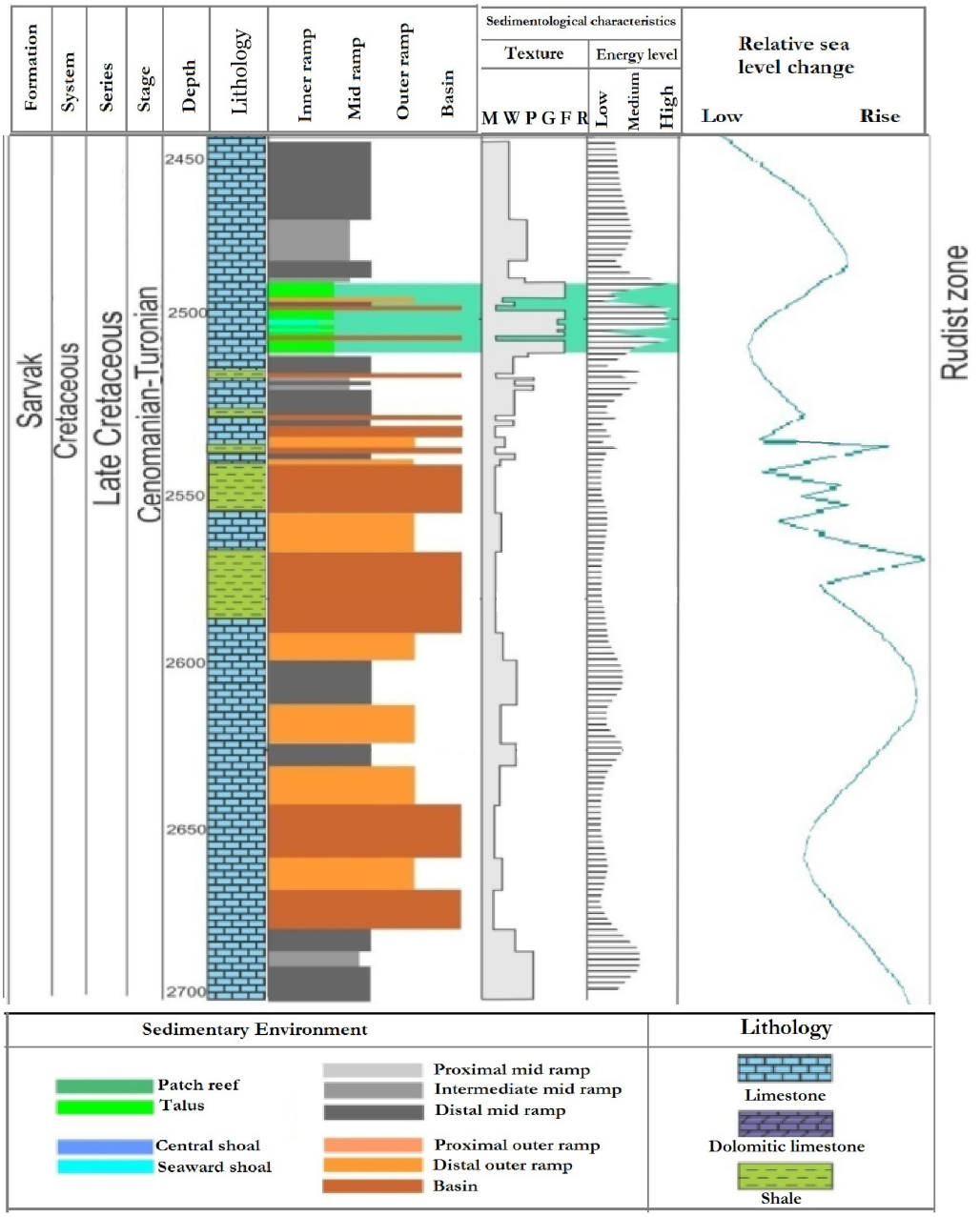
[1] Outer ramp and basin
[2] Fine bioclast wackestone
[3] Shale
[4] Storm Wave Base
[5] Argilaceous dolmudstone
[6] Planktonic foraminifer mudstone

ائوژنتیک، مزوژنتیک و تلوژنتیک مشاهده می‌شود. انحلال جوی (ائوژنتیک و تلوژنتیک) طی فعالیت‌های زمین ساختی محلی و منطقه‌ای در سنومانین-تورونین و تورونین میانی (به ترتیب شامل جنبش‌های نمکی در زون فارس و بالا آمدگی افیولیت در پلاتفرم عربی) [۲۶ و ۲۷]، در رخساره‌های دانه پشتیبان روی داده است (شکل ۸، E و F). حفرات قالبی ناشی از انحلال ائوژنتیک عمدتاً در مراحل تدفین، با سیمان پر شده‌اند و تخلخل باقی‌مانده (ناشی از انحلال تلوژنتیک) عموماً از نوع قالبی و حفره‌ای هستند. تخلخل حفره‌ای به صورت نیمه کروی و یا با اشکال نامنظم هستند و ابعادی کمتر از ۲۵۰ میکرون دارند. بنابراین تخلخل عمدتاً از نوع ثانویه است و تخلخل اولیه از اهمیت کمتری برخوردار است.



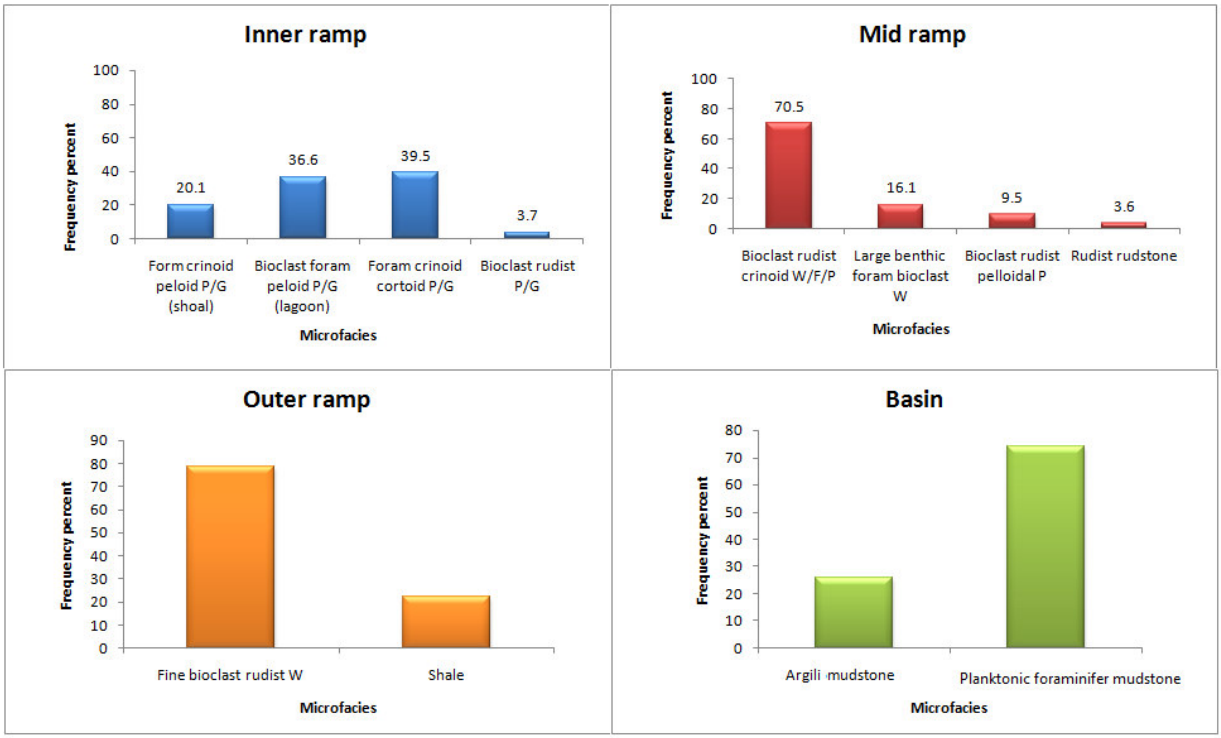
شکل ۳. ستون رسوبی سازند سروک در چاه شماره پنج میدان سروستان. این ستون دربرگیرنده سنگ شناسی، بافت، محیط‌های رسوبی، سطح انرژی و تغییرات نسبی سطح آب دریا است.

میکروفاسیس‌های پشته زیرآبی، ریف‌های تکه‌ای و واریزه‌های آن‌ها به ویژه رودیست رودستون، بیوکلاست رودیست پکستون تا گرینستون، فرامینی‌فر کرینوییید کورتوئید پکستون تا گرینستون پر تخلخل‌ترین رخساره‌ها در بخش فوقانی سازند سروک در میدان سروستان است که هم تخلخل اولیه و هم ثانویه را نشان می‌دهند. میزان درصد تخلخل‌های اولیه و ثانویه با استفاده از نرم‌افزار تحلیل تصاویر میکروسکوپی به نام جی میکرو ویژن با استفاده از روش نقطه شماری تصادفی تعیین شده است. طی این روش ۸۴ مقطع نازک از میکروفاسیس‌های متخلخل متعلق به پشته زیرآبی، ریف‌های تکه‌ای و واریزه‌های آن‌ها و نیز میکروفاسیس مادستون آرژیلی حاوی تخلخل حفره‌ای ثانویه مورد مطالعه قرار گرفتند. برای تعیین تخلخل هر تصویر میکروسکوپی ۴۰۰ نقطه (حد استاندارد شمارش) به صورت تصادفی شمارش شدند. میزان درصد تخلخل در رخساره‌های اشاره شده متفاوت است. این درصدها با درصد تخلخل هلیم حاصل از آنالیز عادی مغزه نیز تطابق نسبتاً خوبی دارد. میانگین درصد تخلخل در رخساره رودیست رودستون ۵/۳ درصد، در رخساره فرامینی‌فر کرینوییید کورتوییید پکستون ۴ درصد و در رخساره بیوکلاست رودیست پکستون تا گرینستون ۵/۵ درصد است.

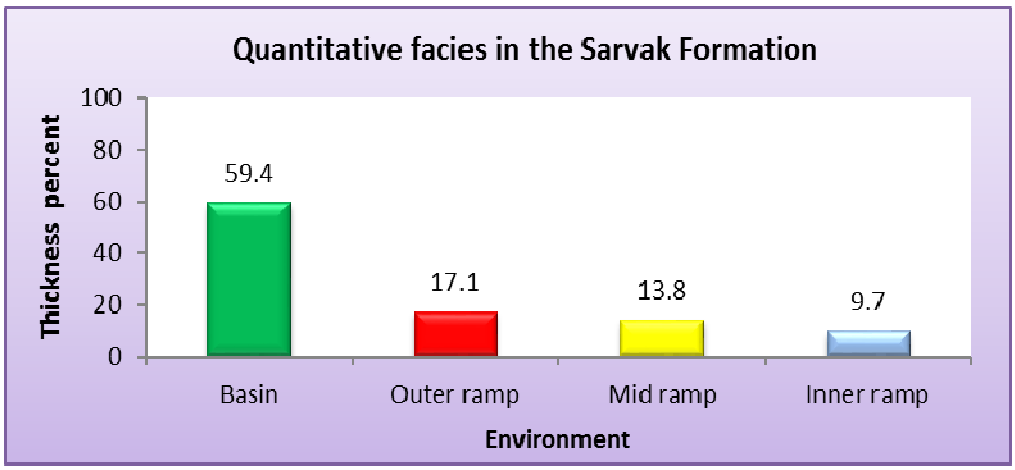


شکل ۴. ستون رسوبی سازند سروک در چاه شماره شش میدان سروستان. این ستون دربرگیرنده سنگ‌شناسی، بافت، محیط‌های رسوبی، سطح انرژی و تغییرات نسبی سطح آب دریا است.

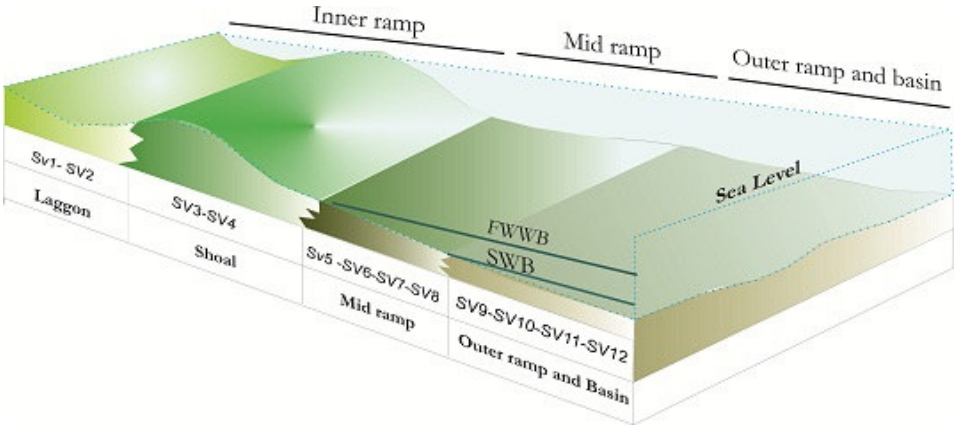
علاوه بر انحلال جوی، شواهدی مبنی بر حضور انحلال تدفینی در رخساره‌های گل‌پشتیبان سازند سروک نیز مشاهده شد (شکل۸، A). این شواهد شامل وجود تخلخل حفره‌ای در رخساره‌های گل‌پشتیبان مانند مادستون آرژیلی است. میانگین درصد تخلخل در این رخساره‌ها ۲ درصد است. این نوع تخلخل می‌تواند طی مهاجرت سیالات هیدروکربنی یا آب‌های اسیدی مرتبط با هیدروکربن و یا شیل‌های مجاور رخساره‌های مادستونی ایجاد شود [۱۰، ۱۷، ۳۴ و ۴۰]. فقدان شواهد تراکم پس از تشکیل تخلخل حفره‌ای تدفینی در رخساره‌های گل پشتیبان و تشکیل آن بعد از سخت‌شدگی رسوب می‌تواند دلیلی بر این ادعا باشد [۳۳]. این حفرات نقشی در افزایش کیفیت مخزنی ایفا نمی‌کنند.



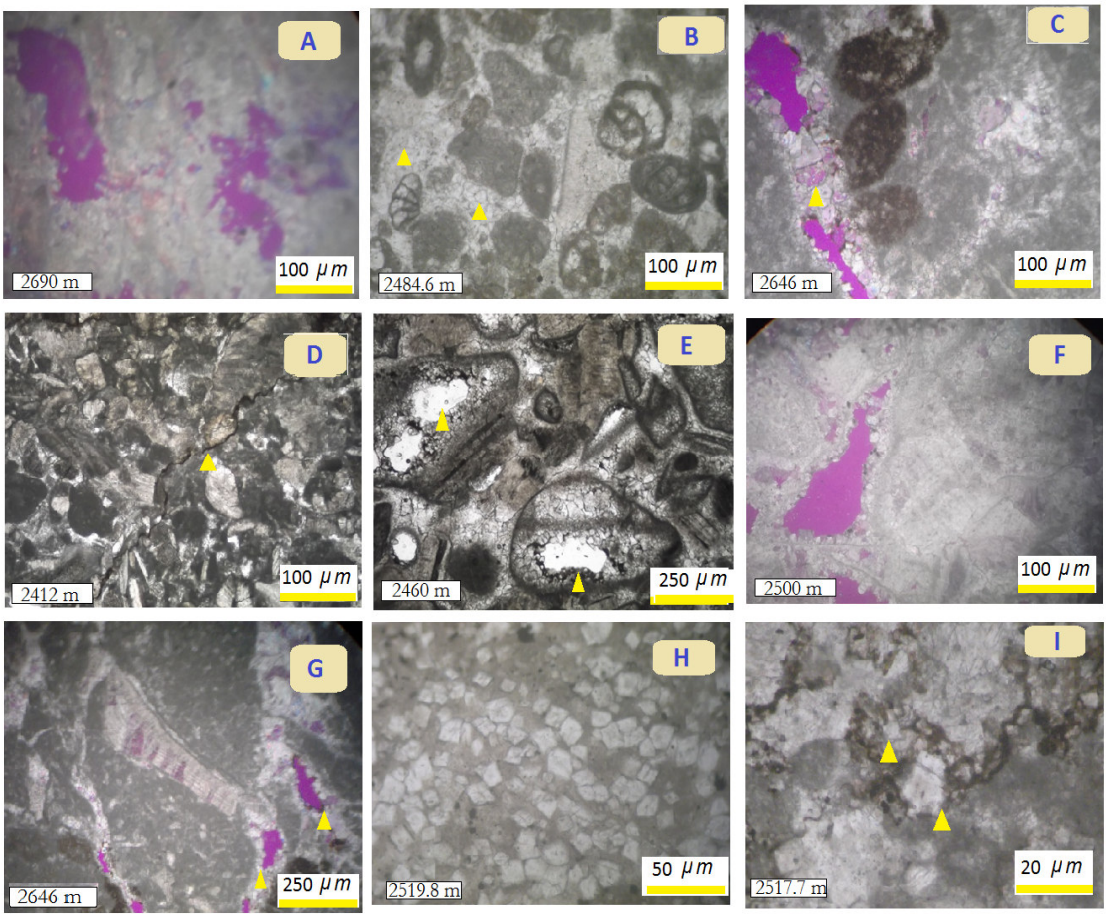
شکل ۵. میانگین درصد فراوانی ۱۲ میکروفاسیس شناسایی شده در سازند سروک در چاه‌های پنج و شش میدان سروستان



شکل ۶. میانگین درصد فراوانی کمربندهای رخساره‌ای سازند سروک در چاه‌های پنج و شش میدان سروستان. رخساره‌های گل‌پشتیبان کمربند حوضه‌ای و پس از آن رمپ بیرونی بیش‌ترین فراوانی را به خود اختصاص می‌دهند.



شکل ۷. مدل رسوبی سازند سروک در میدان سروستان. این پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال دارای ۴ کمربند رخساره‌ای اصلی شامل رمپ داخلی، رمپ میانی، رمپ بیرونی و حوضه است. توزیع میکروفاسیس‌ها از SV1 تا SV12 در شکل نشان داده شده است.



شکل ۸. مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی مشاهده شده در تصاویر میکروسکوپی از چاه‌های پنج و شش سازند سروک در میدان سروستان. تصویر A از چاه شماره شش میدان، تخلخل مزوژنتیک به صورت تخلخل حفره‌ای در زمینه مادستون مشاهده می‌شود. تصویر B متعلق به چاه شماره پنج و وجود سیمان درشت و شفاف تدفینی در داخل اجزای انحلال یافته و میان اجزا را نشان می‌دهد. تصویر C متعلق به چاه شماره پنج، نشان دهنده شکستگی که به طور ناقص با سیمان عمیق دفنی پر شده است. تصویر D متعلق به چاه پنج میدان و نشان دهنده استیلولیت با دامنه کم در رخساره دانه غالب پشته زیرآبی است. تصویر E از چاه شماره پنج، تشکیل تخلخل قالبی در رودیست‌ها و اکینوییدهای ریف‌های پراکنده را نشان می‌دهد. تصویر F متعلق به چاه شماره شش، نشان‌دهنده تخلخل حفره‌ای (غیر انتخاب کننده فابریک) در رخساره رودیست رودستون می‌باشد. تصویر G از چاه شماره شش، نشان‌دهنده تخلخل شکستگی در رخساره رودیست فلوتستون است. تصویر H از چاه پنج دولومیت‌های پراکنده در مادستون را نشان می‌دهد. تصویر I متعلق به چاه شش نشان‌دهنده دولومیت مرتبط با استیلولیت است. (تصاویر A, C, F, G در XPL و تصاویر B, D, E, H, I در PPL). اعداد سمت چپ هر تصویر عمق چاه را نشان می‌دهند

۳- شکستگی

شکستگی‌های سازند سروک به دو صورت پر شده با سیمان و تهی از سیمان مشاهده می‌شوند. منشأ این شکستگی‌ها به طور کامل شناسایی نشده است. شکستگی‌های مذکور می‌توانند مرتبط با فعالیت‌های تکتونیکی و جنبش‌های نمکی منطقه مورد مطالعه باشند [۲۰] (شکل ۸، G). شکستگی‌ها و ریزشگستگی‌های بدون سیمان به عنوان مجاری اتصال دهنده‌ی حفرات مجزا نقشی اساسی در افزایش کیفیت مخزنی ایفا می‌کنند [۶].

۴- تراکم

تراکم‌های فیزیکی و شیمیایی بیش‌تر در رخساره‌های دانه پشتیبان سازند سروک مشاهده می‌گردد. فشردگی فیزیکی در رخساره‌های دانه غالب سبب کم شدن تخلخل بین‌دانه‌ای اولیه شده است. استیلولیتی شدن طی تدفین در هر دو رخساره‌های دانه‌پشتیبان و گل‌پشتیبان مشاهده می‌شود (شکل ۸، D). استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی فشاری به عنوان مسیرهایی برای عبور سیالات مختلف هم برای کانی‌زایی دولومیت و هم ایجاد خوردگی و انحلال عمل نموده‌اند. در رخساره‌های وکستونی و پکستونی رمپ میانی و بیرونی، در مجاورت استیلولیت‌های با دامنه بالا انحلال به صورت تخلخل حفره‌ای و ریز شکستگی مشاهده می‌شود اما با توجه به داده‌های موجود تأثیر آن‌ها بر کیفیت مخزنی قابل ارزیابی نیست. این شواهد توسط افرادی مانند هولیس در صفحه‌ی عربی [۱۹] و استبان و تابرنر در مناطق دیگر گزارش شده است [۳۴، ۱۷ و ۱۱].

۵- دولومیتی شدن

در سازند سروک دو نوع دولومیت مشاهده می‌شود. نوع اول در ارتباط با استیلولیت‌ها است که طی تدفین رسوبات شکل گرفته‌اند و عمدتاً در رخساره‌های دانه پشتیبان مشاهده می‌شوند. این دولومیت‌ها که در نواحی دیگر صفحه عربی نیز گزارش شده‌اند تأثیری بر کیفیت مخزنی ندارند [۱۸، ۷، ۳ و ۲] (شکل ۸، I). نوع دوم دولومیت در رخساره‌های گل غالب سازند سروک به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه شکل‌دار و شناور در گل با ضخامت حدود پنج متر مشاهده می‌شود. به نظر می‌رسد منشأ یون منیزیم این دولومیت‌ها از کانی‌های رسی پر منیزیم رخساره‌های عمیق تأمین می‌شود (شکل ۸، H). هر دو نوع دولومیت بدون آثار انحلال مشاهده می‌شوند. این دولومیت‌ها حتی طی مرحله تلوژنز نیز انحلال نیافته‌اند. هر چند گاهی در مجاورت دولومیت‌های نوع دوم تخلخل حفره‌ای ناشی از انحلال تدفینی مشاهده می‌شود، اما در مقایسه با نمودار تخلخل-تراوایی سازند، این نوع دولومیت‌ها تخلخل قابل‌توجهی را نشان نمی‌دهند. بنابراین شواهد، دولومیتی شدن تأثیری بر رشد کیفیت مخزنی سازند سروک نداشته است.

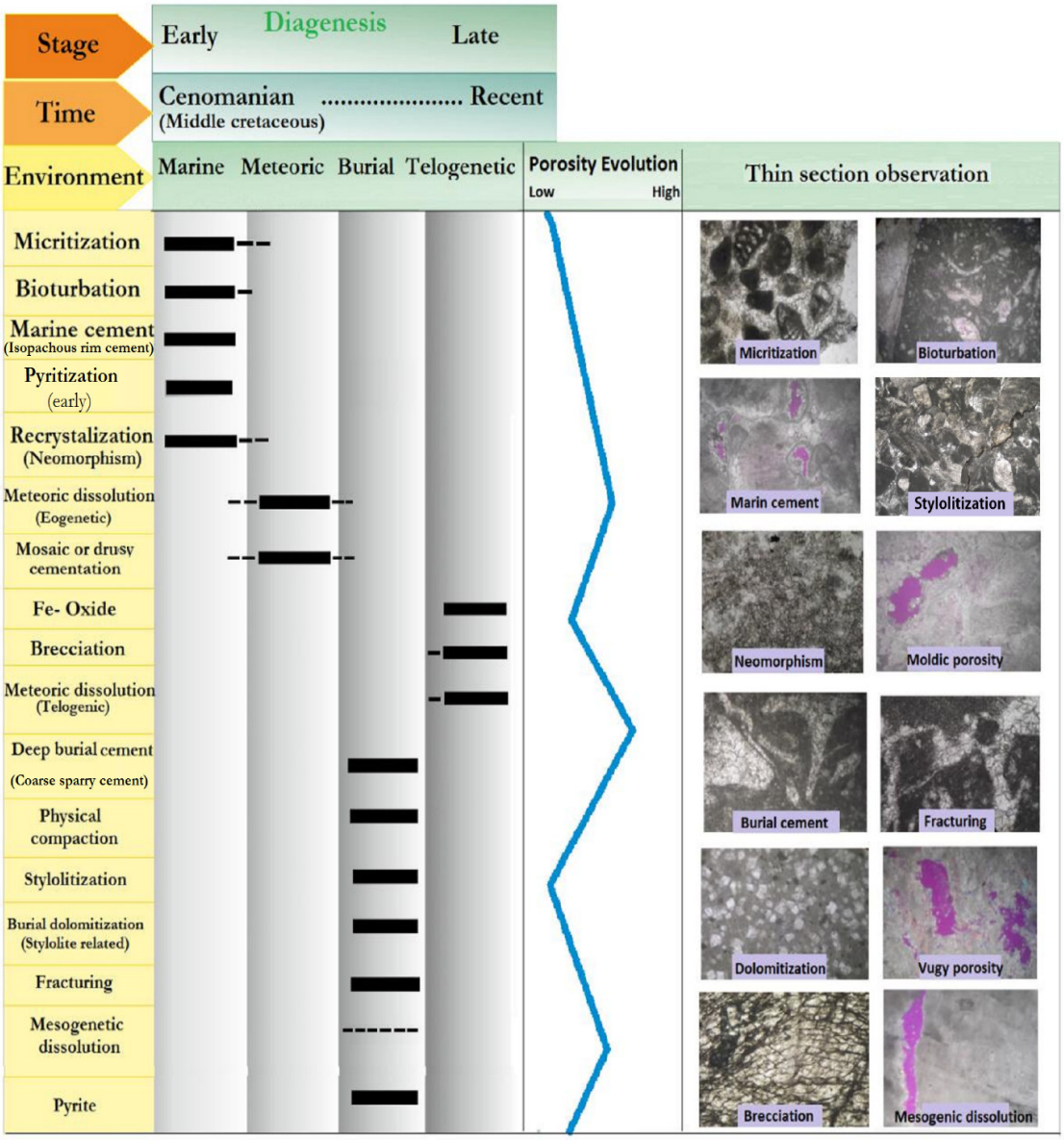
طی پتروگرافی دقیق فرآیندهای اصلی دیاژنزی سازند سروک در سه محیط دیاژنزی دریایی[1]، جوی[2] و تدفینی[3] مشاهده شدند. توالی پاراژنزی این فرایندها در شکل ۹ ارائه شده است. در جداول ۲، ۳ و ۴ نیز فرایندهای دیاژنزی مطالعه شده در سه محیط دریایی، جوی و تدفینی و تأثیر آن‌ها بر رخساره‌ها و افزایش یا کاهش کیفیت مخزنی ارایه شده است.

تعیین گونه‌های سنگی در بخش فوقانی سازند سروک

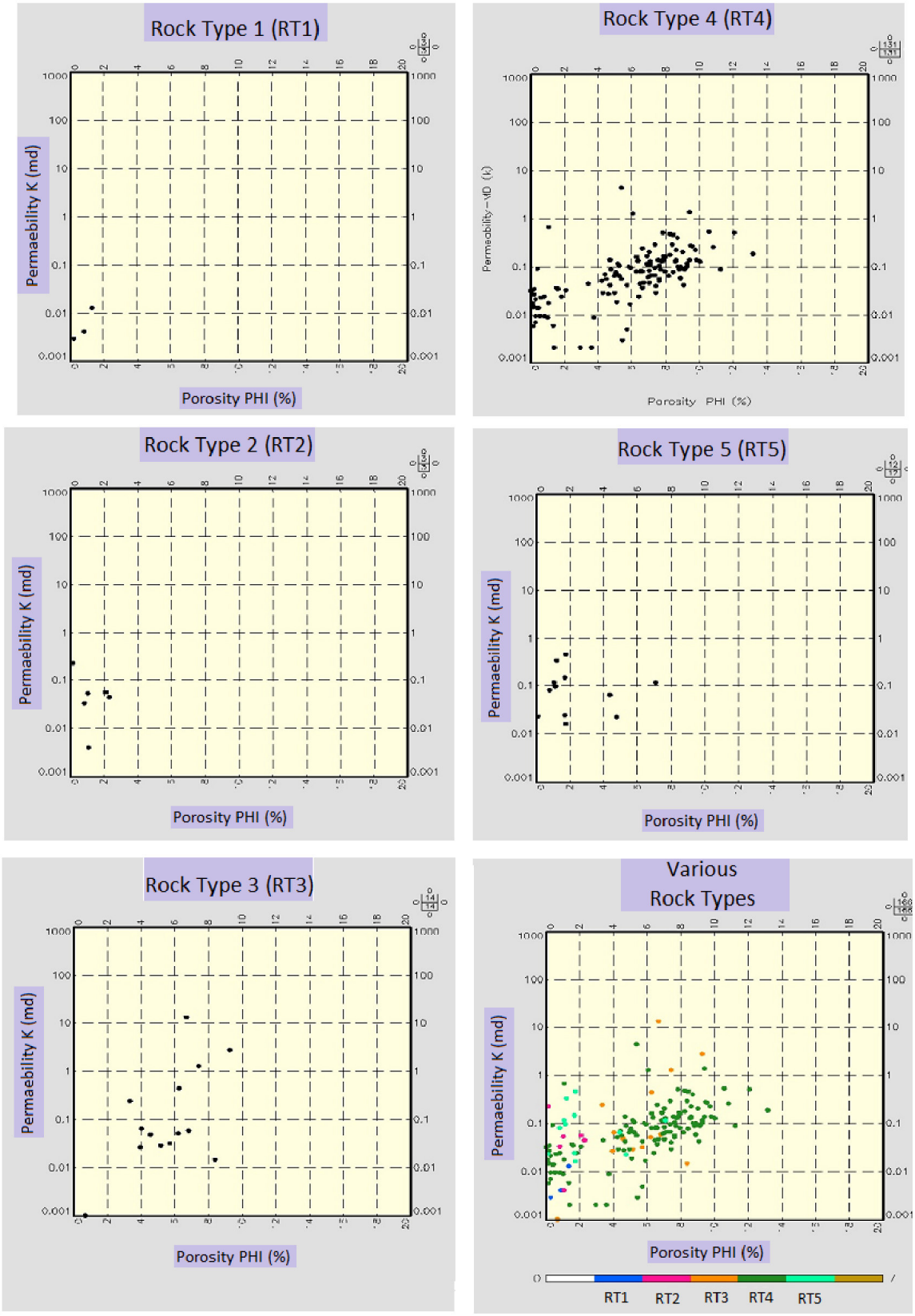
عوامل متعددی همانند رخساره‌های رسوبی، تاریخچه دیاژنزی، شیب زمین‌گرمایی و غیره در مقدار تخلخل مؤثرند [۱۰]. بیش‌تر رخساره‌های سازند سروک گل پشتیبان هستند و به دلیل سیستم حفره‌ای ریز (تراوایی بسیار کم) نسبت به رسوبات دانه‌پشتیبان کیفیت مخزنی کم‌تری نشان می‌دهند. مهم‌ترین عوامل در افزایش تخلخل و تراوایی در سازند سروک در میدان مورد، مطالعه انحلال انتخاب کننده فابریک و غیر انتخاب کننده فابریک در مراحل ائوژنز و تلوژنز و نیز شکستگی در رخساره‌های دانه‌پشتیبان پشته زیرآبی، ریف‌های پراکنده و واریزه‌های آن‌ها است. شواهد پتروگرافی و بررسی داده‌های تخلخل و تراوایی مغزه چاه ۶ میدان نشان می‌دهد که بعضی از حفرات توسط سیمان تدفینی نیمه عمیق و عمیق پر شده و منجر به کم شدن کیفیت مخزنی شده است. برای درک بهتر ارتباط تخلخل با تراوایی، نمودار داده‌های تخلخل و تراوایی (حاصل از داده عادی[4] مغزه) برای انواع رخساره‌ها در بخش مخزنی واقع در ۵۵ متر فوقانی سازند سروک (عمق ۲۴۸۱ تا ۲۵۳۶

[1] Marine
[2] Meteoric
[3] Burial
[4] Routine Core Analysis

متری چاه شش) ترسیم شده است (شکل ۱۰). بر این اساس پنج گونه‌ی سنگی در بخش بالایی و مخزنی سازند سروک شناسایی گردید. گونه‌های سنگی با استفاده از روش لوسیا [۲۳] رده‌بندی شده‌اند که یکی از بهترین رده‌بندی‌های ارایه شده است. گونه سنگی شماره ۴ با داشتن تخلخل‌های بین‌دانه‌ای، قالبی، حفره‌ای و شکستگی در میکروفاسیس‌های رودیست رودستون، بیوکلاست رودیست پکستون تا گرینستون و فرامینی‌فر کرینوئید کورتویید پکستون تا گرینستون متعلق به بخش‌های پرانرژی پشته‌های زیرآبی، ریف‌های پراکنده و واریزه‌های آن بهترین خصوصیات مخزنی را نشان می‌دهد (جدول ۵). بررسی سن نسبی رخساره‌های مذکور، سن تورونین میانی را نشان می‌دهد و افزایش خصوصیات مخزنی آن‌ها متأثر از رویداد ناپیوستگی تورونین میانی بوده است.



شکل۹. توالی پاراژنزی سازند سروک در میدان سروستان. فرایندهای محیط جوی در دو بخش ائوژنیک و تلوژنیک مشاهده شده‌اند. تصویر میکرایتی شدن متعلق به چاه پنج و در ۲۵۱۵ متری، تصویر آشفتگی زیستی متعلق به چاه شش در عمق ۲۴۸۲ متری، تصویر سیمان دریایی متعلق به چاه پنج در عمق ۲۵۲۰ متری، تصویر استیلولیتی شدن از چاه پنج در عمق ۲۵۴۸ متری، تصویر نوشکلی متعلق به چاه شش در عمق ۲۵۶۰ متری، تصویر تخلخل قالبی متعلق به چاه پنج در عمق ۲۵۹۱ متری، تصویر سیمان تدفینی متعلق به چاه شش و عمق ۲۵۰۱ متری، تصویر شکستگی متعلق به چاه شش و ۲۶۵۱ متری، تصویر دولومیتی شدن متعلق به چاه پنج و عمق ۲۵۱۱ متری، تصویر تخلخل حفره‌ای متعلق به چاه شش و عمق ۲۶۲۵ متری، تصویر برشی شدن متعلق به چاه شش و عمق ۲۵۲۸ متری، تصویر انحلال مزوژنتیک از چاه پنج در عمق ۲۸۵۰ متری.



شکل ۱۰. نمودار داده تخلخل- تراوایی مغزه و گونه‌های سنگی شناسایی شده در انواع رخساره‌های بخش بالایی سازند سروک در چاه شماره شش.

جدول ۱. کد رخساره (با علامت اختصاری SV) و نام میکروفاسیس‌ها در کمربندهای مختلف رمپ کربناته‌ی سروک در میدان سروستان

Inner ramp microfacies	Mid ramp microfacies	Outer ramp and basin microfacies
SV1: Foraminifer crinoid peloid packstone to grainstone	SV5: Rudist rudstone	SV9: Fine bioclast rudist wackestone
SV2: Bioclast foraminifer peloid packstone	SV6: Large benthic foraminifer bioclast wackestone	SV10: Shale
SV3: Foraminifer crinoid cortoid packstone to grainstone	SV7: bioclast rudist peloidal packstone	SV11: Argilaceous mudstone
SV4: Bioclast rudist packstone to grainstone	SV8: Bioclast rudist crinoid wackeston to floatstone	SV12: Planktonic foraminifer mudstone

جدول ۲. فرایندهای دیاژنزی دریایی مطالعه شده در سازند سروک در میدان سروستان. رخساره‌های رسوبی متأثر از این فرایندها و نیز تأثیر آن‌ها بر کیفیت مخزنی ارایه شده است.

فرایند دیاژنزی دریایی	رخساره رسوبی	تأثیر بر کیفیت مخزنی
میکرایتی شدن	SV1-SV4	با تولید ماتریکس نقش کاهنده دارد
آشفتگی زیستی	SV5-SV7	کاهنده، با آشفتگی رسوب سبب کاهش جورشدگی و نیز کاهش تخلخل می‌شود.
سیمان دریایی	SV3-SV4	قشر سیمان دریایی دور اجزا سبب ایجاد چارچوب مقاوم در برابر تراکم و فشردگی رسوب شده و مانع از کاهش تخلخل رسوب می‌شود.

جدول۳. فرایندهای دیاژنزی جوی در رخساره‌های سازند سروک و نقش آن‌ها در کیفیت مخزنی

فرایند دیاژنزی جوی	رخساره رسوبی	تأثیر بر کیفیت مخزنی
انحلال انتخاب کننده فابریک (ائوژنتیک)	SV1-SV8	اجزایی که با سیمان پر نشده یا نیمه پر هستند، با افزایش تخلخل، نقش افزاینده دارند.
انحلال غیر انتخاب کننده فابریک (تلوژنتیک)	SV1-SV5	افزاینده تخلخل و کیفیت مخزنی
برشی شدن و شکستگی ناشی از دیاژنز جوی	SV3-SV4	افزاینده

جدول ۴. فرایندهای دیاژنزی دفنی در رخساره‌های سازند سروک و نقش آن‌ها در کیفیت مخزنی

فرایند دیاژنزی دفنی	رخساره رسوبی	تأثیر بر کیفیت مخزنی
سیمان دفنی	SV1-SV6	کاهنده، پر کردن قالب اجزا و میان اجزا
تراکم فیزیکی	SV1-SV8	کاهنده، از بین بردن اغلب تخلخل‌های اولیه
استیلولیت	SV1-SV12	به نظر می‌رسد عامل تشکیل تخلخل حفره‌ای در برخی رخساره‌ها است ولی تأثیر آن بر کیفیت مخزنی مشخص نیست.
دولومیت دفنی و مرتبط با استیلولیت	SV1-SV4, SV11	بدون تخلخل قابل توجه، تأثیر مثبتی بر روند افزایش کیفیت مخزنی ندارد.
شکستگی	SV1-SV12	با ایجاد پل ارتباطی میان حفرات مجزا نقش افزاینده دارد.
انحلال تدفینی	SV8-SV12	با اطلاعات موجود دقیقاً قابل ارزیابی نیست. ولی به دلیل فراوانی کم به نظر می‌رسد تأثیر قابل ملاحظه‌ای نداشته باشند.

جدول ۵. گونه‌های سنگی شناسایی شده در بخش بالایی سازند سروک همراه با مقادیر تخلخل و تراوایی، میکروفاسیس‌ها، نوع تخلخل و بافت

Rock type group	Average Helium porosity (%)	Average Air permeability (md)	Associated facies codes	Pore type	Texture
RT1	0.61	0.007	SV1, SV2	moldic	wackestone packstone
RT2	1.13	0.069	SV6	open fracture	wackestone floatstone
RT3	5.24	1.334	SV7, SV8	interparticle, interaparticle, moldic	packstone, floatstone
RT4	5.42	1.16	SV3, SV4, SV5	interparticle, moldic, intraparticle vuggy, fracture	pakstone grainstone, rudstone
RT5	2.04	1.27	SV9, SV10, SV11, SV12	no visible porosity	wackestone mudstone

تاریخچه تکامل مخزن

فرایندهای رسوبی و دیاژنزی موثر بر تکامل مخزن در شش مرحله انجام شده است. مدل تکامل مخزن سازند سروک در میدان سروستان شباهت زیادی به مدل مخزن این سازند در میدان آب تیمور در فروافتادگی دزفول دارد [۲۴، ۲۸، ۲۹ و ۳۰]. مسیر دیاژنزی که بخش‌های مختلف این سازند طی کرده اند در شکل ۱۱ نشان داده شده است.

مرحله۱: هنگام سنومانین آغازی تا سنومانین میانی، بخش پایینی و بیش‌تر گل‌پشتیبان سازند سروک نهشته شد. در سنومانین میانی پایین‌افتادگی سطح آب دریا روی داد که آثار آن به صورت رخنمون در سازندهای معادل سروک (میشریف و فاتح) در نقاط دیگر صفحه عربی دیده شده است [۳۸ و ۳۹]

مرحله۲: پس از سنومانین میانی با بالا آمدن دوباره سطح آب دریا بخش میانی سازند سروک با رخساره‌های دانه پشتیبان پشته زیرآبی و ریف تکه‌ای رودیستی بر روی توالی‌های تحتانی سازند سروک نهشته شد.

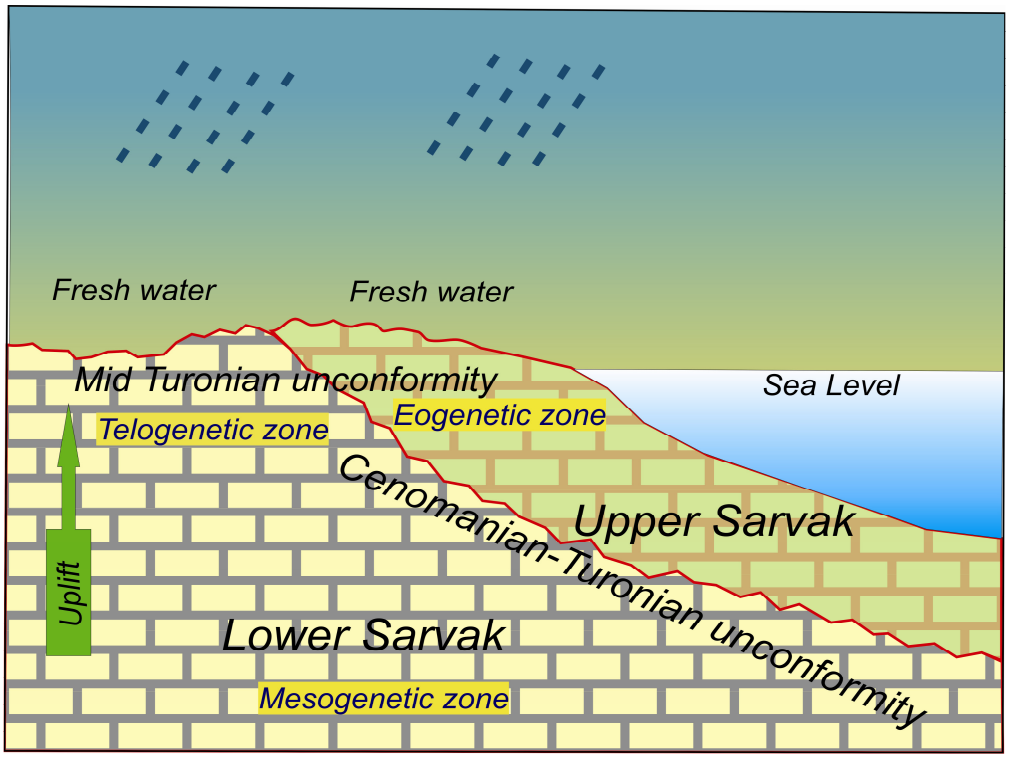
مرحله۳: در سنومانین- تورونین رویداد زمین‌ساخت محلی و فعالیت گنبدهای نمکی در زون فارس، سبب پایین افتادگی سطح آب دریا و رخنمون رسوبات بخش میانی سروک گردید. بنابراین رخساره‌های این بخش در معرض آب‌های جوی در یک اقلیم گرم و مرطوب دچار دیاژنز ائوژنیک شدند. این دیاژنز به صورت انحلال انتخاب کننده فابریک در رخساره‌های دانه‌پشتیبان سازند سروک مشهود است.

مرحله ۴: پس از سنومانین-تورونین با بالا آمدن دوباره سطح آب دریا [۱۶] قسمت فوقانی و دانه غالب سازند سروک شامل رخساره‌های پشتی پشته زیرآبی و لاگون نهشته شد.

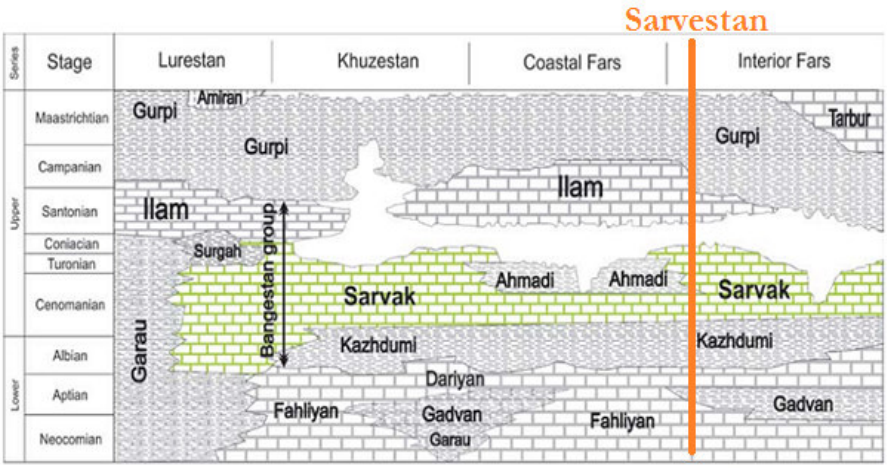
مرحله ۵: در تورونین میانی (؟) به دلیل بالاآمدگی افیولیت در پلاتفرم عربی در این زمان [۳۸] و جنبش‌های نمکی (مانند گنبدهای نمکی بستانه و شو، [۲۰]) پایین آمدن ناحیه‌ای سطح آب دریا روی داد. به این ترتیب رسوبات سخت نشده‌ی بخش فوقانی سازند سروک تحت تأثیر رخنمون تورونین میانی دچار فرایندهای ائوژنتیک شدند (شکل ۱۰). شواهد این دیاژنز به صورت شکستگی‌های انحلالی، برشی شدن ریزشی-انحلالی خفیف، تخلخل حفره‌ای و قالبی قابل مشاهده است (شکل ۸، G). با توجه به تعیین گونه‌های سنگی رخساره‌های دانه‌پشتیبان پشته‌های زیرآبی و ریف‌های پراکنده رودیستی، متأثر از ناپیوستگی تورونین میانی بوده‌اند و گونه سنگی شماره ۴ با در برگرفتن رخساره‌های مذکور، بهترین ویژگی‌های مخزنی را در این بخش نشان می‌دهد. به طور همزمان طی بالا آمدگی، رسوبات بخش میانی سازند سروک (زیر ناپیوستگی سنومانین میانی) که طی تدفین سخت شده بودند، تحت تأثیر سیالات جوی در مرحله تلوژنز قرار گرفته و فرایندهای دیاژنز تلوژنزی را پشت سر گذاشتند. می‌توان گفت که تأثیر توأم فرایندهای ائوژنز و تلوژنز در رسوبات زیر ناپیوستگی سنومانین-تورونین نیز سبب ایجاد زون مخزنی با کیفیت خوب شده است. در مورد این ادعا تنها شواهد پتروگرافی به صورت تخلخل‌های حفره‌ای و غیرانتخاب کننده

فابریک (انحلال سیمان‌های تدفینی) (شکل ۸، F) در دسترس است.

مرحله ۶: در اثر فرسایش یا نبود رسوب‌گذاری، رسوبات تورونین بالایی و کنیاسین در منطقه مشاهده نمی‌شوند و رسوبات کربناته سازند ایلام با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند سروک نهشته شدند. ناپیوستگی میان سازندهای سروک و ایلام، علاوه بر زون فارس داخلی در فارس ساحلی و خوزستان نیز قابل ردیابی است (شکل ۱۲). در رسوبات سخت نشده‌ی بخش فوقانی سروک، طی رخنمون تورونین میانی و تحت تأثیر سیالات جوی و دیاژنز ائوژنیک، حفرات انتخاب کننده فابریک (عمدتاً تخلخل قالبی) (شکل ۸، E) تشکیل شده است و نقش مهمی در ایجاد کیفیت مخزنی ایفا کرده است.



شکل ۱۱. مسیر دیاژنزی سازند سروک. ابتدا بخش پایینی سروک تا زمان سنومانین میانی نهشته شده است. سپس بخش میانی سازند سروک نهشته شده و در پایان سنومانین ناپیوستگی سنومانین-تورونین روی داده است. سپس قسمت فوقانی سروک نهشته شده و بالا آمدگی منطقه ای در تورونین میانی روی داده که سبب دیاژنز ائوژنیک در سروک بالایی و دیاژنز تلوژنیک در سروک پایینی شده است.



شکل ۱۲. نهشت سازند ایلام بر روی سازند سروک همراه با ناپیوستگی میان این دو سازند. این ناپیوستگی علاوه بر فارس داخلی در فارس ساحلی و خوزستان نیز قابل ردیابی است (شکل با تغییرات و اقتباس از [۲۴]).

نتیجه‌گیری

رخساره‌های کربناته سازند سروک در ناحیه سروستان در یک محیط رسوبگذاری از نوع رمپ هموکلینال و در اقلیم گرم و مرطوب کرتاسه میانی نهشته شده است. هر دو نهشته‌های پلاژیک و نریتیک در این سازند قابل مشاهده است. رخساره‌های دانه غالب رمپ داخلی در بخش‌های بالایی سازند سروک تجمع دارند. رخساره‌های دانه پشتیبان پشته زیرآبی، ریف‌های رودیستی تکه‌ای و واریزه‌های آن در بخش‌های میانی و بالایی سازند سروک تحت تأثیر انحلال‌های انتخاب کننده فابریک و غیر انتخاب کننده فابریک در زمان‌های سنومانین-تورونین و تورونین میانی قرار گرفتند. دیاژنز جوی در اقلیم گرم و مرطوب تخلخل و تراوایی رخساره‌های دانه‌پشتیبان را افزایش داده و مهم‌ترین تأثیر را بر کیفیت مخزنی اعمال نمود. بر اساس نمودارهای تخلخل-تراوایی در ۵۵ متر فوقانی سازند سروک در چاه ۶، پنج گونه سنگی شناسایی شد که گونه سنگی شماره ۴ با دربرگرفتن میکروفاسیس‌های رودیست رودستون، بیوکلاست رودیست پکستون تا گرینستون، فرامینیفر کرینوییید کورتوییید پکستون تا گرینستون متعلق به انتهای رمپ درونی و ابتدای رمپ میانی تحت تأثیر ناپیوستگی تورونین میانی (فرآیندهای ائوژنزی) بهترین ویژگی‌های مخزنی را نشان می‌دهد.

تشکر و قدردانی

از شرکت نفت مناطق مرکزی ایران که داده‌های مورد نیاز این مطالعه را در اختیار نویسندگان قرار دادند سپاسگزاریم.

منابع

[1] Alavi, M (2007) Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of Science, 307, 1064 – 1095.

[2] Alsharan, A (1995) Facies variation, diagenesis and exploration potential of the Cretaceous rudist-bearing carbonates of the Arabian Gulf. AAPG, 79, 531 – 550.

[3] Aqrawi, A., Thehni, G., Sherwani, G., and Kareem, B (1998) Mid-Cretaceous rudist-bearing carbonates of the Mishrif Formation: An important reservoir sequence in the Mesopotamian Basin. Journal of Petroleum Geology, 21, 57 – 82.

[4] Beyound, Z.R., Hughes Clark, M.W., and Stoneley, R (1992) 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: Macqueen, R.W. and Leckie, D.A. (eds.) Foreland basins and fold belts. AAPG, 55, 309–339.

[5] Bordenave, M., and Hegre, J (2005) The influence of tectonics on the entrapment of oil in the Dezful Embayment, Zagros Fold belt, Iran. Journal of Petroleum Geology, 28, 339–368.

[6] Choquette, P.W., and Pray, L.C (1970) Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: AAPG Bulletin, 54, 207–250.

[7] Cross, N., Goodall, I., Hollis, C., Burchette, T., Al-Ajmi, H.Z.D., Johnson, I.G., Mukherjee, R., Simmons, M., and Davies, R (2010) Reservoir description of a mid-Cretaceous siliciclastic-carbonate ramp reservoir: Mauddud Formation in the Raudhatain and Sabiriyah fields, North Kuwait. GeoArabia, 15(2), 17–50.

[8] Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in W. E. Ham, (eds.), Classifications of carbonate rocks—a symposium: AAPG, 1, 108–121.

[9] Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A.A., Motamedi, H., and Hosseiniasl, A (2010) quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran, Geomorphology, 121, 133-378.

[10] Ehrenberg, S. N., Aqrawi, A.A.M., and Nadeau, P. H (2008) An overview of reservoir quality in producing Cretaceous strata of the Middle East: Petroleum Geoscience, 14, 307 – 318.

[11] Esteban, M., and Taberner, C (2003) Secondary Porosity Development During Late Burial In Carbonate Reservoirs As A Result Of Mixing And/Or Cooling Of Brines. Journal Of Geochemical Exploration, 78-79, 355-359.

[12] Flügel, E (2010) Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application, second ed. Springer - Verlag, Berlin, 1006 pp.

[13] Fluteau, F., Ramstein, G., Besse, J., Guiraud, R., and Masse, J.P (2007) Impacts of palaeogeography and sea level changes on mid- Cretaceous climate. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 247, 357 – 381.

[14] Geological report of ICOFC (Iranian Central Oil Fields Co.) (2008) Geological completion report, OEID drilling department.

[15] Hajikazemi E., Al-Aasm I.S., and Coniglio M (2010) Subaerial exposure and meteoric diagenesis of the Cenomanian–Turonian

sedimentation patterns along the northeastern Arabian plate margin (Fars Province, SW Iran). In: Leturmy, P., and Robin, C., (eds.), Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 330 pp.

[27] Piryaei, A., Reijmer, J.J.G., Borgomano, J., and van Buchem, F.S.P (2011) Late Cretaceous tectonic and sedimentary evolution of the Bandar Abbas area, Fars region, southern Iran. Journal of Petroleum Geology, 34 (2), 157– 180.

[28] Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Enayati -Bidgoli, A.H., and Omidvar, M (2012) a. Coupled imprints of tropical climate and recurring emersions on reservoir evolution of a mid-Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, SW Iran. Cretaceous Research, 37, 15- 34.

[29] Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Navidtalab , A., and Izadi -Mazidi, E (2012) b. Flow unit distributon and reservoir modeling in Cretaceous carbonates of the Sarvak Formation, Abteymour oilfield, Dezful Embayment, SW Iran. Journal of Petroleum Geology, 35 (3), 213 - 236.

[30] Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Navidtalab, M., Omidvar, M., Enayati-Bidgoli, A.H., Sonei, R., Sajjadi, F.,Amiri-Bakhtyar, H., Arzani, N., and Izadi-Mazidi, E (2013) Palaeo-Exposure Surfaces In Cenomanian–Santonian Carbonate Reservoirs In The Dezful Embayment, Sw Iran. Journal Of Petroleum Geology, 36(4), 335 – 362.

[31] Razin P., Taati F., and van Buchem, F.S.P (2010) Sequence stratigraphy of Cenomanian–Turonian carbonate platform margins (Sarvak Formation) in the high Zagros, SW Iran: an outcrop reference model for the Arabian Plate. In: van Buchem, F.S.P., Gerdes, K.D., Esteban, M. (eds.) Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models,.Geological Society of London Special Publications, 329, 187–218.

[32] Scholle, P.A., and Ulmer- Scholle, D.S.A (2003) Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, AAPG, 77, 470 pp.

[33] Swei, G. H., and Tucker, M.E (2012) Impact Of Diagenesis On Reservoir Quality In Ramp Carbonates: Gialo Formation (Middle Eocene), Sirt Basin, Libya, Journal of Petroleum Geology, 35, (1), 25–47

[34] Taberner, C.,Vahrenkamp, V, Hollis, C., and Esteban, M (2010) Diagenetic Patterns And Rock Properties Of The Natih Formation In upper Sarvak Formation, southwestern Iran. Geol. Soc. Lond. Spec. Pub., 330, 253–272.

[16] Haq, B., Hardenbol, J., and Vail, P (1988) Mesozoic and Ceonzoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In: Wilgus, C. (eds.) Sea Level Changes: an Integrated Approach. SEPM Special Publications, 42, 71–108.

[17] Hollis, C (2011) Diagenetc controls on reservoir properties of carbonate successions within the Albian–Turonian of the Arabian Plate. Petroleum Geoscience, 17 (3), 223-241.

[18] Hollis, C., Vahrenkamp, V., Tull, S., Mukherji, A., Taberner, C. H., and Huang, Y (2010) Pore system characterization in heterogeneous carbonates: an alternative approach to widely used rock-typing methodologies, Marine and Petroleum Geology, 27, 772–793.

[19] Hollis, C., and Walkden, G (2002) Reconstructing Fluid Expulsion And Migration On The Margins Of The Variscan Orogen, Northern England. Journal of Sedimentary Research, 72, 700-710.

[20] Jahani, S., Callot, J.P., Frizon De Lamotte, D., Letouzey, J., and Leturmy, P (2007) The salt diapirs of the eastern Fars Province (Zagros, Iran): A brief outline of their past and present. In: Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F., And Vergés, J. (eds.), Thrust belts and foreland basin: from fold kinematics to hydrocarbon systems. Springer, 491 pp.

[21] James, G.A., and Wynd, J.G (1965) Stratgraphic nomenclature of Iranian oil consortum agreement area AAPG, 49 (12), 2182- 2245.

[22] Keller, G., Adatte, T., Berner, Z., Chellai, E.H. and Stueben, D (2008) Oceanic events and biotic effects of the Cenomanian-Turonian anoxic event, Tarfaya basin, Morocco. Cretaceous Research, 29, 976 - 994.

[23] Lucia, F.J (2007) Carbonate reservoir characterization. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 341pp.

[24] Mehrabi, H., and Rahimpour-Bonab, H (2013) Palaeoclimate and tectonic controls on the depositonal and diagenetic history of the Cenomanian -Early Turonian carbonate reservoirs, Dezful Embayment, SW Iran. Facies, DOI 10.1007/s10347 -013- 0374- 0.

[25] Motiei, H (1993) Geology of Iran, the Stratgraphy of Zagros. Thesis on the geology of Iran, Geological Survey of Iran, Tehran, 572 pp (in Persian).

[26] Piryaei, A., Reijmer, J. J. G., van Buchem, F. S. P., Yazdi-Moghadam, M., Sadouni, J. and Danelian, T (2010) The influence of Late Cretaceous tectonic processes on

Field F, North Oman. 2nd Arabian Plate Workshop, UAE, 23-27th January 2010.
[35] Taghavi, A., Mork, A., and Emadi, M (2006) Sequence stratgraphically controlled diagenesis governs reservoir quality in the carbonate Dehluran Field, southwest Iran. Petroleum Geoscience, 12, 115 – 126.
[36] Tucker M.E., and Wright V.P (1990) Carbonate sedimentology. Blackwell, Oxford, 482 pp
[37] Setudehnia, A (1978) The Mesozoic sequence in southwest Iran and adjacent areas. Journal of Petroleum Geology 1, 3-42.
[38] van Buchem, F., and Razin, P., Homewood, P.W., Philip, J.M., Eberli, G.P., Platel, J.P., Roger, J., Eschard, R., Desaubliaux, G.M.J., Boisseau, T., Leduc, J.P., Labourdette, R., and Cantaloub, S (1996) High resolution sequence stratigraphy of the Natih Formation (Cenomanian/Turonian) in Northern Oman: distribution of source rocks and reservoir facies. GeoArabia, 1, 65–91.
[39] Videtich, P., McLimans, R., Watson, H., and Nagy, R (1988) Depositional, diagenetic, thermal and maturation histories of Cretaceous Mishrif Formation, Fateh Field, Dubai. AAPG, 72, 1143-1159.
[40] Wagner, P.D (1990) Geochemical stratigraphy and porosity controls in Cretaceous carbonates near the Oman Mountains. In: Robertson, A.H.F., Searle, M. and Ries, A., (eds.) The Geology and Tectonics of the Oman Region. Geological Society, London, Special Publications, 49, 127–137.
[41] Wright, V. P (1992) A revised classification of limestones: Sedimentary Geology, 76, 177-185.