

رخساره‌ها و فرآیندهای دیاژنزی و تاثیر آن‌ها بر توزیع ویژگی‌های پتروفیزیکی و کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی گچساران

مهدی فرش‌ی^۱، سیدرضا موسوی حرمی^۲، اسداله محبوبی^{۳*} و محمد خانه‌باد^۴

۱، ۲، ۳ و ۴- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد

نویسنده مسئول: mahboubi@um.ac.ir

دریافت: ۹۵/۱۲/۱۸ پذیرش: ۹۶/۳/۲

چکیده

سازند آسماری در میدان نفتی گچساران از تنوع سنگ‌شناسی کمی برخوردار است به گونه‌ای که در بخش‌های پایین سنگ‌آهک و در بخش‌های بالایی مخزن عمدتاً از دولومیت تشکیل شده است. هدف از این پژوهش شناسایی رخساره‌ها، محیط‌رسوبی، فرآیندهای دیاژنتیکی و تاثیر آن‌ها بر کیفیت مخزنی این سازند است. برای پایه، بررسی میکروسکوپی شمار ۴۷۸ برش نازک تهیه شده از مغزه منجر به شناسایی ۱۱ رخساره شد که در سه کمر بند رمپ درونی (پهنه کشندی، لاگون و سد)، میانی و بیرونی برجای گذاشته شده است. در این پژوهش فرایندهای دیاژنزی میکرایتی‌شدن، آشفستگی زیستی، نوریختی، فشردگی، انحلال، سیمانی شدن و جان‌شینی نیز شناسایی شد. برای بررسی ویژگی‌های مخزنی از کارکرد فرایندهای دیاژنزی و رسوب‌شناسی بر چگونگی توزیع داده‌های تخلخل و تراوایی استفاده شد. برپایه آن، دولستون با تخلخل حفره‌ای- میان‌بلوری، وکستون/ دولوکستون با تخلخل حفره‌ای- کانالی و پکستون‌های دانه‌پشتیبان متخلخل بهترین رخساره‌های مخزنی در قیاس با دیگر رخساره‌ها در سازند آسماری شناخته شد.

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

مقدمه

لوسیا (۱۹۸۳) ارزیابی و با توجه به کارکرد دیاژنزی، کیفیت مخزنی در رخساره‌های سازندی آسماری میدان نفتی گچساران مشخص شد.

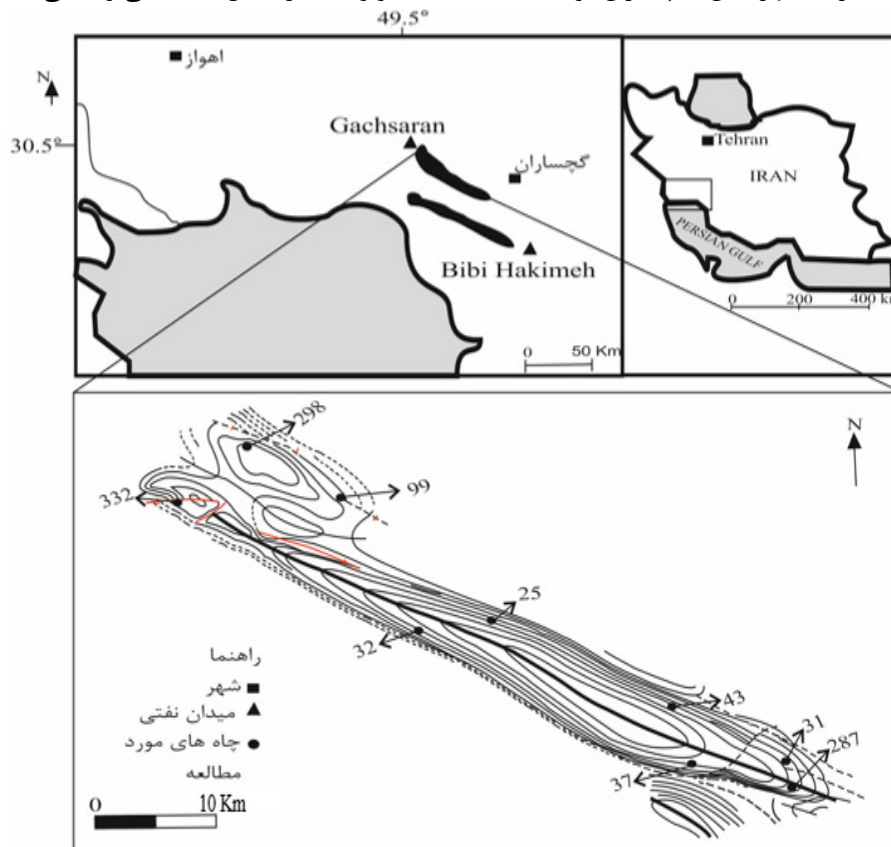
چینه‌شناسی و زمین‌شناسی منطقه

سازند آسماری در یک محدوده جغرافیایی به نسبت گسترده حاشیه اقیانوس تتیس جوان (مکان کنونی زاگرس چین‌خورده و فروافتادگی دزفول) و بازه زمانی یازده میلیون سال (آشکوب روپلین از الیگوسن زیرین، نزدیک ۳۰ میلیون سال پیش، تا آشکوب بوردیگالین، از میوسن میانی نزدیک ۱۹ میلیون سال پیش) گسترش داشته است (اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۷). به دلیل اهمیت این سازند به عنوان مهم‌ترین واحد سنگ‌چینه‌نگاری و مهم‌ترین سنگ مخزن حوضه زاگرس از جنبه‌های سنگ‌چینه‌ای و زیست‌چینه‌ای مورد پژوهش بسیاری قرار گرفته است. این سازند از دیرباز براساس زیست‌چینه‌ای به سه قسمت آسماری پایینی، آسماری میانی و آسماری بالایی تقسیم‌بندی شده است (ریچاردسن، ۱۹۲۴). یکی از تازه‌ترین بررسی‌های زیست‌چینه‌ای انجام شده بر روی این سازند در میدان گچساران

بخش زیادی از ویژگی‌های پتروفیزیکی مخازن توسط توزیع رخساره‌های رسوبی کنترل می‌شود (لوسیا، ۲۰۰۷). گوناگونی شرایط محیطی در بخش‌های مختلف حوضه در طول زمان، سبب توزیع انواع رخساره‌های رسوبی و تشکیل سنگ‌های منشا، مخزن و پوش‌سنگ خواهد شد (امینی، ۱۳۸۷ و اهرنبرگ، ۲۰۰۸). بنابراین یکی از مهم‌ترین اهداف مطالعات رسوب‌شناسی سیستم‌های هیدروکربنی، شناسایی رخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی قدیمی آن‌ها است (کرامتی، ۱۳۹۳). از سویی دیگر، فرایندهای دیاژنزی در سنگ‌های مخزن، نقش مهمی در کنترل کیفیت مخزنی دارد. بنابراین شناخت آن‌ها بخش مهمی از توصیف مخازن (به ویژه مخازن کربناته) و بازسازی مدل‌های مخزنی را فراهم می‌آورد (لوسیا، ۲۰۰۷؛ اهر، ۲۰۰۸). در این پژوهش در آغاز برپایه ویژگی‌های محیط رسوبی و شرایط دیاژنزی، رخساره‌های رسوبی و عوارض دیاژنزی اثرگذار شناسایی شدند. سپس فابریک‌های سنگ کربناته به همراه داده‌های تخلخل-تراوایی رخساره‌ها توسط نگاره‌های پتروفیزیکی

کیلومتری جنوب‌خاور شهر اهواز در فرو افتادگی دزفول قرار دارد. ساختمان این میدان بر روی مخزن آسماری به شکل تاقدیسی کشیده و نامتقارن با طول محوری ۶۳ کیلومتر در جهت شمال‌باختر-جنوب‌خاور و پهنای ۶ تا ۱۲ کیلومتر است (مطیعی، ۱۳۷۴). مخزن آسماری در این میدان از سنگ‌های آهکی در بخش‌های زیرین و دولومیت در بخش‌های میانی و بالایی تشکیل شده است.

با ۱۴ حلقه چاه دارای مغزه و چهار رخنمون سطحی جدید توسط لارسن و همکاران (لارسن و همکاران، ۲۰۰۹) در نزدیکی میدان گچساران، بررسی دقیق زیست‌چینه‌نگاری بر مبنای گونه‌های مختلف فرامینفرها است که براساس آن سن این سازند الیگوسن-میوسن در نظر گرفته شد. میدان گچساران (شکل ۱) در ۵ کیلومتری جنوب‌باختری شهرستان گچساران و ۲۰۰



شکل ۱. جایگاه جغرافیایی و نقشه‌ی UGC رأس سازند آسماری در میدان نفتی گچساران (رسم مجدد با اقتباس از راکی و یزدانی، ۱۳۸۶)

(۱۹۸۳) انواع فابریک سنگ‌های کربناته و رخساره‌ها بررسی شدند تا کارکرد پدیده‌های دیاژنزی بر چگونگی توزیع داده‌های تخلخل و تراوایی نشان داده شود. داده‌های تخلخل و تراوایی مورد استفاده در این پژوهش برگرفته از مغزه (۷۳۰ نمونه عمدتاً از چاه ۲۵ با ستبرای ۳۰۰۰ متر) بوده که با فواصل یک متر نمونه‌برداری شد.

رخساره‌ها

در سازند آسماری، ۱۱ رخساره که در سه کمربند رخساره‌ای رمپ درونی (پهنه کشندی، لاگون و سد)، میانی و بیرونی برجای گذاشته شده است مورد شناسایی قرار گرفت.

روش پژوهش

شمار ۴۷۸ بُرش نازک تهیه شده از مغزه‌های چاه‌های ۲۵، ۳۱ و ۳۲ مخزن آسماری میدان گچساران مورد بررسی قرار گرفت. برای نام‌گذاری رخساره‌های کربناته از رده‌بندی‌های دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کلوان (۱۹۷۱)، برای تطابق آن‌ها با میکروفاسیس‌های استاندارد از روش‌های فلوگل (۲۰۱۰) و ویلسون (۱۹۷۵)، برای نام‌گذاری دولومیت‌ها از روش سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و برای تعیین درصد فراوانی دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی و زمینه از چارتهای مقایسه‌ای فلوگل (۲۰۱۰) استفاده شد. لازم به یادآوری است که در هر رخساره تنها به درصد دانه‌ها اشاره شده است. هم‌چنین از روش لوسیا

رخساره‌های رمپ درونی (A)

A1: انیدریت: این رخساره به شکل انیدریت‌های لایه‌ای با فابریکی از سوزن‌های درهم، نامنظم و شعاعی (شکل ۲، الف)، عمدتاً در بخش‌های بالایی سازند آسماری در تناوب با رخساره مادستون دولومادستون است.

A2: مادستون / دولومادستون تا دولستون همراه با فابریک فنسترال: این رخساره بیش‌ترین فراوانی (۲۵ درصد) را نسبت به دیگر رخساره‌ها در نمونه‌های مورد بررسی دارد. زمینه این رخساره، گل آهکی ریز بلور که در برخی نمونه‌ها به کلسیت ریزبلور و در برخی دیگر به دولومیت ریز بلور (اغلب نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با توزیع یکنواخت) تبدیل شده است و بصورت پراکنده دارای پلوتید است. ویژگی بارز این رخساره وجود آثار قالب‌های تبخیری انحلال یافته (احتمالاً انیدریت جانشینی ماتریکس) است (شکل ۲، ب).

A3: مادستون کوارتزار: این رخساره (شکل ۲، پ)، از گل آهکی دارای دانه‌های به نسبت جور شده کوارتز (میانگین فراوانی ۱۳ درصد و اندازه ۰/۱ میلی‌متر) زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار تشکیل شده است. هم‌چنین در برخی موارد زمینه آن دولومیتی شده است.

A4: وکستون-پکستون-پلویدی بایوکلسیتی: این رخساره دارای فرامینفرهای بنتیک میلیولید، دندریتینا و پنروپلیس (با میانگین فراوانی ۱۴ درصد)، پلویدی (میانگین فراوانی ۲۰ درصد و اندازه ۰/۲ میلی‌متر)، اینتراکلسیت (میانگین فراوانی ۲ درصد و اندازه ۰/۷۵ میلی‌متر) و مقدار کمی کوارتز (میانگین فراوانی ۱ درصد و اندازه ۰/۱ میلی‌متر) است (شکل‌های ۲، ت و ۵، ج).

A5: وکستون-پکستون با فرامینفرهای بنتیک پورسلانوز: اجزای اصلی شامل میلیولید (میانگین فراوانی ۱۸ درصد و اندازه ۰/۴ میلی‌متر)، پنروپلیس (میانگین فراوانی ۱۱ درصد و اندازه ۰/۹ میلی‌متر)، آرکیاس (میانگین فراوانی ۴ درصد و اندازه ۰/۴ میلی‌متر)، دندریتینا (میانگین فراوانی ۳ درصد و اندازه ۰/۴ میلی‌متر) و والولینید (میانگین فراوانی ۲ درصد و اندازه ۰/۳ میلی‌متر) است. خرده‌هایی از دوکفه‌ای، اکینودرم، جلبک سبز و گاستروپود به همراه پلویدی و اینتراکلسیت نیز از اجزای فرعی این رخساره با میانگین ۶ درصد است (شکل‌های ۲، ج و ۷، ت).

A6: پکستون - گرینستون بایوکلسیتی: این رخساره دانه‌پشتیبان و با جورشدگی ضعیف دارای مخلوطی از فرامینفرهای بنتیک بی‌منفذ شامل پنروپلیس (میانگین فراوانی ۳/۲ درصد و اندازه ۰/۵ میلی‌متر)، میلیولید (میانگین فراوانی ۶/۸ درصد و اندازه ۰/۴ میلی‌متر)، فرامینفرهای بنتیک منفذدار شامل آمفیستزینا (میانگین فراوانی ۱/۳ درصد و اندازه ۰/۲ میلی‌متر) و روتالیا (میانگین فراوانی ۱۳/۲ درصد و اندازه ۰/۲ میلی‌متر) به همراه جلبک قرمز (میانگین فراوانی ۵/۲ درصد و اندازه ۰/۷ میلی‌متر) و اکینودرم (میانگین فراوانی ۱۵/۸ درصد و اندازه ۰/۸) است. اجزای فرعی با میانگین فراوانی ۲/۶ درصد شامل بریوزوا، آرکیاس، بورلیس، براکیوپود و رئوسلا است (شکل ۲، ج).

A7: فلوستون - گرینستون بایوکلسیتی: این رخساره کمترین فراوانی (حدود ۱ درصد) را در نمونه‌های مورد مطالعه دارد. اجزای تشکیل‌دهنده آن شامل خرده‌هایی از کورال (میانگین فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۲/۴ میلی‌متر)، جلبک قرمز (میانگین فراوانی ۱۲ درصد و اندازه ۰/۹ میلی‌متر) به همراه میلیولید (میانگین فراوانی ۵ درصد و اندازه ۰/۴ میلی‌متر) و اکینودرم (میانگین فراوانی ۶ درصد و اندازه ۰/۸ میلی‌متر) است (شکل ۲، ح).

A8: گرینستون / دولوگرینستون پلویدی / میلیولیدی: این رخساره (شکل ۲، خ تا د) شامل پلویدی (میانگین فراوانی ۴۳ درصد و اندازه ۰/۳۵ میلی‌متر) است که در اثر میکرایتی شدن فرامینفرهای پورسلانوز (عمدتاً میلیولید) و دولومیتی شدن ائیدها ایجاد شده است.

تفسیر: چرخش محدود آب، تبخیر شدید و شوری بسیار زیاد در بخش بالای کشند، منجر به شکل‌گیری انیدریت‌های لایه‌ای و نودول‌های انیدریتی و نیز همراهی ژیبس با انیدریت می‌شود (وارن، ۲۰۰۶). بنابراین این ویژگی‌ها به همراه ساخت قفس مرغی نشان‌دهنده تشکیل رخساره A1 در این زون است. به طور کلی رخساره‌های مادستون / دولومادستون در زون‌های میان و بالای کشند تشکیل می‌شوند (بربیر و همکاران، ۲۰۱۲). در نزدیکی محیط‌های سبخایی (بخش‌های بالای زون میان‌کشندی) به دنبال افت سطح آب دریا و خارج شدن رسوبات از آب و به تبع آن تبخیر، شورابه‌های سرشار از Mg^{2+} تشکیل و سبب دولومیتی شدن رخساره‌های مادستون و سپس جانشینی انیدریت می‌شود (وارن،

بر این، بودن جلبک‌های قرمز، میلیولیدها (محیط شور تا فوق شور) و مرجان (شوری نرمال) در کنار یکدیگر و نیز جایگاه چینه‌نگاری این رخساره در توالی، شرایط ته‌نشست در محیط لاگون باز^۱ و بخش بالایی زون یوفوتیک را نشان می‌دهد و برابر RMF 15 فلوگل (۲۰۱۰) است. چنین رخساره‌ای با ریف‌های تکه‌ای از رمپ‌های الیگوسن بالایی گزارش شده است (برای مثال براندانو و همکاران، ۲۰۰۹). در رخساره A8 گردشگی و جورشدگی دانه‌ها، نبود گل و بافت دانه‌پشتیان، نشانگر انرژی متوسط تا بالا در آب‌های کم عمق بالای خط پایه امواج سطحی در محیط سد و نزدیک سد است (رولید و همکاران، ۲۰۰۷؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۰). هم‌چنین با توجه به گسترش فونای لاگونی و منشا پلئوئیدها که احتمالاً از میکرایتی شدن بایوکلست‌ها (به ویژه میلیولید) و دولومیتی شدن ائیدها ایجاد شده است، می‌توان این رخساره را به عنوان سد ماسه‌ای به سمت لاگون و برابر میکروفاسیس‌های استاندارد RMF 26, 29 فلوگل (۲۰۱۰) و SMF 15-M، 16, 17 ویلسون (۱۹۷۵) در نظر گرفت. بطور کلی همانند چنین رخساره‌هایی از رمپ درونی توسط برخی پژوهشگران برای سازند آسماری گزارش شده است (برای نمونه، طاهری، ۲۰۱۰؛ وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۰؛ صیرفیان و همکاران، ۲۰۱۱؛ صالح و صیرفیان، ۲۰۱۳؛ میرزایی محمودآبادی، ۲۰۱۴؛ آوریجانی و همکاران، ۲۰۱۵؛ دارابی و همکاران، ۲۰۱۵؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۶؛ کاکم و همکاران، ۲۰۱۶؛ محسنی و همکاران، ۲۰۱۶؛ روزپیکار و مغفوری‌مقدم، ۲۰۱۶).

رخساره‌های رمپ میانی (B)

B1: وکستون - پکستون روتالیا کورالیناسه آ: عناصر اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره (شکل ۲، ذ) شامل نئوروتالیا و روتالیا با پوسته ستبر (میانگین فراوانی ۱۱/۴ درصد و اندازه ۰/۴ میلی‌متر) همراه با قطعاتی از جلبک قرمز (میانگین فراوانی ۶/۸ درصد و اندازه ۰/۴ میلی‌متر)، آمفیستزینا (میانگین فراوانی ۴/۵ درصد و اندازه ۰/۴ میلی‌متر) و اکینودرم (میانگین فراوانی ۱۴ درصد و اندازه ۰/۵ میلی‌متر) است. اجزای فرعی شامل لپیدوسیکلینا (میانگین فراوانی ۲ درصد و اندازه ۰/۷ میلی‌متر) و

این ویژگی‌ها منجر به تشکیل رخساره A2 شده است. در رخساره A3 با توجه به نبود جانوران، حضور پراکنده دانه‌های کوارتز در اندازه ماسه ریز، داشتن ارتباط عمودی با رخساره‌های لاگونی و نبود شواهد خروج از آب، رسوب‌گذاری در بخش‌های پایین زون میان‌کشدی و یا بخش‌های ابتدایی بسیار کم عمق لاگون فروکشدی را نشان می‌دهد (وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۰). رخساره‌های A2 و A3 را می‌توان برابر RMF 22 فلوگل (۲۰۱۰) و SMF 23 در کمر بند رخساره‌ای ۹ و ۸ ویلسون (۱۹۷۵) در نظر گرفت. در رخساره A4 وجود پلویید و نیز فراوانی اجزای اسکلتی میکرایتی‌شده (بوئزه میلیولید) احتمالاً نشان‌دهنده سرعت رسوب‌گذاری پایین (پالما و همکاران، ۲۰۰۷) و یا ایست رسوب‌گذاری (هیپس و هاس، ۲۰۰۹) است که در بخش‌های کم عمق و نزدیک به ساحل محیط لاگونی رخ داده است. میلیولیدها در زون نوری بالا در یک محیط کم عمق لاگون محصور و بسیار شور (رمرو و همکاران، ۲۰۰۲) در آب‌هایی با آشفتگی کم و سنگ بسترهای نرم (استرز و همکاران، ۲۰۱۴؛ براندانو و لچ، ۲۰۱۴) فراوان هستند. بنابراین درصد زیاد میلیولید در رخساره A5 و فراوانی فرامینفرهای بی‌منفذ پورسلانوز اما تنوع کم، شرایط لاگون محصور را نشان می‌دهد (گیل، ۲۰۰۰). بطور کلی رخساره A4 و A5 را می‌توان برابر با میکروفاسیس‌های استاندارد RMF 16 فلوگل (۲۰۱۰) و SMF 18_{FOR} در کمر بند رخساره‌ی شماره ۷ و ۸ ویلسون (۱۹۷۵) در نظر گرفت. در رخساره A6 با توجه به رخداد همزمان جانوران دریایی عادی مانند فرامینفرهای هیالین (روتالیا و آمفیستزینا)، جلبک قرمز و سایر فونای دریایی باز (اکینودرم، براکیوپود و بریوزوا) با فونای لاگونی از رمپ درونی مانند دندریتینا، میلیولید و پنروپلیس در یک بافت پکستون تا گرینستونی، به تشکیل این رخساره در یک محیط لاگون نیمه‌محصور به سمت دریای باز که سدهای موثری برای جداسازی محیط نرمال دریایی از لاگون نبوده است، اشاره دارد (رمرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ طاهری و همکاران، ۲۰۰۸). به طور کلی این رخساره را می‌توان برابر میکروفاسیس‌های استاندارد RMF 13, 14 فلوگل (۲۰۱۰) در نظر گرفت. در رخساره A7 احتمالاً خرده‌های مرجان به صورت برجا از کلنی‌های منفرد و تکه‌ای که به رشد در محیط لاگونی شناخته شده‌اند، ایجاد شده است (فلوگل، ۲۰۱۰). افزون

^۱ Open lagoon

در آب‌های محدود شده از بین می‌روند (هنتزسچ و همکاران، ۲۰۱۱). اندازه و شکل نومولیت‌ها (با فاکتور نسبت طول به عرض پوسته) جایگاه آن‌ها را در بخش‌های مختلف دریای باز در محدوده عمق ۵۰ تا ۸۰ متر تعیین می‌کند (باسی و همکاران، ۲۰۱۳). اگرچه جلبک قرمز کورالیناسه‌آ وابسته به نور است اما می‌تواند در شرایط الیگوفوتیک نیز زندگی کند. در اعماق بیش‌تر، شرایط کم انرژی‌تر و شوری نرمال آب دریا، شرایط زیست موجودات استنوهالین هتروتروف مانند بریوزا و اکتینودرم، مناسب‌تر است (پومار، ۲۰۰۱؛ رمرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ باراتلو و همکاران، ۲۰۰۷). بنابراین با توجه به این ویژگی‌ها، رخساره B2 در شرایط نوری زون الیگوفوتیک در بخش میانی فلات قاره تشکیل شده است. با توجه به شرایط حاکم بر رخساره‌های B1 و B2، این دو رخساره را می‌توان برابر میکروفاسیس استاندارد RMF 8 فلوگل (۲۰۱۰) در نظر گرفت. در سازند آسماری رخساره‌هایی همانند B1 و B2 توسط برخی پژوهشگران گزارش شده است (برای نمونه، وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۰؛ صادقی و همکاران، ۲۰۱۰؛ صحرائیان و همکاران، ۲۰۱۴؛ شب افروز و همکاران، ۲۰۱۵؛ ککم و همکاران، ۲۰۱۶).

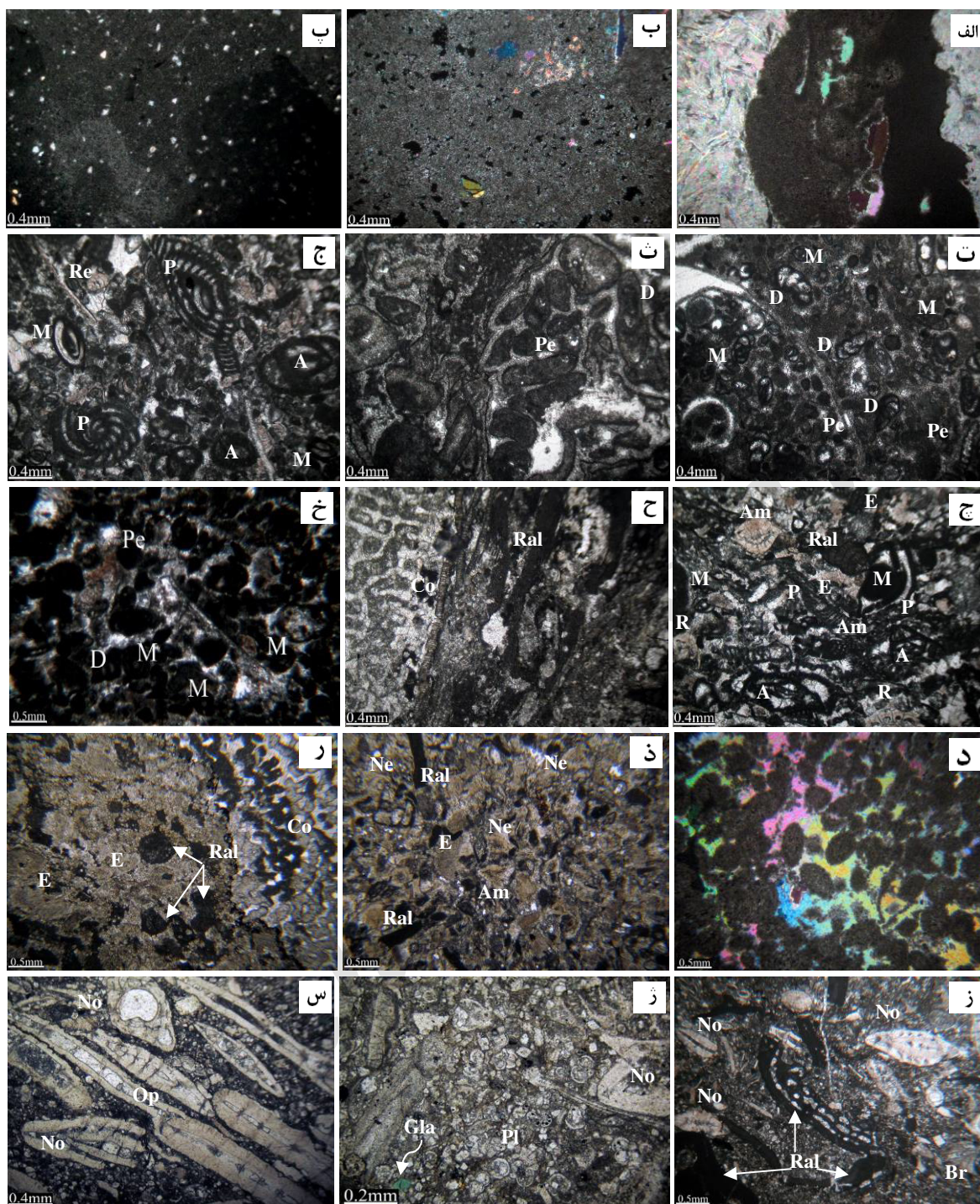
رخساره رمپ بیرونی (C)

C1: وکستون-پکستون نومولیتیده پلانکتونیک فرامینفرها: ویژگی اصلی این رخساره (شکل ۲، ژ) وجود فرامینفرهای بنتیک بزرگ خانواده نومولیتیده که عموماً ساییده و خرد شده‌اند شامل نومولیت (میانگین فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۱/۳ میلی‌متر)، اپرکولینا (میانگین فراوانی ۸ درصد و اندازه ۱/۴ میلی‌متر)، هتروستژینا (میانگین فراوانی ۷ درصد و اندازه ۰/۸ میلی‌متر) و فرامینفرهای پلانکتونیک (میانگین فراوانی ۱۳ درصد و اندازه ۰/۱ میلی‌متر) در کنار حضور پراکنده گلاکونیت، بریوزا، براکیوپود و اکتینودرم است. در برخی از نمونه‌ها، نومولیت و اپرکولینا به فراوانی بیش از ۶۰ درصد چارچوب سنگ را تشکیل و نام رخساره به پکستون-رودستون نومولیتی تغییر می‌کند (شکل ۲، س).

براکیوپود (میانگین فراوانی ۱/۸ درصد و اندازه ۰/۷ میلی‌متر) است. لازم به یادآوری است که در اعماقی از چاه ۲۵ مرجان (میانگین فراوانی ۱۱ درصد و اندازه ۲/۴ میلی‌متر) به قدری افزایش دارد که در کنار نئوروتالیا، اکتینودرم و جلبک قرمز چارچوب سنگ را تشکیل داده است و نام رخساره به پکستون-فلوتستون کورال کورالیناسه‌آ بایوکلاست تغییر کرده است (شکل ۲).

B2: وکستون-پکستون نومولیتیده کورالیناسه‌آ: این رخساره همانند رخساره B1 است با این تفاوت که از میزان روتالیا به شدت کاسته شده و جای آن را فسیل‌های خانواده نومولیتیده (نومولیت و هتروستژینا) می‌گیرد. هم‌چنین اندازه براکیوپود، اکتینودرم و جلبک قرمز بزرگ‌تر می‌شود. اجزا تشکیل‌دهنده مخلوطی از فرامینفرهای با دیواره هیالین مانند نومولیت (میانگین فراوانی ۹ درصد و اندازه ۱ میلی‌متر)، هتروستژینا (میانگین فراوانی ۶ درصد و اندازه ۱/۱ میلی‌متر)، و آمفیستژینا (میانگین فراوانی ۴ درصد و اندازه ۰/۵ میلی‌متر) به همراه جلبک قرمز (میانگین فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۱/۵ میلی‌متر)، اکتینودرم (میانگین فراوانی ۶ درصد و اندازه ۰/۹ میلی‌متر)، بریوزا (میانگین فراوانی ۵ درصد و اندازه ۱/۳ میلی‌متر)، پلانکتونیک (میانگین فراوانی ۱ درصد و اندازه ۰/۲ میلی‌متر) و براکیوپود (میانگین فراوانی ۳ درصد و اندازه ۱/۵ میلی‌متر) است (شکل ۲، ز).

تفسیر: روتالیا از فرامینفرهای بنتیک با پوسته هیالین است که از زمان کرتاسه تا کنون حضور داشته و عموماً در محیط‌های کم عمق و متلاطم دریای باز تا عمق چهل متری به فراوانی یافت می‌شود (زهانگ و همکاران، ۲۰۱۳). با توجه به فراوانی فرامینفرهای بنتیک دارای هم‌زیست همچون نئوروتالیا‌های عدسی شکل با پوسته ضخیم (باراتلو و همکاران، ۲۰۰۷)، آمفیستژینا و دیگر فونای وابسته به نور همچون قطعات جلبک قرمز و نیز با توجه به نبود میکروفسیل‌های لاگونی، (گیل، ۲۰۰۰؛ پومار، ۲۰۰۱؛ براندانو و همکاران، ۲۰۰۹) محیط کم عمق دریای باز و مجاور سد نزدیک به خط امواج سطحی واقع در ابتدای رمپ میانی برای نهشته شدن رخساره B1 قابل تفسیر است. نومولیت‌ها از اجزا رسوبات دریای باز بوده و



شکل ۲. تصویرهای میکروسکوپی از رخساره‌های سازند آسماری در میدان نفتی گچساران، تصویرهای الف، ب، پ، د، XPL و مابقی PPL. (الف) انیدریت، (ب) مادستون / دولومادستون با فابریک فنسترال، (پ) مادستون کوارتزدار، (ت، ث) وکستون-پکستون پلوییدی بایوکلستی، (ج) وکستون-پکستون با فرامینفرهای بنتیک پورسلانوز، (چ) پکستون-گرینستون بایوکلستی، (ح) فلوتستون-گرینستون بایوکلستی (خ) گرینستون پلوییدی بایوکلستی، (د) دولوگرینستون پلوییدی انیدی، (ذ) پکستون نئوروتالیا کورالیناسه آ، (ر) پکستون-فلوتستون کورال کورالیناسه آ، (ز) وکستون-پکستون نومولیتیده کورالیناسه آ، (ژ) وکستون-پکستون نومولیتیده پلانکتونیک فرامینفرا، (س) پکستون-رودستون نومولیتی، (ا) آستروتربیلینا، Am: آمفستژینا، Br: بریزوآ، Co: مرجان، D: دندرتینا، E: اकिनودرم، Gla: گلاکونیت، M: میلیولید، Ne: نئوروتالیا، No: نومولیت، Op: اپرکولینا، P: پنروپلیس، Pe: پلویید، Pl: فرامینفرهای پلاژیک R: روتالیا، Ral: جلبک قرمز، Re: رئوسلا).

فرایندهای زیستی: فرایندهای زیستی به شکل میکرایتی شدن توسط جانداران میکروبی^۱ و آشفستگی زیستی^۲ شناسایی شد. تشدید فرایند میکرایتی شدن در رخساره‌های لاگون و سد و ایجاد دانه‌های پلوئید (شکل ۲، خ)، احتمالاً در نتیجه نرخ رسوب‌گذاری پایین، مدت زمان دراز و یا نبود جابه‌جایی آلوکم‌ها است. همچنین این فرایند در رخساره‌های دولوکستون و دولوپکستون گل پشتیبان تنها به شکل یک پوشش میکرایتی با ستبرای متغیر در پیرامون آلوکم‌ها رخ داده است و باعث حفظ فابریک اولیه سنگ شده است (شکل ۵، الف). فرایند آشفستگی زیستی نیز به شکل بورینگ و بارو در نمونه‌های پکستون گل پشتیبان و دانه پشتیبان دیده شد (شکل ۵، ب).

نوریختی: فرآیند نوریختی به شکل تبلور مجدد عمدتاً در رخساره‌های مادستون از تبدیل گل آهکی به کلسیت ریز بلور (شکل ۵، پ) و در رخساره‌های دولستون با افزایش در اندازه بلورهای دولومیت همراه است (شکل ۵، ت). به نظر می‌رسد این فرآیند در رخساره‌های دولستون باعث توزیع غیر یکنواخت بلورهای دولومیت و در نتیجه ناهمگنی در توزیع خلل و فرج و تراوایی این رخساره‌ها شده است.

انحلال: انحلال یکی از مهم‌ترین فرایندهای افزایش تخلخل و تراوایی است و شدت آن رابطه‌ای مستقیم با واکنش میان آب و سنگ در یک محیط دیاژنزی دارد (رحیم‌پور بناب و همکاران، ۲۰۱۲). مطالعه برش‌های نازک مخزن آسماری نشان می‌دهد که انیدریت‌های جانیشینی ماتریکس و پرکننده شکستگی در رخساره‌های مادستون/دولومادستون (شکل ۵، ث) و وکستون/دولوکستون (شکل ۵، ج) و انحلال سیمان در امتداد شکستگی‌های در رخساره دولومادستون (شکل ۵، چ)، سیمان‌های انیدریتی پرکننده تخلخل میان‌بلورین و حتی خود بلورهای دولومیت در رخساره‌های دولستون (شکل ۵، ح)، و تمامی اجزا سنگ اعم از آلوکم، ماتریکس و سیمان در برخی از رخساره‌های پکستون دانه پشتیبان (شکل ۵، خ) دستخوش پدیده انحلال قرار گرفته و نقش مهمی در کیفیت مخزنی داشته است.

تفسیر: نومولیتیده‌های پهن و کشیده (اپرکولینا و هتروستژینا) در بخش‌های پایین زون نوری و محیط آرام بدون تاثیر امواج زندگی می‌کنند. حضور همزمان فرامینفرهای بزرگ بنتیک و پلانکتونیک، نبود فونای وابسته به نور (کورالیناسه‌آ)، وجود فونای ناوابسته به نور (اکینوردم، بریزوئرها) و حضور پراکنده دانه‌های گلاکونیت (نشان‌دهنده محیط احیایی ضعیف) بیانگر نهشت این رخساره در زیر خط اثر امواج توفانی در منطقه افوتیک و یا در حدواسط محیط بنتیک-پلانکتونیک از رمپ بیرونی است (صیرفیان و همکاران، ۲۰۱۱؛ گت و گلوباز، ۲۰۱۲؛ زیچی زورام و همکاران، ۲۰۱۳). سایش و خردشدگی بالای فرامینفرهای اپرکولینا، نومولیتس و هتروستژینا در بخش‌های ابتدایی حوضه را می‌توان به جریان‌های کف حوضه و برگشتگی بافتی توسط توفان‌ها نسبت داد (براندانو و همکاران، ۲۰۰۹). این رخساره را می‌توان برابر میکروفاسیس استاندارد RMF-5 فلوگل (۲۰۱۰) در نظر گرفت. رخساره‌هایی همانند با CI توسط برخی افراد گزارش شده است (برای نمونه، وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۰؛ شب افروز و همکاران، ۲۰۱۵).

مدل رسوبی

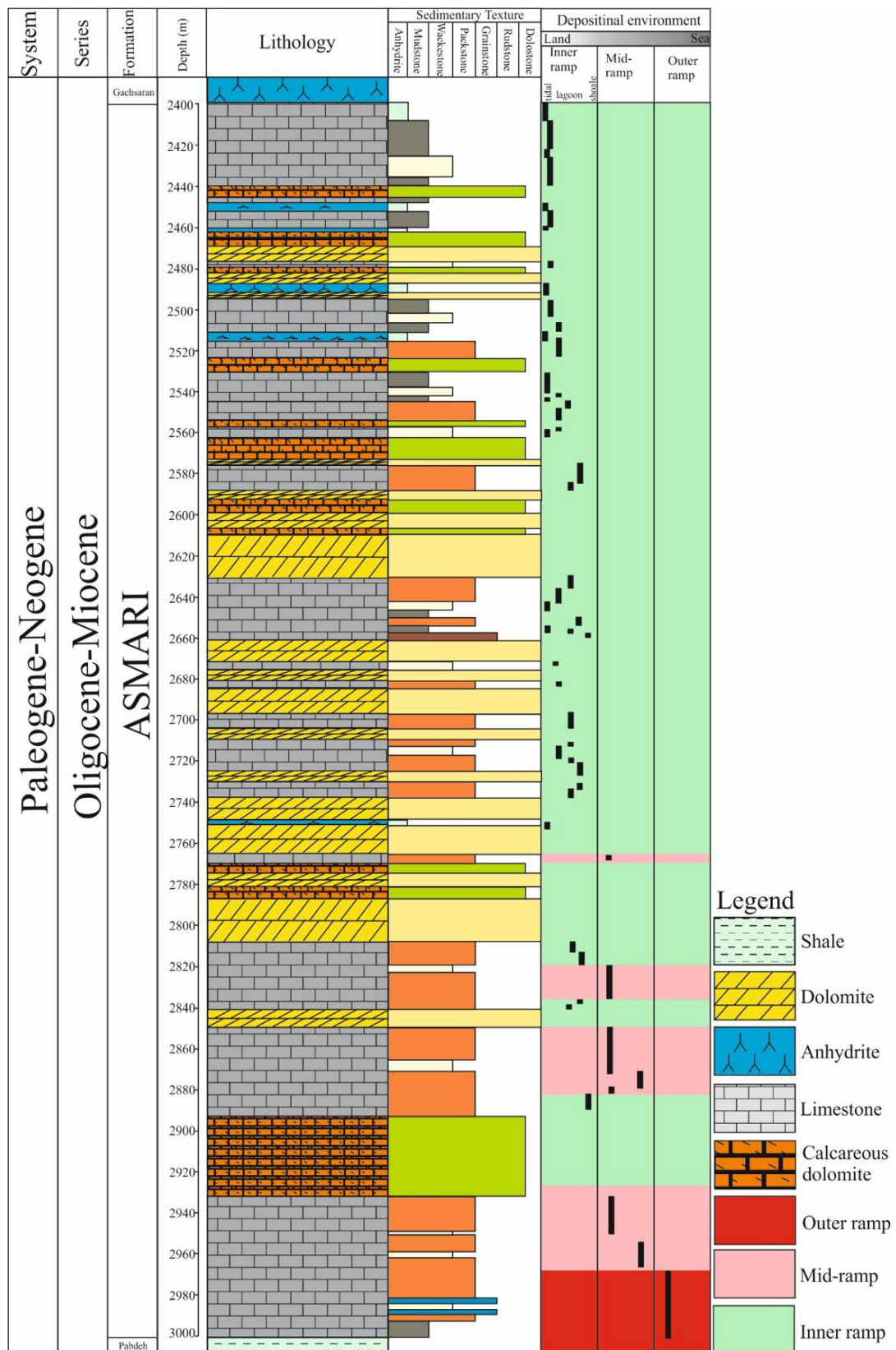
بطور کلی اکثر رخساره‌های تشکیل‌دهنده توالی‌های سازند آسماری در سه چاه مورد بررسی در نواحی کم عمق به ویژه لاگونی و پهنه کشندی نهشته شده‌اند (شکل‌هایی ۳ و ۴، الف). با توجه بررسی‌های رسوب‌شناسی و دیرینه‌شناسی، تغییرات درصد فسیل‌ها در کمربندهای رخساره‌ای و در نتیجه تبدیل تدریجی رخساره‌ها به یکدیگر (صحرائیان و همکاران، ۲۰۱۴)، چگونگی توزیع فسیل‌ها در سطوح مختلف آب، نحوه توزیع و ارتباط عمودی رخساره‌ها، نبود رخساره‌های لغزشی-ریزشی (نشان‌دهنده شیب زیاد محیط رسوب‌گذاری) و توریداتی (رولندس و همکاران، ۲۰۱۴) نشان از آن است که توالی رسوبی کربناته مورد بررسی در یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ با شیب ملایم نهشته شده است (شکل ۴).

دیاژنز

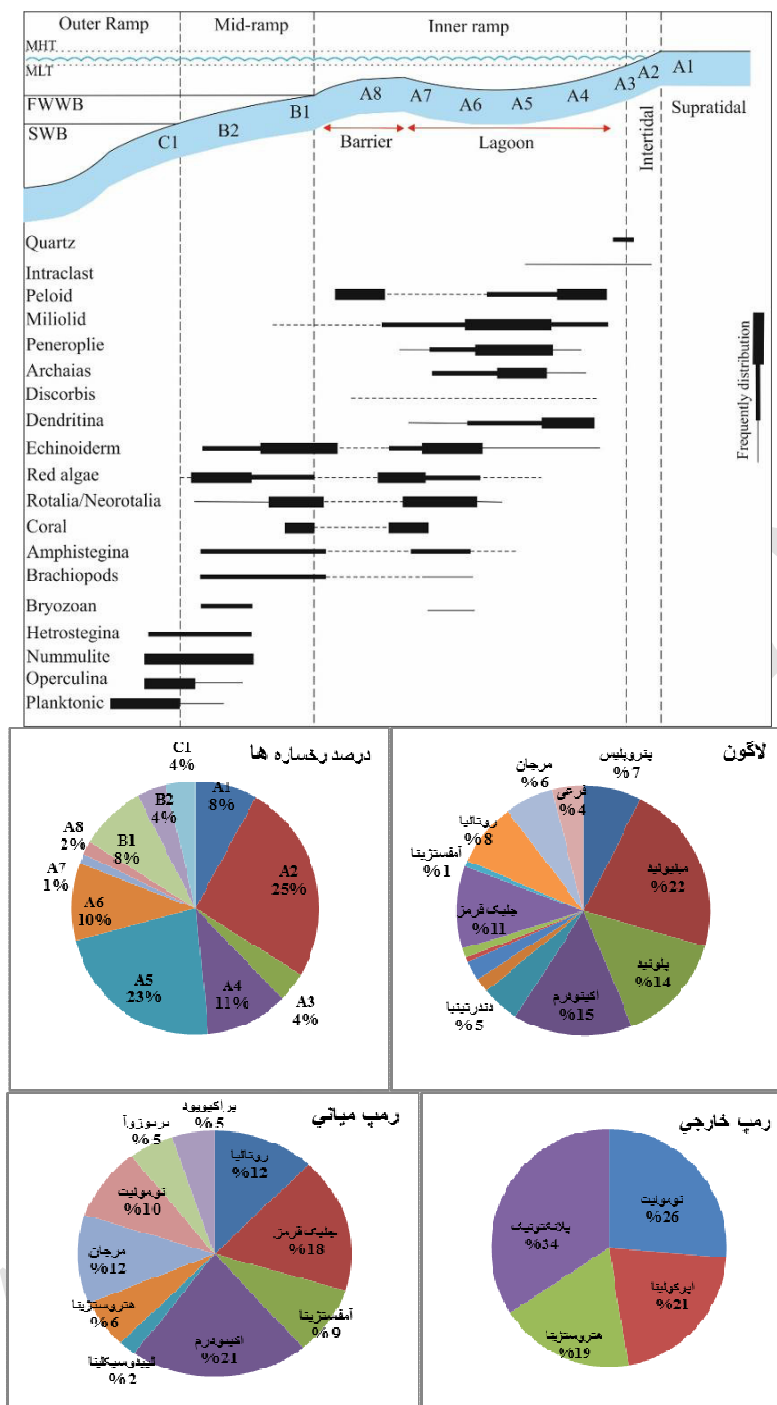
مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی در مخزن آسماری به شرح زیر است:

¹ Microbial Micritization

² Bioturbation



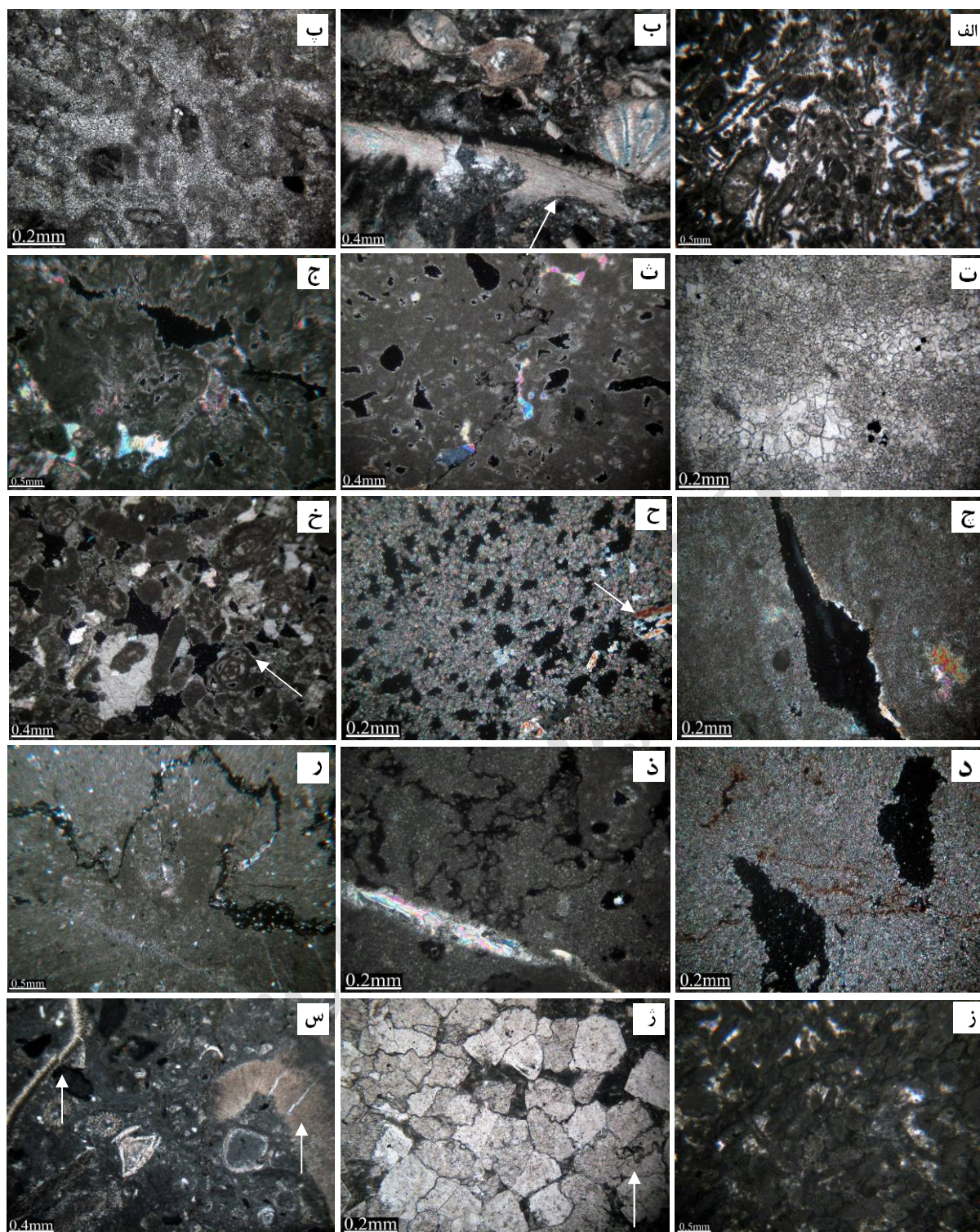
شکل ۳. ستون تغییرات سنگ‌شناسی و محیطی سازند آسماری در چاه ۲۵ میدان نفتی گچساران (در بخش‌های دولومیتی شده تحلیل رخساره‌ها امکان پذیر نبوده است).



شکل ۴. مدل رسوبی فرضی ریمپ کربناته و توزیع رخساره‌ها، اجزای اسکلتی و غیراسکلتی در کمرندهای رخساره‌ای در چاه‌های شماره ۲۵، ۳۱ و ۳۲ سازند آسماری در میدان نفتی گچساران

شیمیایی به شکل همبری دندان‌ای (مضرس) و تشکیل استیلولیت داشته است (شکل ۵، ز). در رخساره‌های وکستون/ پکستون گل‌پشتیان تا دانه‌پشتیان و نیز گرینستون‌ها عمدتاً به شکل فشردگی فیزیکی (نزدیکی، دگرشکلی، سوگیری، همبری، شکستگی آلوم‌ها و جابه‌جایی در امتداد شکستگی) (شکل‌های ۲ و ۵، س) است.

فشردگی: در نمونه‌های مورد بررسی تمامی عوارض فشردگی مکانیکی و شیمیایی قابل شناسایی است. عوارض فشردگی در رخساره‌های مادستون/دولومادستون عمدتاً به شکل رگچه‌های انحلالی (شکل ۵، ذ)، استیلولیت (شکل ۵، ر) و شکستگی است. در رخساره‌های دولستون به شکل نزدیکی و همبری بلورها به یکدیگر و ایجاد فابریک‌های درهم قفل‌شده (شکل ۵، ز) و فشردگی



شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی فرایندهای زیستی، نوریختی، انحلال و فشردگی در سازند آسماری در میدان نفتی گچساران، تصویرهای الف، پ، ت، ژ، س PPL و مابقی XPL. الف) پوشش میکرایتی حفظ کننده فابریک در رخساره دولوپکستون گل پشتیبان، ب) آشفستگی زیستی، پ، ت) نوریختی به ترتیب در رخساره‌های مادستون و دولستون، ث، ج) انحلال انیدریت جانشینی ماتریکس به ترتیب در رخساره‌های مادستون و وکستون، چ) انحلال سیمان اندریتی در امتداد شکستگی در رخساره دولومادستون، ح) انحلال سیمان انیدریتی در رخساره دولستون، خ) انحلال ماتریکس، سیمان و آلومک در رخساره پکستون دانه پشتیبان، د) انحلال دولومیت در رخساره دولستون ریز بلور، ذ) رگچه‌های انحلالی موجی شکل، ر) انحلال در دو طرف سطوح مضرسی و وضوح استیلولیت، ز) فابریک درهم قفل شده در گرینستون، ژ) همبری‌های کاو و کوژ و دندانهای میان بلورهای دولومیت، س) شکستگی آلومکها طی فرآیند فشردگی در رخساره وکستون.

بلورهای متوسط تا درشت با اندازه بلورهای بیش‌تر از ۶۴ میکرون، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با توزیع اندازه بلوری غیر یکنواخت بوده و فراوانی ناچیزی در مخزن دارند (شکل ۷، پ). اثر فرایند دولومیتی شدن جانیشینی بر روی فابریک اولیه سنگ آهک به دو حالت تقلیدی و غیر تقلیدی است. حالت تقلیدی در رخساره‌های وکستون/پکستون که تنها ماتریکس دولومیتی شده است (شکل ۷، ت و ث) و نیز در رخساره‌های دولوووکستون، دولوپکستون‌های گل‌پشتیبان و دولوگرینستون‌ها که ماتریکس و آلومک دولومیتی شده است و حالتی غیر تقلیدی (شکل ۷، ج) را می‌توان در بسیاری از رخساره‌های گل‌پشتیبان و دانه‌پشتیبان مخزن مورد مطالعه مشاهده کرد. انیدریت‌های ثانویه نیز عمدتاً به شکل جانیشینی ماتریکس و آلومک در رخساره‌های مادستون، دولومادستون، دولوووکستون و دولوپکستون‌های گل‌پشتیبان دیده می‌شوند (شکل ۷، چ و ح).

شکستگی: این فرآیند در برخی رخساره‌های مادستون/دولومادستون و دولستون‌ها به شکل تخلخل همراه با فرآیند انحلال بوده (شکل ۵، چ) و در برخی رخساره‌های مادستون/دولومادستون به صورت چندین نسل از شکستگی‌ها قطع کننده یکدیگر مشاهده شده است که عمدتاً با سیمان انیدریتی یا کلسیتی پر شده‌اند (شکل ۶، ر).

توالی پاراژنتیکی

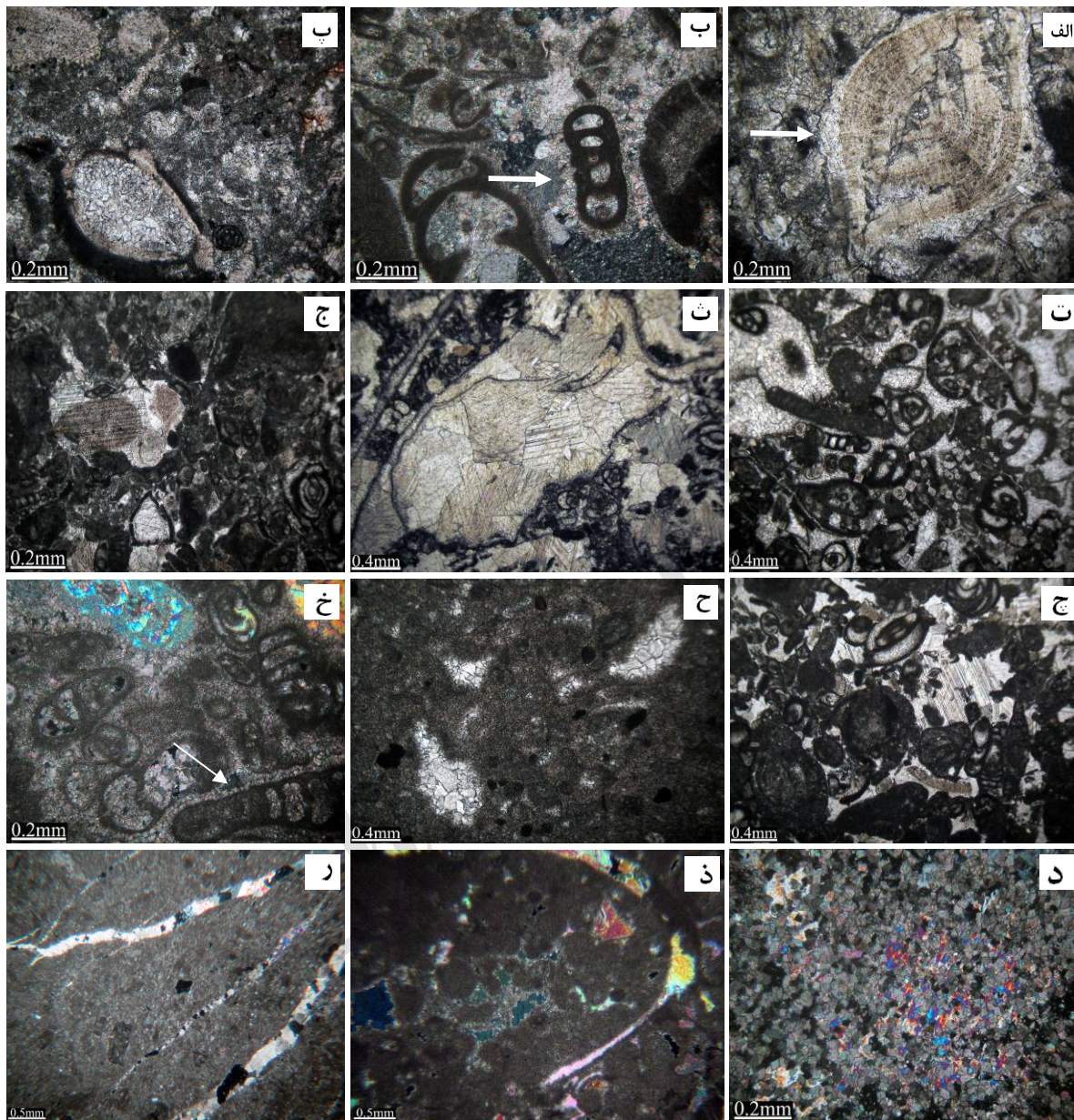
مطالعه توالی فرایندهای دیاژنزی مخزن آسماری در میدان گچساران (شکل ۸) نشان می‌دهد که این فرایندها عمدتاً در محیط ائوزنتیک دریایی و مزوژنتیک تدفینی رخ داده‌اند. فشردگی تنها فرایند موثر در طول تمامی مراحل دیاژنزی است. سیمان‌های حاشیه‌ای هم‌ستبراً به عنوان نخستین نسل سیمان دریایی (مخلوفی و همکاران، ۲۰۱۳؛ بود و همکاران، ۲۰۱۳) در شرایط ائوزنتیک و سایر سیمان‌های کلسیتی با توجه عوارض فشردگی (نزدیکی آلومک‌ها و شکستگی پوشش‌های میکرایتی) غالباً در شرایط تدفین نهشته شده‌اند. بطور کلی در بسیاری از نمونه‌ها شواهدی از انحلال پس از فشردگی، انحلال در امتداد استیلولیت‌ها (شکل ۵، خ) و قطع استیلولیت توسط حفرات انحلالی (شکل ۵، د)، نشان‌دهنده آن است که این فرآیند عمدتاً در شرایط تدفینی انجام شده است. در

سیمانی شدن: بررسی سیمان در نمونه‌های وابسته به مخزن آسماری میدان نفتی گچساران منجر به شناسایی ۳ نوع سیمان کلسیتی (با فابریک‌های حاشیه‌ای هم‌ستبراً، درروزی، هم‌بعد، بلوکی، هم‌محور رورشدی و سیمان کلسیت فراگیرنده)، دولومیتی و انیدریتی گردید. در بررسی سیمان‌های حاشیه‌ای هم‌ستبراً تنها دو نوع رشته‌ای (شکل ۶، الف) و تیغه‌ای (شکل ۶، ب) در پیرامون دانه‌ها و گاهی در درون حفرات اسکلتی شناسایی شد. سیمان‌های کلسیتی درروزی (شکل ۶، پ)، هم‌بعد (شکل ۶، ت)، بلوکی (شکل ۶، ث)، هم‌محور رورشدی در پیرامون اکینودرم (شکل ۶، ج) و سیمان کلسیت فراگیرنده (شکل ۶، چ)، عمدتاً پُرکننده حفرات (بین دانه-ای، درون اسکلتی، شکستگی و انحلالی) در رخساره‌های وکستون/پکستون گل‌پشتیبان تا دانه‌پشتیبان هستند. سیمان‌های دولومیتی در قیاس با سیمان‌های کلسیتی و انیدریتی از فراوانی بسیار کم‌تری برخوردار است و تنها در رخساره‌های دولومیتی (دولوووکستون و دولوپکستون‌های گل‌پشتیبان) به شکل حفره پُرکن با بافت درروزی (شکل ۶، ح) و نیز هم‌ستبراً حاشیه‌ای در پیرامون آلومک‌ها (شکل ۶، خ) دیده شدند. سیمان انیدریت در مخزن آسماری میدان گچساران، پُرکننده تخلخل میان دانه‌ای در رخساره‌های دولوگرینستون و دولستون بدون ماتریکس گلی (اشکال ۲ و ۶، د)، پُرکننده تخلخل قالبی در رخساره‌های دولوووکستون و دولوپکستون‌های گل‌پشتیبان (شکل ۶، ذ) و پُرکننده حفرات انحلالی و شکستگی در رخساره‌های مادستون/دولومادستون است (شکل ۶، ر). لازم به یادآوری است سیمان‌های انیدریتی در رخساره‌های دولستون در طی مراحل دیاژنزی بعدی انحلال یافته و تخلخل‌های حفره‌ای بزرگ مرتبط با تخلخل میان‌بلورین ایجاد نموده است.

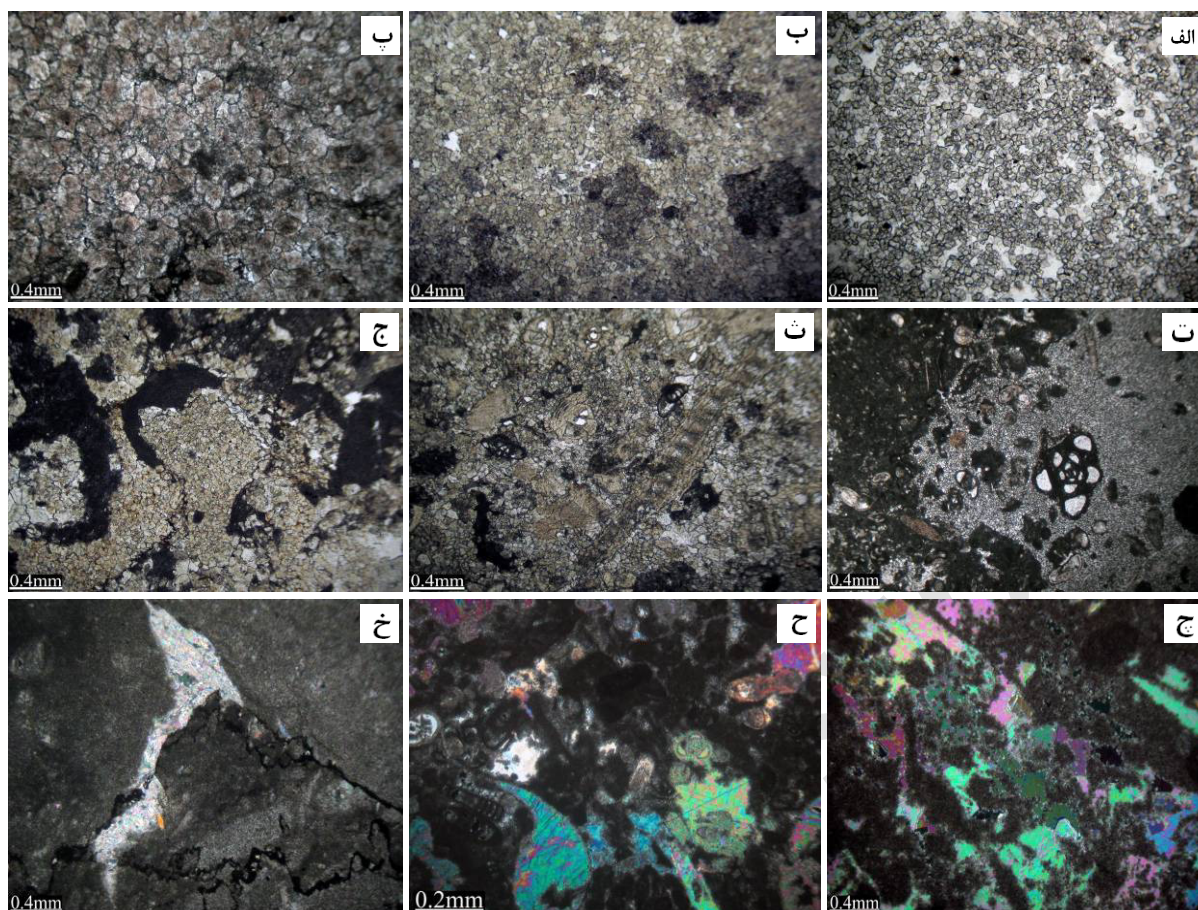
جانیشینی: این فرایند در مخزن مورد بررسی به دو صورت دولومیتی شدن و انیدریتی شدن است. دولومیتی شدن به ۲ صورت دولومیکرواسپار و دولواسپار قابل شناسایی است. دولومیکرواسپارها بلورهای ۱۵ تا ۶۴ میکرون، شکل‌دار با توزیع اندازه بلوری یکنواخت (شکل ۷، الف)، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با توزیع بلوری غیر یکنواخت (شکل ۷، ب)، فراوان‌ترین شکل دولومیتی شدن است. دولواسپارها (عمدتاً در بخش‌های میانی و پایینی سازند آسماری)

توجه به عمق کم در آسماری بالایی، احتمالاً در نتیجه چین‌خوردگی و بالآمدگی رسوبات در طی مرحله دیاژنزی تلوژنیک است.

بسیاری از نمونه‌ها شواهدی از وجود انیدریت‌های ثانویه بعد از فشردگی و نیز قطع استیلولیت‌ها توسط انیدریت (شکل ۷، خ) نشان از تدفینی بودن آن‌ها است. وجود چندین نسل از شکستگی‌های قطع کننده یکدیگر با



شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی انواع سیمان در سازند آسماری در میدان نفتی گچساران، تصویرهای خ، د، ذ، ر XPL و مابقی PPL (الف) سیمان رشته‌ای در پیرامون آمفستژینا، (ب) سیمان تیغه‌ای در پیرامون دندرتینا، (پ) سیمان دروزی در داخل آلوکم، (ت) سیمان هم‌بعد میان و درون آلوکم‌ها، (ث) سیمان بلوکی، (ج) سیمان‌های رورشدی، (چ) سیمان کلسیت فراگیرنده، (ح) سیمان دولومیتی حفره پرکن در رخساره دولوپکستون گل‌پشتیبان، (خ) سیمان دولومیتی هم‌ستبرای حاشیه‌ای، (د) سیمان انیدریت میان‌دانه‌ای در رخساره دولستون متوسط بلور، (ذ) سیمان انیدریت پرکننده تخیل قالبی و میان‌دانه‌ای در رخساره دولوپکستون گل‌پشتیبان، (ر) شکستگی پرشده با سیمان انیدریت در رخساره مادستون.



شکل ۷. تصویرهای میکروسکوپی فرآیندهای جانشینی در سازند آسماری در میدان نفتی گچساران، تصویرهای چ، ح، خ XPL و بقیه PPL. الف) دولومیکرو اسپار متوسط بلور شکل‌دار، ب) دولومیکرو اسپار ریز تا متوسط بلور نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل، پ) دولواسپار متوسط تا درشت بلور نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل، ت، ث) دولومیتی شدن جانشینی با حفظ فابریک به ترتیب در رخساره‌های وکستون و وکستون/پکستون دولومیتی، ج) دولومیتی شدن جانشینی تخریب کننده ماتریکس و آلومک جلبک قرمز در رخساره پکستون گل پشتیان، چ) انیدریت جانشینی ماتریکس در رخساره مادستون/دولومادستون، ح) انیدریت جانشینی ماتریکس و آلومک در رخساره پکستون گل پشتیان، خ) قطع شدن استیلولیت‌ها توسط انیدریت در رخساره مادستون/دولومادستون.

TIME		EOGENETIC		MESOGENETIC	TELOGENETIC
Diagenetic Processes	Environment	Marine phreatic	Meteoric	Burial	Uplift
Micritization		—			
Bioturbation		—			
Neomorphism			—		
Compaction	Physical			—	
	Chemical			—	
Cementation	Calcite	Isopachous		—	
		Equant		—	
		Drusy		—	
		Syntaxial		—	
		Overgrowth		—	
	Poikilotopic		—		
	Anhydrite			—	
	Dolomite	—		—	
Replacement	Dolomitization	Early	—		
		Late		—	
	Anhydritization		—	—	
Dissolution			—		
Fracturing					—

شکل ۸. توالی پاراژنزی کربنات‌های سازند آسماری در میدان نفتی گچساران

کیفیت مخزنی

از آنجای که کیفیت مخزنی می‌تواند تحت تاثیر بافت رسوبی، فرایندهای دیاژنزی و چگونگی توزیع تخلخل-تراوایی ارزیابی گردد، بنابراین این عوامل و نقش هر یک در کیفیت مخزنی سازند آسامری بررسی می‌شود.

رخساره انیدریت: انیدریت در مخزن آسامری میدان گچساران به شکل اولیه (لایه‌ای و نودولی) و یا در اثر دیاژنز به شکل ثانویه (سیمان، جانشینی ماتریکس و آلومک) تشکیل شده است (شکل ۲، الف). جایگاه داده‌های تخلخل و تراوایی متناظر با انیدریت‌های اولیه به ترتیب با میانگین ۱/۷ درصد و ۰/۱۱ میلی‌داری (شکل ۹، الف) نبود شرایط مخزنی را نشان می‌دهد.

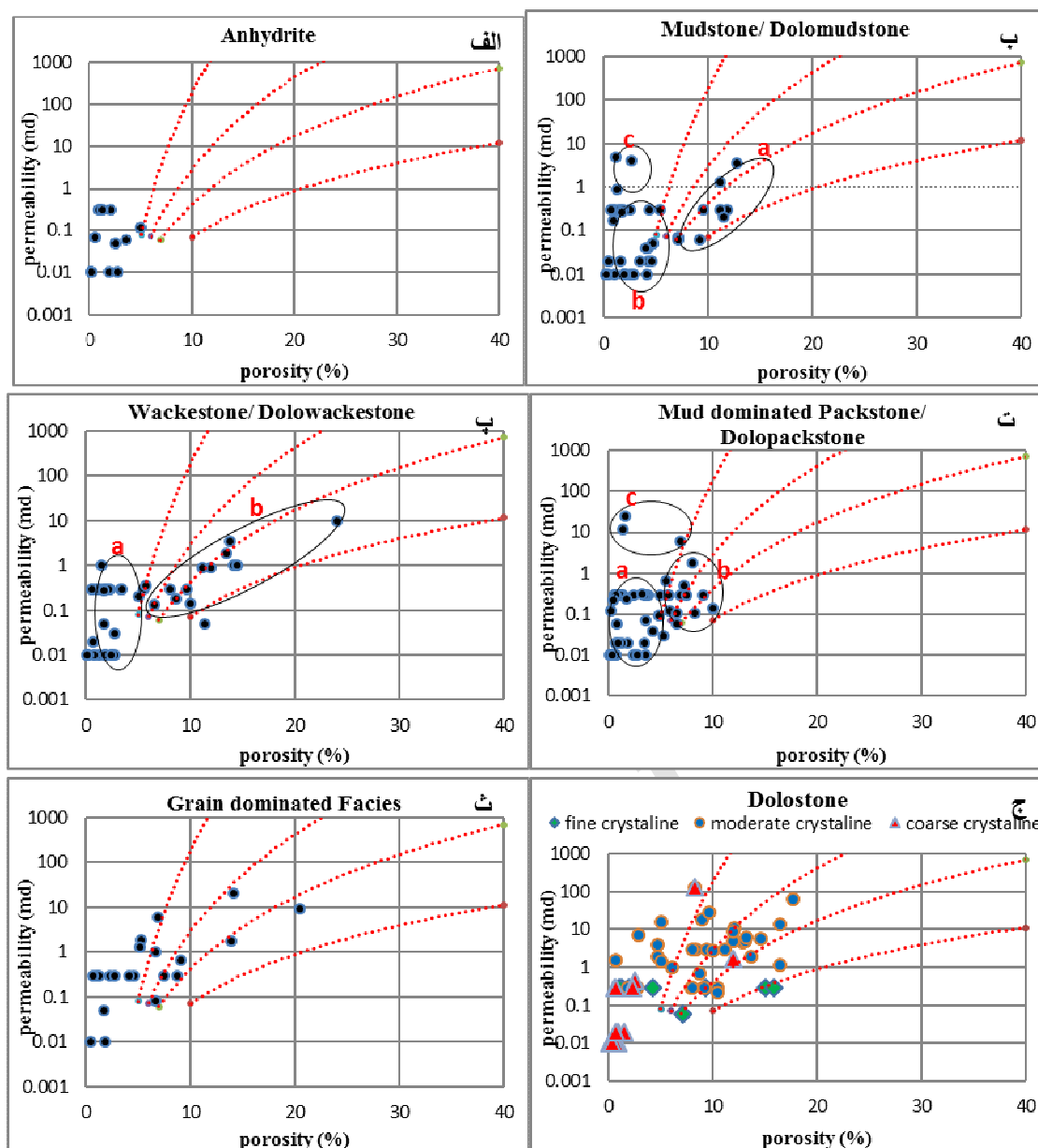
رخساره مادستون / دولومادستون: بطور کلی در رخساره‌های مادستون/دولومادستون با میانگین تخلخل ۴ درصد و تراوایی ۰/۴۴ میلی‌داری، هردو عامل بافت رسوبی و دیاژنز در کیفیت مخزنی و توزیع داده‌های تخلخل و تراوایی نقش داشته است و کیفیت مخزنی ندارند. اثر بافت رسوبی در نمونه‌های مادستون، از طریق حفظ تخلخل ماتریکسی مشخص می‌شود و دامنه‌ای از مقادیر تخلخل به نسبت متوسط اما تراوایی پایین در کلاس پتروفیزیکی ۳ را نشان می‌دهد (محدوده a در شکل ۹، ب). اثر دیاژنز در بیش‌تر رخساره‌های مادستون/دولومادستون عمدتاً به شکل فشردگی فیزیکی، شیمیایی (شکل ۵، د) و پرشدن شکستگی‌ها توسط سیمان کلسیت یا انیدریت است (محدوده b در شکل ۹، ب). در برخی از نمونه‌ها با وجود فشردگی بیش از اندازه و کاهش شدید تخلخل ماتریکس، انحلال سیمان در امتداد شکستگی‌ها (شکل ۵، ج) و نیز شکستگی‌هایی بدون سیمان (شکل، دامنه‌ای از افزایش تراوایی اما کاهش شدید تخلخل و خروج از کلاس‌های پتروفیزیکی را نشان می‌دهد (محدوده c در شکل ۹، ب).

رخساره وکستون/دولووکستون: در خساره‌های وکستون/دولووکستون با میانگین تخلخل ۵ درصد و تراوایی ۰/۶ میلی‌داری، عمدتاً دیاژنز در کیفیت مخزنی و توزیع داده‌های تخلخل و تراوایی موثر بوده است. شدت فشردگی فیزیکی در رخساره‌ها (عمدتاً وکستون) به شکل فشردگی ماتریکس، نزدیکی و شکستگی آلومک‌ها (شکل ۵، س) سبب کاهش شدید تخلخل و تراوایی و خروج از کلاس‌های پتروفیزیکی شده است (محدوده a در شکل ۹،

پ). البته در برخی از نمونه‌ها ماتریکس تحت انحلال گسترده در محیط تدفینی قرار گرفته است اما در دیاژنز تدفینی مجدداً توسط سیمان بلوکی پر شده است. داده‌های پلات شده در گروه پتروفیزیکی ۳ با تخلخل بیش از ۱۰ درصد عمدتاً متعلق به دولوووکستون‌ها است (محدوده b در شکل ۹، پ). کیفیت مخزنی مناسب در این رخساره‌ها مربوط به انحلال انیدریت‌های جانشینی و ایجاد تخلخل‌های حفره‌ای (شکل ۵، ج) با اندازه‌های متغییر که توسط تخلخل ماتریکس و شکستگی به یکدیگر مرتبط است.

رخساره پکستون / دولوپکستون گل‌پشتیبان: در این رخساره‌ها تخلخل میانگین ۳ درصد و تراوایی با میانگین ۰/۹ میلی‌داری است. شدت فشردگی (شکل ۵، الف) و نیز دولومیتی شدن بیش از اندازه در رخساره‌های دولوپکستون سبب خروج از کلاس‌های پتروفیزیکی شده است (محدوده a در شکل ۹، ت). البته وجود شکستگی در موارد محدود سبب افزایش تراوایی شده است (محدوده c در شکل ۹، ت). در رخساره‌های پکستون گل‌پشتیبان، فشردگی و سیمان کلسیتی (شکل ۶، ت) عوامل کاهش تخلخل و تراوایی است (محدوده b در شکل ۹، ت). تقریباً تمامی نمونه‌های این رخساره‌ها فاقد کیفیت مخزنی است.

رخساره‌های دانه‌پشتیبان (گرینستون / دولوگرینستون و پکستون): میانگین تخلخل ۶/۲ درصد و تراوایی ۲/۳ میلی‌داری است. بطور کلی در تمامی رخساره‌های دانه‌پشتیبان، سیمانی شدن (کلسیت و انیدریت) به همراه فشردگی (شکل ۲، خ) در توزیع داده‌های تخلخل و تراوایی نقش داشته و سبب قرارگیری نمونه‌ها در بخش‌های پایین کلاس‌های پتروفیزیکی ۱ و ۲ شده است. افزایش شدت فرایند فشردگی به ویژه در رخساره‌های گرینستون سبب خروج از کلاس ۱ شده است. سیمان انیدریتی مختص رخساره‌های دولوگرینستون است (شکل ۲، د) و اثری از این سیمان در رخساره‌های گرینستون و پکستون دانه‌پشتیبان دیده نشد. در برخی از رخساره‌های پکستون دانه‌پشتیبان تمامی اجزا سنگ (ماتریکس، آلومک و سیمان) دستخوش انحلال (شکل ۵، ح) در شرایط تدفینی شده و تخلخل و تراوایی بالایی را پدید آورده است (شکل ۹، ث).



شکل ۹. داده‌های تخلخل و تراوایی رخساره‌ها در ارتباط با نمودار لوسیا (۱۹۸۳). الف) انیدریت، ب) مادستون/دولومادستون، پ) وکستون/دولووکستون، ت) پکستون/دولوپکستون گل پستیان، ث) رخساره‌های دانه‌پستیان، ج) دولستون

تخلخل و تراوایی ایجاد شده است. اثرات دیاژنزی منجر به تفکیک سه دسته رخساره‌های دولستون با شرایط کیفیت مخزنی متفاوت شد. این رخساره‌ها عبارتند از: دولستون‌های ریز تا درشت بلور فشرده با سیمان انیدریت (شکل ۶، د) و در مواردی دارای شکستگی، دولستون‌های ریز تا درشت بلور با تخلخل بین‌بلورین (شکل ۲، چ) و دولستون‌های ریز تا درشت بلور با تخلخل حفره‌ای مرتبط با تخلخل بین‌بلورین (شکل ۵، د) (ناشی از انحلال سیمان انیدریت و بلورهای دولومیت).

رخساره دولستون: بیش‌تر از ۹۰ درصد از رخساره‌های دولستون دارای اندازه بلوری متوسط (بین ۱۶ تا ۶۴ میکرون) هستند که عمدتاً در اثر تبلور دوباره دولستون‌های ریز بلور ایجاد شده‌اند و به شکل رخساره‌های دولستون متوسط بلور عمدتاً در کلاس پتروفیزیکی ۲ قرار گرفته است (شکل ۹، ج). میانگین تخلخل ۷/۱۲ درصد و تراوایی ۱/۶ میلی‌داری است. به طور کلی در رخساره‌های دولستون بسته به میزان فرایند دولومیتی شدن و نیز شدت فشرده‌گی، سیمانی شدن انیدریت، انحلال سیمان و بلورهای دولومیت، کیفیت مخزنی متفاوتی از جهت میزان ناهمگنی در توزیع

نتیجه‌گیری

با بررسی‌های پتروگرافی، محیط رسوبی توالی کربناته سازند آسماری یک رمپ کربناته هموکلینال و شامل ۱۱ رخساره وابسته به بخش‌های پهنه کشندی (A1, A2, A3)، لاگون زیر کشند (A4, A5, A6, A7)، سد (A8)، بخش‌های کم عمق دریای باز (B1, B2) و عمیق دریای باز (C1) است. بخش اعظم این توالی را رخساره‌های لاگون و کمترین گسترش آن مربوط به رخساره‌های سدی است. فرآیندهای فشردگی، دولومیتی شدن، سیمانی شدن و انحلال به ترتیب مهم‌ترین فرآیندهای دیازنتیکی تاثیر گذار بر کیفیت مخزنی سازند آسماری هستند. با توجه به نقش بافت رسوبی و کارکرد دیازنتز در چگونگی توزیع داده‌های تخلخل و تراوایی، بررسی‌ها نشان داد که کارکرد دیازنتز نقش موثرتری در این توزیع و نهایتاً کیفیت مخزنی داشته است. به نظر می‌رسد کیفیت مخزنی مناسب در مخزن مورد مطالعه در درجه نخست متعلق به دولستون‌هایی با تخلخل میان‌بلورین و تخلخل حفره‌ای مرتبط با تخلخل میان‌بلورین (ناشی از فرایند دولومیتی شدن و انحلال) و در درجه بعد مربوط به دولووکستون و پکستون‌های دانه‌پشتیبان با تخلخل حفره‌ای است.

سپاسگزاری

از دانشگاه فردوسی مشهد به خاطر در اختیار گذاشتن امکانات آزمایشگاهی (طرح پژوهشی شماره ۳ کد ۳/۳۲۵۲۲۶) و از همکاری شرکت مناطق نفت‌خیز جنوب نیز به جهت در اختیار گذاشتن داده‌ها در انجام این مقاله سپاسگزاری می‌شود.

منابع

- امینی، ع (۱۳۸۷) مطالعه محیط‌های رسوبی دیرینه: ارائه مدل رسوبی در برابر بازسازی شرایط محیطی، با مثالی از سازند آسماری، مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز- شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، ۸ ص.
- راکی، ع، یزدانی، م (۱۳۸۶) مجموعه اطلاعات مغزه‌ها، گزارش شماره پ-۵۹۶۵، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب.
- کرامتی، م (۱۳۹۳) مبانی مطالعات، توسعه و مدیریت یکپارچه مخازن هیدروکربنی، پژوهشگاه صنعت نفت، ۴۳۲ ص.
- مطیعی، ه (۱۳۷۴) زمین‌شناسی ایران، زمین‌شناسی نفت زاگرس جلد ۱، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۹ ص.
- Adabi, M.H., Kakemem, U., Sadeghi, A (2016) Sedimentary facies, depositional environment, and sequence stratigraphy of Oligocene-Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran), Carbonates Evaporites, v. 31, p. 69-85.
- Adabi, M.H., Salehi, M.A., Ghabeshavi, A (2010) Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran, Journal of Asian Earth Sciences, v. 39, p. 148-160.
- 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.
- Avarjani, S., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Amiri-Bakhtiari, H., Brenner, R.L (2015) Facies, depositional sequences, and biostratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in Marun oilfield, North Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran, Palaeoworld, v. 24, p. 336-358.
- Barattolo, F., Bassi, D., Romano, R (2007) Upper Eocene larger foraminiferal-coralline algal facies from the Knokova Mountain (southern continental Greece), Facies, v. 53, p. 361-375.
- Bassi, D., Nebelsick, J.H., Puga-Bernabeu, A., Luciani, V (2013) Middle Eocene Nummulites and their offshore re-deposition: a case study from Middle Eocene of the Venetian area, northeastern Italy, Sedimentary Geology, v. 297, p. 1-15.
- Berbier, M., Hamon, Y., Callot, J.P., Floquet, M., Daniel, J.M (2012) Sedimentary and diagenetic controls on the multiscale fracturing pattern of carbonate reservoir: The Madison Formation (Sheep Mountain, Wyoming, USA), Marine and Petroleum Geology, v. 29, p. 50-67.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., Cuffaro, M (2009) Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: the Attard Member of the Lower Coralline Limestone Formation (Upper Oligocene, Malta), Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 274, p. 54-63.
- Brandano, M., Loche, M (2014) The Coniacian-Campanian Latium-Abruzzi carbonate platform, an example of a facies mosaic, Facies, v. 60, p. 489-500.
- Budd, D.A., Frost, E.L., Huntington, K.W., Allwardt, P.F (2013) Syndepositional deformation features in high-relief carbonate platforms: long-lived conduits for diagenetic

- Makhloufi, Y., Collin, P.Y., Bergerat, F., Casteleyn, L., Claes, S., David, C., Menendez, B., Monna, F., Robion, P., Sizun, J.P., Swennen, R., Rigollet, C (2013) Impact of sedimentology and diagenesis on the petrophysical properties of a tight oolitic carbonate reservoir. The case of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, Paris Basin, France), *Marine and Petroleum Geology*, v. 48, p. 323-340.
- Mirzaee Mahmoodabadi, R (2014) Petrography, Sedimentary Environments and Sequence Stratigraphy of Asmari Formation in Central Fars, Zagros, SW (Iran), Scientific Research Publishing Inc, v. 4, p. 665-679.
- Mohseni, H., Hassanvand, V., Homaie, M. (2016) Microfacies analysis, depositional environment, and diagenesis of the Asmari-Jahrum reservoir in Gulkhari oil field, Zagros basin, SW Iran, *Arab Journal Geosciences*, 113-133.
- Laursen, G.V., Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.P., Moallemi, A., Druillion, G. (2009) The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation, First International Petroleum Conference and Exhibition, Shiraz, Iran p. B29.
- Palma, R.M., López Gómez, J., Piethe, R.D (2007) Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province), Neuquén Basin, Argentina: Facies and depositional sequences, *Sedimentary Geology*, v. 195, p. 113-134.
- Pomar, L (2001) Types of carbonate platforms: a genetic approach, *Basin Research*, 13, 313-334.
- Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Enayati-Bidgoli, A.H., Omidvar, M., 2012, Coupled imprints of tropical climate and recurring emersions on reservoir evolution of a mid-Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, SW Iran, *Cretaceous Research*, v. 37, p. 15-34.
- Reolid, M., Gaillard, C., Lathuilière, B (2007) Microfacies, microtaphonomic traits and foraminiferal assemblages from Upper Jurassic oolitic-coral limestones: stratigraphic fluctuations in a shallowing-upward sequence (French Jura, Middle Oxfordian), *Facies*, v. 53, p. 553-574.
- Romero, J., Caus, E., Rossel, 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, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 179, p. 43-56.
- Roopzaykar, A., Maghfouri Moghaddam, I. (2015) Sequence biostratigraphy and paleoenvironmental reconstruction of the Oligocene-early Miocene deposits of the fluids, *Journal of Sedimentary Research*, v. 83, p. 12-36.
- Daraei, M., Amini, A., Ansari, M (2015) Facies analysis and depositional environment study of the mixed carbonate-evaporite Asmari Formation (Oligo-Miocene) in the sequence stratigraphic framework, NW Zagros, Iran, *Carbonates Evaporites*, v. 30, p. 253-272.
- Dunham, R.J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (Eds.) *Classification of Carbonate Rocks*, American Association of Petroleum Geologists Members, v. 1, p. 108-121.
- Ehrenberg, S.N., Aqrawi, A.A.M., Nadeau, P.H. (2008) An overview of reservoir quality in producing Cretaceous strata of the Middle East, *Petroleum Geoscience*, v. 14, p. 307-318.
- Embry, A.F., Kloven, J.E (1971) A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories, *Bulletin Canadian Petroleum Geology*, v. 19, p. 730-781.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, Springer-Verlag, Berlin, 984 p.
- Gatt, P.A., Gluyas, J.G (2012) Climatic controls on facies in Palaeogene Mediterranean subtropical carbonate platforms, *Petroleum Geoscience*, v. 18, p. 355-367.
- Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits, Empirical model based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 155, p. 211-238.
- Hips, K., Haas, J (2009) Facies and diagenetic evaluation of the Permian-Triassic boundary interval and basal Triassic carbonates: shallow and deep ramp sections, Hungary, *Facies*, v. 55, p. 421-442.
- Hontzsch, S., Scheibner, C., Kuss, J., Marzouk, A., Rasser, M (2011) Tectonically driven carbonate ramp evolution at the southern Tethyan shelf: the Lower Eocene succession of the Galala Mountains, Egypt, *Facies*, v. 57, p. 51-72.
- Kakemem, U., Adabi, M.H., Sadeghi, A., Kazemzadeh, M.H., in prees, *Biostratigraphy, paleoecology, and paleoenvironmental reconstruction of the Asmari formation in Zagros basin, southwest Iran*, *Arab Journal Geosciences*, [Doi: 10.1007/s12517-015-2152-5].
- Lucia, F.J (1983) Petrophysical parameters estimated from visual descriptions of carbonate rocks: a field classification of carbonate pore space, *Journal of Petroleum Technology*, v. 35, p. 629-637.
- Lucia, F.J (2007) *Carbonate reservoir characterization*, Second edition, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 236 p.

- SW Iran), *Historical Biology*, v. 20, p. 191–201.
- 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, p. 56-71.
- Warren, J.K (2006) *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*, Springer, Berlin, 1036 p.
- Wilson, J.L (1975) *Carbonate facies in geologic history*, New York (Springer), 411 p.
- Zabihi- Zoeram, F., Vahidinia, M., Mahboubi, A., Amiri Bakhtiar, H (2013) Facies Analysis and Sequence Stratigraphy of the Asmari Formation in the Northern Area of Dezful Embayment, South- West Iran, *Studia UBB Geologia*, v. 58, p. 45- 56.
- Zhang, O., Willems, H., Ding, L (2013) Evolution of the Paleocene-Early Eocene larger benthic foraminifera in the Tethyan Himalaya of Tibet, China, *International Journal of Earth Sciences*, v. 102, p. 1427–1445.
- Zagros Basin (Dehdasht area, South West Iran), *Arab Journal Geosciences*, 77-85.
- Rowlands, G., Purkis, S., Bruckner, A (2014) Diversity in the geomorphology of shallow-water carbonate depositional systems in the Saudi Arabian Red Sea, *Geomorphology*, v. 222, p. 3–13.
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A (2010) Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars subbasin, Zagros Mountains, southwest Iran, *Facies*, v. 57, p. 431-446.
- Sahraeyan, M., Bahrami, M., Arzaghi, S (2014) Facies analysis and depositional environments of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Zagros Basin, Iran, *Geoscience Frontiers*, v. 5, p. 103-112.
- Saleh, Z., Seyrafian, A (2013) Facies and depositional sequences of the Asmari Formation, Shajabil Anticline, north of the Izeh zone, Zagros Basin, Iran, *Acta Geologica Sinica*, v. 87, p. 1520-1532.
- Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H., Arzani, N., Taheri, A (2011) Facies Analysis of the Asmari Formation in central and north-central Zagros basin, southwest of Iran: Biostratigraphy, paleoecology and diagenesis, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 28, p. 439-458.
- Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Moussavi-Harami, R., Ghabeishavi, A., Al-Aasm, I.S (2015) Facies analysis and carbonate ramp evolution of Oligo-Miocene Asmari Formation in the Gachsaran and Bibi-Hakimeh oilfields and the nearby Mish Anticline, Zagros Basin, Iran, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, v. 276, p. 121–146.
- Sibley, D.F., Gregg, J.M (1987) Classification of dolomite rock textures, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p. 967–975.
- Storz, D., Gischler, E., Parker, J., Klostermann, L (2014) Changes in diversity and assemblage structure of foraminifera through the Holocene in an atoll from the Maldives, Indian Ocean, *Marine Micropaleontology*, v. 106, p. 40-54.
- Richardson, R.K. (1924) The geology and oil measures of southwest Persia, *Journal of Imaging Science and Technology*, v. 10, p. 256- 283.
- Taheri, A (2010) Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy for the Oligo-Miocene foraminiferal limestone in east of Dogonbadan, *Stratigraphy and Sedimentology*, v. 40, p. 15-30.
- Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A (2008) Relationships between foraminiferal assemblages and depositional sequences in Jahrum Formation, Ardal area (Zagros Basin,