

رخساره‌ها، محیط رسوبی و عملکرد فرآیندهای دیاژنزی مؤثر بر کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی رامین

فرشاد بهرامی^۱، سید رضا موسوی حرمی^{۲*}، محمد خانه باد^۳، محمدحسین محمودی قرائی^۴ و رحمت اله صادقی^۵

۱، ۲، ۳ و ۴ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد

۵ کارشناس ارشد شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، اهواز

نویسنده مسئول: moussavi@um.ac.ir

دریافت: ۹۳/۹/۱۱ پذیرش: ۹۳/۱۱/۴

چکیده

هدف از این مطالعه، تفسیر محیط رسوبی و همچنین مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنتیکی است که بر کیفیت مخزنی سازند آسماری در چاه‌های شماره ۳ و ۶ میدان نفتی رامین در فروافتادگی دزفول شمالی مؤثر بوده‌اند. بررسی پتروگرافی ۲۶۰ برش نازک تهیه شده از مغزه، منجر به شناسایی ۱۲ رخساره رسوبی نهشته شده در پنج زیرمحیط رسوبی شامل پهنه‌ی جزر و مدی، لاگون، سد، دریای باز و رمپ خارجی شد، که توالی‌های مورد مطالعه ته‌نشست بر روی یک رمپ کربناته هوموکلینال را نشان می‌دهد. مطالعات پتروگرافی طیف وسیعی از انواع فرآیندهای دیاژنتیکی را نشان می‌دهد؛ سه فرآیند دولومیتی‌شدن، انحلال و سیمانی‌شدن مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنتیکی مؤثر بر ویژگی‌های مخزنی سازند مورد مطالعه هستند. فرآیندهای انحلال و دولومیتی‌شدن با فراوانی بیش‌تر نسبت به فرآیند سیمانی‌شدن عمدتاً رخساره‌های گل‌پشتیبان و پلوییدی را تحت تأثیر قرار داده و موجب افزایش تخلخل (بیش از ۱۲٪) و تراوایی (بیش از ۱ میلی‌داری) و در نتیجه افزایش کیفیت مخزنی شده‌اند. از طرفی دیگر فرآیند سیمانی‌شدن با گسترش کم منجر به کاهش کیفیت مخزنی (تخلخل کمتر از ۱۲٪، تراوایی کمتر از ۰/۱ میلی‌داری و اشباع آب مؤثر بیش از ۶۰٪) در بعضی از بخش‌های توالی (مخصوصاً در چاه شماره ۳) شده است. به طور کلی رخساره‌های کم‌عمق و عمدتاً گل‌پشتیبان که از فراوانی بیش‌تری نسبت به سایر رخساره‌ها برخوردارند (با فراوانی حدود ۶۰٪) و بیش‌تر تحت تأثیر فرآیندهای انحلال و دولومیتی‌شدن قرار گرفته‌اند نقش مهمی را در افزایش کیفیت مخزنی کربنات‌های مورد مطالعه از سازند آسماری در این میدان ایفا کرده‌اند.

واژه‌های کلیدی: محیط رسوبی، دیاژنز، کیفیت مخزنی، سازند آسماری، میدان نفتی رامین

مقدمه

پتروفیزیکی آن‌ها خواهد کرد، که در این تحقیق برای دستیابی به این هدف، توالی‌های رسوبی مخزن آسماری در چاه‌های شماره ۳ و ۶ میدان نفتی رامین مورد مطالعه قرار گرفته است. میدان نفتی رامین با ابعاد تقریبی ۴۰×۴۰ کیلومتر در فروافتادگی دزفول شمالی و در بین میداین نفتی کوپال، مارون و اهواز به صورت یک تاق‌دیس کشیده‌ی دارای شیب ملایم یا روند شمال غرب- جنوب شرق واقع شده است (شکل ۱).

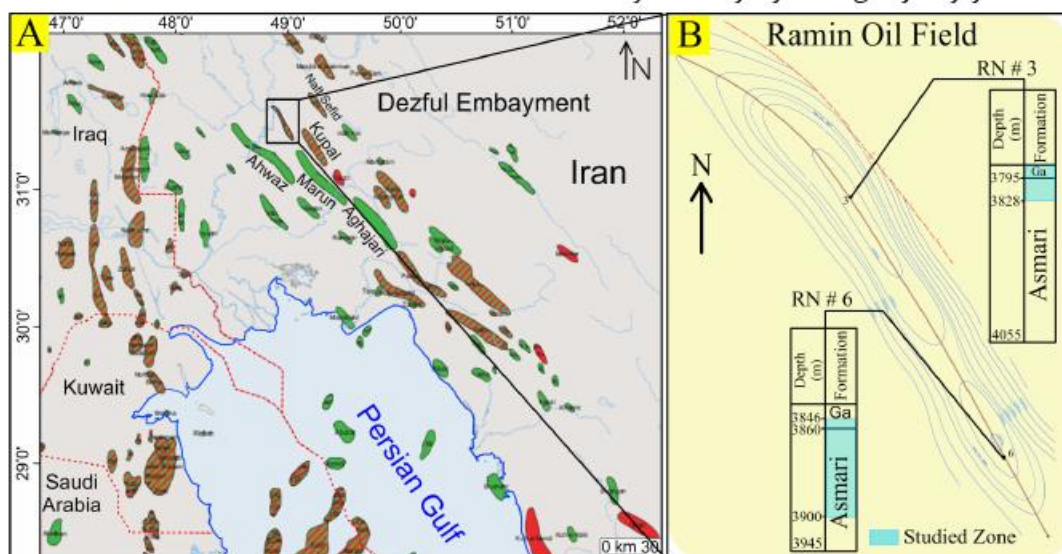
مواد و روش‌ها

در این مطالعه جهت دستیابی به اهداف تحقیق تعداد ۲۶۰ برش نازک در دسترس از مغزه‌های چاه‌های شماره

از آنجایی که ویژگی‌های مخزنی بسیاری از سنگ‌های رسوبی در ارتباط با الگوی توزیع رخساره‌ها است [۲۲]، و با شرایط حاکم بر محیط رسوبی آن‌ها کنترل می‌شود [۱]، یکی از مهم‌ترین اهداف مطالعات رسوب‌شناسی مخازن هیدروکربنی، تعیین رخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی دیرینه آن‌هاست [۲]. از طرفی دیگر دیاژنز یکی از مهم‌ترین فاکتورهای کنترل‌کننده تولید هیدروکربن در بسیاری از مخزن‌های کربناته است [۴۰]. در واقع کیفیت مخزنی از طریق واکنش بین ویژگی‌های رسوبی و فرآیندهای دیاژنتیکی کنترل می‌شود [۳۱]. بنابراین بررسی هم‌زمان رخساره‌های رسوبی و فرآیندهای دیاژنتیکی مؤثر بر کیفیت مخزنی کمک شایانی به شناخت هر چه بهتر سنگ‌های مخزنی و خصوصیات

شلاگر [۳۶] و فلوگل [۱۶] استفاده شده است. در این مطالعه، تفکیک و نام‌گذاری انواع حفرات دیاژنتیکی براساس تقسیم‌بندی لوسیا [۱۷] صورت گرفته است. همچنین جهت بررسی نقش رخساره‌های رسوبی و فرآیندهای دیاژنتیکی در خصوصیات پتروفیزیکی و ارزیابی کیفیت مخزنی از نمودارهای چاه‌پیمایی GR، PHIE، SWE، RHOB و NPHI و داده‌های تخلخل و تراوایی مغزه بهره گرفته شده، که جهت رسم آن‌ها از نرم افزار ژنولاج (Geolog[®]6.7.1) استفاده شده است.

۳ و ۶ میدان نفتی رامین از سازند آسماری که تعدادی از آن‌ها توسط آلزارین قرمز به روش دیکسون [۱۰] رنگ‌آمیزی شده است، یا میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی‌های پتروگرافی قرار گرفت. رخساره‌های رسوبی براساس ویژگی‌های رخساره‌ای از قبیل یافت رسوبی، نوع دانه و محتوی فسیلی تعیین شده‌اند. نام‌گذاری رخساره‌های کریناته براساس تقسیم‌بندی دانهام [۱۲] و امیری و کلوان [۱۵] صورت گرفته است. برای تفسیر محیطی رخساره‌ها و نهایتاً تعیین محیط رسوبی سازند مورد مطالعه از رخساره‌های استاندارد ارائه شده توسط



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی میدان نفتی مورد مطالعه (A): نقشه میدابین نفتی در دشت خوزستان (با تغییرات از اقروی و همکاران [۶]) (B): نقشه ساختاری رأس سازند آسماری در میدان نفتی رامین و موقعیت چاه‌ها و زون‌های مورد مطالعه.

هستند. در بعضی نمونه‌ها این رخساره دارای لامینه‌های نازکی از گل آهکی است (شکل ۲-۱).
تفسیر: با توجه به دارا بودن یافت اولیه پلورهای انیدریت و ساخت لایه‌ای این رخساره و نبود فسیل می‌توان بیان کرد که این انیدریت‌ها از نوع اولیه هستند و در یک شرایط با چرخش محدود آب، شوری فوق‌العاده زیاد و تیخیر شدید در محیط‌های پهنه‌ی جزر و مدی و بالای جزر و مدی ته‌نشست شده‌اند [۱۹]. رخساره انیدریتی در مدل معرفی شده توسط فلوگل [۱۶] به محیط رسوبی پری‌تایدال نسبت داده شده و در طبقه‌بندی رمپ‌های کریناته توسط پورکت و رایت [۸] جزء رمپ داخلی در نظر گرفته شده است که متعلق به پهنه‌های بالای جزر و مدی (سیخا) است.

بحث

براساس مطالعات پتروگرافی، رسوب‌شناسی و فسیل‌شناسی پرش نازک، در مجموع ۱۲ رخساره‌ی رسوبی متعلق به پنج کمربند رخساره‌ای در سازند مورد مطالعه شناسایی شده است. توصیف و تفسیر پتروگرافی، رسوب‌شناسی و محیطی هر یک از این رخساره‌ها از ساحل به سمت دریا به شرح زیر است:

مجموعه رخساره‌ای A (پهنه‌ی جزر و مدی)

رخساره A1: انیدریت

این رخساره غیر کریناته (تیخیری) است و عمدتاً در بخش بالایی سازند آسماری مشاهده می‌شود. پلورهای انیدریت در این رخساره دارای یافت سوزنی شعاعی و فیبری

رخنمون سطحی، نشان‌دهنده‌ی تشکیل این رخساره در محیط زیر پهنه‌ی جزر و مدی است [۵]. شایینر و همکاران [۳۵] نیز رخساره‌ی مشابه‌ای را به محیط‌های محصور شده و پهنه‌ی جزر و مدی نسبت داده‌اند.

مجموعه رخساره‌ای B (لاگون)

رخساره B1: وکستون - پکستون - گرینستون بیوکلاستی بلویدی:

این رخساره طیف وسیعی از اجزای اسکلتی را دارا است که تقریباً تمامی اجزای آن به دلیل فرآیند میکریتی شدن، پلونییدی و در نتیجه غیر قابل شناسایی شده‌اند (شکل ۲-D). از اجزای اسکلتی (میانگین فراوانی ۱۰٪) قابل شناسایی می‌توان انواع فرامینی‌فرهای ینتیک (میلیولیدها، دندریتینا، بورلیس، پنروپلیس، اوپرکولینا، نئوالونولینا، دیسکوربیس و روتالیا)، فرامینی‌فرهای پلانکتون، گاستروپود، پراکیوپود، اکیونوئید و جلبک قرمز را نام برد. اجزای غیر اسکلتی نیز فسیل‌های پلونییدی شده (میانگین فراوانی ۳۰٪ و اندازه ۰/۵ میلی‌متر)، پلت (میانگین فراوانی ۴٪ و اندازه ۰/۲ میلی‌متر) و کورتوئید هستند. زمینه‌ی این رخساره را میکریت و سیمان‌های مختلفی از قبیل سیمان دولومیتی، اتیدریتی و کلسیتی تشکیل می‌دهند. یافت این رخساره عمدتاً پکستونی و تا حدودی وکستونی یا گرینستونی است. از دیگر ویژگی‌های این رخساره حضور اتیدریت به صورت سیمان یا یافت‌های مختلف و جانشینی به جای اجزای اسکلتی است.

تفسیر: فراوانی فرامینی‌فرهای بی‌منفذ پورسلانوز (از قبیل میلیولیدها، دندریتینا، بورلیس و پنروپلیس) که عمدتاً در زون نوری بالایی زندگی می‌کنند، نشانه‌ای از محیط‌های لاگونی فوق‌العاده شور محصور شده کم‌عمق است [۳۰]. میکریتی‌شدن اجزای اسکلتی و همچنین گسترش زیاد سیمان‌های دولومیتی و اتیدریتی در این رخساره شواهد دیگری از شرایط محیطی دریای محصور شده، کم‌انرژی و با شوری بالا از قبیل لاگون است [۳۴ و ۱۶].

رخساره A2: مادستون تا دولوستون دارای فابریک روزنه‌ای:

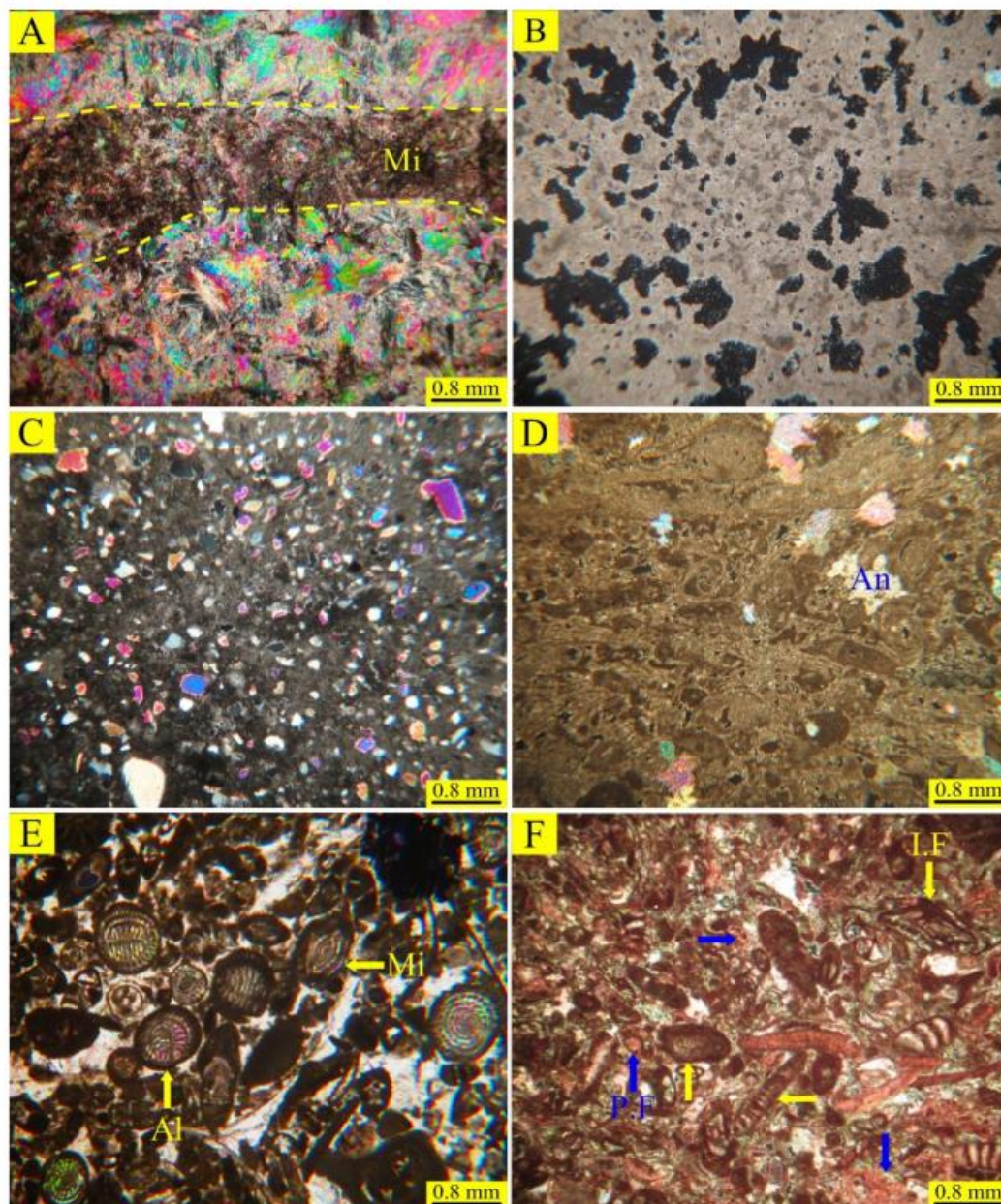
در این رخساره یافت از مادستون تا دولوستون تغییر می‌کند. این رخساره از سنگ‌آهک ریز بلور تشکیل شده است که گاهی بلورهای ریز میکریت به بلورهای درشت‌تر دولومیت تبدیل شده و تشکیل دولوستون را داده‌اند. دولومیت‌ها از نوع ریز بلور بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار هستند. ساخت لامینه‌ای و فابریک فنسترال از ویژگی‌های این رخساره هستند که در اکثر نمونه‌ها قابل مشاهده‌اند (شکل ۲-B). همچنین در این رخساره پلونییدها و بلورهای پراکنده اتیدریت به میزان کمی مشاهده شده‌اند.

تفسیر: دولومیت‌های ریز بلور و دانه‌ریز معمولاً در شورابه‌های تیخیری محیط‌های سیخایی تشکیل شده و قابل مقایسه با دولومیت‌های سیخایی در حوضه خلیج فارس هستند [۴]. فابریک‌های فنسترال به‌طور معمول حاصل انقباض و انبساط رسوب، حباب‌های گاز، خروج هوا در زمان سیلاب و یا ناشی از فعالیت موجودات بوده که نشان‌دهنده‌ی تشکیل در محیط‌های بالای پهنه جزر و مدی هستند [۳ و ۳۲]. با توجه به این شواهد و همچنین وجود اتیدریت اولیه در این رخساره می‌توان محیط آن را پهنه‌ی جزر و مدی و بالای آن و سواحل تیخیری خشک دانست [۱۶ و ۱۷]. این رخساره معادل یا رخساره‌های SMF21 و SMF23 شلاگر [۳۶] و RMF22 فلوگل [۱۶] است.

رخساره A3: مادستون کوارتزار

این رخساره از گل‌آهکی (میکریت) و دانه‌های آواری کوارتز (میانگین فراوانی ۲۰٪) با اندازه ماسه‌ریز تا متوسط و چورشدگی نسبتاً خوب و گردشدگی زاویه‌دار تا نیمه گردشده تشکیل شده است (شکل ۲-C). دانه‌های کوارتز دارای خاموشی موجی و مستقیم هستند. این رخساره تنها در نمونه‌های چاه شماره ۶ میدان مورد مطالعه مشاهده شده است، که در شکل ۷ نیز میزان گسترش و موقعیت آن نسبت به سایر رخساره‌ها مشخص شده است. زمینه‌ی این رخساره در بعضی نمونه‌ها به دولومیت تبدیل شده و هیچ‌گونه اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی در آن مشاهده نشده است.

تفسیر: شواهدی از قبیل نبود فسیل، یافت غنی از گل، ارتباط عمودی با رخساره‌های لاگونی و نبود شواهد



شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های A1 تا B3 (XPL) (A): رخساره A1- انیدریت دارای لامینه‌ی گلی (Mi) (عمق ۳۷۹۷ متری، جاه شماره ۳)، (B): رخساره A2- مادستون دارای فایریک فنسترال (عمق ۳۸۷۸ متری، جاه شماره ۶)، (C): رخساره A3- مادستون گوارت‌زدار (عمق ۳۸۸۱/۵ متری، جاه شماره ۶)، (D): رخساره B1- وکستون- بکستون- گرینستون بیوکلستی بلویدی یا سیمان دولومیتی و بلورهای پراکنده‌ی انیدریت (An) (عمق ۳۸۱۵ متری، جاه شماره ۳)، (E): رخساره B2- گرینستون میلبویدی (Mi) نئوالوئولین دار (A1) (عمق ۳۷۹۶ متری، جاه شماره ۳) و (F): رخساره B3- بکستون تا گرینستون حاوی فرامینی‌فرهای منفذدار (P.F) و بی‌منفذ (I.F) (عمق ۳۸۰۳ متری، جاه شماره ۳).

(میانگین فراوانی ۰/۴ و اندازه ۰/۶ میلی‌متر)، دندریتینا (میانگین فراوانی ۰/۲ و اندازه ۱/۳ میلی‌متر)، یولپیدینا (میانگین فراوانی کمتر از ۰/۱) و روتالیا (میانگین فراوانی کمتر از ۰/۱)، پوسته‌های دوکفه‌ای (میانگین فراوانی ۰/۵)

رخساره B2: گرینستون حاوی نئوالوئولینا و میلبوید:

انواع فرامینی‌فرهای بنتیک از قبیل نئوالوئولینا (با میانگین فراوانی ۰/۱۵ و اندازه ۰/۶ میلی‌متر)، میلبوید

نئوالوئولینا و یافت پکستونی تا گرینستونی به تشکیل این رخساره در یک محیط لاگونی نیمه محصور شده‌ی به سمت دریای باز اشاره دارد [۳۰].

رخساره B4: پکستون تا گرینستون دارای فرامینی‌فرهای بی‌منفذ پلت‌دار:

اجزای اسکلتی اصلی این رخساره فرامینی‌فرهای بنتیک بی‌منفذ شامل دندریتینا (میانگین فراوانی ۰/۱۰٪ و اندازه ۱ میلی‌متر)، میلیولیدها (میانگین فراوانی ۰/۷٪ و اندازه ۰/۵ میلی‌متر)، یورلیس ملوکوردیکا (میانگین فراوانی ۰/۲٪ و اندازه ۰/۵ میلی‌متر)، اوپرکولینا (میانگین فراوانی ۰/۳٪) و اجزای غیر اسکلتی اصلی شامل پلت (میانگین فراوانی ۰/۲۰٪ و اندازه ۰/۱ میلی‌متر)، پلونید (میانگین اندازه ۰/۵ میلی‌متر)، کورتویید و اینتراکلت (مجموعاً یا میانگین فراوانی ۰/۱۰٪) هستند (شکل ۳-۱). از اجزای فرعی نیز می‌توان قطعات اکینوئید، دیسکوربیس، پراکیوپود، گاستروپود و استراکود را نام برد (یا میانگین فراوانی کمتر از ۰/۵٪). زمینه‌ی این رخساره را میکریت و سیمان کلسیت بلوکی تشکیل می‌دهند. با وجود اینکه اجزای اسکلتی و دانه‌های پلت به طور جداگانه از جورشدگی خوبی برخوردارند، اما در مجموع رخساره دارای جورشدگی ضعیفی است.

تفسیر: یافت عمدتاً گرینستونی و فراوانی فرامینی‌فرهای بی‌منفذ پورسلانوز و پلت در این رخساره نشان‌دهنده‌ی یک محیط کم‌عمق پراترزی با شوری بالا است [۱۷] و [۲۵]. خصوصیات یافتی، نبود کانی‌های تیخیری و فراوانی فرامینی‌فرهای پورسلانوز، و هم‌چنین دانه‌های پلت و پلونید و گاهی اینتراکلت به بخش پراترزی یک لاگون محصور شده نزدیک به محیط‌های پراترزی پشت سدی اشاره دارد [۴۱ و ۱۶]. رخساره‌ی مشابه‌ای توسط الله‌کرم‌پور دیل و همکاران [۵] از سازند آسماری در جنوب غربی ایران گزارش شده است.

مجموعه رخساره‌ای C (سد)

رخساره C1: پکستون تا گرینستون پلوییدی-بیوکلاستی کوارتزدار:

از اجزای اسکلتی این رخساره می‌توان فرامینی‌فرهای بنتیک از قبیل اسفانوئوپسینا (میانگین فراوانی ۰/۳۰٪ و اندازه ۱/۳ سانتی‌متر)، میوزپسینا (میانگین فراوانی ۰/۲٪ و اندازه ۱/۴ سانتی‌متر)، و میلیولید (میانگین فراوانی ۰/۴٪

و گاستروپود (میانگین فراوانی ۰/۱٪) از اجزای اسکلتی اصلی و قطعات بیوکلاستی میکریتی شده (پلونید یا میانگین فراوانی ۰/۲۰٪ و اندازه ۰/۷ میلی‌متر) و پلت (میانگین فراوانی ۰/۴٪ و اندازه ۰/۲ میلی‌متر) نیز از اجزای غیر اسکلتی اصلی تشکیل دهنده‌ی این رخساره هستند (شکل ۲-E). اگرچه ساختار کلی بیش‌تر اجزای اسکلتی این رخساره حفظ شده‌اند اما تا حدودی میکریتی شده‌اند و گاهی نیز تحت تأثیر فرآیند انیدریتی شدن قرار گرفته‌اند. سیمان انیدریتی با یافت تمدی زمینه‌ی این رخساره را تشکیل داده است. اجزای تشکیل دهنده‌ی این رخساره جورشدگی ضعیفی دارند.

تفسیر: حضور فرامینی‌فرهای بی‌منفذ پورسلانوز از قبیل آلوئولینا، میلیولید و دندریتینا نشان‌دهنده‌ی شرایط محیطی حفاظت شده در آب‌های کم عمق فوق‌العاده شور است [۱۷ و ۴۴]. وجود مقادیر زیاد قطعات بیوکلاستی میکریتی شده (پلونیدها) و هم‌چنین زمینه‌ی سیمانی از نوع انیدریتی نیز حاکی از تشکیل این رخساره در آب‌های گرم کم‌عمق مربوط به محیط‌های لاگونی تا زیر پهنه جزر و مدی است [۳۴ و ۳].

رخساره B3: پکستون تا گرینستون حاوی فرامینی‌فرهای منفذدار و بی‌منفذ:

اجزای اصلی تشکیل دهنده‌ی این رخساره فرامینی‌فرهای بنتیک بی‌منفذ شامل دندریتینا (میانگین فراوانی ۱۰٪ و اندازه ۰/۹ میلی‌متر)، میلیولیدها (میانگین فراوانی ۰/۱۰٪ و اندازه ۱ میلی‌متر)، نئوالوئولینا (میانگین فراوانی کمتر از ۰/۵٪ و اندازه ۱/۴ میلی‌متر) و فرامینی‌فرهای بنتیک منفذدار شامل اوپرکولینا، دیسکوربیس و روتالیا (میانگین فراوانی ۰/۱۵٪ و اندازه ۰/۴ میلی‌متر) هستند (شکل ۲-F). از اجزای فرعی مشاهده شده در این رخساره می‌توان پلویید (میانگین فراوانی ۰/۵٪)، اکینوئید (میانگین فراوانی ۰/۲٪)، پراکیوپود (میانگین فراوانی ۰/۲٪)، گاستروپود (میانگین فراوانی ۰/۱٪) و فرامینی‌فرهای پلاتکتون (میانگین فراوانی ۰/۱٪) را نام برد. میکریت و سیمان کلسیت بلوکی زمینه‌ی این رخساره را تشکیل می‌دهند. اجزای تشکیل‌دهنده‌ی این رخساره دارای جورشدگی ضعیف تا متوسط هستند.

تفسیر: رخداد هم‌زمان جانوران دریایی عادی مثل روتالیا، دیسکوربیس، فرامینی‌فرهای پلاتکتون، اکینوئید و پراکیوپود با بیوتای لاگونی مثل دندریتینا، میلیولیدها و

رخساره D2: رودستون بیوکلاستی:

اجزای اصلی تشکیل‌دهنده‌ی این رخساره قطعات اسکلتی بزرگی از پوسته‌های دوکفه‌ای‌ها هستند (میانگین فراوانی ۳۰٪ و اندازه ۲/۷ سانتی‌متر)، که اکثر آن‌ها توسط دولومیت چانشین شده‌اند. از اجزای فرعی می‌توان فرامینی‌فرهای پلانکتون، روتالیا و استراکود را نام برد. زمینه‌ی این رخساره عمدتاً میکریتی است (شکل ۳-D).
تفسیر: تجمع قطعات دوکفه‌ای‌ها یا یافت رودستونی و زمینه‌ی میکریتی می‌تواند نشان‌دهنده‌ی شرایط رسوب‌گذاری در دریای باز باشد [۱۶]. وجود جانداران پلانکتونیک به صورت اجزای فرعی را نیز می‌توان ناشی از ارتباط محیط تشکیل این رخساره یا محل زندگی آن‌ها دانست [۴۲].

مجموعه رخساره‌ای E (رمپ خارجی)**رخساره E1: وکستون اکیونوئیدی:**

اصلی‌ترین تشکیل‌دهنده‌ی این رخساره قطعات خرد شده‌ی اکیونوئید (میانگین فراوانی ۶٪ و اندازه ۱ میلی‌متر) است (شکل ۳-E). از اجزای فرعی (با میانگین فراوانی کمتر از ۵٪) می‌توان پلوانید، فرامینی‌فرهای پلانکتون و پراکیوپود را نام برد.

تفسیر: همراهی فرامینی‌فرهای پلانکتون یا قطعات اکیونوئیدی در یک زمینه میکریتی با یافت وکستونی حاکی از تشکیل این رخساره در محیط‌های دریایی یا شوری عادی به سمت بخش‌های عمیق‌تر رمپ خارجی است [۳۷ و ۴۲].

رخساره E2: مادستون - وکستون دارای**فرامینی‌فرهای پلانکتون:**

انواع فرامینی‌فرهای پلانکتون (با میانگین فراوانی حدود ۵٪ و اندازه ۰/۲ میلی‌متر) از قبیل گلوبوزرینا و گلوبوروتالیا اجزای اسکلتی اصلی تشکیل‌دهنده‌ی این رخساره هستند (شکل ۳-F). از اجزای فرعی می‌توان بعضی از فرامینی‌فرهای منقذدار از قبیل دیسکوربیس و روتالیا، اکیونوئید را نام برد. در بعضی از نمونه‌ها، اجزای این رخساره دارای جهت‌گیری تقریباً هستند که باعث ایجاد ساخت لامینه‌ای در مقیاس میکروسکوپی شده‌اند.

تفسیر: فرامینی‌فرهای پلانکتون فراوان در یک زمینه میکریتی یا یافت مادستونی تا وکستونی، وجود ساخت

اندازه ۱ سانتی‌متر)، جلبک قرمز مرجانی (میانگین فراوانی ۴٪ و اندازه ۲/۴ سانتی‌متر) و خرده‌های اکیونوئید (میانگین فراوانی ۱٪) اشاره کرد. اجزای غیر اسکلتی آن نیز شامل دانه‌های کوارتز آواری (با میانگین فراوانی ۵٪ و اندازه بین ۰/۱۲-۰/۵ میلی‌متر) و پلوانید هستند (شکل ۳-B). اکثر اجزای اسکلتی تشکیل‌دهنده این رخساره به صورت خرد شده هستند. دانه‌های کوارتز دارای جورشدگی متوسط و گردشدگی نسبتاً خوب هستند. میکریٹ، سیمان کلسیت یلوقی و سیمان دولومیت شکل‌دار متوسط یلور زمینه‌ی این رخساره را تشکیل می‌دهند.

تفسیر: تجمع فوتای استنوهالین مربوط به آب‌های یا شوری عادی مانند اسفارنوژوپسینا، میوژوپسینا، جلبک قرمز مرجانی و اکیونوئید، وجود دانه‌ی کوارتز آواری در اندازه ماسه، خردشدگی اجزای اسکلتی، یافت دانه‌پشتیبان و زمینه میکریتی تا سیمانی نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در آب‌های اشفته‌ی محیط‌های سدی و دریای باز کم عمق است [۲۰ و ۴۲].

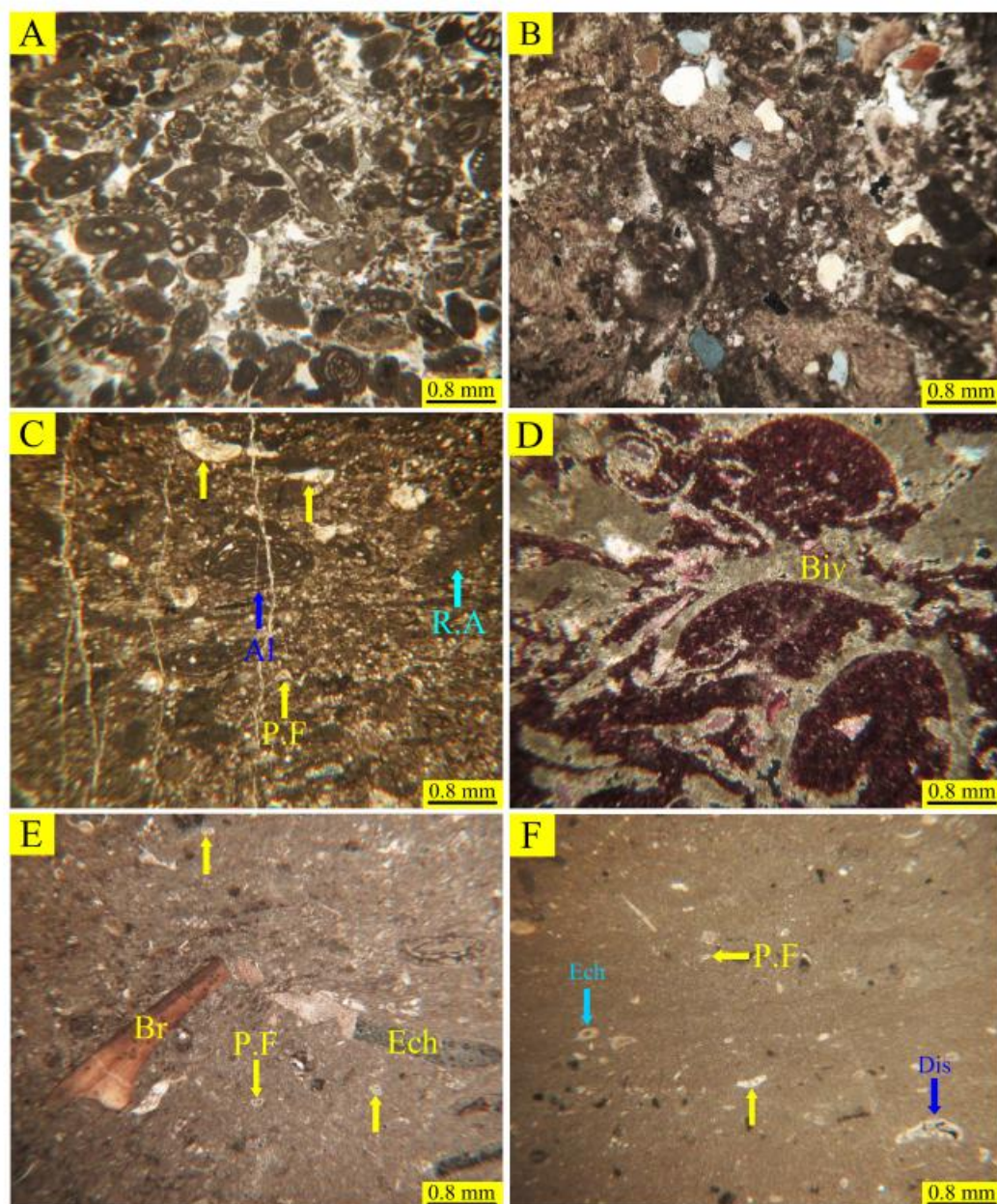
مجموعه رخساره‌ای D (دریای باز)**رخساره D1: وکستون - پکستون دارای****فرامینی‌فرهای پلانکتون، جلبک قرمز و نتوالونولینا:**

حضور هم‌زمان جانداران کفزی و شناور ویژگی اصلی این رخساره است. جانداران پلانکتون شامل فرامینی‌فرهای پلانکتون (مجموعاً میانگین فراوانی ۱۶٪ و اندازه ۰/۲ میلی‌متر) و جلبک قرمز (میانگین فراوانی ۱۲٪) هستند. کفزی‌ها نیز شامل فرامینی‌فرهای بنتیک، عمدتاً نتوالونولینا (میانگین فراوانی ۸٪ و اندازه ۰/۹ میلی‌متر) و روتالیا (مجموعاً میانگین فراوانی کمتر از ۶٪)، و قطعات اکیونوئید و پراکیوپود (با میانگین فراوانی ۴٪) هستند (شکل ۳-C). در بعضی از نمونه‌ها این رخساره دارای ساخت لامینه‌ای است.

تفسیر: با توجه به حضور هم‌زمان جانداران بنتیک و پلاژیک و همچنین وجود ساخت لامینه‌ای در این رخساره می‌توان محیط تشکیل آن را محیط حد واسط تشکیل رخساره‌های بنتیک و پلاژیک در آب‌های آرام زیر خط اثر امواج در شرایط آرام (FWWB) در نظر گرفت [۲۸].

نشان‌دهنده‌ی تشکیل این رخساره در شرایط آب‌های آرام فلوگل [۱۶] است. مشابه این رخساره نیز توسط وزیری مقدم و همکاران [۴۱] و دارابی و همکاران [۹] از سازند آسماری، در جنوب‌غربی ایران گزارش شده است.

لامینه‌های و جهت‌گیری افقی اجزای اسکلتی و تاریک (Aphotic) با شوری عادی، زیر خط اثر امواج در شرایط طوفانی (SWB) است [۳۸]. این رخساره مربوط به بخش‌های عمیق رمپ خارجی و معادل با RMF5



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های B3 تا E2 (XPL) (A): رخساره B4 - پگستون تا گریستون دارای فرامینی‌فرهای بی‌منفذ پلت‌دار (عمق ۳۸۲۶ متری، چاه شماره ۳)، (B): رخساره C1 - رخساره پگستون تا گریستون پلوییدی - پیوکلاستی کوارتزدار (عمق ۳۸۸۱ متری، چاه شماره ۶)، (C): رخساره D1 - وگستون - پگستون دارای فرامینی‌فرهای پلانکتون (P.F)، چلیک قرمز (R.A) و نشوآلونولینا (A.I) (عمق ۳۸۲۰/۵ متری، چاه شماره ۳)، (D): رخساره D2 - رودستون پیوکلاستی، دارای دوگفته‌های (Biv) و دولومیت‌های جانشین شونده‌ی اجزای اسکلتی (نوع D2) (نمونه رنگ‌آمیزی شده توسط آلیزارین قرمز، عمق ۳۸۱۷ متری، چاه شماره ۳)، (E): رخساره E1 - وگستون اگینویدی (Ech) دارای براکیوپود (Br) و فرامینی‌فرهای پلانکتون (P.F) (عمق ۳۸۲۰/۵ متری، چاه شماره ۳) و (F): رخساره E2 - مادستون - وگستون دارای فرامینی‌فرهای پلانکتون (P.F) (عمق ۳۸۱۸ متری، چاه شماره ۳).

دارد [۴۲]. بنابراین مطالعات رسوب‌شناسی، نحوه‌ی توزیع و ارتباط عمودی رخساره‌ها (شکل‌های ۵ و ۶) و وجود شواهدی از قبیل تبدیل تدریجی رخساره‌ها به یکدیگر، عدم وجود رخساره‌های لغزشی، ریزشی (که نشان‌دهنده‌ی شیپ زیاد محیط رسوب‌گذاری است) [۴۳] و توریدایتی، عدم وجود دانه‌های آگرگات، پیزوئیدها، آنکوئیدها و فراوانی کم کورتوئیدها (که معمولاً در شلف‌های کریناته فراوان هستند و به ندرت در رمپ‌های کریناته یافت می‌شوند) و عدم وجود ساخت‌های ریفی، حاکی از تشکیل سازند مورد مطالعه بر روی یک پلت‌فرم کریناته از نوع رمپ با شیپ ملایم^۱ است [۳۲] (شکل ۶). همچنین پومار [۲۷] تولید کرینات‌های گل پشتیبان در زون‌های پالائال^۲ و پانور متوسط^۳ را عاملی برای تشکیل رمپ هوموکلینال دانسته است. بنابراین، با توجه به این که اکثر رخساره‌های شناسایی شده در سازند مورد مطالعه از نوع گل‌پشتیبان (شکل ۴) و دارای اجزای اسکلتی مربوط به آب‌های کم‌عمق دو زون نوری یوفوتیک و الیگوفوتیک هستند، می‌توان محیط رسوبی آن را رمپ هوموکلینال در نظر گرفت.

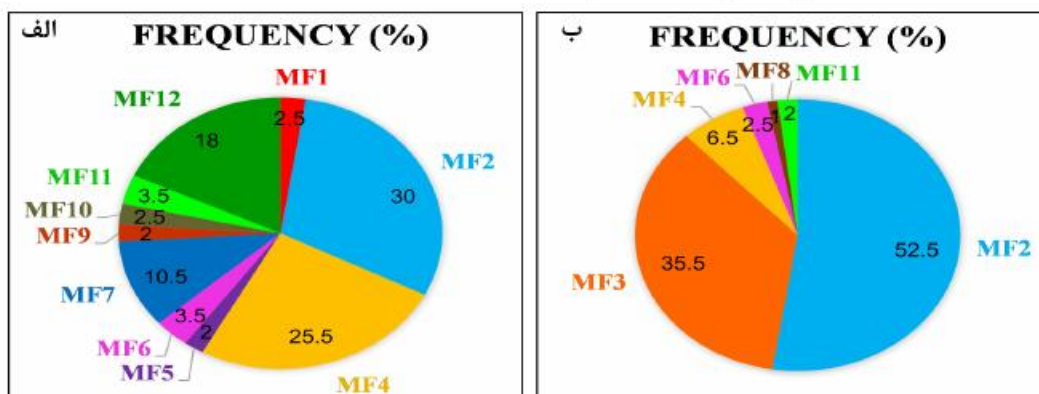
البته، همان‌طور که در شکل‌های ۵ و ۶ مشخص شده است، اکثر رخساره‌های تشکیل‌دهنده‌ی توالی‌های سازند آسماری در دو چاه مورد مطالعه در نواحی کم‌عمق و به ویژه لاگونی و پهنه‌ی جزر و مدی نهشته شده‌اند، که این مطلب می‌تواند نشان‌دهنده‌ی حاکم بودن شرایط کم‌عمق آب بر محیط ته‌نشست اکثر رخساره‌های شناسایی شده باشد.

درصد فراوانی رخساره‌های رسوبی در سازند مورد مطالعه

پس از شناسایی رخساره‌های رسوبی سازند آسماری در چاه‌های مورد مطالعه از میدان نفتی رامین، به منظور تعیین میزان تأثیر هر یک از رخساره‌ها بر روی کیفیت مخزنی، درصد فراوانی آن‌ها در هر یک از چاه‌های مورد مطالعه به صورت جداگانه محاسبه شده است (شکل ۴). بر این اساس در چاه شماره ۳ رخساره‌های MF2 (مادستون تا دولوستون دارای فایریک روزنه‌ای) و MF4 (وکستون- پکستون- گریستون بیوکلاستی پلوئیدی)، و در چاه شماره ۵ رخساره‌های MF2 (مادستون تا دولوستون دارای فایریک روزنه‌ای) و MF3 (مادستون کوارتزار) دارای فراوانی بیش‌تری نسبت به سایر رخساره‌ها هستند.

محیط و مدل رسوبی

با توجه به توصیف و تفسیر هر یک از رخساره‌ها و مجموعه‌های رخساره‌ای، سازند آسماری در میدان مورد مطالعه در پنج زیرمحیط رسوبی شامل پهنه جزر و مدی، لاگون، سد، دریای باز کم‌عمق و رمپ خارجی نهشته شده است (شکل ۴الف). مشابه این پنج زیرمحیط رسوبی در بسیاری از محیط‌های رسوبی کریناته عهد حاضر یافت شده است [۲۹] که از این میان، خلیج فارس شاید بهترین نمونه برای مقایسه با محیط رسوبی سازند آسماری در میدان مورد مطالعه باشد، زیرا شباهت‌های زیادی با حوضه‌ی فورلند زاگرس در طی الیگو- میوسن

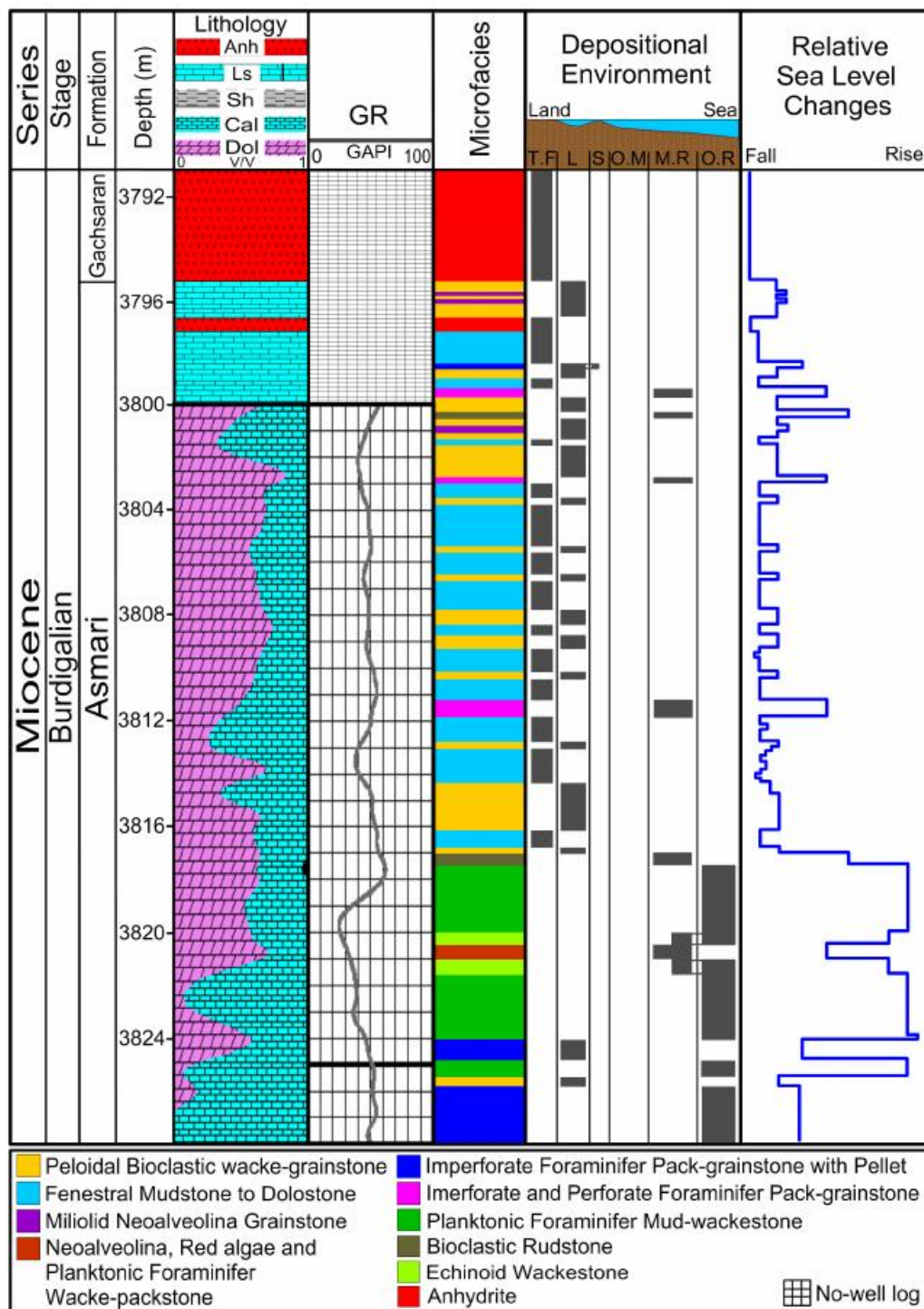


شکل ۴. الف) درصد فراوانی رخساره‌های رسوبی شناسایی شده در نمونه‌های مطالعه شده از سازند آسماری در چاه شماره ۳ میدان نفتی رامین، ب) درصد فراوانی رخساره‌های رسوبی شناسایی شده در نمونه‌های مطالعه شده از سازند آسماری در چاه شماره ۶ میدان نفتی رامین.

^۱Homoelinal ramp

^۲Euphotic

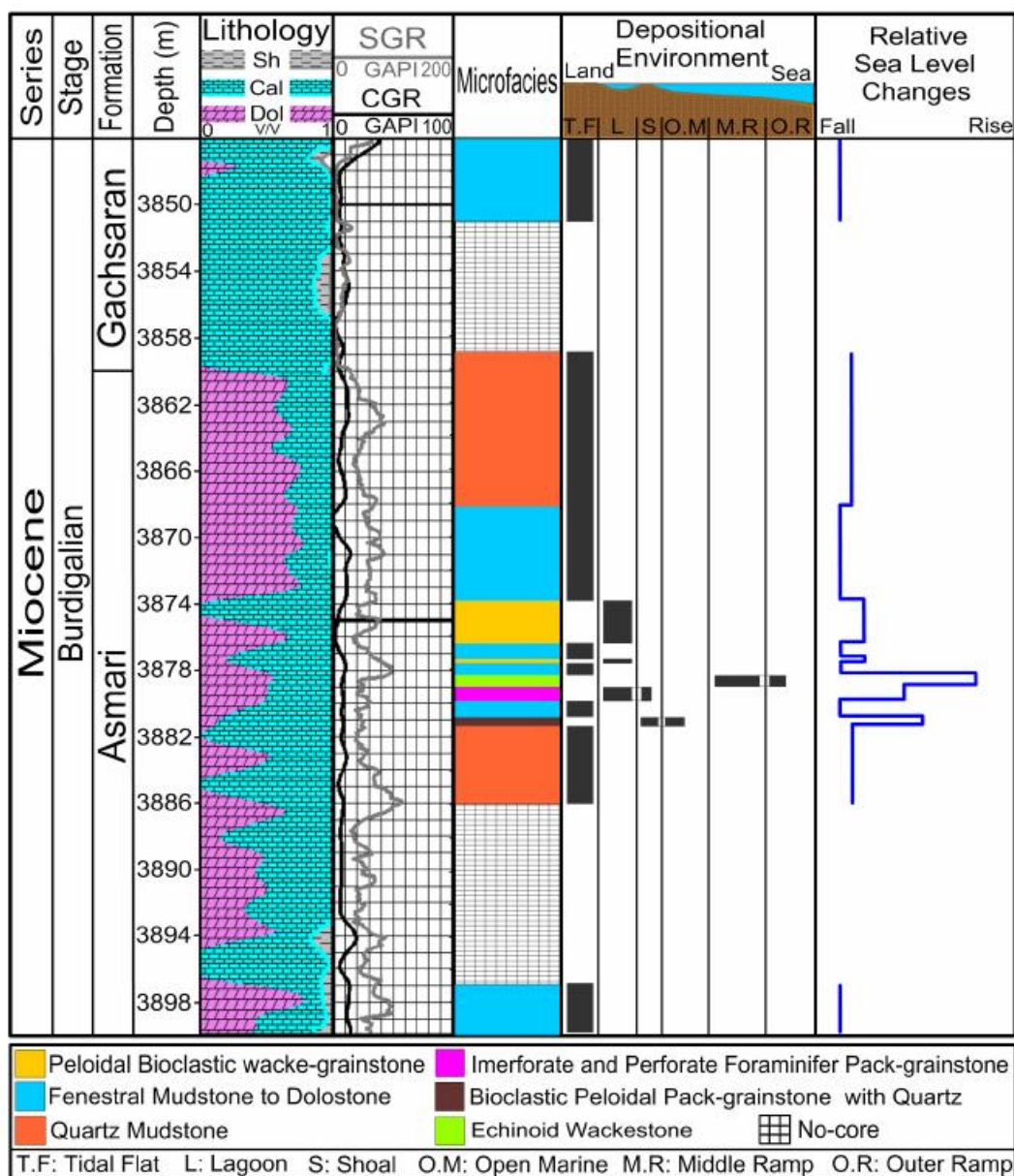
^۳Oligophotic



شکل ۵. توزیع و ارتباط عمودی رخساره‌های رسوبی بخشی از سازند آسماری در چاه شماره ۳ میدان نفتی رامین

تئومورفیسیم، انحلال، شکستگی، دولومیتی‌شدن، هماتی‌شدن، پیریتی‌شدن و استیلولیتی‌شدن) را نشان می‌دهد، که با توجه به فراوانی و گسترش بیش‌تر فرآیندهای دولومیتی‌شدن، انحلال و سیمانی‌شدن و تأثیر بیش‌تر این فرآیندها بر کیفیت مخزنی سازند مورد مطالعه، این فرآیندها مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

مهم‌ترین فرآیندهای دیازنزی مؤثر در کیفیت مخزنی مطالعه‌ی پتروگرافی مقاطع نازک سنگ‌های کریناته‌ی سازند آسماری طیف وسیعی از فرآیندهای دیازنتیکی (از قبیل فشردگی فیزیکی، سیمانی‌شدن، میکریتی‌شدن،



شکل ۶. توزیع و ارتباط عمودی رخساره‌های رسوبی بخشی از سازند آسماری در چاه شماره ۶ میدان نفتی رامین

رخساره‌های پهنه‌ی جزر و مدی (بالای پهنه‌ی جزر و مدی تا زیر پهنه‌ی جزر و مدی) و لاگونی شده است. در این فایریک، دولومیتی شدن از نوع مخرب فایریک اولیه است و پلورهای دولومیت از نوع ریزپلور و عمدتاً غیرصفحه‌ای هستند (شکل ۸- A).

D2- دولومیت جانشین شونده‌ی دانه‌ها: دولومیتی شدن در این فایریک بصورت انتخابی و جانشین شونده‌ی اجزای اسکلتی و یا غیر اسکلتی رخ داده است (شکل ۳- D). این فایریک عمدتاً در رخساره‌های دانه‌پشتیان دریای باز و گاهی لاگونی قابل مشاهده است. پلورهای

دولومیتی شدن

دولومیتی شدن یکی از اصلی‌ترین فرآیندهای دیاژنتیکی مشاهده شده در زون مورد مطالعه بوده که اکثر رخساره‌های کریاته پهنه‌ی رخساره‌های مادستونی و کستونی را تحت تأثیر قرار داده است. دولومیتی شدن در سازند آسماری در میدان مورد مطالعه به دو صورت حفظ‌کننده‌ی فایریک و مخرب فایریک رخ داده است.

D1- دولومیت فراگیر ریزپلور^۱: این دولومیت عمدتاً جانشین بخش‌های میکریتی رخساره‌های گلی، شامل

^۱ Microcrystalline pervasive dolomite

۱۱ نیز مشخص است، به طور کلی مقدار حجم دولومیت از پایین توالی به سمت بالا افزایش یافته است و همچنین در بخش‌های با مقادیر بالای حجم دولومیت، شاخص‌های کیفیت مخزنی از قبیل تخلخل مفید و تراوایی افزایش یافته‌اند، که این مطلب حاکی از نقش مهم فرآیند دولومیتی‌شدن در بهبود کیفیت مخزن سازند مورد مطالعه است.

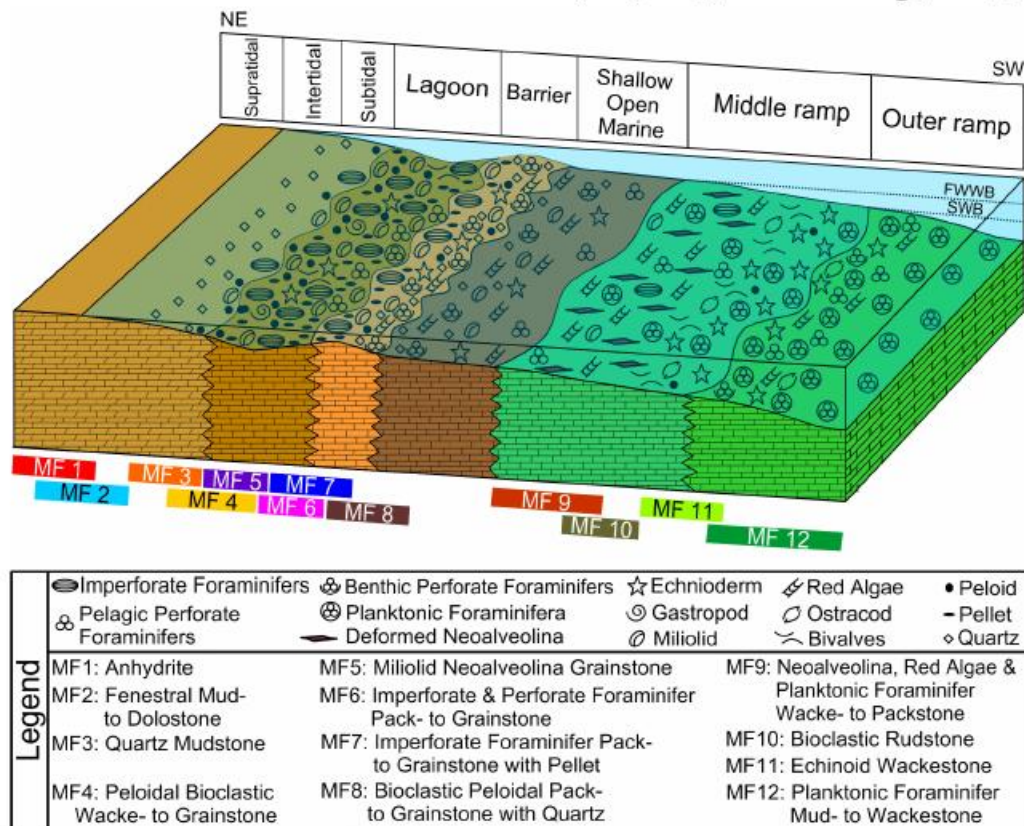
انحلال

انحلال یکی از فرآیندهای دیاژنتیکی شناسایی شده در رخساره‌های مورد مطالعه است که به دو صورت انتخابی و غیر انتخابی، فابریک اولیه را تحت تأثیر قرار داده است. انحلال در محیط‌های رسوبی و دیاژنتیکی مختلفی از قبیل محیط متوریک کم‌عمق نزدیک سطح، محیط تدفینی عمیق و همچنین در محیط دریایی عمیق (در جایی که آب دریا نسبت به آراگونیت و کلسیت منیزیم‌دار تحت اشباع است) رخ می‌دهد [۱۶]. این فرآیند باعث ایجاد انواع حفرات مرتبط و غیر مرتبط شده، که ویژگی‌های آن‌ها به شرح زیر است:

دولومیت از نظر اندازه متوسط تا درشت و عمدتاً از نوع صفحه‌ای هستند.

اقروی و همکاران [۶] و ال-آسم و همکاران [۴] منشأ دولومیت‌های نوع D1 شناسایی شده در سازند آسماری را شورابه‌های تیخیری دانسته‌اند، که این نوع جانشینی به صورت همزمان یا رسوب‌گذاری یا در طی دیاژنز خیلی اولیه در محیط‌های محصور شده و یا در طی مراحل Lowstand و پیشروی اولیه آب دریا رخ داده است. اقروی و همکاران [۶] دولومیت‌های جانشینی نوع D2 که در رخساره‌های دانه‌ای دریای باز رخ داده‌اند را از نظر منشأ متفاوت با دولومیت‌های مشاهده شده در رخساره‌های گلی بخش‌های بالایی سازند آسماری دانسته‌اند و اظهار داشته‌اند که چنین دولومیت‌هایی در طی تدفین پسین و در اثر نفوذ سیالات نسبتاً تیخیری و تغلیظ شده‌ی حوضه‌ای به داخل پلت‌فرم شکل گرفته‌اند.

دولومیتی‌شدن در کرینات‌های مورد مطالعه عمدتاً موجب تشکیل دولومیت‌های نوع D1 و در نتیجه باعث ایجاد تخلخل بین‌یلوری (در حدود ۱۵٪) در زمینه‌ی سنگ‌های کریناته (به‌ویژه رخساره‌های گل‌پشتیان) و در نتیجه بهبود کیفیت مخزنی شده است. همانطور که در شکل



شکل ۷. مدل رسوبی پیشنهادی برای رسوبات کریناته - تیخیری سازند آسماری در میدان نفتی رامین

از انحلال پسین است [۱۳]. بنابراین مشاهده‌ی شکستگی‌های انحلال‌یافته حاکی از تأثیر انحلال ثانویه در مرحله‌ی دیاژنز پسین بر روی سازند مورد مطالعه است. این نوع تخلخل یا میانگین فراوانی ۰.۴٪ و عمدتاً در رخساره‌های مادستونی تا وکستونی مشاهده شده است.

سیمانی شدن

سیمانی شدن یکی از فرآیندهای دیاژنتیکی مهم در کرینات‌های سازند مورد مطالعه است. انواع سیمان‌های شناسایی شده شامل سیمان‌های کلسیتی، انیدریتی و دولومیتی هستند.

سیمان کلسیتی: این سیمان عمدتاً به صورت فایریک بلوکی در بین اجزای تشکیل‌دهنده‌ی سنگ در رخساره‌های گرینستونی و تا حدودی پکستونی مشاهده می‌شود (شکل ۹-A و B). این نوع سیمان بیش‌تر به طور غیر یکنواخت در زمینه سنگ توزیع شده و نسبت به سایر سیمان‌ها فراوانی کمتری دارد. سیمان کلسیت بلوکی معمولاً در دو محیط دیاژنزی متنوریک و تدفینی تشکیل می‌شود [۱۸ و ۷].

سیمان دولومیتی: این نوع سیمان اولین نسل سیمان در پساری از رخساره‌های پکستونی تا گرینستونی سازند آسماری است، که عمدتاً به صورت فایریک حاشیه‌ای هم‌ضخامت در اطراف اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی تشکیل شده است (شکل ۹-C). سیمان‌های حاشیه‌ای از قبیل سیمان‌های متقارن اطراف دانه‌ها از حفراتی که کاملاً یا آب‌های متنوریک یا دریایی پر شده‌اند منشأ می‌گیرند [۱۶]. بنابراین تشکیل سیمان دولومیتی یا فایریک حاشیه‌ای هم‌ضخامت می‌تواند در ارتباط یا زون فریاتیکی باشد [۲۴].

سیمان انیدریتی: فراوان‌ترین سیمان مشاهده شده در سازند مورد مطالعه سیمان انیدریتی است. این سیمان به صورت فایریک‌های مختلف در طیف وسیعی از رخساره‌های کریناته سازند آسماری در میدان نفتی رامین شناسایی شده است.

سیمان انیدریت بویکیلو تا بیک: این سیمان عمدتاً در رخساره‌ی پکستون تا گرینستون بیوکلاستی پلوییدی مشاهده می‌شود (شکل ۹-D). مطالعات مختلف حاکی از تشکیل این بافت سیمان انیدریتی در مرحله‌ی دیاژنز

حفرات غیر مرتبط^۱

تخلخل حفره‌ای غیر مرتبط: تخلخل‌های حفره‌ای غیر مرتبط از نوع حفرات انحلالی غیر مرتبط انتخاب نشده توسط فایریک هستند، که بیش‌تر در رخساره‌های وکستونی تا پکستونی مشاهده شده‌اند (شکل ۸-B). این حفرات به دلیل نداشتن گلوگاه‌های ارتباطی، اگر چه تخلخل کل سنگ را افزایش می‌دهند، اما تأثیر چندانی در افزایش تراوانی و در نتیجه افزایش کیفیت مخزنی ندارند.

تخلخل قالبی: حفرات قالبی از نوع حفرات انحلالی غیر مرتبط انتخاب شده توسط فایریک هستند [۲]، که در زون مورد مطالعه عمدتاً در اثر انحلال انتخابی آلومک‌ها در رخساره‌های دانه‌پشتیبان (شکل ۸-C) و به میزان کمتر در رخساره‌های گل‌پشتیبان ایجاد شده است. این نوع حفرات نیز به دلیل نداشتن ارتباط یا یکدیگر تنها موجب افزایش تخلخل کل می‌شوند و نقشی در افزایش تراوانی ندارند.

حفرات مرتبط^۲

تخلخل حفره‌ای مرتبط: این حفرات تحت کنترل فایریک نیستند و عمدتاً در اثر انحلال گسترده ایجاد می‌شوند. از آنجایی که این نوع فضاهای خالی خصوصیات جریان مخزن را بسیار تحت تأثیر قرار می‌دهند، تشخیص وجود این نوع از تخلخل در سنگ‌های مخزنی حائز اهمیت است. بخش عمده‌ای از فضاهای خالی مشاهده شده (بیش از ۳۰٪) در کرینات‌های مورد مطالعه از این نوع تخلخل هستند، که در انواع رخساره‌های کریناته رخ داده‌اند (شکل ۸-D).

تخلخل غاری: تخلخل غاری، توسط فایریک کنترل نمی‌شود و یا حفرات بزرگ مشخص می‌شود (شکل ۸-E) و عمدتاً توسط فرآیندهای انحلال گسترده یا انحلال کارستی تشکیل می‌شود [۱۶]. این تخلخل یا میانگین فراوانی ۰.۵٪ هم در رخساره‌های دانه‌پشتیبان و هم در رخساره‌های گل‌پشتیبان با اندازه و اشکال مختلف مشاهده می‌شود.

تخلخل کانالی: انحلال گسترده در امتداد شکستگی‌ها باعث توسعه‌ی آن‌ها و ایجاد این نوع تخلخل می‌شود (شکل ۸-F). انحلال در طول شکستگی‌ها شاهد محکمی

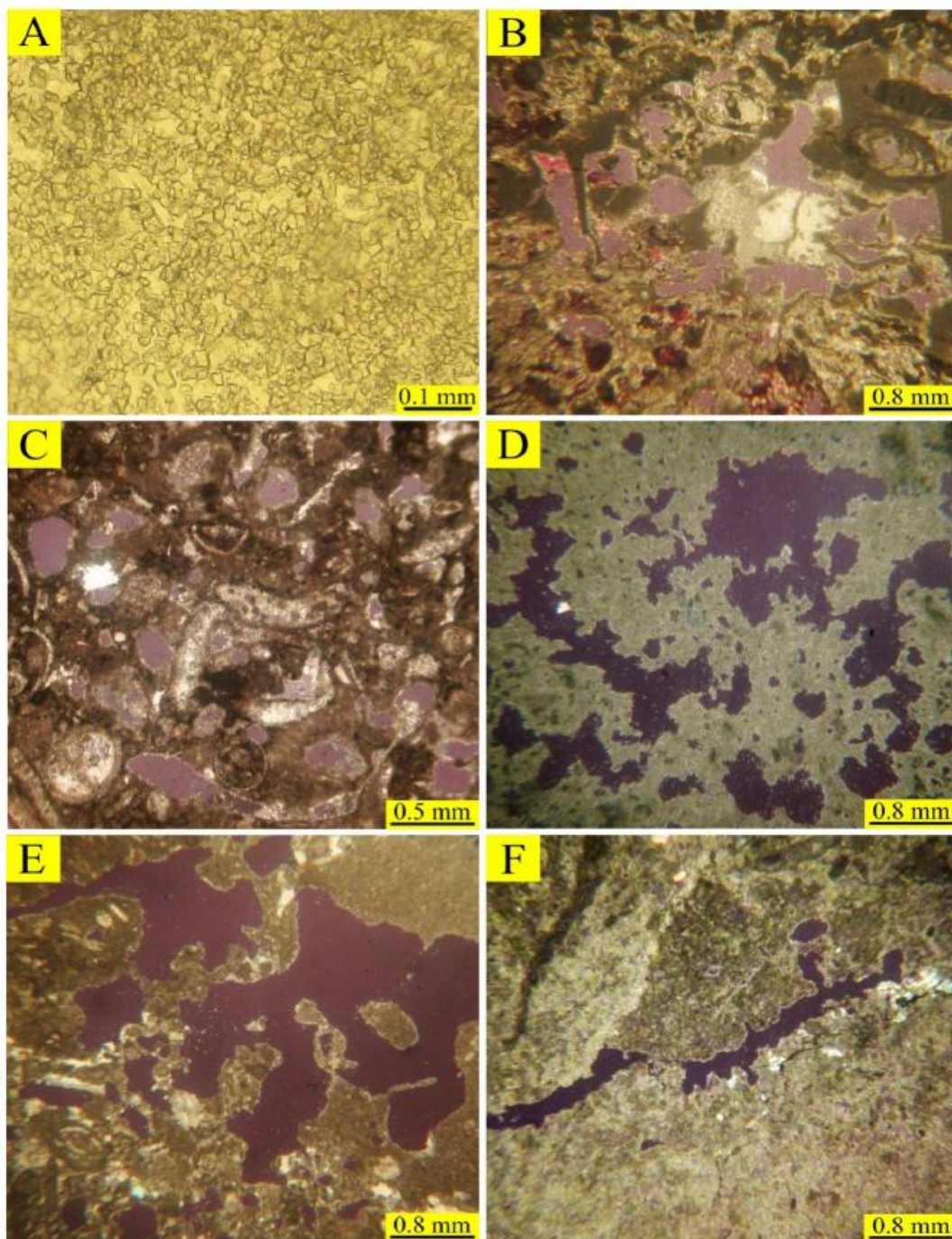
^۱ Poikilotropic anhydrite cement

^۱ Separate vugs

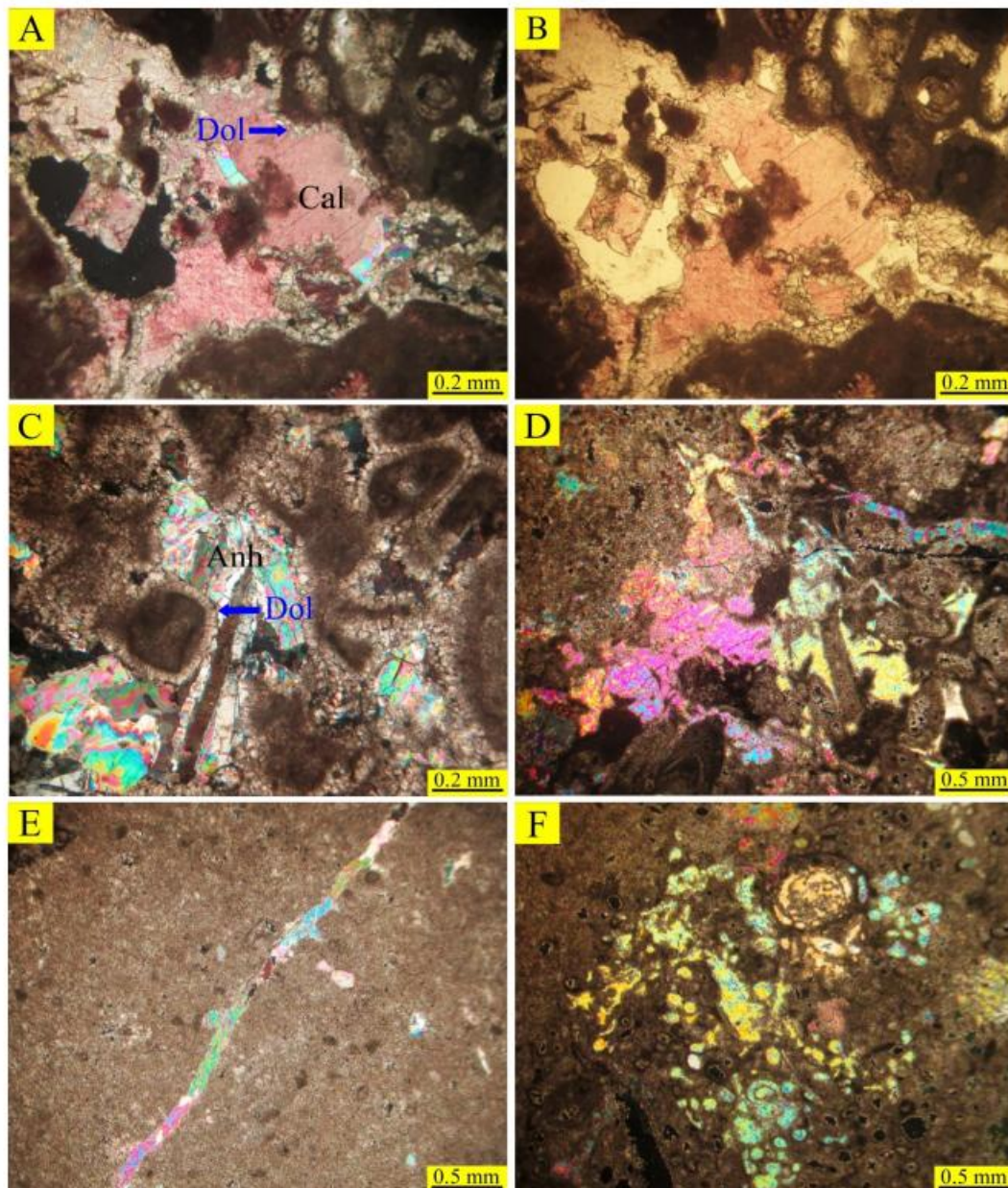
^۲ Touching vugs

همراه است که این همراهی حاکی از ثانویه بودن این نوع از اتیدریت است.

تدقیقی است [۲۳ و ۱۱] در سازند مورد مطالعه این نوع اتیدریت عمدتاً در یرگیرنده‌ی پلورهای خودشکل دولومیت ثانویه است و اکثراً با قرآیند دولومیتی شدن



شکل ۸. تصاویر میکروسکوپی انواع تخلخل دیاژنتیکی شناسایی شده در سازند مورد مطالعه (XPL- استفاده از تیغه ژیبس، به جز تصویر A) (A): تخلخل بین‌پلوری بین پلورهای دولومیت نوع D1 (PPL- عمق ۳۸۱۶/۵ متری، چاه شماره ۳)، (B): تخلخل حفره‌ای غیر مرتبط در رخساره پکستون پیوگلاستی پلونیدی (عمق ۳۸۰۰ متری، چاه شماره ۳)، (C): تخلخل قالبی در رخساره پکستون پیوگلاستی پلونیدی (عمق ۳۸۰۰/۸ متری، چاه شماره ۳)، (D): تخلخل حفره‌ای مرتبط در رخساره مادستون دولومیتی (عمق ۳۸۷۸ متری، چاه شماره ۶)، (E): تخلخل غاری در رخساره پکستون حاوی فرامینی‌فرهای منفذدار و بی‌منفذ (عمق ۳۸۷۹/۶ متری، چاه شماره ۶) و (F): تخلخل کانالی در رخساره مادستونی (عمق ۳۸۰۴/۵ متری، چاه شماره ۳).



شکل ۹. تصاویر میکروسکوپی انواع سیمان گریخته و تبخیری شناسایی شده در رخساره‌های سازند آسماری (چاه شماره ۳- XPL به جز تصویر B) (A) و (B): سیمان کلسیت بلوکی (Cal) در رخساره پکستون پلوییدی (تصویر B: PPL- عمق ۳۸۰۱ متری)، (C): سیمان دولومیت حاشیه‌ای (Dol) و سیمان انیدریتی (Anh) در رخساره گریخته پلوییدی (عمق ۳۸۰۵/۵ متری)، (D): سیمان انیدریتی پویکیلوتاپیک در رخساره گریخته پلوییدی (عمق ۳۸۱۶ متری)، (E): سیمان انیدریتی پرکننده شکستگی در رخساره مادستون دولومیتی (عمق ۳۸۰۳/۵ متری) و (F): سیمان انیدریتی فراگیر پرکننده حفرات قالبی (عمق ۳۸۱۴ متری).

رخساره‌های دانه‌پشتیان سازند آسماری مشاهده شده است.

سیمان انیدریتی پرکننده شکستگی‌ها^۲: این سیمان رگه‌ها و شکستگی‌های موجود در زمینه سنگ را پر می‌کند و عمدتاً در رخساره‌های مادستونی و وکستونی

سیمان انیدریتی فراگیر^۱: این نوع سیمان یا پلورهای درشت، حفرات بین دانه‌ای یا بین پلوری سنگ را به صورت فراگیر پر می‌کند (شکل ۹-E) و معمولاً در اثر چرخش آب‌های دریایی شور، کمی بعد از رسوب‌گذاری تشکیل می‌شود [۱۴]. این نوع سیمان پیش‌تر در

² Fractures filling anhydrite cement

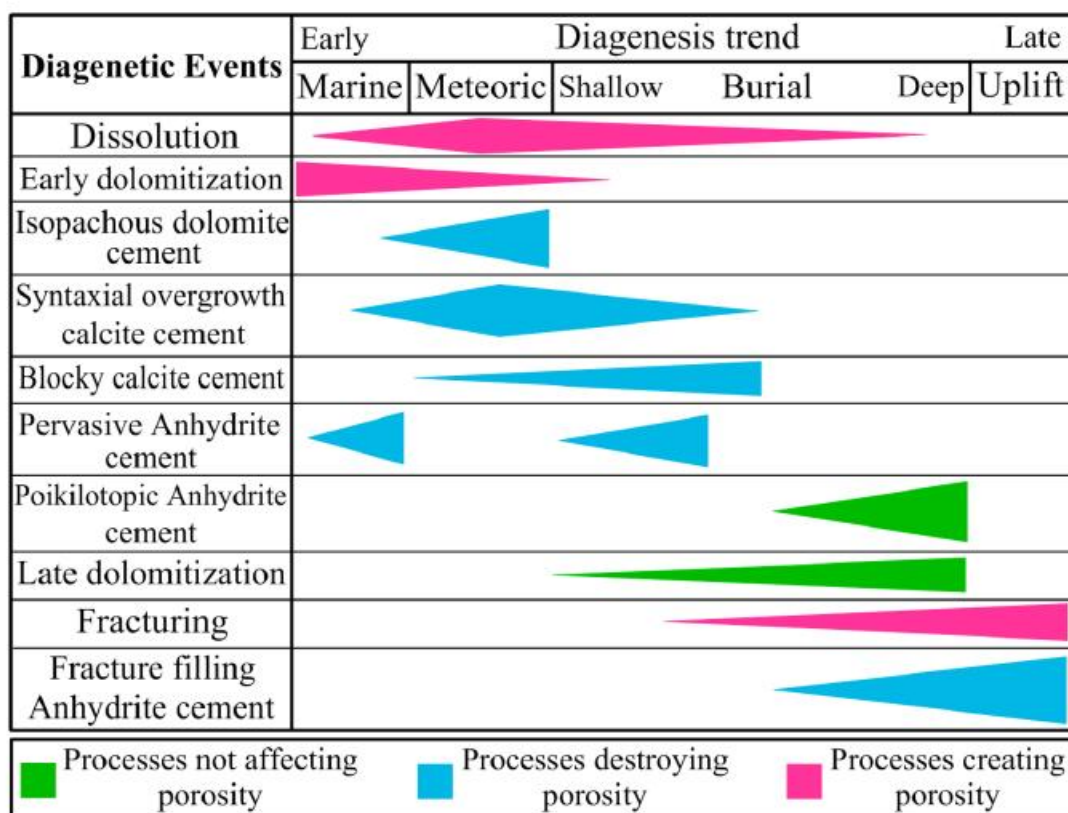
¹ Pervasive anhydrite cement

متنوریک کرینات‌های سازند آسماری را تحت تأثیر قرار داده است. البته با توجه به حفرات انحلالی ایجاد شده و ارتباط آن‌ها با سایر فرآیندها، فرآیند انحلال از محیط دیاژنتیکی دریایی آغاز و تا مراحل تدفین عمیق ادامه یافته است. تشکیل سیمان دولومیت حاشیه‌ای هم ضخامت فرآیند دیگری است که در محیط متنوریک رخ داده است. سیمان کلسیت بلوکی، به طور کلی می‌تواند در طیف وسیعی از مراحل ابتدایی دیاژنز (محیط دریایی، متنوریک و تدفینی کم‌عمق) تشکیل شده باشد. سیمان اتیدریت فراگیر در دو محیط دریایی و تدفینی کم‌عمق تشکیل شده است. از شواهد پتروگرافی محیط دیاژنزی تدفینی عمیق می‌توان به رویداد فرآیندهایی از قبیل دولومیتی شدن پسین (تشکیل دولومیت‌های نوع D2) و تشکیل سیمان اتیدریت پوکیلوتاپیک اشاره کرد. وجود شواهدی از فرآیندهای شکستگی و پرشدگی بعضی از آن‌ها توسط سیمان اتیدریتی نیز می‌تواند نشان دهنده‌ی بالآمدگی سازند آسماری در طی مرحله تولوز باشد.

مشاهده می‌شود (شکل ۹-F). همراهی این سیمان با فرآیندهای شکستگی و استیلولیتی شدن حاکی از تشکیل آن طی دیاژنز تدفینی است.

توالی پاراژنتیکی فرآیندهای دیاژنزی

مطالعات پتروگرافی مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی مؤثر بر کیفیت مخزنی و ارتباط و زمان نسبی تشکیل آن‌ها در سنگ‌های کریناته سازند آسماری در میدان مورد مطالعه حاکی از تشکیل و توسعه آن‌ها در محیط‌های دیاژنتیکی دریایی، متنوریک و تدفینی و هم‌چنین در حین بالآمدگی است (شکل ۱۰). در محیط دیاژنز دریایی، هم‌زمان با رسوب‌گذاری و کمی پس از آن فرآیند دولومیتی‌شدن اولیه (دولومیت‌های نوع D1) رسوبات زیرمحیط‌های کم‌عمق پهنه‌های جزر و مدی و لاگونی را تحت تأثیر قرار داده‌اند. در طی در معرض هوا قرار گرفتن رسوبات، ناشی از پسروی‌های سطح آب دریا و یا بالآمدگی‌های تکتونیک حوضه، فرآیند انحلال اصلی‌ترین فرآیندی بوده که در محیط دیاژنتیکی



شکل ۱۰. توالی پاراژنتیکی فرآیندهای دیاژنزی مؤثر بر کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی رامین

کیفیت مخزنی

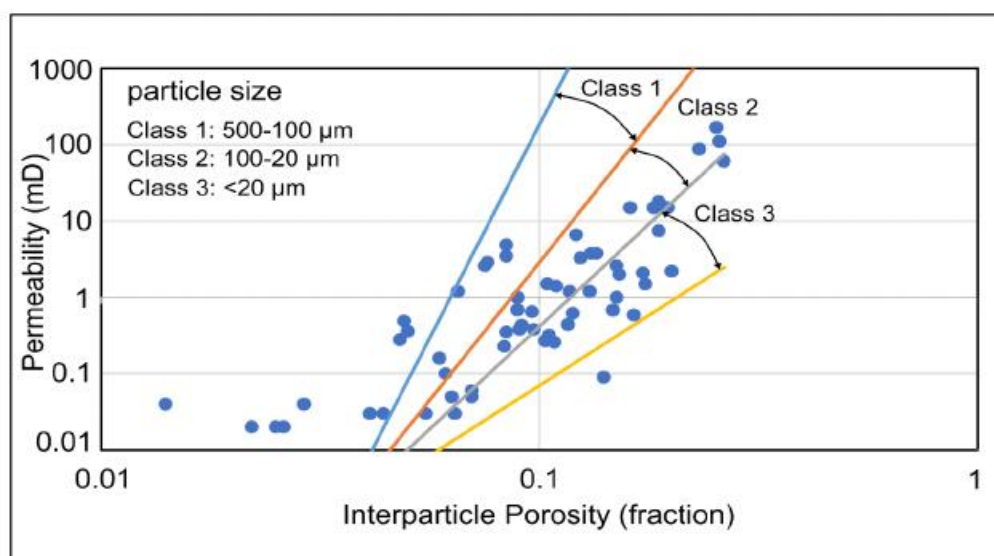
نمودار تخلخل - تراوایی لوسیا

لوسیا [۲۱] نشان داده است که تراوایی در سنگ‌های کریناته بیش‌تر تحت تأثیر نوع تخلخل و ارتباط آن‌ها است. توزیع انواع تخلخل به وسیله‌ی رخساره‌های رسوبی کنترل می‌شود، در حالی که توزیع تراوایی عمدتاً توسط فرآیندهای دیاژنتیکی، به‌ویژه دولومیتی شدن کنترل می‌شود [۲۶]. در کرینات‌های دولومیتی شده، وجود زون‌های متخلخل و تراوا شدیداً به درجه دولومیتی شدن وابسته است. لوسیا [۱۴] بین تراوایی و اندازه‌ی ذرات تشکیل‌دهنده‌ی سنگ‌های کریناته ارتباط قوی گزارش کرده است، که تراوایی یا افزایش اندازه‌ی دانه افزایش می‌یابد. بر اساس این مشاهدات، خصوصیات تراوایی تخلخل‌های بین‌ذره‌ای را در سه کلاس فابریک سنگ/پتروفیزیکی گروه‌بندی کرده است. کلاس ۱ از گرینستون، دولو-گرینستون و دولوستون‌های درشت‌بلور تشکیل شده است: کلاس ۲ از پکستون‌های دانه‌پشتیبان، دولو-پکستون‌های دانه‌پشتیبان ریز تا متوسط بلور، و دولوستون‌های گل‌پشتیبان متوسط بلور تشکیل شده: و کلاس ۳ از سنگ‌آهک‌های گل‌پشتیبان و دولوستون‌های گل‌پشتیبان ریزبلور تشکیل شده است [۲].

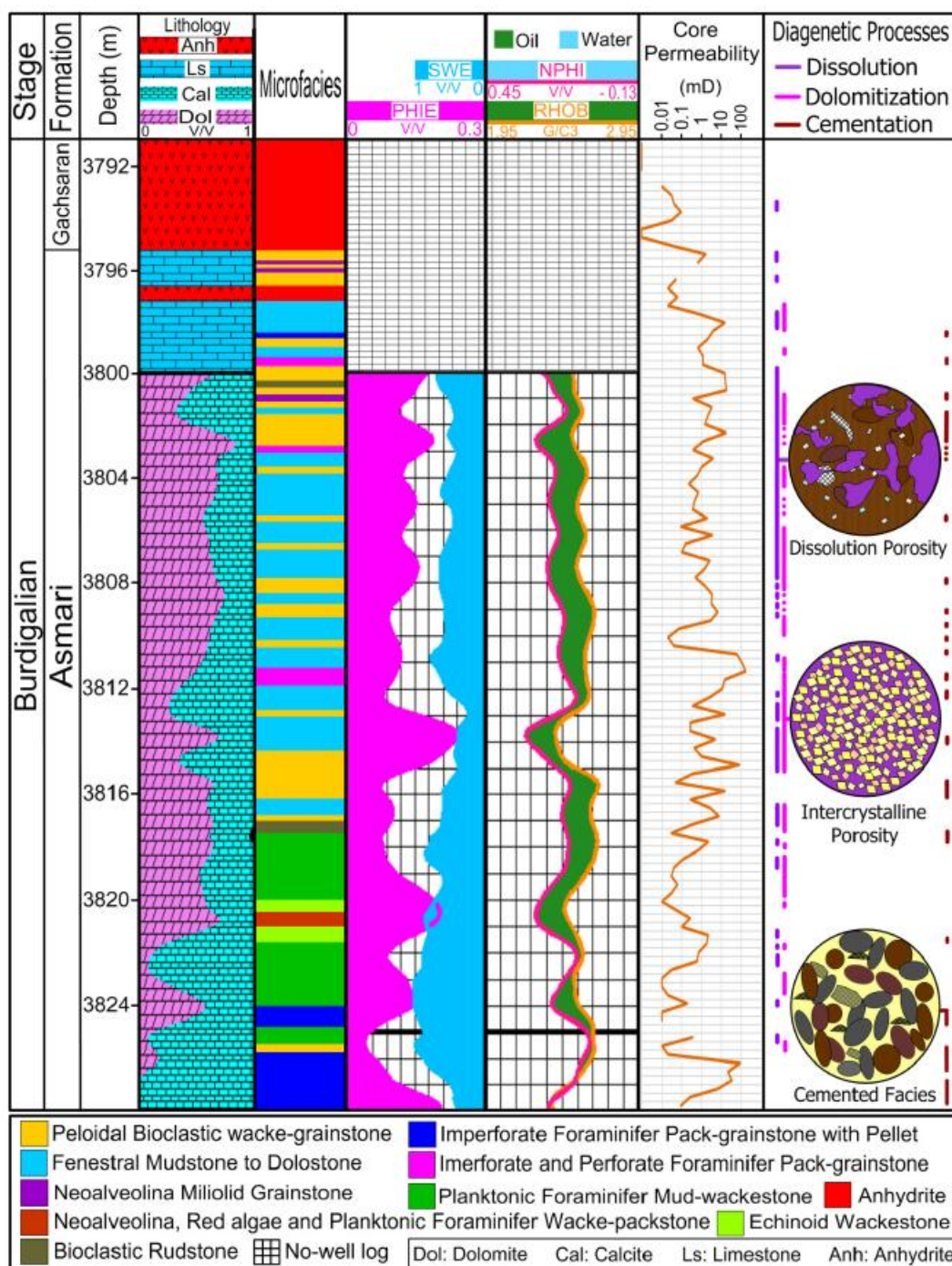
شکل ۱۱ پلات داده‌های تخلخل- تراوایی مغزه سازند آسماری در چاه شماره ۳ میدان نفتی رامین بر روی نمودار لوسیا را نشان می‌دهد، و همانطور که مشخص است اکثر نقاط در کلاس‌های پتروفیزیکی ۲ و ۳ قرار گرفته‌اند و کلاس پتروفیزیکی ۱ فراوانی کمی دارد.

با توجه به رویداد گسترده‌ی رخساره‌های گل‌پشتیبان و پکستونی دولومیتی شده دولومیتی‌شده و درصد فراوانی هریک از آن‌ها در توالی کریناته مورد مطالعه (شکل ۴)، می‌توان کلاس پتروفیزیکی ۲ را به رخساره‌ی MF4 و به میزان کمتر به رخساره‌های MF6 و MF7 که دارای فابریک پکستونی هستند و کلاس پتروفیزیکی ۳ را به رخساره‌ی MF2 و به میزان کمتر به رخساره‌های MF12 و MF11 که دارای فابریک گل‌پشتیبان مدستونی تا وکستونی هستند نسبت داد. از این رو می‌توان فرآیند دولومیتی‌شدن رخساره‌های گل‌پشتیبان و تا حدودی دانه‌پشتیبان پکستونی را یکی از فاکتورهای اصلی کنترل‌کننده‌ی کیفیت مخزنی سازند مورد مطالعه در نظر گرفت، که با ایجاد تخلخل‌های بین‌بلوری منجر به بهبود خواص مخزنی شده است.

از آنجایی که رخساره‌های کریناته از نظر بافت، ترکیب شیمیایی و از همه مهم‌تر توزیع اندازه‌ی فضاهای خالی بسیار متنوع هستند [۲] و بافت و سیستم حفرات رسوبی آن‌ها تحت تأثیر دیاژنز دستخوش تغییر و تحول قرار می‌گیرد [۳۳]، فهم محیط رسوبی، رخساره‌ها و دیاژنز توالی‌های کریناته و ارتباط بین آن‌ها کمک شایانی به شناخت شبکه حفرات، تخمین توزیع آن‌ها و در نتیجه تخمین کیفیت مخزنی می‌کند. همانطور که در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ نیز نشان داده شده است ارتباط نسبتاً خوبی بین رخساره‌های رسوبی، فرآیندهای دیاژنتیکی و نمودارهای پتروفیزیکی شاخص کیفیت مخزنی وجود دارد.



شکل ۱۱، پلات مقادیر تخلخل - تراوایی سنگ‌های دارای تخلخل‌های بین‌ذره‌ای کرینات‌های مورد مطالعه از چاه شماره ۳ مخزن آسماری بر روی نمودار و کلاس‌های سنگی لوسیا



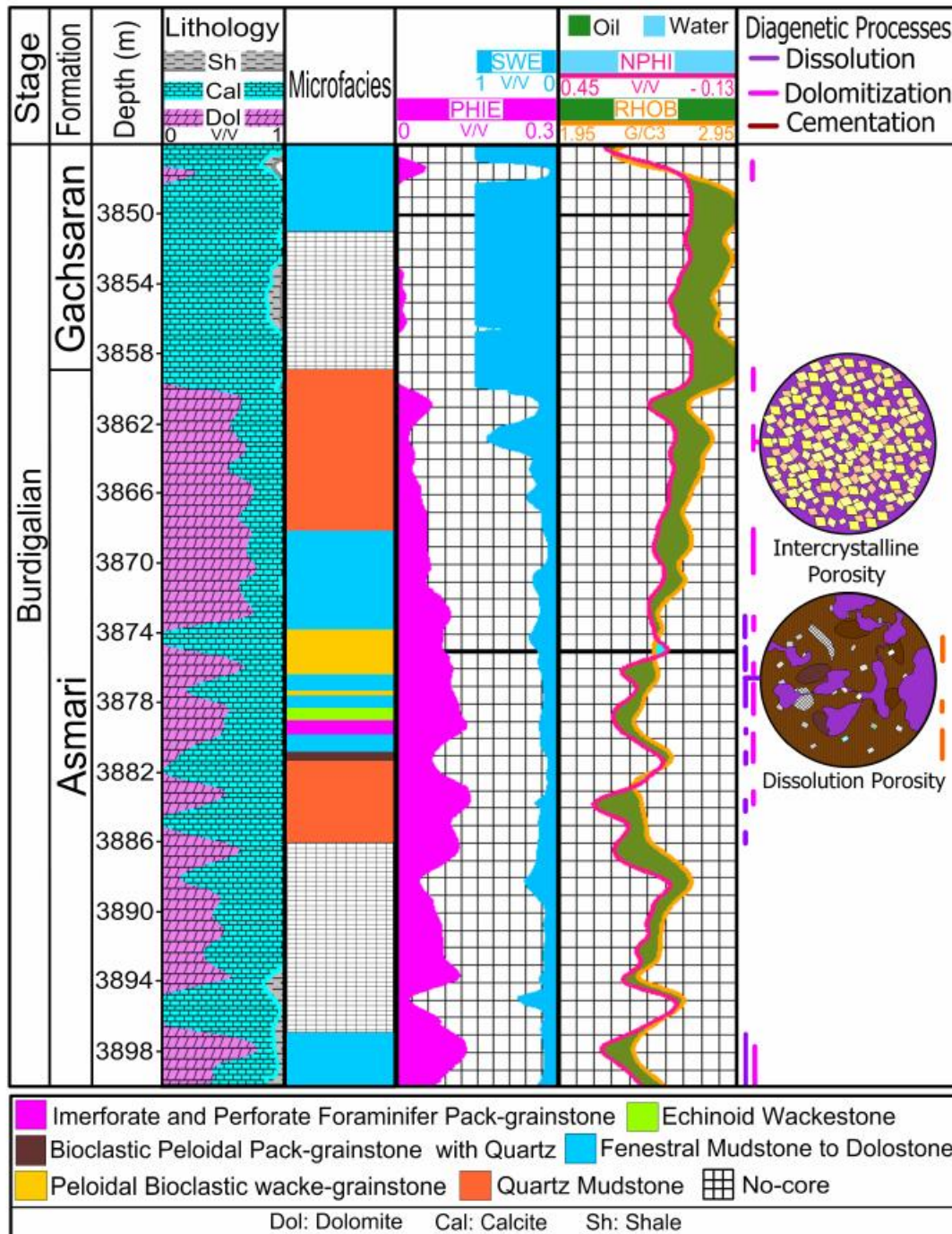
شکل ۱۲. ارتباط رخساره‌های رسوبی، فرآیندهای دیاژنتیکی (اتحلال، دولومیتی شدن و سیماتی شدن) و نمودارهای شاخص کیفیت مخزنی سازند آسماری در چاه شماره ۳ میدان نفتی رامین

شده در نمونه‌های مورد مطالعه از نوع ثانویه و تا حدود زیادی از نوع حفره‌ای مرتبط هستند، می‌توان این فرآیند را اصلی‌ترین عامل افزایش‌دهنده‌ی تخلخل و تراوایی و در نتیجه بهبود کیفیت مخزنی دانست. دولومیتی‌شدن فرآیند دیاژنتیکی دیگری است که از طریق تغییر تخلخل، تراوایی و فابریک سنگ نقش مهمی

اتحلال یکی از فرآیندهای دیاژنتیکی مهم در سنگ‌های کریستاله مورد مطالعه است که از طریق ایجاد انواع حفرات در رخساره‌های کم‌عمق پهنه‌ی جزر و مدی و لاگونی (رخساره‌های مادستونی تا دولوستونی، و وکستون تا گرینستون بیوکلاستی پلوتیدی) موجب بهبود کیفیت مخزنی شده است. با توجه به اینکه اکثر حفرات مشاهده

نیز مشخص است، به طور کلی در بخش‌هایی از توالی که نسبت حجم لیتولوژی دولومیت به کلسیت افزایش یافته، تخلخل و تراوایی نیز افزایش یافته‌اند، که این خود می‌تواند نشان‌دهنده‌ی تأثیر مثبت دولومیتی‌شدن بر روی کیفیت مخزنی باشد.

در کیفیت مخزنی توالی‌های کریئاته ایفا می‌کند [۲]. در زون مورد مطالعه این فرآیند به میزان قابل‌توجهی توالی‌های کریئاته (مخصوصاً رخساره‌های کم‌عمق مادستونی تا دولوستونی) را تحت تأثیر قرار داده و باعث ایجاد حفرات بین‌پلوری و در نتیجه افزایش تخلخل و تراوایی شده است. همانطور که در شکل‌های ۱۲ و ۱۳



شکل ۱۳. ارتباط رخساره‌های رسوبی، فرآیندهای دیازنتیکی (دولومیتی‌شدن، انحلال و سیمانی‌شدن) و نمودارهای شاخص کیفیت مخزنی سازند آسماری در چاه شماره ۶ میدان نفتی رامین

کریناته از نوع رمپ هوموکلینال است. در این مطالعه رخساره‌های پهنه‌ی جزر و مدی و لاگونی (مخصوصاً رخساره‌های مادستون تا دولوستون، و وکستون تا گرینستون بیوکلاستی پلونیدی) مجموعاً با فراوانی حدود ۶۰٪ دارای گسترش بیش‌تری نسبت به سایر رخساره‌ها هستند.

از بین انواع فرآیندهای دیاژنتیکی شناسایی شده در سازند مورد مطالعه، سه فرآیند دولومیتی‌شدن، انحلال و سیمانی شدن کیفیت مخزنی را تحت تأثیر خود قرار داده‌اند. فرآیندهای انحلال و دولومیتی‌شدن عملکرد بیش‌تری نسبت به فرآیند سیمانی‌شدن داشته‌اند، که عمدتاً رخساره‌های دولو-مادستونی، و وکستون تا گرینستون بیوکلاستی پلونیدی را تحت تأثیر قرار داده‌اند و موجب افزایش تخلخل، تراوایی و در نتیجه افزایش کیفیت مخزنی شده‌اند. از طرفی دیگر فرآیند سیمانی شدن بیش‌تر در رخساره‌های پکستون تا گرینستونی رخ داده، که منجر به کاهش تخلخل و تراوایی و در نتیجه کاهش کیفیت مخزنی در بعضی از بخش‌های توالی (مخصوصاً در چاه شماره ۳) شده است.

بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که رخساره‌های کم‌عمق و عمدتاً گل‌پشتیبان که از فراوانی بیش‌تری نسبت به سایر رخساره‌ها برخوردارند و بیش‌تر تحت تأثیر فرآیندهای انحلال و دولومیتی‌شدن قرار گرفته‌اند نقش مهمی را در افزایش کیفیت مخزنی کرینات‌های مورد مطالعه از سازند آسماری ایفا کرده‌اند. از طرفی دیگر رخساره‌های پکستونی تا گرینستونی دارای فراوانی کم و به دلیل تشکیل انواع سیمان کریناته و تبخیری در آن‌ها باعث کاهش کیفیت مخزنی در بعضی از بخش‌های توالی کریناته‌ی سازند آسماری در میدان نفتی رامین شده‌اند. همچنین با توجه به گسترش کم شکستگی‌ها در سازند مورد مطالعه، نقش این نوع تخلخل در بهبود کیفیت مخزنی سازند آسماری خیلی کم بوده است.

منابع

- [۱] امینی، ع (۱۳۹۰) مبانی چینه‌نگاری سکانسی، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۳۹ ص.
- [۲] کرامتی، م (۱۳۹۳) مبانی مطالعات، توسعه و مدیریت یک پارچه مخازن هیدروکربنی، پژوهشگاه صنعت نفت، ۴۳۰ ص.

به طور کلی در توالی‌های کریناته مطالعه شده از سازند آسماری (در هر دو چاه شماره ۳ و ۶) با افزایش تأثیر فرآیندهای دولومیتی‌شدن و انحلال معیارهای کیفیت مخزنی از قبیل تخلخل مؤثر (PHIE) تا بیش از ۱۲٪، تخلخل نوترون (NPHI) و تراوایی تا بیش از ۱ میلی-داریسی افزایش یافته است (شکل‌های ۱۲ و ۱۳)، که این خود حاکی از تأثیر مستقیم و مهم این دو فرآیند در افزایش کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی رامین است.

سیمانی‌شدن در سنگ‌های کریناته مطالعه شده از طریق ایجاد انواع سیمان‌های کریناته و تبخیری کیفیت مخزنی را تحت تأثیر قرار داده است، که به ترتیب سیمان انیدریتی و دولومیتی با گسترش بیش‌تر نسبت به سیمان کلسیتی، نقش مهم‌تری در کاهش کیفیت مخزنی ایفا کرده‌اند. سیمان کلسیت بلوکی از طریق از بین بردن حفرات اولیه بین اجزای تشکیل‌دهنده‌ی سنگ و سیمان دولومیت حاشیه‌ای هم‌ضخامت نیز با کاهش دادن حجم فضاهای خالی و مسدود کردن گلوگاه‌های تخلخل در رخساره‌های پکستونی تا گرینستونی موجب کاهش تراوایی و در نتیجه کاهش کیفیت مخزنی شده‌اند. سیمان‌های انیدریتی با توجه به نوع فابریک خود تأثیر متفاوتی را بر روی خصوصیات پتروفیزیکی داشته‌اند، اما به طور کلی موجب کاهش کیفیت مخزنی در انواع رخساره‌های کریناته (به‌ویژه در رخساره‌های پکستون تا گرینستونی) شده است. همان‌طور که در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ مشخص است، فرآیند سیمانی‌شدن به دلیل فراوانی کم (فراوانی کم رخساره‌های گرینستونی)، تنها در بعضی بخش‌های توالی باعث کاهش تخلخل (تخلخل کمتر از ۱۲٪)، تراوایی (تراوایی کمتر از ۰/۱) و افزایش اشباع آب مؤثر (بیش از ۶۰٪) و در نتیجه کاهش کیفیت مخزنی شده است.

نتیجه‌گیری

مطالعات میکروسکوپی نمونه‌های سازند آسماری در چاه‌های شماره ۳ و ۶ میدان نفتی رامین منجر به شناسایی و تعیین ۱۲ رخساره‌ی رسوبی شد که در پنج کمربند رخساره‌ای پهنه‌ی جزر و مدی، لاگون، سد، دریای باز و رمپ خارجی نهشته شده‌اند. شواهد موجود حاکی از ته‌نشست سازند آسماری بر روی یک پلت‌فرم

- American Association of Petroleum Geologists, v. 92(6), p. 691-707.
- [14] Ehrenberg, S.N., Walderhoug, O., Bjørlykke, K (2012) Carbonate porosity creation by mesogenetic dissolution: Reality or illusion?, The American Association of Petroleum Geologists, v. 96(2), p. 217-233.
- [15] Embry, A.F., Klovan, J.E (1971) A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories, Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, p.730-781.
- [16] Flügel, E (2010) Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application, Berlin-Heidelberg, New York, Springer, 976 p.
- [17] Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 155(3), p. 211-238.
- [18] James, N.P., and Choquette, P.W (1990) Limestone - the sea floor diagenetic environment: In I.A., Macillreath and D.W. Morrow (eds.), Diagenesis, Geological Association of Canada, v. 11, p. 161-194.
- [19] Kogel, J.E., Trivedi, N., Barker, J.M., Krukowski, S.T (2006) Industrial minerals & rock-Commodities, Markets and Uses, 7th edition, Society for mining, Metallurgy and Exploration Inc., 1568 p.
- [20] Kumar, A., Kumar Saraswati, P (1997) Response of larger foraminifera to mixed carbonate-siliciclastic environments: an example from the Oligocene-Miocene sequence of Kutch, India, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 136, p. 53- 65.
- [21] Lucia, F.J (1987) Rock fabric, permeability, and log relationships in a upward-shoaling vuggy carbonate sequence, Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin: Geological Circular, 87, 22 p.
- [22] Lucia, F.J (2007) Carbonate reservoir characterization, Second edition. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. 236 p.
- [23] Luczaj, J.A., Goldstein, R.H (2000) Diagenesis of the lower Permian Krider member, southwest Kansas, USA: Fluid-inclusion, U-Pb, and fission-track evidence for reflux dolomitization during latest Permian time, Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology & Processes, v. 70, p. 762-773.
- [24] Moore, C.H., Wade, W.J (2013) Carbonate reservoirs: porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. Developments in Sedimentology, v. 67, p. 1-374.
- [3] Ahr, W.M (2008) Geology of carbonate reservoirs: The identification, description, and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks, John Wiley & Sons, Inc., 277 p.
- [4] Al-Aasm, I.S., Ghazban, F., Ranjbaran, M (2009) Dolomitization and related fluid evolution in the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Gachsaran area, SW Iran: petrographic and isotopic evidence, Journal of Petroleum Geology, v. 32(3). p. 287-304.
- [5] Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H (2010) The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy, Carbonates and Evaporites, v. 25, p. 145-160.
- [6] Aqrabi, A.A.M., Keramati, M., Ehrenberg, S.N., Pichard, N., Moallemi, A., Svana, T., Darke, G., Dickson, J.A.D., and Oxtoby, N.H (2006) The origin of dolomite in the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), Dezful Embayment, SW Iran, Journal of Petroleum Geology, v. 29(4), p. 381-402.
- [7] Brigaud, B., Durlet, C., Deconinck, J-F., Vincent, B., Thierry, J., Trouiller, A (2009) The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: Impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France), Sedimentary Geology, v. 222, p. 161-180.
- [8] Burchette, T.P., Wright, V.P (1992) Carbonate ramp depositional systems, Sedimentary Geology, v. 79, p. 3-57.
- [9] Daraei, M., Amini, A., Ansari, M (2014) Facies analysis and depositional environment study of the mixed carbonate-evaporite Asmari Formation (Oligo-Miocene) in the sequence stratigraphic framework, NW Zagros, Iran, Carbonates and Evaporites, DOI: 10.1007/s13146-014-0207-4.
- [10] Dickson, J.A.D (1965) A modified staining technique for carbonates in thin section. Nature, v. 205, 587 p.
- [11] Duggan, J.P., Mountjoy, E.W., Stasiuk, L.D (2001) Fault-controlled dolomitization at Swan Hills Simonette oil field (Devonian), deep basin west-central Alberta, Canada, Sedimentology, v. 48, p. 301-323.
- [12] Dunham, R.J (1962) Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks. A Symposium: The American Association of Petroleum Geologists Memoir, no. 1, p. 108-121.
- [13] Ehrenberg, S.N., Svana, T.A., Swart P.K (2008) Uranium depletion across the Permian-Triassic boundary in Middle East carbonates: Signature of oceanic anoxia, The

- Eocene boundary, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 248, p. 145-168.
- [36] Schlager, W (2002) Sedimentology and sequences stratigraphy of carbonate rocks, Vrije Universiteit/ Earth and Life Sciences, Amsterdam, 146 p.
- [37] Scholle, P.A., Ulmer-Scholle, D.S (2003) A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis, The American Association of Petroleum Geologists, Oklahoma, 459 p.
- [38] Seyrafian, A (2000) Microfacies and depositional environments of the Asmari Formation, at Dehdez area (a correlation across central Zagros basin), *Carbonates and Evaporites*, v. 15(2), p. 121-129.
- [39] Shao, L., Wang, D., Cai, H., Wang, H., Lu, J., Zhang P (2011) Ramp facies in an intracratonic basin: A case study from the Upper Devonian and Lower Carboniferous in central Hunan, southern China, *Geoscience Frontiers*, v. 2(3), p. 409-419.
- [40] Taghavi, A.A., Mørk, A., and Emadi, M.A (2006) Sequence stratigraphically controlled diagenesis governs reservoir quality in the carbonate Dehloran Field, southwest Iran, *Petroleum Geoscience*, v. 12, p. 115-126.
- [41] Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., Taheri, A (2006) Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran, *Facies*, v. 52, p. 41-51.
- [42] Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., Motiei, H (2010) Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 27(1), p. 56-71.
- [43] Watts, K.F., Blome, C.D (1990) Evolution of the Arabian carbonate platform margin slope and its response to orogenic closing of a Cretaceous ocean basin, Oman, in: Tucker, M.E., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.R., Read, J.F., (Eds.), *Carbonate platforms: facies, sequences and evolution*, Blackwell Scientific Publications, The International Association of Sedimentologists, p. 291-323.
- [44] Wilson, M.E.J., Chambers, J. L.C., Manning, C., Nas, D.S (2012) Spatio-temporal evolution of a Tertiary carbonate platform margin and adjacent basinal deposits, *Sedimentary Geology*, v. 271-272, p. 1-27.
- [25] Mossadegh, Z.K., Haig, D.W., Allan, T., Adabi, M.H., Sadeghi, A (2009) Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 272, p. 17-36.
- [26] Mountjoy, E.W., Marquez, X.M (1997) Predicting reservoir properties in dolomites: Upper Devonian Leduc buildups, Deep Alberta Basin. In: Kupecz, J.A., Gluyas, J., Bloch, S. (Eds.), *Reservoir Quality Prediction in Sandstones and Carbonates: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 69, p. 267-306.
- [27] Pomar, L (2001) Types of carbonate platforms: a genetic approach, *Basin Research*, v. 13, p. 313-334.
- [28] Ranjbaran, M., Fayazi, F., Al-Aasm, I (2007) Sedimentology, depositional environment and sequence stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), Gachsaran area, SW Iran, *Carbonates and Evaporites*, v. 22(2), p. 135-148.
- [29] Read, J.F (1985) Carbonate platform facies models, *American Association of Petroleum Geologists*, 69(1), p. 1-21.
- [30] Romero, J., Caus, E., Rosell, J (2002) A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 179, p. 43-56.
- [31] Ronchi, P., Ortenzi, A., Borromeo, O., Claps, M., Zempolich, W.G (2010) Depositional setting and diagenetic processes and their impact on the reservoir quality in the late Viséan-Bashkirian Kashagan carbonate platform (Pre-Caspian Basin, Kazakhstan), *The American Association of Petroleum Geologists*, v. 94(9), p.1313-1348.
- [32] Sahraeyan, M., Bahrami, M., Arzaghi, S (2013) Facies analysis and depositional environments of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Zagros Basin, Iran, v. 5(1), p. 103-112.
- [33] Saller, A.H., Pollitt, D., Dickson, J.A.D (2014) Diagenesis and porosity development in the First Eocene reservoir at the giant Wafra Field, Partitioned Zone, Saudi Arabia and Kuwait, *The American Association of Petroleum Geologists*, v. 98(6), p. 1185-1212.
- [34] Sarg, J.F (2001) The sequence stratigraphy, sedimentology, and economic importance of evaporite-carbonate transitions: a review, *Sedimentary Geology*, v. 140, p. 9-42.
- [35] Scheibner, C., Rasser, M.W., Mutti, M (2007) The Campo section (Pyrenees, Spain) revisited: Implications for changing benthic carbonate assemblages across the Paleocene-