محیط رسوبی و تاریخچه دیاژنز سازند فهلیان در تاقدیس لار، جنوب زون ایذه

حسین نوری*[۱] و حسین رحیم‌پور بناب[۲]

۱ و ۲ دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران، تهران

نویسنده مسئول: Hnoori1991@ut.ac.ir

دریافت: ۹۴/۹/۱۰ پذیرش: ۹۵/۲/۱۸

چکیده

سازند فهلیان شامل توالی کربناته نسبتاً ضخیمی از گروه خامی به سن نئوکومین – بارمین می‌باشد. مطالعات صورت گرفته بر روی این سازند در تاقدیس لار واقع در زون ایذه، منجر به شناسایی ۲۵ ریزرخساره در ۴ کمربند رخساره‌ای شد. در سازند فهلیان بقایای موجودات چارچوب‌ساز نظیر مرجان‌های هرماتیپیک و جلبک‌ها از گسترش بسیار اندکی برخوردار بوده و رخساره‌های دانه‌پشتیبان شول دارای گسترش بسیار زیاد و مطلوبی هستند. محیط رسوب‌گذاری سازند فهلیان در تاقدیس لار رمپ کربناته هموکلینال تعیین گردید و با توجه به گسترش رخساره‌های دانه غالب، احتمال می‌رود سازند فهلیان در یک رمپ رو به باد نهشته شده است. به نظر می‌رسد سازند فهلیان در منطقه مورد بررسی به صورت مجموعه‌های ساحل – سدی (Barrier – Bank complexes) تشکیل شده است و با توجه به گسترش رخساره‌های گرینستون بایوکلستی، بایوکلست پلوئید وکستون پکستون، ماسه‌سنگ‌های آهکی و وجود استروماتوپوراید در سازند فهلیان، و ضخامت قابل‌ملاحظه‌ای رخساره شول احتمال می‌رود محیط رسوبی سازند فهلیان تحت تأثیر امواج قرار داشته است. از مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی موثر در سازند فهلیان در تاقدیس لار می‌توان به انحلال، میکرایتی شدن، تراکم، دولومیتی شدن، دولومیت‌زدایی، سیلیسی شدن، پیریتی شدن، سیمانی شدن و شکستگی، در مراحل مختلف دیاژنز دریایی، متئوریک، دفنی و تلوژنز نام برد.

واژه‌های کلیدی: سازند فهلیان، میکرایتی شدن، دیاژنز دفنی، ریز رخساره، رو به باد، ماسه‌سنگ‌های آهکی

مقدمه

در مرز زمانی دوره‌های ژوراسیک – کرتاسه تغییرات مهم زمین‌شناسی قابل مشاهده است که عمدتا به دلیل جابجایی صفحه آفریقایی – عربی است که طی آن شرایط آب و هوایی خشک ژوراسیک توسط آب و هوای گرم و مرطوب کرتاسه (که به عرض استوائی رسیده)، جایگزین می‌شود [۱۷]. تغییرات جانبی رخساره‌های رسوبی نئوکومین – آپسین و نیز نهشته‌های قدیمی‌تر و جوان‌تر از آن، متأثر از تکتونیک حوضه زاگرس و عملکرد گسله‌های پی‌سنگی پس از کافتی شدن صفحه عربی بوده است [۵۹]. به طور کلی، در کرتاسه زیرین آب و هوا به صورت تدریجی مرطوب‌تر شده و تبخیری‌ها ناپدید می‌شوند [۵۰]. تجمع ستبر رسوبات به سن کرتاسه در سکوی عربی و حوضه زاگرس در برگیرنده ذخایر هیدروکربنی فوق عظیم و بسیار مهم از دید اقتصادی هستند [۱۰].

سازند کربناته فهلیان از سنگ مخزن‌های نفت و گاز جنوب‌غربی ایران و در زون ساختاری زاگرس چین‌خورده محسوب می‌شود [۶]. این سازند در برگیرنده توالی کربناته نسبتاً ضخیمی از گروه خامی می‌باشد و ضخامت زیادی از توالی کرتاسه زیرین، که عمدتا در یک محیط کربناته دریایی کم‌عمق که در صفحه عربی و حاشیه غیرفعال گندوانا نهشته شده [۳۵] می‌باشد. براساس مشاهدات پتروگرافی، سازند فهلیان در منطقه‌ی مورد بررسی، و بر اساس زون‌بندی صورت گرفته توسط واینند [۷۵]، دربردارنده مجموعه فسیل‌های زون ۱۴[۱] و بخشی از زون ۱۵[۲] و به سن نئوکومین – بارمین می‌باشد.

در سال‌های اخیر مطالعات زیادی بر روی محیط رسوب‌گذاری، دیاژنز و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان صورت گرفته است [۵۹، ۴۵، ۷، ۸، ۳۴]. این مطالعات نشان‌دهنده الگوهای مختلف و متنوع رسوب‌گذاری در موقعیت‌های متفاوت زمین‌شناسی است، به نحوی که لاسمی و نورافکن [۴] با بررسی رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند فهلیان در میدان نفتی دارخوین سه کمربند رخساره‌ای تالاب پشت سد، سد و دریای باز شناسایی و محیط رسوب‌گذاری این سازند را یک پلت‌فرم

[۱] Pseudocyclamina lituus, Trocholina
[۲] Choffatella, Cyclamina

کربناته جدا افتاده تعیین نمودند. محمدخانی [۵] محیط رسوبی و چینه‌نگاری سازند فهلیان را در میدان نفتی خویز و رگ سفید، در بخش جنوبی فروافتادگی دزفول مورد بررسی قرار داد و محیط رسوبی سازند فهلیان را پلت‌فرم کربناته از نوع شلف تعیین کرد. هم‌چنین مطالعات او حاکی از یکسان نبودن ضخامت رسوبات سازند فهلیان در برش‌های مورد نظر، و مورفولوژی این سازند را نشانه‌ای از عملکرد گسل‌های قدیمی حوضه دانست. سوری [۳] پتروگرافی، محیط رسوبی و دیاژنز سازند فهلیان در کوه مانگشت و چاه هفتگل ۶۱ را مورد مطالعه قرار داد و نتیجه گرفت که سازند فهلیان در منطقه‌ی مورد نظر از ۴ کمربند رخساره‌ای اصلی پهنه جزر و مدی، لاگون، حاشیه پلت‌فرم کربناته و دریای باز تشکیل شده و مدل رسوبی سازند فهلیان را یک شلف لیه‌دار درنظر گرفت. زارع [۲] نیز با بررسی محیط رسوبی و دیاژنز سازند فهلیان در چاه‌های آغاجاری ۱۴۰ و منصوری ۶ محیط رسوبی و دیاژنز سازند فهلیان را بر اساس میکروفاسیس‌های شناسایی شده، پلت‌فرم کربناته از نوع رمپ دانست. این تفاوت‌ها مؤید رسوب‌گذاری این سازند در یک حوضه رسوبی با تکتونیک فعال می‌باشند. از این‌رو بررسی دقیق این سازند در نواحی مختلف زاگرس امری ضروری است [۳]. لذا در این پژوهش به شناسایی رخساره‌های رسوبی، دیاژنز و محیط رسوبی سازند فهلیان در تاقدیس لار پرداخته شده است.

موقعیت جغرافیایی و سازندهای معادل

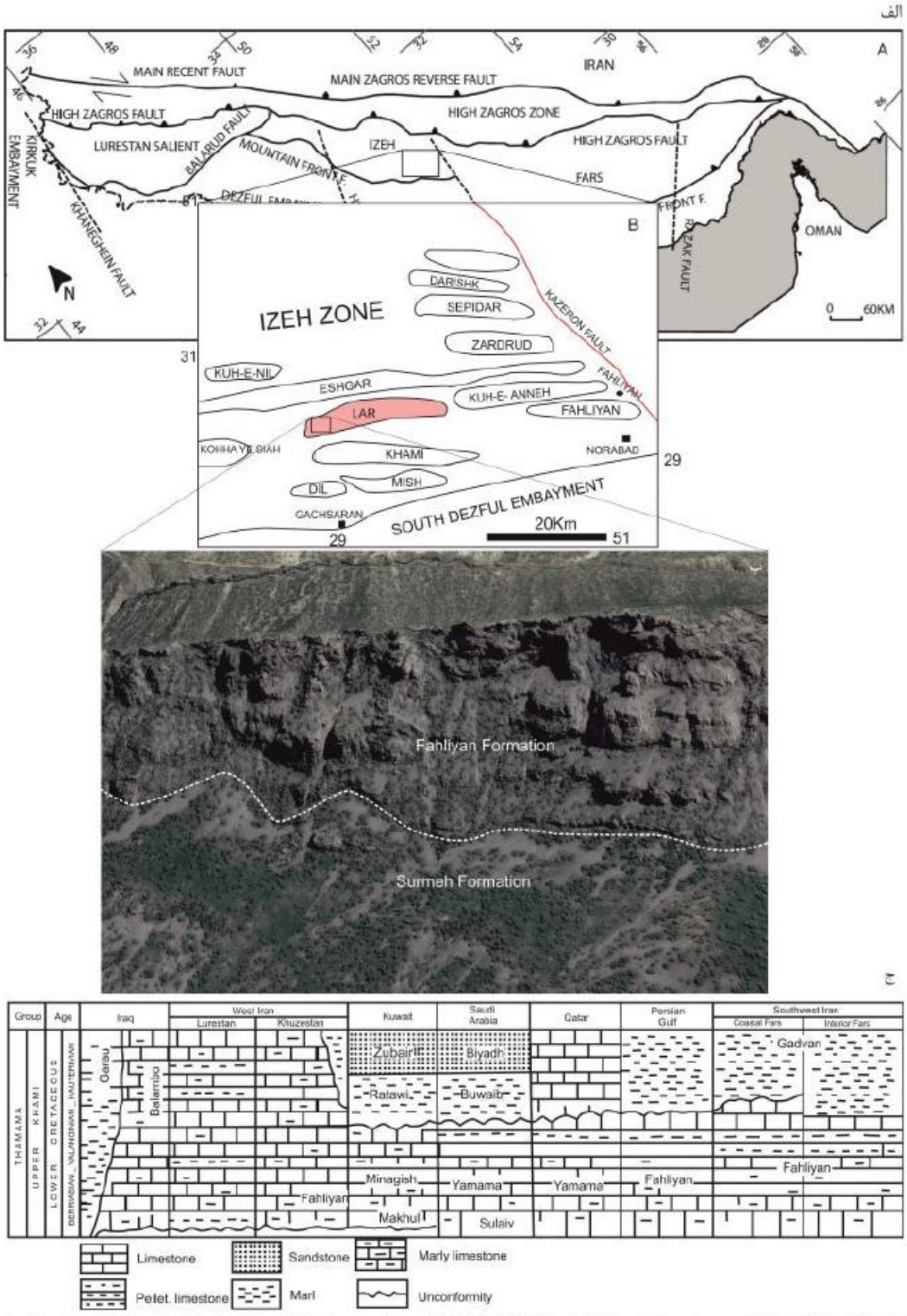
منطقه‌ی مورد مطالعه در زون ایذه و در ۵۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان گچساران واقع در استان کهکیلویه و بویراحمد و در تاقدیس لار با ۶۵۷ متر ستبرا واقع شده است. (شکل ۱، تصویر الف). این سازند جزء سازندهای گروه خامی و به طور کلی میان دو سازند هیث و گدوان در نظر گرفته می‌شود. در برش مورد مطالعه مرز پایینی سازند فهلیان با یک سطح فرسایشی و به طور هم‌شیب بر روی دولومیت‌های تیره رنگ سازند سورمه و مرز بالایی آن با سازند گدوان به صورت هم‌شیب می‌باشد. این سازند دارای پیش‌ترین توسعه در ناحیه فارس بوده ولی در شمال خاوری فروافتادگی دزفول و هم‌چنین در لرستان نیز دیده می‌شود. در نواحی مرکزی فروافتادگی دزفول و لرستان به صورت جانبی به شیل و آهک‌های رسی سازند گرو تبدیل می‌شود [۳۵]. این تغییرات به صورت تدریجی و زبانه‌ای است [۶]. در منطقه کپه‌داغ معادل این سازند، سازند شوریجه و در کوه‌های البرز و دورتر به سوی جنوب سنگ‌های کرتاسه که به صورت عمده متشکل از سنگ‌آهک و مارن است توزیع گسترده‌ای دارند ولی مقاطع آن‌ها نازک‌تر است و به خصوص به نظر می‌رسد که نهشته‌های مربوط به تئوکومین تقریبا در هیچ جا وجود نداشته باشد. این سازند به طرف جنوب خلیج فارس، عربستان سعودی و قطر معادل یاماما[3]، و در کویت معادل مخال[4]، میناگیش[5] و رتاوی[6] می‌باشد [۵۶] (شکل ۱، تصویر ب عکس ماهواره‌ای این سازند در منطقه مورد مطالعه و تصویر ج موقعیت سازندهای معادل می‌باشد).

روش مطالعه

پس از بررسی‌های مقدماتی در مورد منطقه‌ی مورد نظر توسط نقشه‌های زمین‌شناسی و پیمایش منطقه مورد مطالعه، بهترین رخنمون از سازند فهلیان در کوه لار انتخاب و نمونه‌برداری در جهت عمود بر امتداد لایه‌بندی به صورت سیستماتیک و به طور عمده در فواصل ۳ متری با در نظر گرفتن تغییرات سریع سنگ‌شناسی، بافتی و ساختی صورت گرفت. جهت انجام مطالعات پتروگرافی و ارزیابی دقیق‌تر عوارض دیاژنزی، رخساره‌های رسوبی (میکروفاسیس‌ها) و مشخصات رسوب‌شناسی، از تعداد ۲۲۰ نمونه دستی، تعداد ۴۴۰ مقطع نازک در دو جهت مختلف به منظور ارزیابی دقیق، از نمونه‌ها تهیه و مطالعه شد. برای تشخیص کانی‌های کربناته (کلسیت و دولومیت)، کلیه مقاطع نازک بوسیله محلول آلیزارین رد اس یا روش پیشنهادی میلر [۴۷] رنگ‌آمیزی شد. به منظور تعیین میکروفاسیس‌ها، مطالعات پتروگرافی جهت بررسی بافت رسوبی، محتوای فسیلی، اندازه ذرات، میزان جورشدگی و گردشدگی اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی و شناسایی ساخت‌های رسوبی قابل مشاهده در مقاطع نازک صورت گرفت. نام‌گذاری بافت سنگ‌های کربناته بر اساس طبقه‌بندی دانهام [۲۳] و امری و کلوان [۲۷] صورت گرفت. سپس میکروفاسیس‌های تعیین شده با

[3] Yamam
[4] Makhal
[5] Minagish
[6] Ratawi

میکروفاسیس‌های استاندارد فلوگل [۳۰] مطابقت داده شده‌اند. به منظور تعیین مدل رسوبی سازند فهلیان، رخساره‌های تعیین شده براساس قانون والتر [۴۶] به صورت جانبی قرار گرفته و مدل رسوبی تعیین گردید.



شکل ۱. الف: نقشه منطقه‌ی مورد مطالعه، A اقتباس از [۲۹]، B [۵۹]. ب: تصویر ماهواره‌ای سازند فهلیان در منطقهٔ مورد مطالعه ج: جایگاه چینه‌شناسی سازند فهلیان و سازندهای معادل (اقتباس و ویرایش شده [۵۸]).

آنالیز رخساره‌ای

مطالعات صورت گرفته بر روی سازند فهلیان در تاقدیس لار، منجر به شناسایی ۲۵ ریزرخساره در ۴ کمربند رخساره‌ای شد که در ادامه به اختصار به توصیف آن‌ها پرداخته شده است.

کمربند رخساره‌ای حوضه

۱- وکستون حاوی رادیولر و بایوکلست: این میکروفاسیس متشکل از ۱۰ تا ۲۵ درصد رادیولر، سوزن اسفنج، خرده‌های دوکفه‌ای، اکینودرم و کمی از بقایای موجودات ریف‌ساز جابجا شده می‌باشد (شکل ۲، تصویر A). رادیولرها ارگانیزم‌های پلانکتونی هستند که در دریای باز زندگی می‌کنند. تجمع این موجودات در مکان‌هایی که گونه‌های دیگر پلانکتونیک کمیاب‌اند، نشانه ژرف و سرد بودن آب دریاست [۳۰]. در این ریزرخساره نیز آثار بایوتوربیشن در برخی مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده بوده و از نظر محیطی به نواحی دور از ساحل و نسبتا عمیق رمپ خارجی تا حوضه نسبت داده شده و معادل RMF1 فلوگل [۳۰] در نظر گرفته شده‌اند. با توجه به نهشته شدن سازند فهلیان در یک محیط کم ژرفا، به نظر می‌رسد این ریزرخساره زبانه‌هایی از سازند گرو در منطقه‌ی مورد بررسی باشد.

کمربند رخساره‌ای رمپ خارجی

۲- مادستون آهکی فسیل‌دار: این میکروفاسیس به طور متوسط از ۴ تا ۸ درصد قطعات بایوکلستی در زمینه گلی تشکیل شده است. اجزای عمده تشکیل‌دهنده شامل بقایای سوزن اسفنج، رادیولر، اکینودرم، رودیست و هم‌چنین در برخی مقاطع قطعاتی از اکینودرم‌های پلاژیک مشاهده شده است (شکل ۲، تصویر B). مجموعهٔ این اجزا و فرایندها به ویژه فراوانی پیریت اولیه که در مراحل اولیه دیاژنز دریای و تحت شرایط احیایی تشکیل می‌شوند [۱۹] نشان‌دهندهٔ تشکیل آن در بخش نسبتاً عمیق حوضه (رمپ خارجی) می‌باشد. و این ریز رخساره به نظر می‌رسد قابل مقایسه با RMF2 فلوگل [۳۰] باشد.

۳- پکستون پلوئیدی: این ریزرخساره متشکل از پلوئیدهای دانه ریز با فراوانی ۳۰ تا ۴۰ درصد و بقایای اکینودرم و کمی فرامینی‌فر بنتیک با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد است. پلوئیدها فاقد سیمان دریایی و بسیار ریز می‌باشند و کمی قطعات اسکلتی ریف ساز شکسته و حمل شده نظیر رودیست نیز در آن مشاهده می‌شود (شکل ۲، تصویر C). به نظر می‌رسد این بایوکلست‌ها مخلوطی از خرده‌های حمل شده از حاشیهٔ پلت‌فرم باشند که به سمت پائین منتقل شده‌اند[۳۰]. این میکروفاسیس با توجه به شواهد بیان شده و همراهی با رخساره‌های مربوط به قسمت‌های نسبتا عمیق دریا، معادل RMF4 فلوگل [۳۰] و در رمپ خارجی نهشته شده‌است.

۴- وکستون حاوی سوزن اسفنج و بایوکلست: اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این میکروفاسیس سوزن اسفنج با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد، اکینودرم، رادیولر و کمی فرامینی‌فر بنتیک حمل شده با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد می‌باشد (شکل ۲، تصویر D). اسفنج‌ها هم در دریای باز و هم در تالاب می‌توانند رشد کنند و شرایط بی‌هوازی و کمبود اکسیژن را نشان می‌دهند [۴۴]، اما با توجه به همراهی این ریزرخساره با رخساره‌های دریای باز، محیط تشکیل آن را به قسمت‌های عمیق حوضه نسبت می‌دهیم. اهمیت سوزن اسفنج‌های سیلیسی به دلیل عملکرد آن‌ها به عنوان منشأیی برای سیلیسی کردن رسوبات کربناته است [۶۵]. با توجه شواهد موجود احتمال می‌رود این میکروفاسیس مربوط به قسمت‌های رمپ خارجی و قابل مقایسه با RMF3 فلوگل [۳۰] باشد.

کمربند رخساره‌ای رمپ میانی

۵- وکستون بایوکلستی: اجزای تشکیل‌دهنده این میکروفاسیس به طور عمده شامل ۱۰ تا ۲۰ درصد اکینودرم، فرامینی‌فرهای بنتیک، سوزن اسفنج و پراکیوپود می‌باشد (شکل ۲، تصویر E). به دلیل عدم وجود سد نسبتا گسترده و وسیع، در بخش‌های مختلف خرده‌های حمل شده جلبک‌های سبز و فرامینی‌فرهای بنتیک نواحی کم‌عمق قابل مشاهده است که از محیط‌های لاگون و یا بدنه شول کنده شده و در بخش‌های کم عمق محیط دریای باز ته‌نشست شده‌اند [۶۵]. با توجه به فراوانی اجزای اسکلتی شاخص دریای باز، محیط تشکیل این میکروفاسیس به رمپ میانی نسبت داده شده است و قابل مقایسه با RMF9 فلوگل [۳۰] می‌باشد.

۶- وکستون حاوی اکینودرم و بایوکلست: این رخساره حاوی ۵ تا ۱۵ درصد اکینودرم، ۵ تا ۱۰ درصد

سایر اجزای اسکلتی نظیر براکیوپود، سوزن اسفنج، میزان کمی فرامینی‌فر بنتیک و جلبک سبز می‌باشد (شکل ۲، تصویر F). اکثر بایوکلست‌ها حاکی از حمل‌شدگی و دارای شکستگی می‌باشند که نشان از ناآرام بودن محیط ته‌نشست آن‌ها و حمل و نقل می‌باشند. این ریز رخساره با توجه به شواهد، متعلق به رمپ میانی بوده و معادل RMF7 فلوگل [۳۰] می‌باشد.

۷- پکستون حاوی بایوکلست و پلوئید: اجزای عمده تشکیل‌دهنده این ریزرخساره شامل ۱۰ تا ۱۵ درصد اکینودرم و سایر اجزای تشکیل‌دهنده با فراوانی ۱۵ تا ۲۰ درصد پلوئید، فرامینی‌فر بنتیک و رودیست می‌باشد. این رخساره فاقد سیمان دریایی و جورشدگی متوسطی دارد (شکل ۲، تصویر G). بر اساس رخساره‌های همراه و قرارگیری این میکروفاسیس در بین رخساره‌های رمپ میانی احتمال می‌رود محیط تشکیل آن رمپ میانی باشد و معادل RMF9 فلوگل[۳۰] می‌باشد.

۸- وکستون حاوی فرامینی‌فر بنتیک بزرگ: به طور عمده اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره شامل ۵ تا ۱۵ درصد فرامینی‌فرهای بزرگ نظیر سودوسیکلامینا، شوفاتلا، سیکلامینا به همراه بقایای اکینودرم و سوزن اسفنج می‌باشد (شکل ۲، تصویر **H**). فرامینی‌فرهای بزرگ، پهن با دیواره صدف نازک در یک محیط با انرژی پایین، شدت نور کم‌تر و مواد غذایی کم‌تر حضور دارند [۶۱]، و معمولاً در اعماق بیش‌تر و زیر لایه‌های نرم‌تر گسترش می‌یابند [۲۰]. این میکروفاسیس قابل مقایسه با RMF13 فلوگل [۳۰] و براساس رخساره‌های همراه و آلوکم‌های موجود به نظر می‌رسد حدفاصل رمپ میانی تا داخلی نهشته شده است.

۹- وکستون دارای اسیکولاریا و اکینودرم: در این ریزرخساره مهم‌ترین اجزایه تشکیل‌دهنده شامل ۷ تا ۱۲ درصد جلبک سبز اسیکولاریا، اکینودرم با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد به همراه سوزن اسفنج، فرامینی‌فرهای بنتیک و قطعات بایوکلستی نسبتا بزرگ که به صورت پراکنده در برخی مقاطع مربوط به این رخساره مشاهده شده، می‌باشد (شکل ۲، تصویر I). این میکروفاسیس با توجه به مشخصات رسوب‌شناسی و فسیل‌شناسی و رخساره‌های همراه، به نظر می‌رسد در حدفاصل کمربندهای رخساره‌ای رمپ میانی تا رمپ داخلی نهشت شده است. این میکروفاسیس معادل RMF7 فلوگل [۳۰] می‌باشد.

کمربند رخساره‌ای رمپ داخلی

گروه رخساره‌ای پشته‌های سدی

۱۰- گرینستون اووئید پلوئیدی: این ریزرخساره شامل ۲۵ تا ۳۵ درصد اووئید و ۱۵ تا ۲۰ درصد پلوئید می‌باشد (شکل ۲، تصویر J). گسترش میکرایت در این میکروفاسیس می‌تواند ناشی از کاهش انرژی محیط بر اثر پیشروی دریا، یا دوره‌های عدم رسوب‌گذاری در سازند فهلیان باشد. از جمله اجزای اسکلتی مشاهده شده نیز می‌توان قطعات دوکفه‌ای و فرامینی‌فرهای بنتیک که از فراوانی اندکی برخوردار می‌باشند نام برد. در این میکروفاسیس نبود میکرایت و پر شدن فضای بین دانه‌ها با سیمان اسپاری و حضور اووئید و دانه‌هایی با جورشدگی خوب، تشکیل این رخساره را در محیط پر انرژی نشان می‌دهد [۱۳]. توده‌های اووئیدی با جورشدگی خوب با ساخت‌های جریانی از ویژگی‌های شاخص شول‌های فعال می‌باشند و جزء محیط‌های پرانرژی پیوسته در حال مهاجرت محسوب می‌شوند [۷۲]. این میکروفاسیس مربوط به قسمت مرکزی بدنه شول[1] و قابل مقایسه با RMF29 فلوگل [۳۰] می‌باشد.

۱۱- گرینستون پلوئیدی اینتراکلستی: اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره شامل ۳۰ تا ۳۵ درصد پلوئید و ۱۵ تا ۲۵ درصد اینتراکلست، آگرگات به همراه فرامینی‌فرهای بنتیک و کمی جلبک سبز می‌باشد (شکل ۲، تصویر K). بافت گرینستونی، وجود دانه‌هایی مانند اینتراکلست و جورشدگی نسبتا خوب، حاکی از تشکیل در یک محیط پر انرژی مانند سد است [۳۰]. با توجه به حضور پلوئید، اینتراکلست‌ها و دانه‌های تجمعی در یک زمینه اسپارایتی می‌توان این رخساره را به محیط‌های پر انرژی مانند کانال‌های قطع کننده سد نسبت داد [۶۷]، هم‌چنین رخساره گرینستون پلوئیدی اینتراکلاستی را می‌توان به بخش پشت به دریای باز بدنه شول[2] نسبت داد. این میکروفاسیس قابل مقایسه با RMF27 فلوگل [۳۰] می‌باشد.

[1] Central Carbonate Shoal
[2] Leeward Carbonate Shoal

۱۲- پکستون / گرینستون پلوئیدی بایوکلستی: در این ریزرخساره پلوئیدها با فراوانی ۲۵ تا ۳۰ درصد و خرده‌های اسکلتی با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد به عنوان اصلی‌ترین اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی تشکیل‌دهنده می‌باشند (شکل ۲، تصویر L). هم‌چنین در بخش‌هایی کمی اینتراکلست تشکیل شده است. پلوئیدها به نظر ناشی از میکرایتی شدن فرامینی‌فرهای بنتیک و جلیک‌های سبز می‌باشد. این ریزرخساره به دلیل جورشدگی نسبتا خوب و نبود گل، نشان از نهشت آن در یک محیط پر انرژی می‌باشد [۶۷]. لذا براساس شواهد ذکر شده محل نهشت این ریزرخساره پشته‌های ماسه‌ای شول و در قسمت پشت به دریای باز بدنهٔ شول تعیین گردید. این ریزرخساره قابل مقایسه با RMF30 فلوگل [۳۰] می‌باشد.

شکل ۲. میکروفاسیس‌های شناسایی شده در سازند فهلیان (میکروفاسیس‌های ۱ تا ۱۵) (تصاویر O-K, I-A نور طبیعی و J نور پلاریزه)

۱۳- پکستون / گرینستون پلوئیدی: اجزای اصلی سازنده تشکیل‌دهنده این ریز رخساره پلوئیدها با فراوانی ۴۵ تا ۵۵ درصد هستند. اما آلوکم‌هایی نظیر اووئیدهای سطحی، اینتراکلست و بایوکلست‌های میکرایتی نیز در بخش‌های مختلف این ریزرخساره قابل مشاهده است (شکل ۲، تصویر M). نبود میکرایت جورشدگی و گردشدگی خوب و پر شدن فضای بین دانه‌ها با سیمان اسپاری از ویژگی‌های این رخساره می‌باشد. در برخی بخش‌های این رخساره فابریک درهم[1] قابل مشاهده است. توسعه سیمان دریایی هم‌ضخامت، تشکیل این ریزرخساره را در محیط فریاتیک دریایی با انرژی بالا تأیید می‌کند [۱۵]. اگرچه پلوئیدها در محیط‌های محدود و کم انرژی ساخته می‌شوند [۶۷]، اما می‌توانند جابجا شده و در بخش‌های سدی نهشته شوند. این ریزرخساره نیز مربوط به بخش‌های پشت به دریای باز بدنه شول، و قابل مقایسه با RMF30 فلوگل [۳۰] می‌باشد.

۱۴- گرینستون حاوی گاستروپود و بایوکلست: اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این میکروفاسیس گاستروپود با فراوانی ۲۵ تا ۳۵ درصد، جلبک‌های سبز نظیر سالپینگوپورلا و فرامینی‌فر بنتیک با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد می‌باشد (شکل ۲، تصویر N). در این ریزرخساره گاستروپودها به همراه پلت‌های دفعی می‌باشد که فلوگل [۳۰] پیدایش همزمان گاستروپودا و پلت‌های دفعی همراه با آشفتگی زیستی زیاد را تأییدی بر محیط دریایی کم ژرفا و کم انرژی می‌داند، لذا این بایوکلست‌ها از محیط‌های کم‌انرژی حمل و به محیط‌های پرانرژی شول حمل شده‌اند. هم‌چنین در این میکروفاسیس درون بایوکلست‌ها از جمله گاستروپودها فابریک ژئوپتال قابل مشاهده است. این میکروفاسیس مربوط به بخش پشت به دریای باز بدنه شول، و قابل مقایسه با RMF26 فلوگل [۳۰] می‌باشد.

۱۵- گرینستون آگرگات پلوئیدی: در این میکروفاسیس دانه‌های آگرگاتی با فراوانی ۲۵ تا ۳۵ درصد و پلوئیدها و کمی اینتراکلست با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره می‌باشند (شکل ۲، تصویر O). دانه‌های آگرگاتی از چندین ذره کربناته که توسط سیمان یا نوارهایی از مواد آلی به یکدیگر متصل شده‌اند ایجاد می‌شوند [۶۵]. با توجه به مشاهدات پتروگرافی به نظر می‌رسد دانه‌های آگرگاتی در سازند فهلیان بیش‌تر به صورت لامپس تشکیل شده‌اند اما به میزان کمی به صورت آلگال لامپس که توسط ارگانیزم‌های زنده همانند جلبک‌ها ایجاد شده‌اند نیز در این میکروفاسیس قابل مشاهده است. با توجه به جورشدگی نسبتا خوب، گردشدگی و عدم وجود میکرایت محیط نهشت این ریزرخساره، زیرمحیط شول و در قسمت پشت به دریای باز شول، و قابل مقایسه با RMF28 فلوگل [۳۰] می‌باشد.

۱۶- گرینستون حاوی بایوکلست و اینتراکلست: مهم‌ترین دانه‌های تشکیل‌هنده این ریزرخساره فرامینی‌فرهای بنتیک، جلبک‌های سبز، دوکفه‌ای، فیلوئیدهای جلبکی[2] با فراوانی ۳۰ تا ۴۰ درصد به همراه اینتراکلست با فراوانی ۱۵ تا ۲۵ درصد می‌باشد (شکل ۳، تصویر A). در بخش‌هایی از این میکروفاسیس، در فضاهای بین دانه‌ای و حفره‌ای توسط بیتومین و مواد هیدروکربنی پر شده است. با توجه به محیط تشکیل بایوکلست‌ها، به نظر می‌رسد به این محیط حمل شده‌اند. این میکروفاسیس از جورشدگی نسبتا خوبی برخوردار است و مربوط به بخش‌های رو به دریای باز بدنه شول[3] می‌باشد و معادل RMF27 فلوگل [۳۰] می‌باشد.

۱۷- پکستون پلوئیدی اووئیدی: اجزاء اصلی این رخساره شامل پلوئیدها با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد و اووئیدهای سطحی با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد به همراه میزان کمی بایوکلست می‌باشد (شکل ۳، تصویر B). اووئیدها و پلوئیدهای شناور در ماتریکس گلی در رخساره‌های رو به سمت لاگون سدهای زیرآبی دیده می‌شوند. حضور ذرات آلوکمی پرانرژی مانند اووئیدهای شناور در ماتریکس گلی نشان‌دهندهٔ معکوس‌شدگی یافتی است [۷۲]. فراوانی کم اووئیدها نسبت به پلوئیدها، همراهی با رخساره‌های کم انرژی‌تر سدهای زیر آبی، میکرایتی‌شدن و افزایش میزان بیوکلاست‌های لاگونی نظیر استراکود، تشکیل این رخساره در سمت رو به لاگون سدهای زیر آبی را نشان می‌دهد. این

[1] Fitted fabric

[2] phylloid algae
[3] Seaward Carbonate Shoal

میکروفاسیس قابل مقایسه با RMF27 فلوگل [۳۰] می‌باشد.

گروه رخساره‌ای لاگون

۱۸- وکستون حاوی فرامینی‌فر بنتیک و بایوکلست: در این ریزرخساره مهم‌ترین دانه‌های اسکلتی تشکیل دهنده انواع مختلف فرامینی‌فر بنتیک نظیر شوفاتلا، سودوکریسالیدینا، تکستولاریا، تروکلینا، سودوسیکلامینا، میلیولیده و سایر فرامینی‌فرهای شناسایی شده با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد می‌باشد (شکل ۳، تصویر C). سایر اجزای اسکلتی شامل جلبک سبز، بقایای لیتوکودیوم، گاستروپود و دوکفه‌ای با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد می‌باشد. هم‌چنین در بخش‌های مختلف قطعات اسکلتی تحت تاثیر میکرایتی شدن قرار گرفته و به صورت پلوئید مشاهده می‌شوند. فراوانی میلیولید و جلبک سبز مانند سالپینگوپورلا به صورت پراکنده و منفرد که در محیط‌های محدود به راحتی گسترش می‌یابند، شرایط محیطی نسبتاً بسته و محدود را نشان می‌دهند. هم‌چنین گسترش پلت یا پلوئید، فراوانی انواع خاصی از فسیل‌ها نظیر فرامینی‌فرهای بنتیک و جلبک سبز که نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در زیر محیط لاگون است [۳۰]، نشان از نهشت این ریزرخساره در زیرمحیط لاگون است. این میکروفاسیس بر اساس مشاهدات قابل مقایسه با RMF16 فلوگل [۳۰] می‌باشد.

۱۹- وکستون حاوی جلبک سبز و بایوکلست: مهم‌ترین اجزای اسکلتی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره جلبک‌های سبز خانواده داسی‌کلاد با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد می‌باشند. سایر اجزای تشکیل‌دهنده شامل فرامینی‌فرهای بنتیک، دوکفه‌ای، گاستروپود و اکینودرم با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد می‌باشد (شکل ۳، تصویر D). در محیط‌های عهد حاضر داسی‌کلادها در مناطق استوایی و نیمه استوایی و در لاگون‌های باز و خلیج‌های محافظت شده یافت می‌شوند. حضور این جلبک‌ها مشخص‌کننده محیطی با عمق کم، زیر حد جزر و عموماً عمق کم‌تر از ۵ متر، دمای ۲۰ درجه سانتی‌گراد، هیدرودینامیسم کم و نوری متوسط می‌باشد [۳۰]. جلبک‌های سبز عمدتا از جنس آراگونیت می‌باشند. اسکلت‌های آراگونیتی مستعد انحلال و جانشین شدن توسط کلسیت اسپاری می‌باشند [۵۴] و در این ریز رخساره نیز به طور عمده پوسته‌های آراگونیتی دچار انحلال و سپس با سیمان کلسیت کم‌منیزیم در مراحل بعدی دیاژنز جوی تا دفنی عمیق پر شده‌اند. بر اساس مطالعات این میکروفاسیس مربوط به زیرمحیط لاگون و قابل مقایسه با RMF17 فلوگل [۳۰] می‌باشد.

۲۰- وکستون حاوی بایوکلست: این میکروفاسیس دارای مقادیر زیادی از انواع بقایای اسکلتی همانند دوکفه‌ای، گاستروپودا، فرامینی‌فر بنتیک، جلبک سبز، لیتوکودیوم، استروماتوپوراید، کمی بقایای موجودات ریف‌ساز نظیر مرجان‌ها و مقادیر ناچیزی اکینودرم می‌باشد (شکل ۳، تصویر E). در این رخساره پلوئیدها به طور پراکنده دیده می‌شود. با توجه حضور انواع قطعات اسکلتی شاخص شرایط لاگون، زیست‌آشفتگی و از طرفی پوشش میکرایتی گسترده بر روی بایوکلاست‌ها که حاکی از نرخ پایین رسوب‌گذاری و قرارگیری طولانی مدت دانه‌های اسکلتی در شرایط آب‌های آرام و محدود شده نظیر محیط لاگونی می‌باشد [۶۷]، محیط تشکیل این میکروفاسیس را نیز به زیرمحیط لاگون نسبت داده و معادل RMF20 فلوگل [۳۰] در نظر گرفته شد.

۲۱- فلوتستون (وکستون) حاوی لیتوکودیوم و بایوکلست: در این ریزرخساره مهم‌ترین اجزای اسکلتی تشکیل‌دهنده جلبک لیتوکودیوم با فراوانی ۱۵ تا ۲۵ درصد (شکل ۳، تصویر F) به همراه سایر بایوکلست‌ها نظیر فرامینی‌فرهای بنتیک و جلبک‌های سبز به همراه پلوئید می‌باشد. محیط تشکیل لیتوکودیوم معمولا در لاگون محدود و گاهاً محیط‌های ریفی [۳۰]، و هم‌چنین به صورت ریف‌های کومه‌ای عمدتاً در حاشیه داخلی سدها قرار داشته‌اند [۶۷]. براساس مطالعات ویت و گودکن، لیتوکودیوم در اعماق مختلف آب زندگی می‌کرده‌اند و می‌توانسته‌اند به صورت خرده‌های جلبکی به مناطق عمیق‌تر نیز حمل شوند [۷۴]، که در رخساره‌های دریای باز سازند فهلیان نیز خرده‌های لیتوکودیومی قابل مشاهده هستند که از زیرمحیط لاگون حمل شده‌اند. این جلبک‌ها به نظر می‌رسد در سازند فهلیان، در برخی نقاط در نقش مانع[۴] و یه دام اندازنده[۵] عمل نموده و منجر به تجمع پلوئیدها، خرده‌های

[۴] Baffling
[۵] Trapping

بایوکلستی و سایر آلوکم‌ها در بخش‌هایی از زیرمحیط لاگون شده است. (شکل ۳، تصویر G).

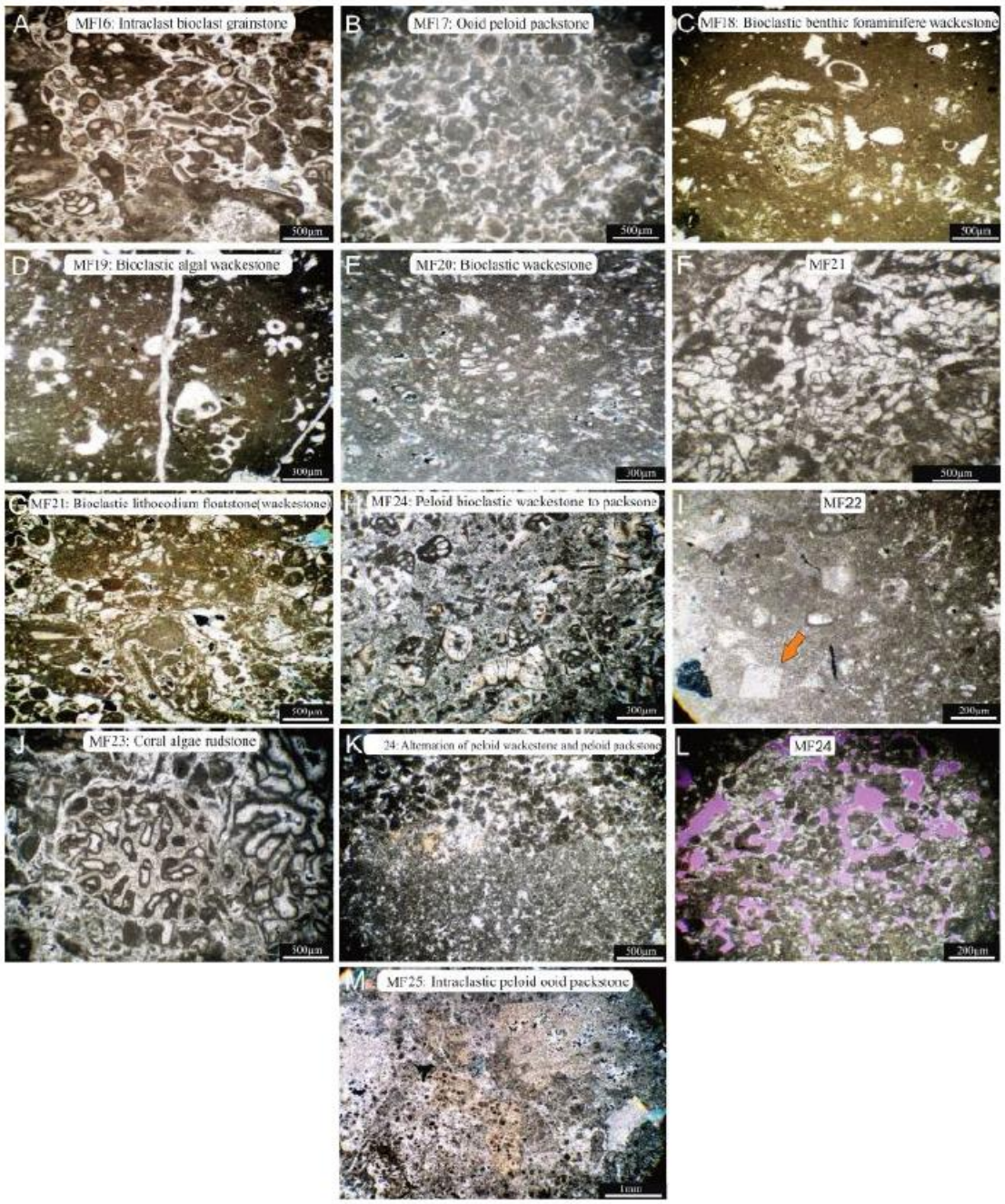
۲۲- وکستون / پکستون دارای بایوکلست و پلوئید: این میکروفاسیس شامل انواع جلیک سبز داسی کلاد، کلیپینا، فرامینی‌فر بنتیک، دوکفه‌ای، اکینودرم یا فراوانی ۱۵ تا ۲۵ درصد و پلوئیدهایی که عمدتا ناشی از میکرایتی شدن بایوکلست‌ها هستند با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد، تشکیل شده است (شکل ۳، تصویر H). میکرایتی شدن به صورت پوشش میکرایت تا میکرایتی شدن کامل فراوان است و عمدتا در برخی مواقع تفکیک دانه‌ها از پلوئیدها بسیار سخت می‌باشد. حضور اجزای اسکلتی مانند فرامینی‌فرهای بنتیک در یک زمینه میکرایتی، نشان‌دهنده انرژی کم محیط در بخش‌های لاگونی است [۱۴]. در برخی قسمت‌ها این رخساره به صورت بافت پکستونی (کلیپینا پکستون) نیز قابل مشاهده شده است و به نظر می‌رسد شرایط تشکیل این رخساره مربوط زمان‌هایی است که شرایط پر انرژی‌تری در لاگون حاکم بوده است (همزمان با گسترش کانال جزرومدی). این میکروفاسیس در قسمت قاعده سازند فهلیان تشکیل شده و به تدریج تنوع موجودات افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده افزایش تدریجی عمق آب و شرایط دریایی است [۲۰]. در بخش‌های از این رخساره قالب‌های دروغین تبخیری (شکل ۳، تصویر I) مشاهده شده است و به نظر می‌رسد گسترش این رخساره در لاگون و در نزدیکی پهنه جزر و مدی صورت گرفته است. این رخساره معادل RMF20 فلوگل [۳۰] می‌باشد.

۲۳- رودستون جلبکی – مرجانی: این رخساره حاوی جلبک‌های سبز، مرجان، استروماتوپوراید به همراه مقدار کمی جلبک قرمز و فرامینی‌فرهای بنتیک می‌باشد (شکل ۳، تصویر J). این رخساره ضخامت اندکی از سازند فهلیان را در تاقدیس لار تشکیل داده است و با توجه به فراوانی فونای لاگون و همراهی با رخساره‌های لاگونی، به نظر می‌رسد در زیر محیط لاگون تشکیل شده است.

گروه رخساره‌ای پهنه جزر و مدی

۲۴- تناوب پلوئید وکستون و پلوئید پکستون: در این میکروفاسیس می‌توان تناوب لایه‌های کم انرژی وکستون پلوئیدی را در کنار لایه‌های نسبتا پرانرژی پلوئید اینتراکلست پکستون را مشاهده نمود (شکل ۳، تصویر K). اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره پلوئید، اینتراکلست و مقداری اووئید می‌باشد. از جمله ویژگی‌های بارز این میکروفاسیس وجود حفرات کی‌استون (شکل ۳، تصویر L) و فنسترال، که از مشخصه‌های بارز موقعیت‌های نزدیک به ساحل رمپ داخلی است، نام برد. حفرات کی‌استون بیش‌تر در قسمت‌های بین جزر و مدی دیده می‌شود و می‌توان به لبه‌های ساحلی و یا رخساره‌های پرانرژی ساحلی نسبت داد [۶۶]. ساخت فنسترال نیز که در قسمت‌های مختلف این رخساره قابل مشاهده است به عنوان مشخصه معتبری از رسوب‌گذاری در محیط اینتراتایدال تا سوپراتایدال است [۶۷]. با توجه به تناوب دو رخساره کم انرژی و پرانرژی، به نظر می‌رسد این میکروفاسیس در اثر شرایط توفانی و در کانال‌های جزر و مدی نهشته شده است و متعلق به بخش پایانی پهنه کشندی است [۳۰]. این ریزرخساره قابل مقایسه با RMF23 فلوگل [۳۰] باشد.

۲۵- پکستون حاوی اووئید، پلوئید و اینتراکلست: اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره اووئید با فرم‌های مختلف نظیر متحدالمرکز، شعاعی، مرکب و سطحی (۱۵ تا ۲۰ درصد)، پلوئید (۱۰ تا ۱۵ درصد) و اینتراکلست (۵ تا ۱۰ درصد) می‌باشد (شکل ۳، تصویر M). در این میکروفاسیس جورشدگی آلوکم‌ها بسیار ضعیف و داراب گردشدگی بد می‌باشند که موید حمل ذرات از قسمت‌های نه چندان دورتر به این بخش از محیط است. در این میکروفاسیس سیمان دریایی حاشیه دانه به میزان کم در بین آلوکم‌ها وجود دارد. هم‌چنین به دلیل وجود کوارتز آواری، سیمان انیدریتی و هم‌چنین نبود اجزای اسکلتی، نشان از نهشت این ریزرخساره در پهنه کشندی تا فراکشندی است [۱۱]. قطعات اینتراکلست به صورت پراکنده در زمینه سنگ حضور دارند و به نظر می‌رسد اینتراکلست‌ها از فرسایش رسوبات کربناته سیمانی شده، توسط جریان‌ها، در کانال‌های جزر و مدی یا جریانات توفانی به وجود آمده‌اند [۶۷]. این میکروفاسیس به نظر می‌رسد معادل RMF24 فلوگل [۳۰] می‌باشد.



شکل ۳. میکروفاسیس‌های شناسایی شده در سازند فهلیان (میکروفاسیس‌های ۱۶ تا ۲۵) (تصاویر K-H, F-A نور طبیعی و M, L, G نور پلاریزه)

دیاژنز

دیاژنز رسوبات کربناته شامل تمام فرایندهایی است که بر رسوبات کربناته، پس از رسوب‌گذاری تا آغاز قلمرو دگرگونی موثر هستند می‌باشد [۶۷]. تاریخچه دیاژنزی رسوبات کربناتی عموماً با نوسان‌های سطح آب دریا مرتبط است [۲۸]. در سازند فهلیان نیز انواع گوناگون فرایندهای دیاژنزی مشاهده و به اختصار در این پژوهش به آن‌ها اشاره شده است.

فرایندهای دیاژنز دریایی

سیمانی شدن: سیمان‌های حاشیه‌ای هم‌ضخامت از جمله سیمان‌های اولیه تشکیل شده در محیط دیاژنز دریایی و جزء سیمان‌های نسل اول محسوب می‌شود [۵۴]. این سیمان به طور عمده در محیط‌های فریاتیک دریایی فعال و در حواشی رو به دریای باز پلت‌فرم ایجاد می‌شود [۴۸] و در سازند فهلیان نیز عمدتا در اطرف

پلوئیدها، بایوکلست‌ها و سایر اجزای تشکیل‌دهنده رخساره‌های مربوط به زیرمحیط شول و به مقدار کم در پشته‌های ساحلی ایجاد شده است (شکل ۴، تصویر A). این سیمان‌ها در مواردی منجر به ایجاد چارچوبی سخت در برخی رخساره‌های پراتروژی شده و از تا حدی مانع از تراکم بیش از حد در مراحل بعدی دیاژنز دفنی شده است.

میکرایتی شدن: میکرایتی شدن به طور عمده در محیط فریاتیک دریایی غیرفعال و جزء فرایند دیاژنزی اولیه شاخص محیط دریایی کم عمق بوده و در محیط‌های کم انرژی توسط میکروارگانیسم‌های میکروسکوپی روی می‌دهد [۶۷]. در اثر فعالیت شدید موجودات اندولیتیک، دانه‌ها به طور کامل میکرایتی شده و ماهیت طبیعی آن‌ها کاملا تغییر می‌کند. به طوری که ترکیب اولیه آن‌ها قابل شناسایی نمی‌باشد [۶۳]. عمل میکرایتی شدن ممکن است در زمان تدفین مانع از بین رفتن تخلخل بر اثر تراکم شود [۶۲]. این فرایند در اغلب رخساره‌های سازند فهلیان، به ویژه در رخساره‌های بخش‌های کم‌ژرفا لاگونی و سدی، بیش‌تر اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی را یا درجات مختلف تحت تاثیر قرار داده و در برخی موارد ساختمان بلورین داخلی اولیه دانه‌ها را به طور کامل تحت تاثیر قرار داده و تشخیص منشا اولیه‌ی آن‌ها را سخت، و در مواردی غیر ممکن نموده است. به نظر می‌رسد با توجه به سایز و فرم پلوئیدها، فراوانی زیاد آن‌ها را به عملکرد زیاد این فرایند برروی بایوکلست‌ها در حوضه‌ی رسوب‌گذاری سازند فهلیان اشاره کرد. در برخی مواقع این غشای میکرایتی منجر به حفظ ساختمان دانه‌های اسکلتی در طی دیاژنز و انحلال شده است (شکل ۴، تصویر B) و امکان شناسایی آن‌ها را فراهم می‌کند.

پیریتی شدن: در بخش‌هایی از سازند فهلیان فرایند پیریتی شدن در هر دو حالت پیریت اولیه و پیریت ثانویه به میزان قابل‌توجهی قابل مشاهده است. در حالت اول، تشکیل پیریت به صورت اولیه و طی دیاژنز دریایی و در شرایط احیایی و فاقد اکسیژن ایجاد می‌شود [۱۹]. فراوانی پیریت درجازا در رسوبات به در دسترس بودن یون‌های سولفات، آهن واکنش‌پذیر و کربن ارگانیکی ناپایدار بستگی دارد [۳۲] و با توجه مساعد بودن شرایط مذکور، این فرایند دارای گسترش مطلوبی در برخی رخساره‌های سازند فهلیان می‌باشد. این فرایند عمدتا به‌صورت جانشینی در پوسته بایوکلست‌ها (شکل ۴، تصویر C) و به شکل دانه‌تمشکی کروی در ماتریکس گلی، به عنوان شاخص رخساره‌های عمیق [۳۰]، در رخساره‌های رمپ خارجی، حوضه و بخش‌هایی از لاگون قابل مشاهده است.

فرایندهای دیاژنز جوی

انحلال: انحلال در بیش‌تر موارد یکی از آثار دیاژنز جوی است [۴۸]. بسیاری از رسوبات کربناته کم عمق بر اثر تجمع و قرارگیری رسوبات در بالای سطح آب، و یا به دلیل پایین افتادن سطح آب دریا، منجر به قرار گرفتن پلت‌فرم کربناته تحت تاثیر دیاژنز متئوریک شده است [۵۵]. در قاعدهٔ سازند فهلیان، در برخی از رخساره‌های سدی و رخساره‌هایی که در پهنه جزر و مدی تشکیل شده‌اند، فرایند انحلال در بخش‌هایی به صورت غیرانتخاب کننده فابریک عمل نموده و منجر به ایجاد سیستم حفرات انحلالی مجزا و پیوسته در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی به صورت انواع تخلخل‌های قالبی، بین دانه‌ای و حفره‌ای شده است (شکل ۴، تصویر D). به نظر می‌رسد این حفرات انحلالی تحت تاثیر دیاژنز متئوریک و در زمانی که هنوز رسوبات سخت نشده‌اند رخ داده و تحت تاثیر تغییرات بلند مدت سطح آب دریا و ایجاد ناپیوستگی‌های محلی تشکیل شده باشند. اغلب این حفرات طی مراحل بعدی دیاژنز توسط فرایندهایی مانند سیمانی شدن و سیلیسی شدن پرشده‌اند.

سیمانی شدن: سیمانی شدن جزء مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی مشاهده شده در سازند فهلیان می‌باشد، این فرایند به طور عمده تحت کنترل رخساره‌های رسوبی می‌باشد. از جمله سیمان‌های دیاژنز تحت‌الجوی مشاهده شده می‌توان به سیمان تیغه‌ای، بلوکی شفاف، دروزی، سیمان رشد اضافه هم‌محور و هم بعد اشاره کرد (شکل ۴، تصویر E). سیمان کلسیتی بلوکی شفاف در اندازه‌های متوسط تا شفاف به نظر در مراحل دیاژنز جوی تا دفنی کم عمق ایجاد شده‌اند و در بخش‌هایی از سازند قابل مشاهده هستند. سیمان کلسیتی دروزی نیز در بیش‌تر بخش‌های مربوط به سازند فهلیان به صورت سیمان پرکننده شکستگی‌ها، حفرات و قالب‌های انحلالی عمل نموده و به نظر در مراحل دیاژنز متئوریک و دفنی کم عمق ایجاد شده باشند. سیمان رشد اضافه هم‌محور نیز

بیش‌تر در رخساره‌های سدی و رمپ میانی مشاهده شده است و اغلب در محیط‌های فریاتیک آب جوی ایجاد می‌شود، اما در شرایط دریائی [۵۴] و تدفین نیز دیده می‌شود [۹]. این سیمان‌های به طور عمده دارای پیوستگی نوری با دانه‌های اکینودرم می‌باشد و با توجه به شفاف و فاقد انکلوزیون بودن آن‌ها در اطراف هسته اکینودرم، به نظر می‌رسد در محیط دیاژنز جوی ایجاد شده‌اند.

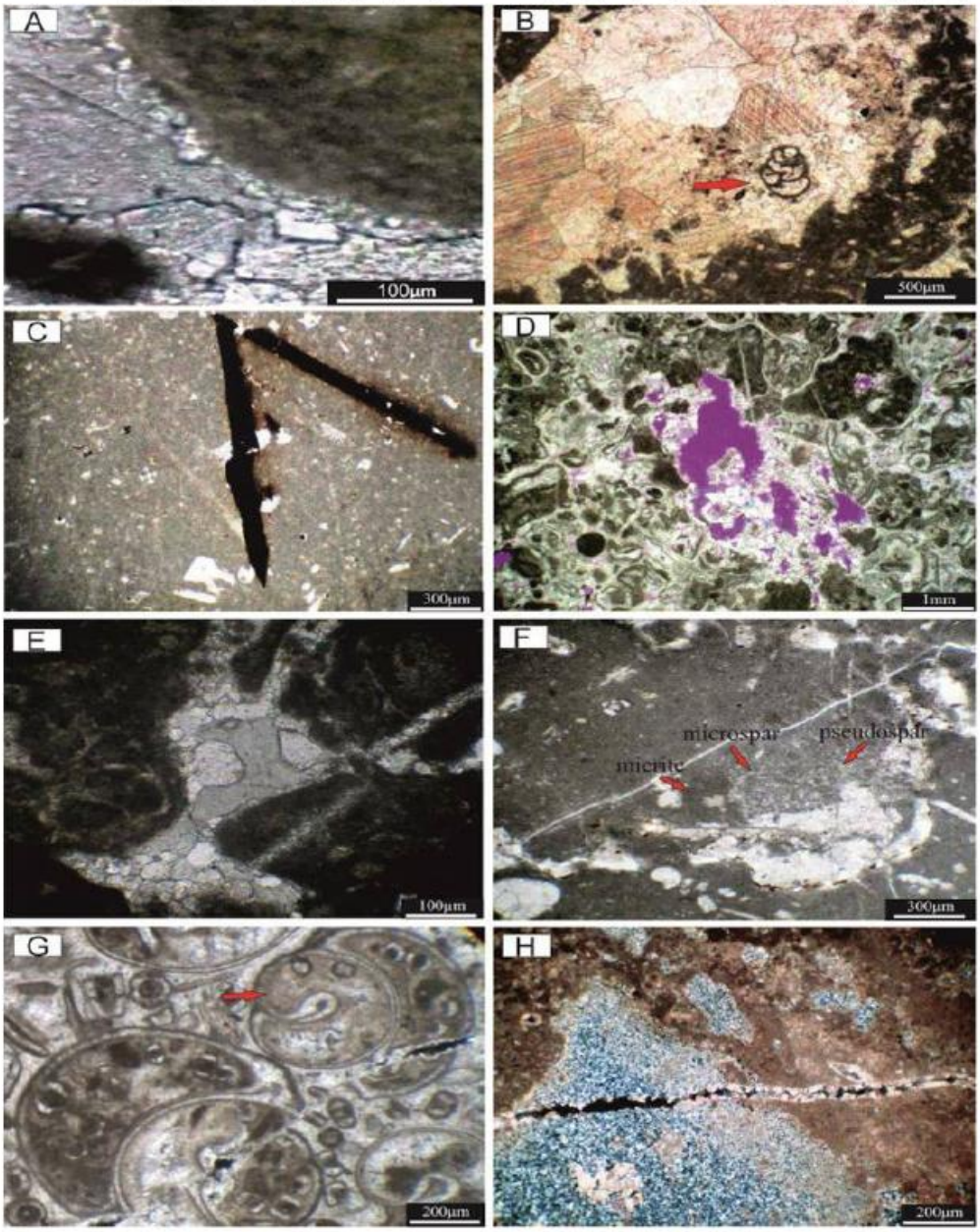
سیمان کلسیت تیغه‌ای نیز با گسترش نسبتا کم در بخش‌هایی از رخساره‌های پراتروی قابل مشاهده است و به نظر می‌رسد در مراحل دیاژنز جوی ایجاد شده‌اند. سیمان کلسیت هم‌بعد نیز در بخش‌های مختلف سازند به صورت گسترده حضور دارد و به طور عمده پرکننده حفرات و شکستگی‌های ایجاد شده در بافت سنگ می‌باشد. تشکیل این سیمان در محیط‌هایی که فشار CO_2 بالا و مقدار CO_3^{2-} کمتر است بهتر صورت می‌گیرد. بنابراین به نظر می‌رسد مناسب‌ترین محیط برای تشکیل این نوع سیمان زون فریاتیک جوی یا دمای نسبتا پایین و سرعت آرام جریان سیال می‌باشد [۳۱].

نئومورفیسم: نوشکلی، فرایند تبدیلات کانی‌شناسی از یک کانی به کانی دیگر و یا اشکال دیگر همان کانی است [۱]. این فرایند اغلب در منطقه آب شیرین اشباع رخ می‌دهد [۴۲]. در سازند فهلیان این فرایند هم به صورت کاهشی و هم به صورت افزایشی قابل مشاهده است. از جمله فرایندهای نوشکلی مهم افزاینده در سازند فهلیان می‌توان به میکرواسپارایت، سودواسپارایت (شکل ۴، تصویر F) و تبدیل آراگونیت به کلسیت اشاره کرد. میکرواسپارایت که به طور معمول دارای بلورهای کوچک‌تر از ۱۰ میکرون، ولی بزرگ‌تر از ۴ میکرون است [۱]، از جمله فرایندهای تبلور مجدد است که در اثر تبدیل کلسیت پرمیزیم به کلسیت کم‌منیزیم (از دست رفتن Mg) صورت گرفته است [۱]. از دیگر فرایندها می‌توان به سودواسپار یا اسپار دروغین اشاره کرد که در طی فرایند نوشکلی و از بافت اولیه سنگ ایجاد شده و محصول نهشته شدن مستقیم یک سیال نیست، لذا به آن سیمان دروغین می‌گویند و اغلب بزرگ‌تر از ۱۰ میکرون است. این فرایندها در برخی از رخساره‌های سدی و لاگونی از گسترش قابل‌ملاحظه‌ای برخوردار هستند. در بخش‌هایی از سازند فهلیان نیز دانه‌های اسکلتی با پوسته‌ای از جنس آراگونیت تحت تاثیر نئومورفیسم قرار گرفته و به کلسیت کم‌منیزیم تبدیل شده‌اند (شکل ۴، تصویر G). تشخیص این نوع کلسیت از سیمان کلسیتی پرکننده حفرات بدین نحو است که معمولا سیمان کلسیتی در جهت محور نوری بلور، عمود بر سطح رشد و محور طویل‌تر بلورها عمود بر سطح رشد بستر است، اندازه بلورها به سمت مرکز حفره‌ها بزرگ‌تر می‌شود، مرز مشخصی بین بلور سیمان و دانه‌ها وجود دارد و در نور عبوری حالت شفاف دارند، در حالی که کلسیت نئومورفیسم فاقد ویژگی‌های ذکر شده می‌باشد و دارای ادخال‌هایی از کانی‌شناسی اولیه بوده و به صورت کدر و قهوه‌ای رنگ می‌باشد. از فرایندهای نوشکلی مهم کاهشی مشاهده شده که به صورت گسترده در بسیاری از رخساره‌ها تاثیرگذار بوده، فرایند میکرایتی شدن است که در بخش قبل به آن پرداخته شد.

سیلیسی شدن: در سازند فهلیان این فرایند هم به صورت پرکننده حفرات و هم به صورت کوارتزهای اتیژن و خودشکل و منظم (هگزاگونال)، به صورت پراکنده در زمینه میکرایتی حضور دارند. فرایند سیلیسی شدن در سازند فهلیان به نظر می‌رسد در محیط‌های مختلف دیاژنزی صورت گرفته است. در حالت اول با توجه به روابط بافتی به نظر می‌رسد در مراحل اولیه دیاژنز متئوریک صورت گرفته و حفرات خالی را پر کرده است (شکل ۴، تصویر H). گسترش این نوع از سیلیسی شدن در سازند فهلیان مربوط به بخش‌هایی است که دچار انحلال گسترده شده‌اند و به نظر می‌رسد در ارتباط با ایجاد ناپیوستگی‌های محلی در بخش‌هایی از سازند فهلیان باشد به نحوی که در اثر شستشوی سیلیس از افق‌های بالاتر و حمل آن به قسمت‌های زیرین، منجر به پرشدن حفرات خالی در بخش‌هایی از سازند شده است. در بخش‌های بعدی به ادامه فرایند سیلیسی شدن پرداخته خواهد شد.

دولومیتی شدن: شکل، اندازه و نیز ارتباط بلورها با هم عموما شاخصی برای شناسایی محیط و فرایندهای دولومیتی شدن است [۶۰]. دولومیت از نظر تشکیل به سه گروه دولستون سین‌ژنتیک، دولستون دیاژنتیک و دولستون اپی‌ژنتیک تقسیم می‌شوند [۳۰]. هیچ گونه علائمی در اولیه بودن دولومیت‌های سازند فهلیان با توجه به نوع رخساره‌ها و عدم وجود تبخیری‌ها و شرایط آب و

هوایی گرم و مرطوب زمان تشکیل وجود ندارد. لذا از نظر زایشی به گروه دوم و سوم تعلق دارند. در سازند فهلیان اکثر دولومیت‌های تشکیل شده ارتباط نزدیکی با فرایندهای دیاژنز دفنی نظیر استیلولیت‌ها دارند اما در موارد بسیار اندکی در کنار دولومیت‌ها مخصوصا در رخساره‌های پهنه جزر و مدی و لاگونی، هیچ گونه علائمی از دیاژنز دفنی عمیق (استیلولیت و درزه‌های انحلالی) وجود ندارد و در اغلب موارد بلورهای یوهدرال، درشت و شفاف دولومیت به صورت پرکننده فضای بین دانه‌ای می‌باشند (شکل ۵، تصویر A). به نظر می‌رسد در این رخساره‌ها دولومیتی شدن تحت تاثیر افت نسبی سطح آب دریا و بعد پیشروی متعاقب آن و اختلاط آب‌های جوی و دریائی ایجاد شده باشد [۲۵] و در بخش‌های زیرین سازند فهلیان قابل مشاهده است.



شکل۴. برخی از عوارض دیاژنزی مشاهده شده در سازند فهلیان در منطقه‌ی مورد بررسی. A: سیمان دریایی، B: پوشش میکرایتی ایجاد شده که منجر به جلوگیری از انحلال کامل و حفظ ساختار کلی فرام پنتیک شده است، C: تسکیل پیریت اولیه، D: گسترش تخلخل حفره‌ای در بخش‌هایی از سازند فهلیان، E: تشکیل چند نسل از فرایند سیمانی شدن در سازند فهلیان،G-F : فرایند نئومورفیسم و ایجاد میکرواسپار و سودواسپار و تبدیل آراگونیت به کلسیت کم‌منیزیم در پوسته گاستروپود، H: فرایند سیلیسی شدن در سازند فهلیان (تصاویر C-A, G-E و H ,D نور طبیعی و نور پلاریزه)

فرایندهای دیاژنز دفنی

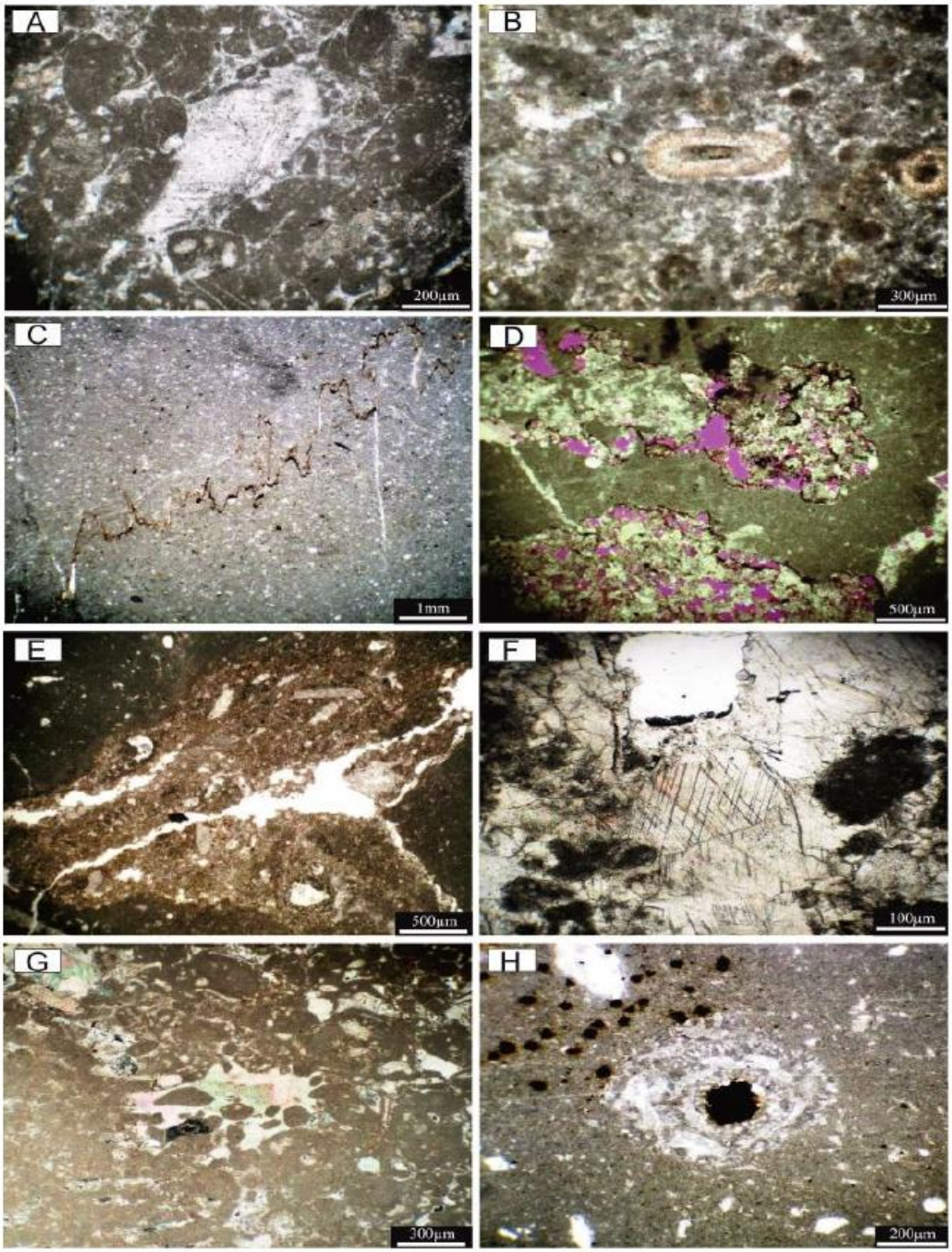
تراکم: پدیده تراکم به دو صورت تراکم شیمیایی و فیزیکی بر رسوبات اثرگذار است. تراکم فیزیکی تا حد زیادی وابسته به محیط رسوب‌گذاری و فرایند دیاژنز سطحی می‌باشد [۴۳]. تراکم فیزیکی ناشی از سه نوع فشار هیدرواستاتیک، لیتواستاتیک و فشار تکتونیکی است [۲۱]. در اثر این فرایند که بیش‌ترین تاثیر آن در رخساره‌های دانه‌پشتیبان مشاهده شد، برخی بایوکلست‌ها دچار فشردگی (شکل ۵، تصویر B) و در مواردی شکستگی شده و در فابریک‌های دانه‌پشتیبان مرزهای محدب - مقعر ایجاد شده است. وجود سیمان‌های دور دانه در اطراف آلوکم‌ها یکی از عواملی است که مانع از تراکم زیاد شده و از فشردگی بیش از حد در برخی از رخساره‌های سدی جلوگیری کرده است. در اثر تاثیر سیمانی شدن طی دیاژنز در محیط فریاتیک جوی در برخی رخساره‌های پشته‌های سدی و پشته‌های ساحلی سازند فهلیان، منجر به ایجاد چارچوب مناسب و سخت در برابر تاثیر فرایند تراکم مکانیکی شده است. در طی دفن عمیق به نظر می‌رسد سیمان‌های پلوکی دفنی در اثر نیروهای ناشی از فشار لیتواستاتیک و یا تنش‌های تکتونیکی دارای ماکل و رخ شده‌اند و تحت تاثیر این فرایند قرار گرفته‌اند. در محیط دیاژنز دفنی عمیق فشردگی شیمیایی باعث تشکیل استیلولیت شده است [۴۸]. مهم‌ترین محصول فشردگی شیمیایی در رسوبات کربناتی، استیلولیت‌ها و درزه‌های انحلالی هستند که در سازند فهلیان نیز از گسترش قابل ملاحظه‌ای برخوردارند و به عنوان مجرایی برای انتقال سیالات دولومیت کننده عمل نموده‌اند. مطالعات صورت گرفته حاکی از این است که میزان استیلولیت‌های مشاهده شده با دامنه تضاریس بالا و پایین در رخساره‌های گل‌پشتیبان سازند فهلیان بیش‌تر از دانه‌پشتیبان است (شکل ۵، تصویر C). در راستا استیلولیت‌ها به طور عمده کانی‌زائی‌هایی مانند تشکیل دولومیت، سیلیس و کانی‌های آهن‌دار مانند پیریت، کانی‌های رسی و آغشتگی به مواد آلی مشاهده شد. بر طبق طبقه‌بندی فوگل [۳۰]، سطوح ایجاد شده ناشی از فرایند فشار - انحلال در سازند فهلیان، بیش‌تر به صورت قله‌ها یا پیک‌هایی با دامنه بزرگی کم، نامنظم و قله‌هایی با بزرگ‌ترین دامنه مشاهده شد. از بافت‌های ایجاد شده در اثر فرایندهای فشار - انحلال می‌توان به فابریک درهم و از جمله ساخت‌های مشاهده شده می‌توان به استیلولیت ریزلایه اشاره کرد.

انحلال: در رخساره‌های نسبتا عمیق که به ندرت تحت تاثیر دیاژنز جوی و فرایند پایدارسازی کانی‌شناسی قرار می‌گیرند، نیز حفرات انحلالی در بخش‌های مختلف سازند به میزان کم قابل مشاهده است (شکل ۵، تصویر D). این حفرات در مجاورت استیلولیت‌ها (شکل ۵، تصویر E) و رگچه‌های انحلالی و در مواردی بدون ارتباط با سطوح فشاری - انحلالی، به صورت تخلخل قالبی و حفره‌ای و در مواردی کانالی قابل مشاهده شده‌اند. این حفرات نشان از وجود سیالات دفنی تحت اشباع از کربنات کلسیم برای ایجاد تخلخل ثانویه در طی دفن عمیق می‌باشد. از جمله دلایل ایجاد این سیالات می‌توان به اختلات و سرد شدن شورابه‌ها در شرایط دفنی عمیق [۲۶]، به عنوان یکی از مهم‌ترین دلایل وقوع خوردگی و انحلال در این بخش‌ها نام برد. سایر عوامل شامل انتقال دی اکسیدکربن غیرارگانیکی توسط گسل‌ها و شکستگی‌ها از بیرون به داخل مخازن با منشأهای گوناگون [۱۶]، ورود H2S به این سیالات و وجود اسیدهای آلی و رسوب پیریت اشاره کرد [۱].

سیمانی شدن: از جمله سیمان‌های دیاژنز دفنی شناسایی شده در سازند فهلیان می‌توان به سیمان پوئی‌کیلوتوپیک، سیمان پلوکی، سیمان درشت‌بلور دولومیت و سیمان پرکننده شکستگی‌ها اشاره کرد. سیمان‌های پلوکی دارای ماکل و رخ در اندازه‌های متوسط تا بزرگ طی مراحل دیاژنز دفنی عمیق به صورت پرکننده حفرات و قالب‌های حل شده بایوکلست‌ها می‌باشند (شکل ۵، تصویر F). سیمان پوئیکیلوتوپیک نیز به نظر می‌رسد تحت تاثیر دیاژنز دفنی عمیق ایجاد شده باشد و بیش‌تر در فابریک‌های دانه‌پشتیبان قابل مشاهده است (شکل ۵، تصویر G). سیمان پرکننده شکستگی‌ها نیز که به طور عمده به صورت کلسیت هم‌بعد، دروزی و پلوکی قابل مشاهده است و به نظر می‌رسد جزء فازهای نهایی ته‌نشست‌های شیمیایی دیاژنز دفنی است که در بخش‌های زیادی از سازند فهلیان قابل مشاهده است.

پیریتی شدن: در بخش قبل حالت اول و فرایند پیریتی شدن اولیه در محیط دیاژنز دریایی شرح داده شد. در حالت دوم تشکیل پیریت‌های شکل‌دار با سیستم تیلور کوبیک به صورت ثانویه طی محیط دیاژنز دفنی در متن

سنگ می‌باشد. این دسته از پیریت‌ها در سازند قهلیان معمولا به صورت پرکننده حفرات پایوکلست‌ها (شکل ۵، تصویر H)، در راستای سطوح استیلولیت‌ها و حفرات خالی، در بخش‌های از توالی مورد بررسی مشاهده شد. در برخی مواقع اکسید آهن در مجاورت پیریت‌ها مشاهده شد که به نظر می‌رسد بدلیل وجود آهن در ساختار پیریت، قرارگیری این کانی در مجاورت حتی میزان کمی اکسیژن در اعماق و یا در طی دیاژنز تلوژنز، منجر به شکل‌گیری اکسیدهای آهن از جمله هماتیت در متن سنگ شده است.



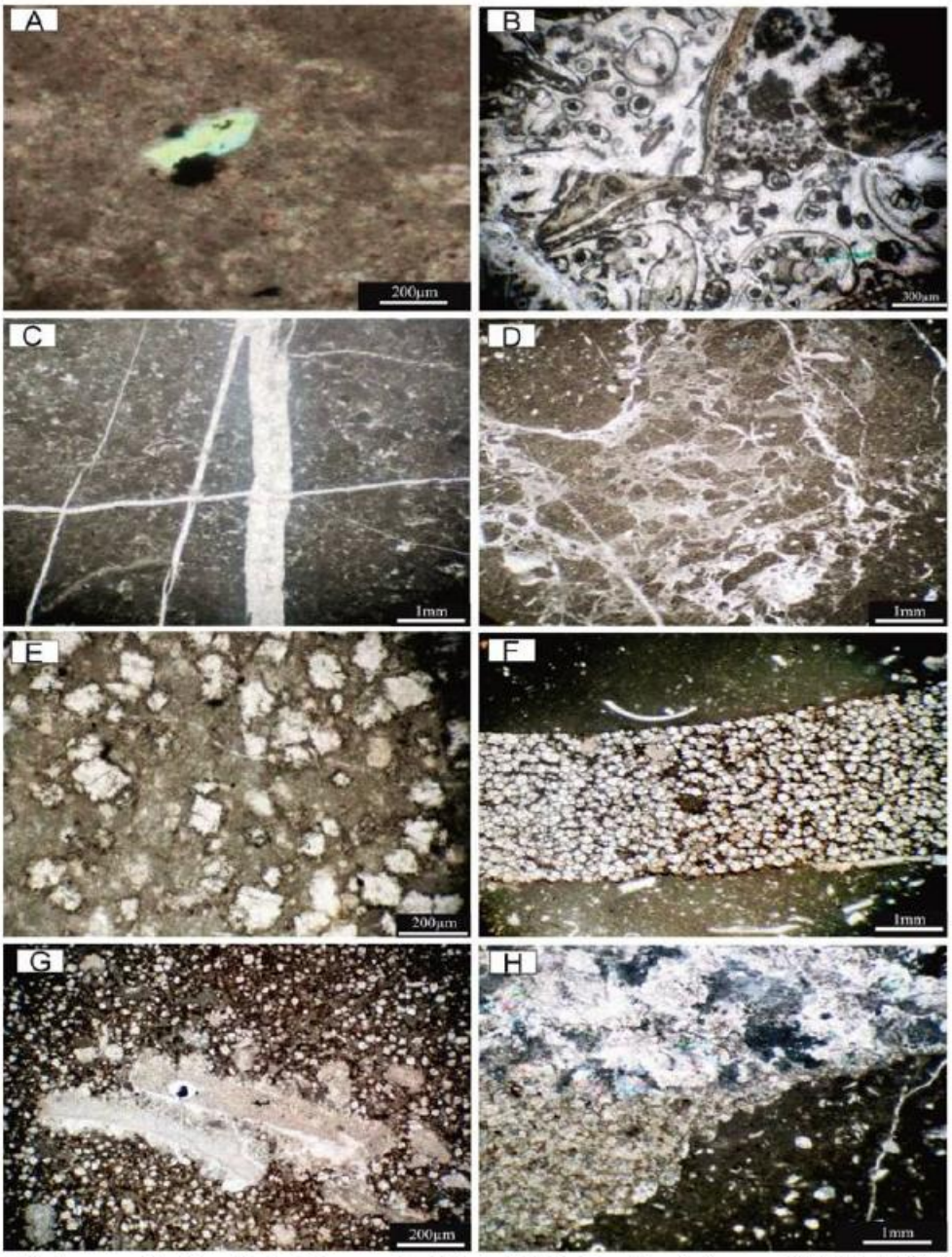
شکل ۵. A: دولومیت اختلاطی به صورت پرکننده فضای بین دانه‌ای، C-B، فرایند تراکم و تاثیر آن بر دانه‌ی اووئید و تشکیل استیلولیت.D: انحلال در رخساره‌های عمیق توسط سیالات دیاژنزی دفنی، E: تخلخل کانالی در راستای دولومیت‌های ایجاد شده در راستای استیلولیت، G-F: سیمان‌های دفنی، H: پیریت ثانویه (تصاویر C-A, E, F, H نور طبیعی و D, G نور پلاریزه)

سیلیسی‌شدن: همانطور که در قسمت قبل اشاره شد فرایند سیلیسی‌شدن طی چند فاز در سازند فهلیان صورت گرفته است. در این حالت دانه‌های کوارتز اتیژن و خودشکل و منتظم (هگزاگونال)، به صورت پراکنده در زمینه میکرایتی حضور دارند (شکل ۶، تصویر A). لذا با توجه به خودشکل بودن و حضور انکلوزیون در آن‌ها به نظر می‌رسد در طی مراحل دیاژنز دفنی تشکیل شده‌اند [۱۲].

شکستگی: در مطالعات صورت گرفته چندین نسل شکستگی شناسایی شده و غالبا شکستگی‌ها منشا تکتونیکی داشته است. اهمیت مطالعه شکستگی‌ها در سنگ‌های کربناته در شناخت تاریخچه دیاژنزی، تکتونیکی، پتانسیل مخزن و خصوصیات مکانیکی است [۳۰]. در سازند فهلیان نیز شکستگی‌ها تاثیر به سزایی در برخی رخساره‌ها داشته و منجر به شکستگی (شکل ۶، تصویر B) و در مواردی منجر به ایجاد سیستم حفرات به هم پیوسته‌ای شده است که البته در بسیاری از موارد این شکستگی‌ها با سیمان کلسیت اسپاری پر شده‌اند (شکل ۶، تصویر C). در رخساره‌های مناطق عمیق سازند فهلیان، شکستگی‌های مویی شکلی[1] قابل مشاهده است (شکل ۶، تصویر D). این شکستگی‌ها به طور عمده در مراحل بعدی دیاژنز دفنی با سیمان پر شده‌اند. این دسته از شکستگی‌ها در برخی از مخازن دنیا همانند مخازن چاکی و گل‌های آهکی منجر به ایجاد کیفیت مخزنی خوبی شده است [۵۵] و در سازند فهلیان نیازمند بررسی‌های دقیق‌تر در مخزن می‌باشد.

دولومیتی شدن: دولومیت‌های مشاهده شده در سازند فهلیان عمدتا دارای ارتباط مشخصی با استیلولیت‌ها و درزه‌های انحلالی می‌باشند. این سطوح انحلالی به عنوان مجاری انتقال سیالات و افزایش تمرکز منیزیم در این نقاط شده است [۳۳]. این استیلولیت‌ها به موازات سطوح لایه‌بندی بوده و در حاشیه و درون آن‌ها تشکیل شده‌اند که از ویژگی‌های دیاژنز دفنی هستند [۴۹]. دولومیت‌های تشکیل شده در شرایط تدفینی عمیق می‌توانند فابریک‌های متنوعی از جمله پرکننده حفره‌ها، جانشینی و مورفولوژی موزائیکی یا زین‌اسبی داشته باشند [۷۳]. در سازند فهلیان نیز این دولومیت‌ها به صورت صفحه‌ای پورفیروتوپیک (P) (شکل ۶، تصویر E)، صفحه‌ای شکل‌دار (E) و نیمه شکل‌دار (S) یا مرزهای سازشی بین بلوری مسطح فراوان، دولومیت باروک و دولومیت‌های اگزنوتوپیک به صورت بلورهای بی‌شکل به هم فشرده، یا مرزهای بلورین مبهم و نامنظم در راستای استیلولیت‌ها می‌باشند (شکل ۶، تصویر F). در سازند فهلیان دولومیتی شدن به طور عمده انتخاب کنندهٔ فابریک بوده و تنها بافت میکرایتی سنگ به دلیل اندازه ریز ذرات میکرایتی و بالا بودن سطح واکنش و در دسترس بودن مکان‌های هسته‌زایی و هم‌چنین سطح نسبتاً پایین اشباع‌شدگی دولومیت، منجر به هسته‌زایی دولومیت به صورت انتخابی در ماتریکس ریزبلور شده است [۶۰] و اجزای اسکلتی از جمله اکینودرم و بریوزوئرها احتمالا به سبب ساختار بلوری پیچیده و مکان‌های هسته‌زایی محدود در آن‌ها [۵۱] و هم‌چنین در اثر تبدیل شدن کانی‌شناسی اولیه کلسیت پرمیزیم به کلسیت کم‌منیزیم طی دیاژنز، و مقاوم شدن آن‌ها در برابر دولومیتی شدن [۱] تحت تاثیر این فرایند قرار نگرفته‌اند (شکل ۶، تصویر G). البته عوامل دیگری نظیر مدت زمان دولومیتی شدن و ماهیت سیالات دولومیتی کننده نیز تاثیر گذار بوده‌اند. منشا منیزیم مورد نیاز برای دولومیتی شدن در سازند فهلیان می‌تواند از منابع گوناگونی تامین شده باشد. از جمله این منابع می‌توان به فرایند انحلال-فشار و وجود مایعات حاصل از دگرگونی هیدروترمال [۳۰]، آب‌های فسیل و کانی‌شناسی اولیه و ناپایدار (آراگونیت و کلسیت پرمنیزیم)، آب‌های شور حوضه‌ای [۴۱]، واکنش دولومیت‌های قدیمی‌تر، انحلال نمک‌های تلخ در ژرفا [۶۹]، آب‌های درون منفذی [۶۸]، تراکم شیل‌هایی که در زیر آن قرار دارند (تغییرات کانی شناسی در کانی‌های رسی مانند تبدیل اسمکتیت به ایلیت که منجر به آزاد شدن منیزیم می‌شود [۶۸]، وجود لایه‌های تبخیری در عمق که بر اثر وزن رسوبات فوقانی و تراکم در غنی‌سازی منیزیم سیالات دیاژنزی موثر است [۴۱] و وجود خرده‌ها و قطعات اسکلتی با جنس پوسته کلسیت پرمنیزیم، از جمله خارپوستان که از فراوانی زیادی در بخش‌های دولومیت شده سازند فهلیان برخوردار است، در اثر انحلال می‌توانند حداقل به عنوان تامین کننده بخشی از منشا منیزیم برای این دولومیت‌ها باشند و برای اینکه بتوان با اطمینان بیش‌تری در این

[1] hairline fractures



شکل ۶. A: تشکیل کوارتز اتیژن در مراحل دیاژنز دفنی B-D، ایجاد شکستگی در مراحل مختلف دیاژنز دفنی، به همراه شکستگی‌های مویی شکل، E: فرایند دولومیتی شدن در سازند فهیان، F: تشکیل دولومیت در راستای استیلولیت، G: عدم دولومیتی شدن اکینودرم توسط سیالات دولومیت کننده، H: فرایند دولومیت‌زدایی (تصاویر G-B نور طبیعی و A، H نور پلاریزه)

مورد بحث کرد به ابزارهای پیش‌تری همچون داده‌های ژئوشیمیایی و تصاویر کاتادولومینساتس استفاده کرد [۷۰].

فرایندهای دیاژنزی تلوژنز

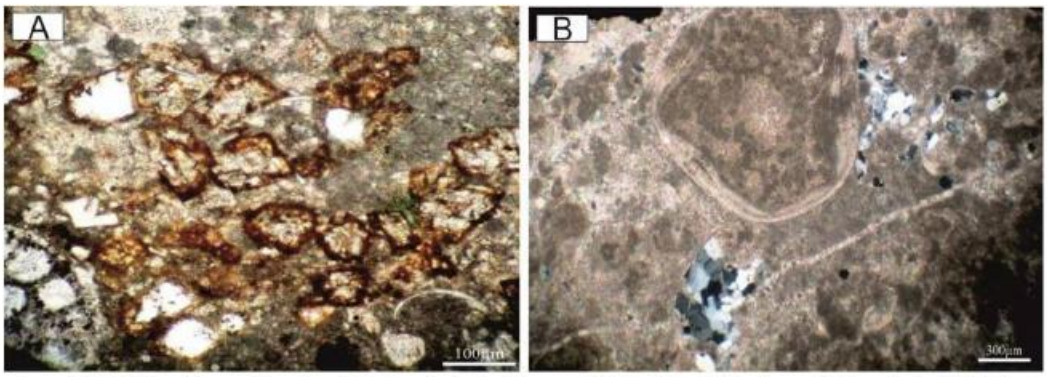
دولومیت‌زدایی: دولومیت ممکن است توسط کلسیت جانشین شده و مجدداً یک سنگ آهک را بوجود آورد. به این فرایند کلسیتی شدن، دولومیت‌زدایی گفته می‌شود و عمدتاً از طریق تماس با آب‌های متئوریک انجام می‌شود [۴۰]. در سازند فهلیان واقع در تاقدیس لار، به نظر می‌رسد در زمان بالا آمدگی مجدد سازند طی فرایندهای تکتونیکی و قرارگیری آن در شرایط جوی نزدیک به سطح (تلوژنیک)، در بخش‌هایی از سازند، دولومیت‌ها تحت تاثیر این فرایند قرار گرفته‌اند. با توجه به شواهد

پتروگرافی و روابط بافتی و وجود کانی‌های تبخیری در مجاورت دولومیت‌های کلسیتی شده، احتمال می‌رود در اثر انحلال ژیپس و یا انیدریت از منشاءهای مختلف، منجر به افزایش غلظت یون Ca^{2+} در سیالات دیاژنزی شده و منجر به انحلال دولومیت و جانشینی کلسیت به جای آن شده است (شکل ۶، تصویر H). در طی این فرایند، در اغلب موارد پلورهای دولومیت دچار انحلال و یا توسط کلسیت یا کانی‌های آهن‌دار جایگزین شده‌اند (شکل ۷، تصویر A).

سیلیسی شدن: فرایند سیلیسی شدن همانطور که در قسمت‌های قبل اشاره شد در مراحل مختلف دیاژنز صورت گرفته است. در این مرحله از تشکیل سیلیس در سازند فهلیان که از گسترش ناچیزی برخوردار است، تشکیل دانه‌های سیلیس در ابعاد بزرگ‌تری نسبت به تشکیل آن‌ها در مرحله دیاژنز جوی است. شناسایی این مرحله از فرایند سیلیسی شدن در سازند فهلیان با توجه به روابط بافتی و پرشدن حفرات خالی و شکستگی‌ها توسط سیلیس صورت گرفت. لذا احتمال می‌رود تشکیل این دسته از پلورهای سیلیس در مراحل نهایی دیاژنز در سازند فهلیان و در طی دیاژنز تلوژنز ایجاد شده باشند. (شکل ۷، تصویر B).

منشأ سیلیس می‌تواند از منابع مختلفی تأمین شده باشد و می‌تواند حاصل از سیالات هیدروترمال داغ باشد که به طور کلی با دیاژنز عمیق همراه است [۳۷]، یا می‌تواند سیلیس منشأ گرفته از خشکی یا حاصل از انحلال سوزن اسفنج‌های سیلیس باشد [۷۱] و یا امکان دارد منشأ سیلیس از تبدیل کانی‌های رسی به یکدیگر باشند [۳۹]. در موارد اندکی خوردگی‌هایی در حاشیه کوارتزهای اتیژن ایجاد شده است که به نظر می‌رسد در اثر افزایش pH محیط، سیلیس‌های ایجاد شده تحت تاثیر انحلال انتخابی قرار گرفته‌اند و کلسیت جایگزین آن شده است.

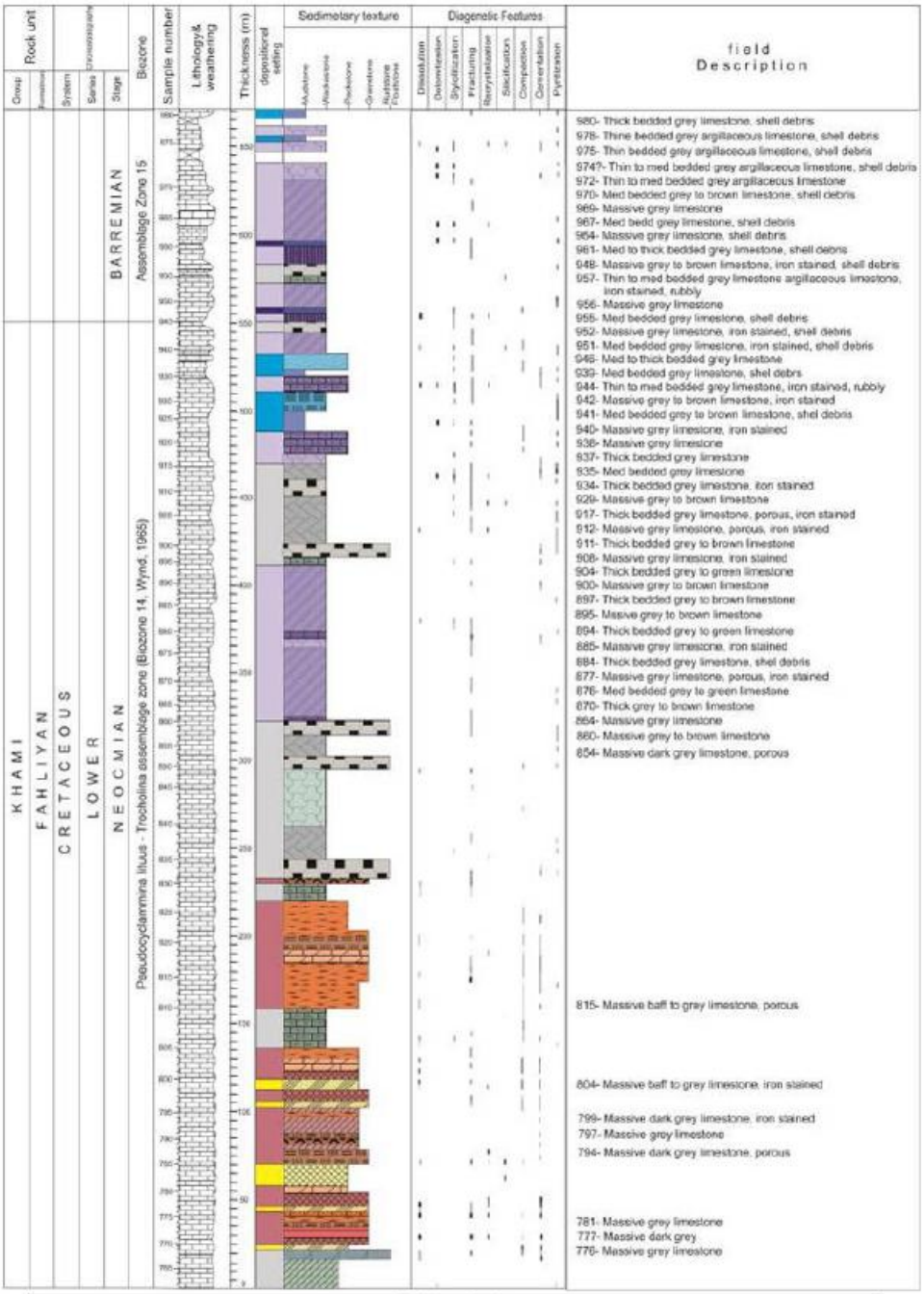
در جدول ۱، توالی پاراژنزی فرایندهای دیاژنزی سازند فهلیان در منطقه‌ی مورد مطالعه نشان داده شده است، هم‌چنین در شکل ۸ نمودار رسوب‌شناسی و گسترش برخی از فرایندهای دیاژنزی در بخش‌های مختلف سازند فهلیان نشان داده شده است.



شکل ۷. A: فرایند دولومیت‌زدایی و ایجاد قالب‌های انحلالی و جانشینی دولومیت با کلسیت و اکسید آهن، B: تشکیل سیلیس در مراحل دیاژنز تلوژنز (با توجه به روابط بافتی) (تصویر A نور طبیعی و B نور پلاریزه)

مدل رسوبی سازند فهلیان در منطقه‌ی مورد بررسی

در بررسی پالئواکولوژی کلی توسط موریس [۵۰] و کوپ و استنلی [۳۶] مشخص شد که به تدریج طی کرتاسه رسوب‌گذاری تیپ رمپ در ارتباط با بالا آمدن سطح دریا همراه با کربنات‌های شلفی ایجاد شده و بخش اعظم منطقه خاورمیانه را احاطه کرده است. مطالعات صورت گرفته در رمپ‌های کربناته، حاکی از آن است که مناسب‌ترین و بیش‌ترین توسعه‌ی رمپ‌ها در بسترهای با شیب و ژرفای کم مانند حوضه‌های پیش‌بوم (فورلند)، درون کراتونی و در طول حاشیه‌های غیر فعال است [۱۸] و از این نظر می‌توان گفت که سازند فهلیان در حاشیه‌ی غیرفعال گندوانا تشکیل شده است [۳۵]. بررسی‌های رخساره‌ای صورت گرفته در سازند فهلیان حاکی از عدم گسترش یقایای موجودات چارچوب‌ساز نظیر مرجان‌های هرماتیپیک و جلبک‌ها، به منظور ایجاد سد و تقسیم کردن پلت‌فرم کربناته به دو بخش مجزا می‌باشد و تنها به صورت ریف‌های کومه‌ای با گسترش



شکل ۸. نمودار رسوب‌شناسی به همراه تعیین جایگاه برخی فرایندهای دیاژنزی در رخنمون مورد مطالعه برروی نمودار

اندک، آن هم در زیرمحیط لاگون و به میزان ناچیز در رخساره‌های رو به دریای باز سازند فهلیان شناسایی شده‌اند، لذا شرایط برای ایجاد شلف لبه‌دار مهیا نبوده است [۱۸]. در شلف‌های لبه‌دار به دلیل شکست تیمرخ بستر حوضه، تغییر ناگهانی در رخساره‌ها رایج است، در صورتی که تغییرات رخساره‌ای در این سازند عمدتا به صورت تدریجی و پیوسته صورت گرفته و تغییرات ناگهانی تیمرخ پلت‌فرم و عمیق‌شوندگی ناگهانی ایجاد نشده است.

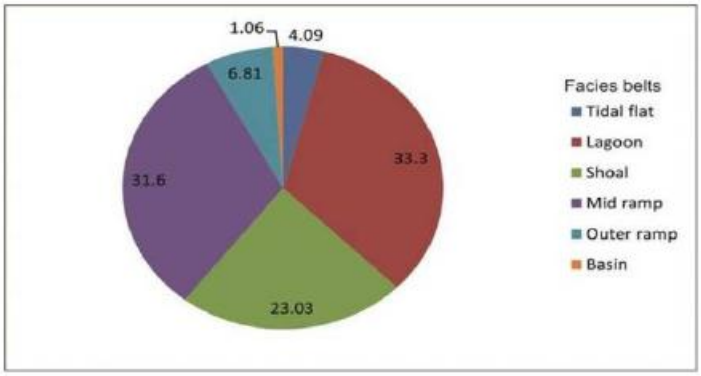
عوارض دیاژنزی	زمان					
	دیاژنز دریایی	دیاژنز جوی	دیاژنز دفنی کم عمق	دیاژنز دفنی نیمه عمیق	دیاژنز دفنی عمیق	تلوژنز
میکرایتی شدن						
سیمانی شدن حاشیه ای هم ضخامت						
پیریتی شدن اولیه						
انحلال جوی						
سیمانی شدن متوریک فریاتیک						
پایدارسازی کانی شناسی (جانشینی)						
سیلیسی شدن						
دولومیتی شدن اختلاطی						
سیمانی شدن دفنی کم عمق						
فشردگی مکانیکی						
تبلور مجدد						
شکستگی های نسل اول I						
سیمانی شدن دفنی						
شکستگی های نسل دوم II						
ورود هیدروکربن						
پیریتی شدن						
کوارتز انیژنیک						
استیلولیتی شدن و درزه های انحلالی						
دولومیتی شدن دفنی						
شکستگی های نسل سوم III						
دولومیت زدایی						
سیلیسی شدن						
اکسید آهن						

جدول ۱. توالی پاراژنزی فرایندهای دیاژنزی سازند فهلیان در رخنمون مورد مطالعه به همراه ترتیب نسبی وقوع آن‌ها

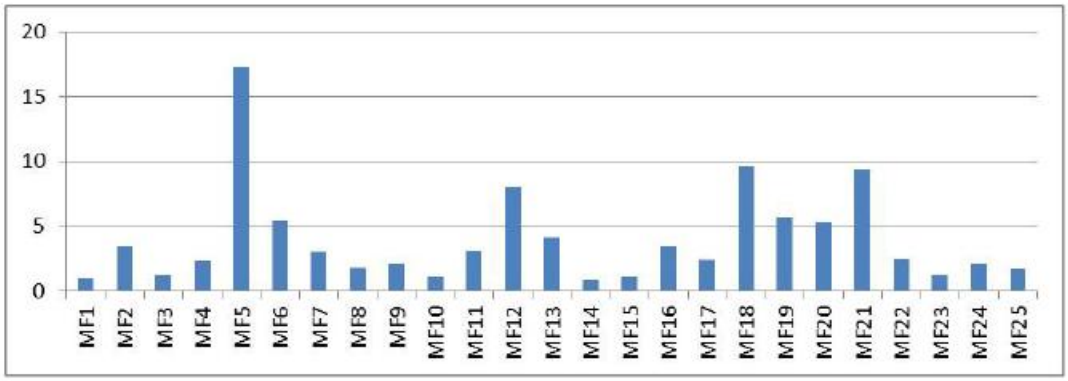
در این سازند رخساره‌های دانه‌پشتیبان از گسترش مطلوبی برخوردار بوده و در بخش‌های مختلف سازند از جمله در حاشیه رو به دریای پلت‌فرم و هم‌چنین در پهنه جزر و مدی منجر به ایجاد پشته‌های ساحلی شده که نشان از گسترش زون پر انرژی در بخش‌های زیادی از سازند فهلیان است. در صورتی که در شلف‌های لبه‌دار معمولا پشته‌های ماسه‌ای در بخش‌های پشت سد تشکیل می‌شوند و از گسترش ناچیزی برخوردار هستند و زون پرانرژی به دلیل وجود سدهای گسترده تنها حاشیه پلت‌فرم را تحت تاثیر قرار می‌دهد. لذا براساس دلایل ذکر شده، محیط رسوبی سازند فهلیان در تاقدیس لار یک رمپ کربناته می‌باشد. با توجه به عدم حضور جریان‌های خرده‌دار و توربیدایت که نشان‌دهنده رمپ‌هایی با بخش انتها شیب‌دار است [۳۰] می‌توان نتیجه گرفت که رسوب‌گذاری در محیط کم‌شیب و بدون شکست در تیمرخ بستر حوضه روی داده که این بیانگر آهنگ پایین رسوب‌گذاری و شیب ملایم سکو، و از ویژگی‌های رمپ‌های کربناتی هموکلینال است [۳۰]. در سازند فهلیان بنک‌ها و پشته‌های ماسه‌ای از گسترش قابل ملاحظه‌ای برخوردار هستند. لذا با توجه به گسترش این رخساره‌های دانه غالب، احتمال می‌رود سازند فهلیان در تاقدیس لار، در یک رمپ رو به باد [۳۰] نهشته شده باشد. رید [۵۳] بر اساس رخساره‌های پر انرژی، ۶ نوع رمپ اصلی شناسایی نمود و بر اساس این تقسیم‌بندی به نظر می‌رسد سازند فهلیان در تاقدیس لار به صورت مجموعه‌های بنک – سدی[1] تشکیل شده است. براساس مطالعات صورت گرفته برای تعیین منشأ انرژی [۲۲، ۵۲، ۳۸]، با توجه به موقعیت جغرافیایی سازند و شرایط آب و هوایی نیمه مرطوب سازند فهلیان در زمان تشکیل، با توجه به گسترش رخساره‌های گرینستون بایوکلستی، بایوکلست-پلوئید وکستون-پکستون، ماسه‌های آهکی و

[1] Barrier – Bank complexes

هم‌چنین وجود استروماتوپوراید در بخش‌هایی از سازند فهلیان، به همراه گسترش و ضخامت قابل‌ملاحظه رخساره‌های شول در این سازند، احتمال می‌رود محیط رسوب‌گذاری سازند فهلیان تحت تأثیر امواج قرار داشته است. در نمودار ۱ میزان گسترش کمربندهای رخساره‌ای و در نمودار ۲ میزان فراوانی هریک از ریزرخساره‌های شناسایی شده، و در نهایت در شکل ۹ مدل رسوب‌گذاری تقریبی سازند فهلیان ارائه شده است.



نمودار ۱. میزان گسترش کمربندهای رخساره‌ای شناسایی شده در سازند فهلیان



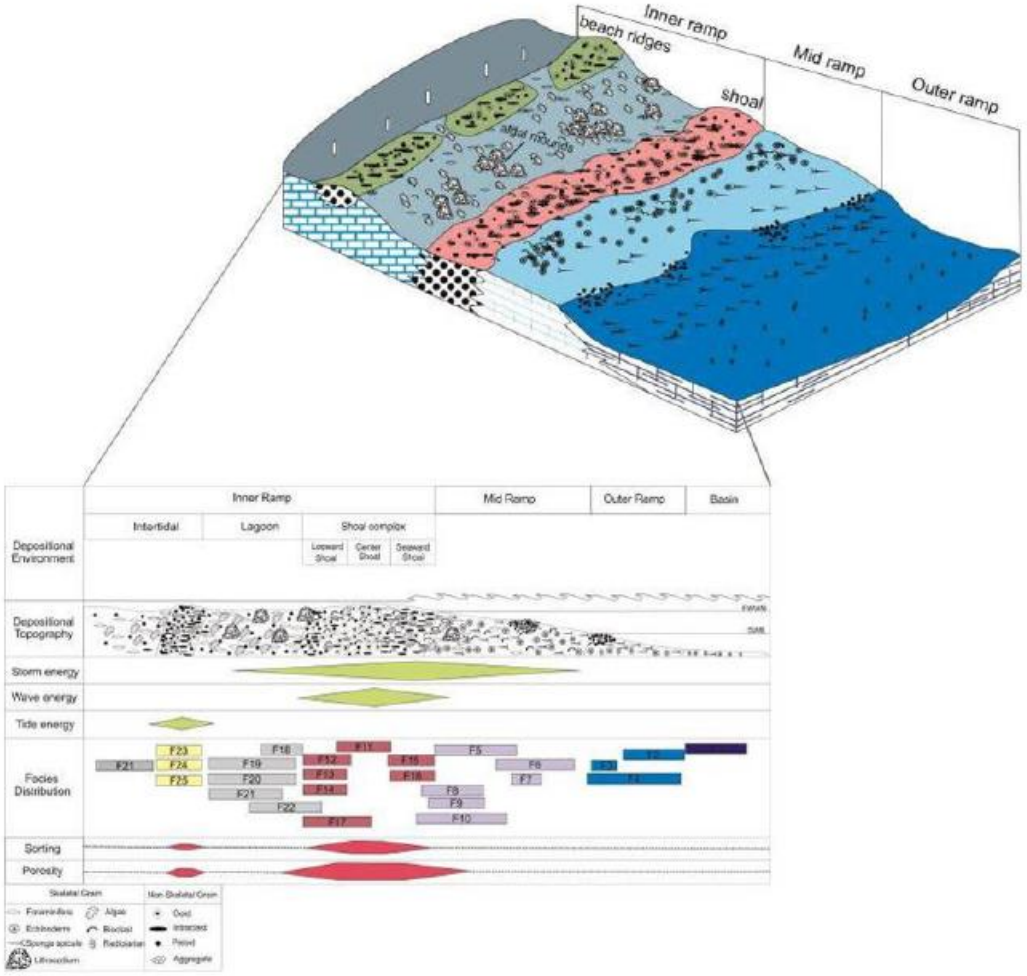
نمودار ۲. میزان فراوانی هر یک از ۲۵ ریزرخساره شناسایی شده در منطقه‌ی مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

مطالعات پتروگرافی منجر به شناسایی ۴ کمربند رخساره‌ای و ۲۵ میکروفاسیس، در سازند کربناته فهلیان، واقع در تاقدیس لار در زون ایذه شد. این سازند در منطقهٔ مورد بررسی در یک محیط رسوبی از نوع رمپ و در اقلیم گرم و مرطوب می‌باشد. با توجه به گسترش رخساره‌های پر انرژی در سازند فهلیان حاکی از رو به باد بودن این رمپ است. حوضه‌ی زاگرس از نظر تکتونیکی تحت تاثیر عملکرد برخی گسل‌های پی‌سنگی از جمله گسل ایذه، در زمان نئوکومین و همزمان با رسوب‌گذاری سازند فهلیان قرار داشته است، لذا فعالیت این دسته از گسل‌ها منجر به بالا آمدگی و پایین افتادگی‌هایی در بخش‌های مختلف حوضه زاگرس شده است و در تاقدیس لار، با توجه به گسترش و تنوع موجودات وابسته به نور از جمله جلبک‌های خانواده داسی‌کلاداسه‌آ می‌توان نتیجه گرفت این قسمت از زون ایذه نسبت به سایر نقاط از جمله فروافتادگی دزفول در قسمت‌های بالاتری قرار داشته است. هم‌چنین از جمله عوامل ایجاد تنوع بالای رخساره‌ای در منطقه‌ی مورد بررسی، می‌توان به تاثیر منشاء انرژی محیط و تحت تاثیر قرار داشتن حوضه‌ی رسوبی توسط امواج[1] اشاره کرد. مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی شناسایی شده در این سازند، شامل انحلال متئوریک در برخی از رخساره‌های دانه‌پشتیبان بخش‌های زیرین سازند فهلیان، گسترش فرایند دولومیتی شدن دفنی در رخساره‌های نواحی عمیق در راستای استیلولیت

[1] Wave dominated

و گسترش اندک دولومیت‌های مربوط به محیط اختلاط شدن، میکرایتی شدن، سیلیسی شدن در مراحل مختلف دیاژنز، تبلور مجدد، تراکم، پیریتی شدن و دولومیت‌زدایی را می‌توان نام برد و توالی پاراژنزی سازند فهلیان شامل آب شور و شیرین در رخساره‌های کم عمق، سیمانی محیط دیاژنزی دریایی، متئوریک، دفنی کم عمق تا عمیق و تلوژنز می‌باشد.



شکل ۹. مدل محیط رسوبی و موقعیت تقریبی میکروفاسیس‌های شناسایی شده در سازند فهلیان در منطقه‌ی مورد مطالعه

منابع

[۱] رحیم‌پور بناب، ح (۱۳۸۹) سنگ‌شناسی کربناته با نگرشی بر کیفیت مخزنی، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۵۴ ص.

[۲] زارع، م (۱۳۸۲) بررسی محیط رسوبی و دیاژنتیکی سازند فهلیان در چاه‌های آغاجاری ۱۴۰ و منصوری ۶، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران، ۱۲۷ص.

[۳] سوری، ل.، رحیم پوربناب، ح.، کاوسی، م، ع (۱۳۸۵) نقش گسل ایذه در تعیین مدل رسوبی سازند فهلیان در جنوب خاوری ایذه و فروافتادگی دزفول شمالی، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.

[۴] لاسمی، ی.، نورافکن، خ (۱۳۸۴) رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند فهلیان در میدان نفتی دارخوین، جنوب باختر ایران، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم.

[۵] محمدخانی، ح (۱۳۸۲) بررسی محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان در میدان‌های نفتی خویز و رگ سفید در بخش جنوبی دزفول، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۶۸ ص.

[۶] مطیعی، ه (۱۳۷۲) زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶ ص.

[7] Abyat, A., Baghbani, D., Afghah, M., Kohansal Ghadimvand, N., Feghi, A (2012)

Microbiostratigraphy and Lithostratigraphy of Fahliyan and Gadvan Formations in Kuh-e-Surmeh (Zagros Basin, Southwest Iran) advances in environmental biology, 6(12): 3078 3086.

[8] Adabi, M.H., Salehi, M.A., Ghobeishavi, A (2010) Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Foemation), south–west Iran: Journal of Asian Earth Sciences, **v.** 39, p. 148–160.

[9] Ahmad, A.H.M., Bhat, G.M.M., Azim Khan, H (2006) Depositional environments and diagenesis of the kuldhar and Keera Dome carbonates (Late Bathonian–Early Callovian) of Western India. Journal of Asian Earth Sciences, 27, 765–778.

[10] Alsharhan, A.S., Nairn, A.E.M (1988) A review of the Cretaceous Formations in the Arabian Peninsula and the Gulf: Part II. Mid-Cretaceous (Wasia Group) Stratigraphy and Paleogeography. Journal of Petroleum Geology, U.K., v.11, pp. 89-112.

[11] Amodio, S (2006) Foraminifera diversity changes and paleoenvirenmental analysis: the lower Cretaceous shallow–water carbonate of Sanlorenzello, companion Apennines, southern Italy, Facies, 52:53-67.

[12] Amouthor, J.E., Fridman, G.M (1992) Early to late diagenetic dolomitization of platform carbonate: Lower Ordovician, Ellenbuger Group, Permian Basin, West Texas, Journal of Sedimentary Petrology, v. 62, p. 131–143.

[13] Armella, C., Cabaleri, N. and Leanza, H (2007) Tidally dominanted, rimmed-shelf facies of the Picu Leufu Formation (Jurassic/Cretaceous boundary) in Southwest Gondowana, Neuquen Basin, Argentina, Cretaceous Resarch, 28, p. 961–979.

[14] Bachmann, M., Hairsch, F (2006) Lower Cretaceous carbonate platform of the Eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change: Cretaceous Research, no. 27, p. 487 512.

[15] Bathurst, R.G.C (1975) Carbonate Sediments and their Diagenesis, Development in sedimentology, v. 12, Elsevier, Amesterdam, 658p.

[16] Beavington-Penney, S.J., Nadin, P., Wright, V.P (2008) Clarke E.d., McQuilken J. & Bailey H.W., "Reservoir quality variation on an eocene carbonate ramp", El Garia Formation, offshore Tunisia: Structural control of burial corrosion and dolomitisation, Sedimentary Geology., Vol. 209, PP. 42–57.

[17] Bordenave, M.L., Burwood, R (1995) The Albian Kazhdumi formation of the Dezful Embayment, Iran: One of the Most efficient Petroleum generation systems. Spriger Verlag pub, 342pp.

[18] Burchette, T.P., Wright, V.P (1992) Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary Geology 79, p3–57.

[19] Butler, I.B., Rickard, D (2000) Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulphide: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 64, p. 2665-2672.

[20] Buxton, M.W.N., Pedley, H.M (1989) A standardized model for Tethyan Tertiary carbonates ramps: Geological Society. London, Special Publication, 149, 746-748.

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

[22] Dorobeck, S.L., Read, J.F (1986) Sedimentology and basin evolution of the Siluro-Devonian Helderberg Group, central Appalachians. Journal of Sedimentary Petrology, 56: 601–613.

[23] Dunham, R.J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. AAPG Memoir 1, p. 108–121.

[24] Dunham, R.J (1970) Keystone vugs in carbonate beach deposits [abs.]: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 54, p.845.

[25] Eichenseer, H.T., Walgenzitz, F.R., Biondi, P.J (1999) Stratigraphy Control on Facies and Diagenesis of Dolomitized Oolitic Siliciclastic Ramp Sequence (Pinda Group, Albian Offshore, Angola) AAPG, Bulletin, v.83 no. 11, P. 1729–1758.

[26] Esteban, M., Taberner C (2003) Secondary porosity development during late burial in carbonate reservoirs as a result of mixing and/or cooling of brines, Journal of Geochemical Exploration., v. 78-79, PP. 355–359.

[27] Embry, A.F., Klovan, J.E (1971) A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island: Can. Journal of Petroleum Geology, v. 19, 51p.

[28] Emery, D., Meyers, K.J (1996) Sequence Stratigraphy. Blackwell Science Ltd, Oxford, v 297 pp.

[29] Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherkati, S., Koyi, H (2009) Basin evolution of the Lurestan region in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. Journal of Petroleum Geology 32 (1), 5–19.

[30] Flugel, E (2010) Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application: Springer, Berlin Heidelberg, New York, 144p.

Ellenburger Group Carbonate in West Texas and Southeastern New Mexico, Journal of Sedimentary Petrology, 57, 544–557.

[42] Longman, M.W (1980) Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin., 64, 461–487.

[43] Machel, H.M (2004) Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. In: Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G., Darke, G. (Eds), The Geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs, Geological Society, London, Special Publication, 235, 7–63.

[44] Madi, A., Bourque, P.A., Mamet, B.L (1996) Depth – related Ecological Zonation of a Carboniferous Carbonate Ramp, Upper Visean of Bechar Basin, Western Algeria, Facies,Erlangen, No.35., P. 59–80.

[45] Maleki, S., Lasemi, Y (2011) Sedimentary Environment Sequence Stratigraphy of the Fahliyan Formation in Assaluyeh (Bidkhon) and Khartang Sections, Southwest Iran. Journal of Basic and Applied Scientific Research., 1(12)2641-2647

[46] Middletone, G.V (1973) Johhanes Walther's law of correlation of facies, Bull. Geol. Soc. Of Am, V. 84, P. 979–988.

[47] Miller, J (1988) Cathodoluminescence microscopy. In: Thchniques in Sedimentology (Ed.by M.E.Tucker). pp. 174–190. Blackwells. Oxford.

[48] Moore, C.H (2001) Carbonate reservoir porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. Elsevier, Amsterdam, 444 p.

[49] Morrow, D.W (1982) Diagenesis, dolomites, part two: dolomitization models and ancient dolostones. Geoscience Canada 9: 95–107.

[50] Murris, R.J (1980) Middle East: stratigraphic evolution and oil habitat. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 64: 597–618

[51] Purser, B.H., Tucker, M.E., & Zenger, D.H (1994) Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitisation, In: Purser, B., Tucker, M., Zenger, D. (Eds.), Dolomites, A Volume in Honour of Dolomieu, Blackwell, PP. 3–20.

[52] Read, J.F (1980) Carbonate ramp to basin transitions and foreland basin evolution, Middle Ordovician, Virginia Appalachians. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 64: 1575–1612.

[53] Read, J.F (1985) Carbonate platform facies models. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 69: 1–21.

[54] Sanders, D (2001) Burrow-mediated carbonate dissolution in rudist biostromes

[31] Given, R.K., Wilkinson, B.H (1985) Kinetic control of morphology, composition and mineralogy of abiotic sedimentary carbonate. Journal of Sedimentary Petrology, v. 55, p. 109–119.

[32] Goldhaber M.B (2004) Sulfur-rich sediments", In: Mackenzie F.T. (Ed.), Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks,Treatise on Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, pp. 257–288.

[33] Hood S.D., Nelson C.S., Kamp P.J.J (2004) Burial dolomitisation in a non tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand, Sedimentary Geology., v. 172, PP. 117–138.

[34] Jamalian, M., Adabi, M.H., Moussavi, M.R., Sadeghi, A., Baghbani, D., Ariyafar, B (2011) Facies characteristic and paleoenvironmental reconstruction of the Fahliyan Formation, Lower Cretaceous, in the Kuh-e Siah area, Zagros Basin, southern Iran, Facies, 57 (1). 101-122.

[35] James, G.A., Wynd, J.G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. American Association of Petroleum Geologist, Bulletin 49, 2182–2245.

[36] Koop, W., Stoneley, R (1982) Subsidence History of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent: Philosophical Transactions, Royal Society of London, A305, p. 149–168.

[37] Kamali, M.R., Lemon, N.M., Apak, S.N (1995) Prosity generation and reservoir potential of Ouldburra Formation carbonate Officer Basin, South Australia, Association for Petroleum and Explosives Administration, p. 106 – 120.

[38] Laporte, L.F (1969) Recognition of a transgressive carbonate sequence within an epeiric sea: Helderberg Group (Lower Devonian) of New York State. In: G.M. Friedman (Editor), Depositional Environments in Carbonate Rocks. A Symposium: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists special. p, 14: 98–119.

[39] Lawrenc, M.J.F (1994) Conceptual model for early diagenetic chert and dolomite, Amuri Limestone Group, Noeth easternsouth Island, New Zealand, Jour. Journal of Sedimentary Petrology. v. 41, p. 479–498.

[40] Lee, M.R., Harwood, G.M (1989) Dolomite calcitization and cemen zonation related to uplift of the Raisby Formation (Zechstein carbonate). Northeast England. Sedimentary Geology. 65, 285–305.

[41] Lee, Y.I., Friedman, G.M (1987) Deep-Burial Dolomitization in the Lower Ordovicia

(Aurisina, Italy), implications for taphonomy in tropical, shallow subtidal arbonate environments. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 168, 39–74.

[55] Scholle, P.A., Ulmer-Scholle, D.S (2003) A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir, v. 77, USA, 474p.

[56] Setudehnia, A (1978) The Mesozoic sequence in southwest Iran and adjacent areas. Journal of Petroleum Geology 1: 3–42.

[57] Shakeri, A., Parham, S (2013) Reservoir Characterization and Quality Controlling Factors of the Fahliyan Formation Located in Southwest Iran. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 24(2): 135-148

[58] Shebl, H.T., Alsharhan, A.S (1994) Sedimentary facies and hydrocarbon potential of Berriasian- Hauterivian carbonates in centralArabia. In Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East . Edited by M.D. Simmons. Chapman & Hall, London. pp.159-175.

[59] Sherkati, S., Letouzey, J (2004) Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. Marin and Petroleum Geology 21, 535–554.

[60] Sibley, D.F., Gregg, J.M (1987) Classification of Dolomite Rock Textures: Journal of Sedimentary Petrology, no.57, p. 967–975.

[61] Sinclair, H.D., Sayer, Z.R., Tucker, M.E (1998) Carbonate Sedimentation during early foreland basin subsidence: the Eocene succession of French Alps. in:V. P. Wright, and T.P. Burchette (Eds.), Carbonate Ramps: Geological Society, London, Special Publications., no.149, p.205–228.

[62] Taghavi, A,A., Mørk, A., Emadi, M,A (2006) Sequencestratigraphically controlled dingenesis governs reservoir quality in the Carbonate Dehluran Field. Southwest Iran. Petroleum Geoscience. Vol. 12, pp, 115–126.

[63] Tucker, M.E., Bathurst, R.G.C (1990) Carbonate Diagenesis. Reprint Series Volume 1 of the International Association of Sedimentologists. v 312 pp.

[64] Tucker, M.E (1993) Carbonate Diagenesis and sequence stratigraphy. In: Wright, V.P., (Ed), Sedimentary review/1, Blackwell. Scientific Publication, p. 51–72.

[65] Tucker, M.E (1991) Sedimentary petrography, Black scientific pub., 260p

[66] Tucker, M.E (2001) Sedimentology Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks: Blackwell, Scientific Publication, London, 260 p.

[67] Tucker, M.E., Wright, V.P (1990) Carbonate Sedimentology: Black well, London, 482 p.

[68] Warren, J.K (1989) Evaporate Sedimentology: Importance in Hydrocarbon Accumulation, Prentice Hall, Englewood Gliffs, 285p.

[69] Warren, J.k (2000) Dolomite: occurrences, evolution and economical important association, Earth science Review, v. 52, 1–87.

[70] Warren, J.K (2006) Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer Verlag, Brunei, 1035 p.

[71] Whittle, G.L., Alshahran, A.S (1994) Dolomitization and certification of Early Eocene Rus Formation in Abu Dhabi, United Arab Emirates, Sedimentary Geology, v. 92, p. 273–258.

[72] Wilson, J.L (1975) Carbonate facies in geological history. Springer, Berlin–Heidelberg, New York. p. 471.

[73] Wilson M.E.J., Evans M.J., Oxtoby N.H., Nas D.S (2007) Donnelly T. & Thirlwall M., Reservoir quality, textural evolution and origin of fault-associated dolomites, AAPG Bulletin., v. 91, PP. 1247-1273.

[74] Witt, W., Gokdag, H (1994) Orbitolinid Biostratigraphy of rhe Shuaiba formation (Aptian), Oman Implication for Reservoir Development. In Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East. Edited by M.D. Simmons. Chapman & Hall, London, 418 pp.

[75] Wynd, j.c (1965) Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area, IOOC. Rep. no. 10.