

محیط رسوبی، فرآیندهای دیاژنتیکی و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان در

میدان جفیر، دشت آبادان، جنوب باختری ایران

سید عقیل حسینی^۱، داود جهانی^{۲*}، نادر کهنسال قدیم‌وند^۲

۱- دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

*jahani_davood@yahoo.com

دریافت آذر ۱۴۰۳، پذیرش اسفند ۱۴۰۳

چکیده

سازند فهلیان با سن کرتاسه پایینی (بریازین- بarmین) یکی از مخازن مهم هیدروکربوری در جنوب باختری ایران است. در این پژوهش، سازند فهلیان در یکی از چاه‌های میدان نفتی جفیر در ناحیه دشت آبادان به منظور بازسازی محیط رسوبی، نوسانات سطح آب دریا و تاریخچه دیاژنتزی مورد بررسی قرار گرفته است. به این منظور، ۲۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی با توجه به خصوصیات پتروگرافی مطالعه شده‌اند. علاوه بر آن، روند تغییرات لاگ‌های پتروفیزیکی گاما، نوترون و چگالی نیز برای تکمیل نتایج میکروسکوپی مورد استفاده قرار گرفتند. در چاه مورد مطالعه ۱۲ ریزرخساره رسوبی از محیط‌های دریای باز، سد، تالاب و جزر و مد شناسایی شدند. توزیع ریزرخساره‌ها نشان می‌دهد که آنها در بخش‌های بیرونی، میانی و داخلی یک رمپ کریناته هم‌شیب رسوبگذاری کرده‌اند. فرآیندهای دیاژنتزی در محیط‌های مختلف جوی، دریایی و تدفینی، رسوبات سازند فهلیان را تحت تاثیر قرار داده‌اند. فرآیندهای فشردگی فیزیکی و سیمانی شدن بیشترین نقش را در کاهش تخلخل و فرآیندهای دولومیتی شدن، استیلولیتی شدن و شکستگی بیشترین نقش را در افزایش تخلخل داشته‌اند. بررسی نوسانات سطح آب دریا در زمان رسوبگذاری سازند فهلیان در چهارچوب چینه‌نگاری سکانسی، منجر به شناسایی دو سکانس رسوبی رده سوم در این چاه شده است که بخش عمده آن‌ها از دسته رخساره تراز بالا تشکیل شده است. در بررسی‌های کیفیت مخزنی مشخص شده است که رخساره‌های سدی و جزر و مدی در دسته رخساره‌های تراز بالا دارای بیشترین میزان تخلخل هستند.

واژه‌های کلیدی: محیط رسوبی، فرآیندهای دیاژنتزی، چینه‌نگاری سکانسی، سازند فهلیان، دشت آبادان

۱- مقدمه

سازند فهلیان از توالی‌های کربناته کرتاسه پایینی (بریاژین - بارمین) متعلق به گروه خامی (سازندهای داریان، گدوان، فهلیان) در حوضه رسوبی زاگرس بوده که از خصوصیات مخزنی قابل توجهی برخوردار است. سازند فهلیان از دیدگاه سنگ‌شناسی و خصوصیات هیدروکربوری به دو بخش فهلیان پایینی و فهلیان بالایی قابل تقسیم است. این سازند عمدتاً در ناحیه فارس و بخش‌هایی از فروافتادگی دزفول جنوبی گسترش دارد. این سازند به سمت جنوب باختری خوزستان و لرستان رفته رفته به سنگ آهک‌ها و شیل‌های سیاه رنگ سازند گرو تبدیل می‌شود [۵، ۱]. این سازند عمدتاً در یک محیط کربناته دریایی کم ژرفا در شمال خاوری صفحه عربی و حاشیه غیر فعال گندوانا نهشته شده است [۳۹، ۴۹].

سازند فهلیان معادل چینه‌شناسی سازندهای حبشان، یاما، سولای و میناجیش در بخش‌های مختلف صفحه عربی است [۱۴]. براساس بررسی‌های جغرافیای دیرینه، حوضه زاگرس در طول فانروزوئیک یک مسیر مهاجرتی C شکل را طی کرده است. در زمان رسوبگذاری سازند فهلیان در کرتاسه پیشین، رشته‌کوه‌های زاگرس در عرض‌های استوایی (حدود ۱۵ درجه جنوبی) قرار داشته‌اند [۲۷]. در طی ژوراسیک بالایی، آب و هوای خشک و تشکیل رسوبات تبخیری در حوضه زاگرس غالب بوده است. اما با شروع کرتاسه زیرین این شرایط آب و هوایی به تدریج به آب و هوای مرطوب تغییر پیدا کرده و با پیشروی سطح آب دریا گسترش سیستم سکوی کربناته از نوع رمپ بر حوضه حاکم شده است [۳۹، ۱۷]. توالی رسوبی کرتاسه زیرین (بریاژین - هوتریون) بخشی از مگاسکانس هشتم تکتونواستراتیگرافی صفحه عربی است [۴۹].

برش الگوی سازند فهلیان در یال جنوبی کوه دال در ۹۰ کیلومتری جنوب خاوری گچساران در نزدیکی روستای فهلیان قرار دارد. سازند فهلیان در برش الگو ۳۶۵ متر ستبراً دارد و از سنگ آهک‌های توده‌ای خاکستری تا قهوه‌ای پلوئیدی و انیدی تشکیل شده است. سازند فهلیان در برش الگو به صورت هم‌شیب بین سازندهای سورمه در پایین و گرو در بالا رسوبگذاری کرده است [۳۲]. در نواحی جنوبی فارس و جنوب خاوری خوزستان، سازند فهلیان با ناپیوستگی بر روی سازند هیث قرار گرفته است. اما به سمت شمال خاوری برش نمونه در جایی که سازند هیث گسترش ندارد یک برش انحلالی در بخش پایینی سازند فهلیان مشاهده می‌شود که در مسافت‌های دورتر ناپدید شده و دولومیت‌های سازند سورمه در زیر سازند فهلیان مشاهده می‌شوند. مرز بالایی سازند فهلیان با یک فاز پسروری و رسوبگذاری ماسه‌سنگ، سیلتستون و گلوکونیت مشخص می‌شود. اما در پی آن در طی یک فاز پیشروی شیل و سنگ آهک‌های سازند گدوان رسوبگذاری کرده است [۵].

با توجه به اینکه سازند فهلیان از خصوصیات مخزنی قابل توجهی برخوردار است، تاکنون این سازند و سازندهای هم‌ارز آن در کشورهای حاشیه خلیج فارس از جنبه‌های مختلف مورد بررسی زمین‌شناسان قرار گرفته است. در مطالعات بیواستراتیگرافی سن این سازند در برش‌های مختلف در کرتاسه پایینی از بریاژین تا آلبین در نظر گرفته شده است [۸، ۱۶، ۴۵]. محیط رسوبی این سازند در بیشتر مطالعات انجام شده به یک سکوی کربناته از نوع رمپ هم‌شیب یا شلف نسبت داده می‌شود [۲، ۳، ۴۶]. فرآیندهای دیاژنتزی و کیفیت مخزنی نیز از موضوعات مهم مورد بررسی در این سازند است که بیانگر تغییر پتانسیل تولید در این سازند در نواحی مختلف حوضه زاگرس است [۴، ۶، ۴۸، ۵۰]. مطالعات ژئوشیمی در سازند فهلیان حاکی از کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای این سازند است [۱۰].

در همین راستا اهداف این مطالعه عبارتند از: ۱) شناسایی رخساره‌های رسوبی، کمربندهای رخساره‌ای و تعیین محیط رسوبی سازند فهلیان، ۲) شناسایی فرآیندهای دیاژنزی موجود در سازند فهلیان، نقش آنها در کیفیت مخزنی و تفسیر تاریخچه دیاژنزی، ۳) بررسی نوسانات سطح آب دریا و ارتباط ژنتیکی نهشته‌های سازند فهلیان در زمان رسوبگذاری در چارچوب مطالعات چینه‌نگاری سکانسی و ۴) بررسی گسترش فرآیندهای دیاژنزی در ارتباط با نوسانات سطح آب دریا.

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

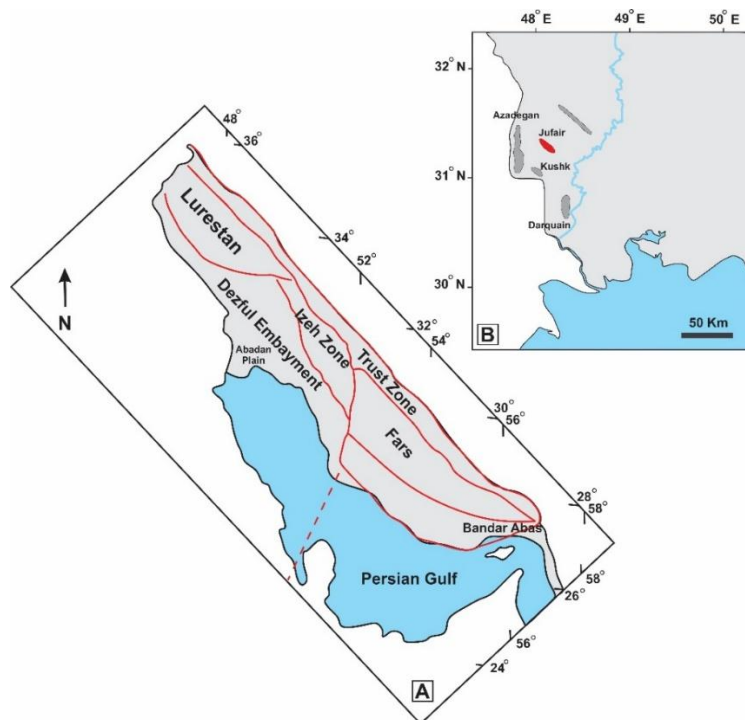
۱-۲ موقعیت جغرافیایی گستره مورد مطالعه

تاق‌دیس جفیر در ناحیه دشت آبادان با روند باختر-شمال باختر و خاور - جنوب خاور بین میداین آزادگان، کوشک و سوسنگرد در ۵۵ کیلومتری جنوب باختر اهواز در نزدیکی مرز ایران و عراق قرار دارد (شکل ۱). این تاق‌دیس هیچ‌گونه برونزد سطحی نداشته و با آبرفت‌های عهد حاضر پوشیده شده است. چاه مورد مطالعه در این میدان با ستبرای ۳۳۰ متر از ژرفای ۴۲۸۰ تا ۴۶۱۰ متری گسترش دارد.

۲-۲ زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

حوضه زاگرس از واحدهای زمین‌ساختی مهم ایران و نفت‌خیزترین حوضه‌های رسوبی دنیا به شمار می‌رود که دارای طول تقریبی بیش از ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۱۰۰ - ۳۰۰ کیلومتر است و از شمال خاور ترکیه شروع شده و با گذر از عراق و سوریه تا باختر و جنوب باختر ایران ادامه دارد. این حوضه روند شمال باختری - جنوب خاوری داشته و در باختر راندگی اصلی زاگرس قرار دارد (شکل ۱) [۱۳]. براساس مطالعات صورت گرفته، رسوبگذاری رشته‌کوه‌های زاگرس در طی سه مرحله‌ی سکوی فارسی (پرکامبرین پسین تا پرمین)، مرحله سکوی عربی (پرمین تا کرتاسه پسین) و مرحله حوضه فورلند زاگرس (کرتاسه پسین تا عهد حاضر) انجام گرفته است [۳۰].

با توجه به خصوصیات ساختمانی، حوضه زاگرس در جهت عمود بر روند کلی آن از جهت شمال خاوری به جنوب باختری به سه پهنه‌ی زون ساختمانی پیچیده همراه با سنگ‌های دگرگونی، زون تراستی درهم و کمربند ساده چین‌خورده قابل تقسیم است [۲۴]. در تقسیم‌بندی دیگری که در سال‌های بعد انجام شده است، حوضه زاگرس به هفت زیرپهنه‌ی لرستان، فروافتادگی دزفول، فروافتادگی کرکوک، زون ایذه، فارس، دشت آبادان و پس‌خشکی بندرعباس تقسیم شده است (شکل ۱) [۲۹]. با توجه به تقسیم‌بندی‌های ذکر شده منطقه مورد مطالعه در دشت آبادان واقع شده است. دشت آبادان از نظر زمین‌شناسی در پایانه شمالی سکوی عربی و در جنوب باختری زاگرس واقع شده است. در این ناحیه چین‌خوردگی تاثیر کمتری داشته است. دشت آبادان بخشی از حوضه پیش‌بوم بین‌النهرین محسوب شده که خود کمربند باریکی است که از شمال عراق تا خلیج فارس گسترش دارد [۱]. مرز بین دشت آبادان و فروافتادگی دزفول توسط تاق‌دیس‌هایی با روند شمال باختر-جنوب خاور در حاشیه جنوب باختری فروافتادگی دزفول مشخص می‌شود [۹]. براساس مطالعات صورت گرفته بر اثر عملکرد فشارشی ناشی از برخورد صفحه عربستان و ایران در محل خط درز زاگرس، روندهای مختلفی در ساختارهای دشت آبادان مشاهده می‌شود، به‌صورتی که حوضه رسوبی دشت آبادان در بازه زمانی ژوراسیک تا کرتاسه زیرین تحت تاثیر عملکرد همزمان دو روند شمال خاوری-جنوب باختری و شمال باختری-جنوب خاوری بوده است [۴۳].



شکل ۱- (A) زیرپهنه‌های زاگرس در جنوب باختری ایران، (B) محدوده میدان نفتی جفیر در دشت آبادان [۹]

۳- روش پژوهش

در این پژوهش به منظور انجام مطالعات پتروگرافی، شناسایی ریزرخساره‌ها، ارزیابی فرآیندهای دیاژنتزی و نوسانات سطح آب دریا، ۲۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی حاصل از خرده‌های حفاری یکی از چاه‌های میدان جفیر مورد مطالعه قرار گرفتند. در مطالعات میکروسکوپی، ابتدا مواردی مثل نوع و درصد اجزای اسکلتی و غیراسکلتی، اندازه ذرات، بافت رسوب و میزان جورشدگی و گردشگی اجزا مورد بررسی قرار گرفتند. نامگذاری بافتی ریزرخساره‌های شناسایی شده در سازند فهلیان با توجه به طبقه‌بندی دانه‌ام [۲۱] انجام شده است. ریزرخساره‌های شناسایی شده با کمربند رخساره‌ای استاندارد ویلسون [۵۴] و ریزرخساره‌های شاخص رمپ کربناته که توسط فلوگل [۲۵] معرفی شده است، مورد مقایسه قرار گرفتند. با توجه به توزیع ریزرخساره‌ها یک مدل رسوبی برای سازند فهلیان در چاه مورد مطالعه پیشنهاد شده است.

در ادامه، فرایندهای دیاژنتزی و محیط‌های مختلف دیاژنتزی که روی این سازند مؤثر بوده‌اند و کیفیت مخزنی را تحت‌تأثیر قرار داده‌اند با استفاده از روش‌های متداول پتروگرافی و تکیه بر اصول روابط بافتی ارزیابی شدند. بررسی نوسانات سطح آب دریا در چهارچوب اصولی چینه‌نگاری سکانشی انجام شده است. در این مطالعه از روش پیشرونده - پسرونده (Transgressive - Regressive) [۲۲] استفاده شده است. شایان ذکر است برای بررسی نوسانات سطح آب دریا و رابطه دیاژنتز و چینه‌نگاری سکانشی، علاوه بر بررسی‌های پتروگرافی، از لاگ‌های پتروفیزیکی مثل گاما، نوترون و چگالی نیز استفاده شده است.

در نهایت با تلفیق نتایج مطالعه به بررسی ویژگی‌های مخزنی سازند فهلیان و نقش هریک از عوامل شرایط محیطی اولیه و دیاژنزی در کنترل کیفیت مخزنی در چارچوب چینه‌نگاری سکانسی پرداخته شد. در این مطالعه از نرم‌افزار ژئولاگ برای رسم لاگ‌های پتروفیزیکی و از نرم‌افزار کورل برای ترسیم ستون چینه‌شناسی و مدل رسوبی استفاده شده است.

۴- نتایج و بحث

۴-۱ توصیف و تفسیر رخساره‌ها و محیط رسوبی

بررسی‌های پتروگرافی بر روی نمونه‌های سازند فهلیان در چاه مورد مطالعه به شناسایی ۱۲ ریزرخساره منجر گردید. این ریزرخساره‌ها براساس ویژگی‌های بافتی، محتوای فسیلی و مدل‌های استاندارد رخساره‌ای در چهار کمربند رخساره‌ای دریای باز (A)، سد (B)، تالاب (C) و پهنه جذر و مدی (D) قرار گرفتند:

۴-۱-۱-۱ کمربند رخساره‌ای A (دریای باز)

گل آهکی (A1): این ریزرخساره ستبرای قابل توجهی از ستون چینه‌نگاری سازند فهلیان در چاه مورد مطالعه را به خود اختصاص داده و در تناوب با ریزرخساره وکستون بیوکستی (A2) و وکستون پلوئیدی (A3) قرار دارد. این ریزرخساره عمدتاً از میکریت تشکیل شده و دارای کمتر از ۵ درصد خرده‌های اسکلتی می‌باشد. این خرده‌های اسکلتی به طور عمده شامل فرامینیفرها و خرده‌های خارپوست، خرده‌های نازک دوکفه‌ای و سوزن اسفنج هستند (شکل ۲A). دانه‌های پیریت در بیشتر نمونه‌های این ریزرخساره مشاهده می‌شوند. این ریزرخساره معادل RMF-2 فلوگل [۲۵] و کمربند رخساره‌ای شماره ۳ ویلسون [۲۵] است.

وکستون پلوئیدی (A2): در این ریزرخساره پلوئید از اجزای اصلی مشاهده شده بوده که در زمینه میکریتی قرار دارد. این ریزرخساره به صورت فرعی دارای اجزای اسکلتی مانند فرامینیفرهای دوردیفی سیفوالولینا و همچنین درصد کمی جلبک آهکی می‌باشد (شکل ۲B). در این ریزرخساره ذرات ریز ماسه از جنس کوارتز و همچنین دانه‌های پیریت نیز قابل مشاهده هستند. این ریزرخساره معادل RMF-4 فلوگل [۲۵] و کمربند رخساره‌ای شماره ۳ و ۴ ویلسون [۲۵] است.

وکستون بیوکستی (A3): این ریزرخساره در مجموع از ۱۵ - ۱۰ درصد خرده‌های اسکلتی شناور در زمینه میکریت تشکیل شده است. این خرده‌ها بیشتر از نوع خارپوست، براکیوپود و دوکفه‌ای‌های ریز هستند. سوزن اسفنج از اجزای اسکلتی فرعی مشاهده شده در این ریزرخساره است. (شکل ۲C). در تعداد کمی از نمونه‌های این ریزرخساره فسیل‌هایی از بخش‌های کم ژرف‌تر نظیر جلبک‌های آهکی مشاهده شده است. این ریزرخساره معادل RMF-3 فلوگل [۲۵] و کمربند رخساره‌ای شماره ۳ و ۴ ویلسون [۲۵] است.

تفسیر: بیشتر اجزای اسکلتی مشاهده شده در این ریزرخساره‌ها مانند خارپوست و اسفنج متعلق به محیط دریای باز هستند. براکیوپود و خارپوست از موجودات استنوهالین هستند که در محیط‌هایی با شوری نرمال، چرخش آب و تامین مواد غذایی کافی زندگی می‌کنند [۲۴]. از طرفی حضور بعضی از اجزا مثل جلبک و کوارتز حاکی از حمل رسوبات از محیط‌های کم ژرف‌تر و زون نوری به محیط‌های ژرف دریایی است. در ریزرخساره‌های شناسایی شده در کمربند رخساره‌ای دریای باز،

بافت گل‌پشتیبان و کاهش تعداد و تنوع خرده‌های اسکلتی و وجود پلوئید بیانگر رسوبگذاری این ریزرخساره‌ها در بخش‌های کم انرژی و ژرف دریای باز در زیرسطح اثر امواج می‌باشد [۲۰، ۲۵]. وجود دانه‌های پیریت و تنوع پایین موجودات در ریزرخساره‌های A1 و A2 به تشکیل این رسوبات در شرایط ژرف و احیایی اشاره دارد [۲۰]. با توجه به شواهد موجود ریزرخساره A1 متعلق به بخش‌های آرام و ژرف دریای باز و رمپ خارجی و ریزرخساره‌های A2 و A3 در قسمت‌های کم ژرف‌تر دریای باز و بالای سطح اثر امواج در رمپ میانی تشکیل شده‌اند.

۴-۱-۲ کمر بند رخساره‌ای B (برجستگی‌های زیردریایی/سد)

گرینستون پلوئیدی (B1): در این ریزرخساره درصد بالایی از ذرات پلوئید با جورشدگی و گردشگی خوب تا متوسط و اندازه ۵/۵-۵/۳ میلی‌متر به عنوان اجزای اصلی در زمینه اسپاریت مشاهده می‌شود. خرده‌های اسکلتی مثل خارپوست، جلبک آهکی و استراکود از اجزای فرعی این ریزرخساره محسوب می‌شوند. بعضی از پلوئیدها و اجزای اسکلتی به شدت میکربیتی شده‌اند (شکل ۲D). این ریزرخساره معادل RMF-29 فلوگل [۲۵] و کمر بند رخساره‌ای شماره‌ای ۶ ویلسون [۲۵] است.

گرینستون بیواکستی اینتراکست دار (B2): این ریزرخساره به طور عمده از خرده‌های اسکلتی مثل استراکود، خارپوست و جلبک و اجزای غیر اسکلتی از نوع اینتراکست تشکیل شده که در زمینه اسپاریتی قرار دارند. در این ریزرخساره دوکفه‌ای، گاستروپود و پلوئید از اجزای فرعی در نظر گرفته می‌شوند (شکل ۲E). جورشدگی اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی متوسط تا ضعیف است. این ریزرخساره معادل RMF-26 فلوگل [۲۵] و کمر بند رخساره‌ای شماره‌ای ۶ ویلسون [۲۵] است.

گرینستون اینتراکستی پلوئید دار (B3): اجزای اصلی این ریزرخساره اینتراکست و پلوئید با فراوانی ۵۰-۴۰ درصد می‌باشد که با جورشدگی و گردشگی متوسط در زمینه اسپاریتی مشاهده می‌شوند. خرده‌های اسکلتی متنوع با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد از اجزای فرعی این ریزرخساره هستند (شکل ۲F). این ریزرخساره معادل RMF-29 فلوگل [۲۵] و کمر بند رخساره‌ای شماره‌ای ۶ ویلسون [۲۵] است.

تفسیر: در ریزرخساره‌های ذکر شده، وجود بافت دانه پشتیبان و شسته شدن میکربیت از محیط و جایگزین شدن آن با سیمان اسپاریتی بیانگر افزایش انرژی محیط می‌باشد [۱۸]. از طرفی گردشگی و جورشدگی نسبتاً خوب در بیشتر اجزای اسکلتی و غیراسکلتی نیز به این افزایش انرژی محیطی اشاره دارد. در بیشتر مطالعات انجام شده فراوانی پلوئیدها به محیط‌های کم انرژی تالابی اشاره دارد [۳۶]، بنابراین افزایش پلوئیدها در ریزرخساره B1 بیانگر انتقال آنها از محیط کم انرژی تالاب به محیط پرانرژی سدی از طریق کانال‌های قطع‌کننده سد و در نهایت ته‌نشینی آنها در این کانال‌ها است [۵۳]. براساس مطالعات انجام شده، فراوانی اینتراکست‌ها به فرسایش امواج طوفانی، جریان‌های جزر و مدی و جابجایی رسوبات در محیط‌های کم ژرفا و پرانرژی دلالت دارد [۲۵]. در ریزرخساره B2 حضور همزمان اجزای اسکلتی دریای باز به همراه دانه‌های اینتراکست و در ریزرخساره B3 رسوبگذاری اینتراکست و پلوئید در کنار یکدیگر که به ترتیب شاخص محیط‌های پرانرژی و کم انرژی هستند، به رسوبگذاری این ریزرخساره‌ها در یک محیط حد واسط اشاره دارد که هم با محیط‌های سدی و هم تالابی در ارتباط هستند. از طرفی بالا آمدن جریانات زیردریایی به محیط سدی باعث ورود مواد مغذی زیادی به محیط سدی شده

است [۳۷]. با توجه به مطالعات لرزه‌ای، گسترش محیط سدی در سازند فهلیان در راستای بالآمدگی توالی‌های فهلیان زیرین در پی فعالیت گسل‌ها و ایجاد یک بالآمدگی ساختمانی در حاشیه شلف فهلیان بوده است [۲].

۴-۱-۳ کمر بند رخساره‌ای C (تالاب)

وکستون- پکستون بیوکستی پلوئیددار (C1): اجزای اصلی این ریزرخساره خرده‌های اسکلتی خارپوست، دوکفه‌ای، بریوزوئر، جلبک، گاستروپود و استراکود با فراوانی ۶۰-۳۰ درصد و همچنین دانه‌های غیراسکلتی از نوع پلوئید با فراوانی ۱۵-۱۰ درصد در زمینه‌ای از میکریست است (شکل ۳A). پلوئیدها زاویه‌دار تا گرد شده هستند. این ریزرخساره معادل RMF-20 فلوگل [۲۵] و کمر بند رخساره‌ای شماره‌ای ۷ ویلسون [۲۵] است.

وکستون-پکستون بیوکستدار دارای فرامینفر بنتیک (C2): این ریزرخساره به طور عمده از خرده‌های اسکلتی جلبک لیتوکودیوم، گاستروپود و فرامینفرهای بنتیک با دیواره تیره مثل تروکولینا، نوالزیا، میلیولید و سودوسیگلاینا تشکیل شده است. پلوئیدها با فراوانی کم از اجزای فرعی این ریزرخساره محسوب می‌شوند (شکل ۳B). این ریزرخساره معادل RMF-17 فلوگل [۲۵] و کمر بند رخساره‌ای شماره‌ای ۷ ویلسون [۲۵] است.

مادستون (C3): این ریزرخساره در تناوب با ریزرخساره‌های C1 و C2 مشاهده می‌شود. در این ریزرخساره اجزای اسکلتی کمتر از ۵ درصد فراوانی داشته و معمولاً از نوع فرامینفرهای بنتیک کوچک و جلبک سبز هستند. در این ریزرخساره گاهی درصد اجزای اسکلتی در بعضی از نمونه‌ها افزایش یافته و این ریزرخساره به صورت مادستون خرده فسیل‌دار درآمده است (شکل ۳C). این ریزرخساره معادل RMF-19 فلوگل [۲۵] و کمر بند رخساره‌ای شماره‌ای ۶ ویلسون [۲۵] است.

تفسیر: ریزرخساره‌های متعلق به این محیط گل‌پشتیان هستند. با توجه به اجزای اسکلتی و غیراسکلتی مشاهده شده ریزرخساره C1 نسبت به ریزرخساره‌های C2 و C3 در بخش‌های کم ژرف‌تر تالاب رسوبگذاری کرده است. از آنجا که خرده‌های اسکلتی مثل خارپوست، بریوزوئر و دوکفه‌ای در محیط دریای باز نیز یافت می‌شوند، حضور آنها در ریزرخساره C1 بیانگر بخش‌های کم ژرفا تالاب و ارتباط آن با دریای آزاد است. افزایش فرامینفرهای بنتیک با دیواره تیره در ریزرخساره C2 به بخش‌های کم ژرفا و کم انرژی تالاب اشاره دارد [۷، ۱۱]. خرده‌های اسکلتی گاستروپود، جلبک سبز و استراکود معمولاً شاخص آب‌های آرام و کم ژرفا با شوری نرمال تا زیاد هستند [۴۰]. عدم وجود خرده‌های اسکلتی به صورت قابل توجه در ریزرخساره C3 بیانگر بخش‌های ژرف تالاب و شرایط نامساعد برای زیست موجودات بوده است [۳۶، ۴۱].

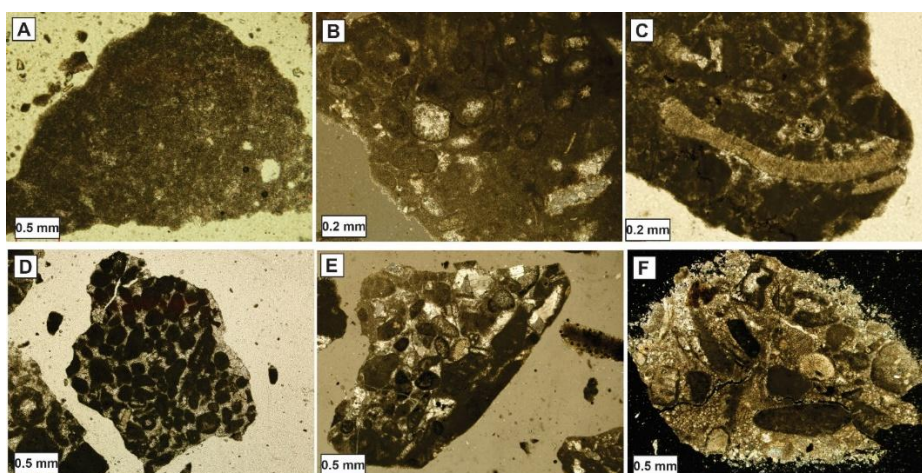
۴-۱-۴ کمر بند رخساره‌ای D (پهنه جذر و مدی)

گرینستون پلوئیدی بیوکستدار (D1): در این ریزرخساره دانه‌های پلوئید با جورشدگی بد و خرده‌های اسکلتی لیتوکودیوم، دوکفه‌ای و جلبک سبز در زمینه‌ای از سیمان اسپاریتی مشاهده می‌شوند. فرامینفرهای بنتیک مثل پالوربیتولینا و کاسکینوکونوس از اجزای فرعی این ریزرخساره هستند. فابریک روزنه‌ای در بعضی از نمونه‌های متعلق به این ریزرخساره مشاهده می‌شود (شکل ۳D). این ریزرخساره معادل RMF-24 فلوگل [۲۵] و کمر بند رخساره‌ای شماره‌ای ۸ ویلسون [۲۵] است.

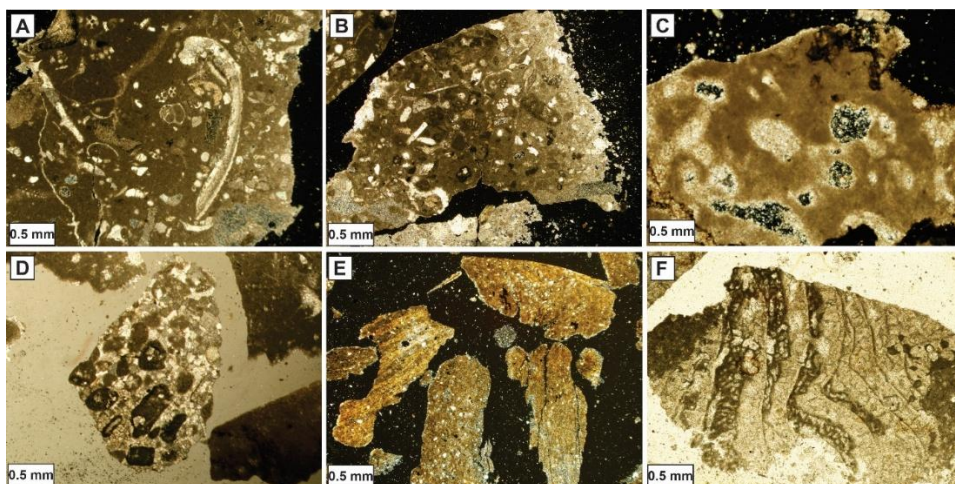
شیل (D2): این رخساره در قاعده سازند فهلیان و در تناوب با سنگ آهک‌های پلاژیک در تداخل بین انگشتی سازندهای فهلیان-گرو مشاهده می‌شود. این رخساره از ذرات ریز رس تشکیل شده است. دانه‌های کوارتز زاویه‌دار در اندازه سیلت و ماسه خیلی ریز نیز در زمینه این رخساره مشاهده می‌شود (شکل ۳E). این رخساره معادل کمر بند رخساره‌ای ۸ ویلسون [۲۵] است.

باندستون لیتوکودیم‌دار (D3): این ریزرخساره از دانه‌های درشت لیتوکودیم تشکیل شده است. خرده‌های جلبک، دوکفه‌ای، فرامینفرهای بتتیک و پلوئید از دیگر اجزای اسکلتی و غیراسکلتی موجود هستند (شکل ۳F). فابریک روزنه‌ای و انحلال بین دانه‌ای در بعضی از نمونه‌های این ریزرخساره قابل شناسایی است. این ریزرخساره معادل RMF-23 فلوگل [۲۵] و کمر بند رخساره‌ای شماره‌ای ۹ ویلسون [۲۵] است.

تفسیر: وجود فابریک روزنه‌ای از ویژگی‌های محیط پهنه جزر و مدی است. در این محیط از یک طرف فساد مواد آلی بیشتر رخ می‌دهد و از طرفی خروج رسوبات از آب و بالا آمدن سطح آب به صورت مکرر در ایجاد این فابریک موثر است. تنوع کم مجموعه‌های جانوری در ریزرخساره‌های D1 و D3 به شرایط نامساعد محیطی مثل تاثیر امواج، تغییر شرایط هیدرودینامیکی و شوری بالای محیط اشاره دارد. فراوانی جلبک لیتوکودیم در ریزرخساره D3 به یک محیط الیگوتروفیک با تامین کم مواد غذایی اشاره دارد [۳۴]. در مورد حضور توالی‌های شیلی (D2) باید گفت تغییر رسوبگذاری از آواری به کربناته در محیط رمپ داخلی و محیط‌های جزر و مدی رخ می‌دهد. در این محل مواد آواری توسط رودخانه‌ها وارد دریا شده و این مساله بر تولید کربنات‌ها اثر می‌گذارد. همچنین در این محیط به دنبال نوسانات سطح آب دریا و تغییر نرخ رسوبگذاری آمیختگی جانبی رخساره‌ها و تناوب رخساره‌های آواری و کربناته مشاهده می‌شود. وجود دانه‌های کوارتز بیانگر رسوبگذاری در کانال‌های وارد شده به محیط جزر و مدی از سوی خشکی است. بنابراین دانه‌های کوارتز اغلب به صورت مکانیکی جابه‌جا شده و رسوبگذاری می‌کنند [۱۵]. با توجه به کاهش سطح آب دریا در انتهای رسوبگذاری سازند فهلیان، ریزرخساره‌های پهنه جزر و مدی بیشتر در بخش بالایی سازند فهلیان (فهلیان بالایی) مشاهده می‌شوند.



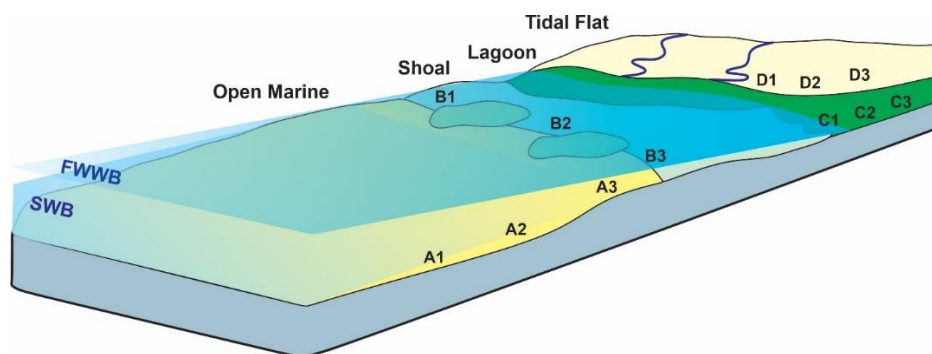
شکل ۲- A) گل آهکی (ژرفای ۴۵۹۰ متری) (XPL)، B) وکستون پلوئیدی (ژرفای ۴۴۲۰ متری) (XPL)، C) وکستون بیوکلستی (ژرفای ۴۳۱۰ متری) (XPL)، D) گرینستون پلوئیدی (ژرفای ۴۵۵۵ متری) (XPL)، E) گرینستون بیوکلستی اینتراکست‌دار (ژرفای ۴۳۸۶ متری) (XPL)، F) گرینستون اینتراکلستی پلوئیددار (ژرفای ۴۳۲۵ متری) (XPL)



شکل ۳- A) وکستون - پکستون بیوکلاستی پلوئیددار (ژرفای ۴۵۳۰ متری) (XPL)، B) وکستون - پکستون بیوکلاست دار دارای فرامینفرهای بتیک (ژرفای ۴۱۶۱ متری) (XPL)، C) مادستون (ژرفای ۴۴۹۰ متری) (XPL)، D) گرینستون پلوئیدی بیوکلاست دار (عمق ۴۴۸۵ متری) (XPL)، E) شیل (ژرفای ۴۴۳۲ متری) (XPL)، F) باندستون لیتوکودیوم دار (ژرفای ۴۳۳۵ متری) (XPL)

۲-۴ مدل رسوبی

در این تحقیق، با توجه به رخساره‌های شناسایی شده و مقایسه آنها با کمر بند رخساره‌های ویلسون و ریزرخساره‌های استاندارد فلوگل، می‌توان محیط رسوبگذاری رسوبات سازند فهلیان در چاه مورد مطالعه را به یک سکوی کربناته از نوع رمپ هم‌شیب نسبت داد (شکل ۴). پیوستگی نسبی و تغییر تدریجی رخساره‌ها، عدم وجود گسترده موجودات ریف‌ساز و چارچوب‌ساز و همچنین عدم مشاهده رخساره‌های کربناته دوباره نهشته شده و رسوبات ریزشی و لغزشی محیط رمپ هم‌شیب را برای توالی مورد مطالعه تایید می‌کند. در رمپ‌های هم‌شیب، به علت نبود برجستگی قابل توجه در رمپ کربناته و شیب بسیار ملایم، رخساره‌های مناطق کم ژرفا به تدریج به رخساره‌های ژرف تبدیل می‌شود. این رمپ با در نظر گرفتن قاعده امواج در شرایط طوفانی و آرام به سه قسمت رمپ داخلی، میانی و بیرونی قابل تقسیم است [۱۹]. با توجه به رخساره‌های شناسایی شده در سازند فهلیان شرایط محیط رسوبگذاری در این سازند از رمپ داخلی تا بیرونی گسترش داشته است اما رمپ داخلی بیشتر حکم‌فرما بوده است. محیط‌های جزرومدی، تالاب و سد متعلق به رمپ داخلی هستند. ریزرخساره‌های محیط دریای باز نیز از رمپ میانی تا بیرونی گسترش داشته‌اند. براساس مطالعات صورت گرفته، در کرتاسه پایینی موجودات ریف‌ساز گسترش چندانی نداشته و در مقابل رمپ‌های کربناته بیشتر گسترش پیدا کرده‌اند. با توجه به مطالعات جغرافیای دیرینه در کرتاسه پایینی زاگرس، یک سکوی کربناته کم ژرفا در جنوب و جنوب باختری زاگرس در حوضه رسوبگذاری غالب بوده است [۲۶].



شکل ۴- توزیع رخساره‌ها و مدل رمپ کربناته هم‌شیب برای سازند فهلیان در میدان نفتی جفیر

۳-۴ دیاژنز

در این بخش به مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی شناسایی شده در سازند فهلیان و توزیع آنها در رخساره‌های مختلف اشاره می‌شود و در ادامه انواع محیط‌های دیاژنزی و توالی پاراژنزی سازند فهلیان مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۱-۳-۴ فرآیندهای دیاژنزی

میکریتی شدن

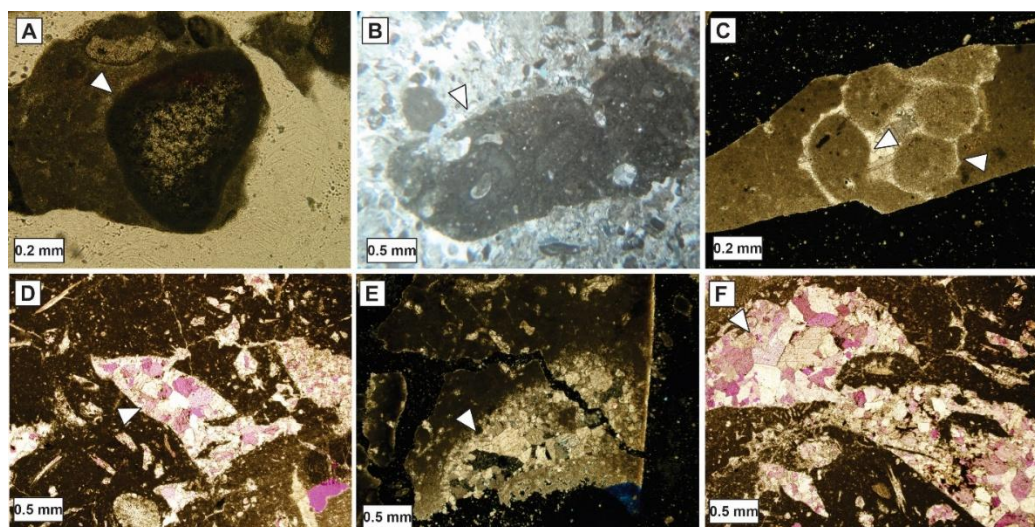
میکریتی شدن به عنوان یکی از اولین فرآیندهای دیاژنزی در سازند فهلیان با درجات مختلف تاثیرگذار بوده و به عنوان یک فرآیند انتخابی ساختار دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی موجود در بسیاری از نمونه‌های محیط تالابی و سدی را تخریب کرده است. میکریتی شدن گاهی تنها در اطراف دانه‌ها به صورت لایه‌ای نازک کریناته تیره و ریزبلور مشاهده می‌شود و گاهی کل اجزای دانه با بلورهای میکریت جایگزین شده است (شکل ۵A). در بعضی از نمونه‌ها میکریتی شدن باعث تخریب کل دانه شده و شناسایی آن را مشکل کرده است اما در بعضی از نمونه‌ها لایه میکریتی اطراف دانه‌ها به حفظ ساختمان داخلی در طی مراحل بعدی دیاژنز مثل انحلال کمک کرده است. این فرآیند در بعضی از نمونه‌ها باعث مسدود شدن منافذ و در نهایت کاهش تخلخل شده است.

آشفتنگی زیستی

این فرآیند در رسوبات سازند فهلیان بیشتر در ریزرخساره‌های کم ژرفا و گل‌پشتیبان مشاهده شده است. تغییر رنگ زمینه و بهم‌ریختگی رسوبات و ایجاد بورینگ در دانه‌های اسکلتی از نتایج فعالیت موجودات بعد از رسوبگذاری سازند فهلیان است (شکل ۵B). این فرآیند گسترش کمی در چاه مورد مطالعه داشته و نمی‌توان در مورد تاثیر آن بر میزان تخلخل اظهار نظر قطعی کرد.

سیمانی شدن

سیمانی شدن به عنوان مهم‌ترین فرآیند دیاژنزی کاهش دهنده تخلخل و کیفیت مخزن بشمار می‌رود. این فرآیند در سازند فهلیان بیشتر در رخساره‌های دانه‌پشتیبان محیط سدی و کم ژرفای دریای باز به صورت سیمان‌های هم‌ضخامت، دروزی، هم‌بعد و بلوکی مشاهده می‌شود. این سیمان‌ها در زمینه سنگ، بین ذرات، شکستگی‌ها و رگچه‌ها و درون دانه‌های اسکلتی انحلال‌یافته تشکیل شده‌اند. سیمان هم‌ضخامت به صورت بلورهای ستونی شکل و حاشیه‌ای، عمود بر دیواره دانه‌ها رشد کرده است (شکل ۵C). تشکیل این سیمان، مقاومت دانه‌ها را نسبت به فشردگی افزایش داده و در مواردی به حفظ تخلخل موجود در بین دانه‌ها کمک کرده است. سیمان هم‌بعد به صورت بلورهای شفاف نیمه‌شکل‌دار با مرز بلورین مشخص و اندازه‌های تقریباً یکسان معمولاً درون حفره‌ها و زمینه سنگ مشاهده می‌شود (شکل ۵D). سیمان دروزی معمولاً درون حفرات انحلالی و قالب‌های باقیمانده از دانه‌های اسکلتی، به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل مشاهده می‌شود که اندازه بلورها از حاشیه به سمت مرکز افزایش داشته است (شکل ۵E). سیمان بلوکی متشکل از بلورهای شفاف و درشت با اندازه‌های متفاوت بوده که بدون نظم خاص در کنار هم قرار گرفته‌اند و زمینه سنگ را پر کرده‌اند (شکل ۵F).

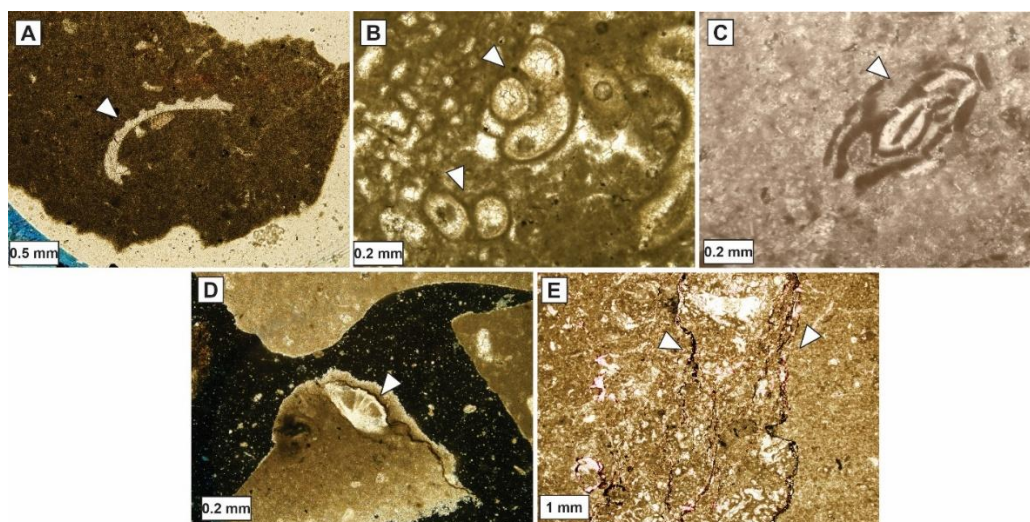


شکل ۵- A) میکرویتی شدن دانه اسکلتی (ژرفای ۴۵۳۵ متری) (XPL، B) تغییر رنگ زمینه بر اثر آشفستگی زیستی (ژرفای ۴۲۹۵ متری) (XPL، C) سیمان هم ضخامت در اطراف حجره‌های گاستروپود (ژرفای ۴۳۲۵ متری) (XPL، D) سیمان هم بعد درون حفره (ژرفای ۴۳۷۶ متری) (XPL، E) سیمان دروزی در زمینه (ژرفای ۴۴۰۸ متری) (XPL، F) رشد سیمان بلوکی درون حفره‌های سنگ (ژرفای ۴۴۸۲ متری) (XPL)

فشردگی فیزیکی و شیمیایی

فشردگی در سازند فهلیان به دو صورت فیزیکی و شیمیایی و در بیشتر رخساره‌های موجود از محیط جزر و مدی تا دریای باز مشاهده شده است. فشردگی فیزیکی در رخساره‌های گل‌پشتیان باعث شکستگی، تغییر شکل دانه‌ها، تماس طولی و مماسی بین دانه‌ها و آرایش متراکم‌تر دانه‌ها شده است (شکل ۶A-C). اما در رخساره‌های دانه‌پشتیان وجود سیمان‌ها از تاثیر زیاد این فرآیند جلوگیری کرده است.

فشردگی شیمیایی در سازند فهلیان با ایجاد درزه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها مشخص می‌شود که گسترش قابل توجهی دارد (شکل ۶D-E). معمولاً رگچه‌های انحلالی دامنه نوسان خیلی کم داشته و در رسوبات گل‌پشتیان رخ داده‌اند. این رگچه‌ها دانه‌ها را قطع نمی‌کنند بلکه آنها را دور می‌زنند. استیلولیت‌ها هم در رسوبات گل‌پشتیان و هم دانه‌پشتیان دانه‌ها و زمینه را قطع کرده و در نمونه‌های مختلف با دامنه‌های کوتاه تا بلند تشکیل شده‌اند. در بعضی موارد در اطراف رگچه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها دولومیت، مواد آلی و کانی‌های رسی وجود دارد. گاهی تخلخل‌های کوچک و مجزا نیز در حواشی آنها وجود دارد. گاهی مواد آلی و کانی‌های رسی نقش مسدودکننده برای عبور سیالات دارند. با توجه به شواهد موجود، بطور کلی انواع فشردگی فیزیکی بیشتر در جهت کاهش تخلخل در سازند فهلیان عمل کرده است، اما فشردگی شیمیایی می‌تواند به عنوان مجرای برای عبور سیالات عمل کرده باشند.



شکل ۶- A) خمیده شدن شکل دانه اسکلتی بر اثر فشردگی فیزیکی (ژرفای ۴۳۱۵ متری) (XPL)، B) تراکم دانه‌ها و ایجاد تماس محذب-مقعر بین دانه‌ها بر اثر فشردگی فیزیکی (ژرفای ۴۴۰۵ متری) (XPL)، C) تغییر شکل فرامینفر بر اثر فشردگی فیزیکی (ژرفای ۴۴۲۸ متری) (XPL)، D) درزه انحلالی در اطراف دانه اسکلتی (ژرفای ۴۵۸۳ متری) (XPL)، E) گسترش استیلولیت‌ها در زمینه سنگ (ژرفای ۴۴۱۱ متری) (XPL)

جانشینی

دولومیتی شدن

دولومیت‌های سازند فهلیان در رخساره‌های گل‌پشتیبان تالاب و دریای باز به صورت پراکنده با اندازه ۱۰-۵ میکرون مشاهده می‌شوند (شکل ۷A). همچنین دولومیت‌های مرتبط با رگچه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها نیز در بسیاری از رخساره‌های سازند فهلیان قابل رویت هستند. این بلورهای دولومیت از نوع ثانویه بوده در اندازه ۲-۰/۵ میکرون به صورت شکل‌دار تا نیمه-شکل‌دار و مرز بلورین مسطح مشاهده می‌شوند. به‌طور کلی، تنها در بخش کمی از رخساره‌های مورد مطالعه شاهد گسترش شبکه‌ای بلورهای دولومیت و به تبع آن گسترش تخلخل بین‌بلوری در آنها هستیم، اما با این حال بنظر می‌رسد فرآیند دولومیتی شدن تا حدودی باعث افزایش تخلخل و همچنین کیفیت مخزنی سازند فهلیان شده است.

پیریتی شدن

پیریتی شدن از فرآیندهای جانشینی محسوب می‌شود. در سازند فهلیان این دانه‌های پیریت درون پوسته دانه‌های اسکلتی و فرامینفرها و یا به صورت پراکنده در زمینه سنگ و حفرات خالی در رخساره‌های محیط رمپ بیرونی شناسایی شده است (شکل ۷B). در مواردی نیز پیریتی شدن همراه با بافت‌های انحلال فشاری است. گاهی تشکیل دانه‌های پیریت در حفره‌های خالی باعث کاهش تخلخل شده است.

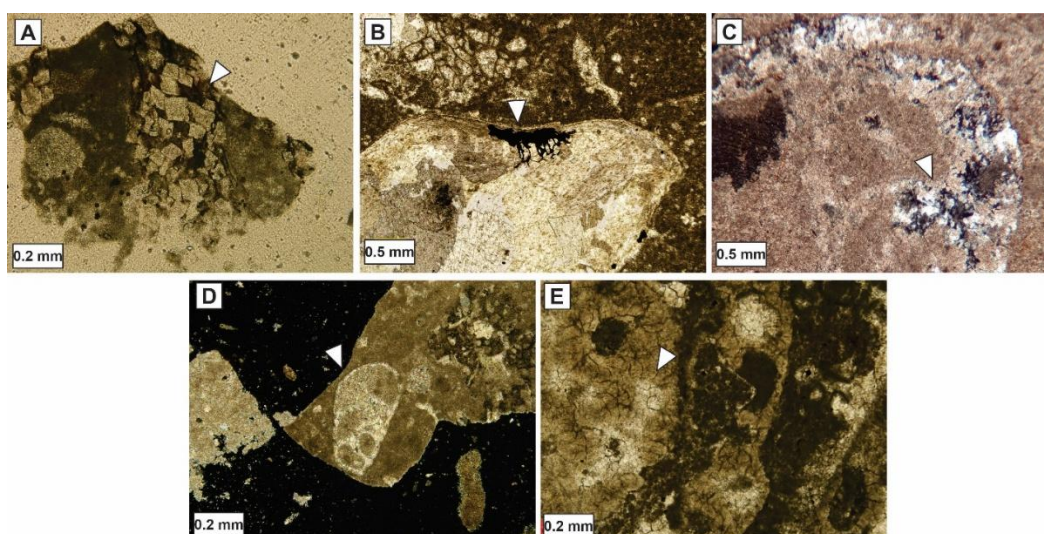
سیلیسی شدن

سیلیسی شدن از فرآیندهای دیاژنتیکی محسوب می‌شود که در سازند فهلیان بیشتر به صورت جانشینی سیلیسی بی‌شکل در اجزای اسکلتی و پرکننده حفرات رخ داده است (شکل ۷C). این فرآیند بیشتر در رخساره‌های محیط دریای باز

مشاهده شده و تاثیر چندانی بر افزایش تخلخل و تراوایی سازند مورد مطالعه نداشته است، اما در مواردی با پر کردن منافذ تخلخل را کاهش داده است.

نوشکلی

فرآیند نوشکلی در سازند فهلیان بیشتر در رخساره‌های گل‌پشتیبان محیط‌های جزر و مدی، تالاب و دریای باز به صورت تبلور دوباره کانی‌ها شناسایی شده است. در طی تبلور دوباره، تبدیل میکریت به میکرواسپار باعث افزایش اندازه بلورها می‌شود. تبلور دوباره گاهی به صورت جزئی بخشی از دانه یا زمینه و یا کل دانه را تحت تاثیر قرار داده است (شکل D-E ۷) و تا حدی باعث ایجاد فضاهای خالی بین بلورها شده است.



شکل ۷- (A) دولومیت‌های ثانویه در زمینه (ژرفای ۴۳۵۲ متری) (XPL)، (B) پیریتی شدن (ژرفای ۴۳۱۳ متری) (XPL)، (C) سیلیسی شدن (ژرفای ۴۳۱۸ متری) (XPL)، (D) نوشکلی به صورت جزئی در پوسته گاستروپود (ژرفای ۴۴۵۰ متری) (XPL)، (E) نوشکلی به صورت فراگیر در زمینه سنگ (ژرفای ۴۴۷۶ متری) (XPL)

تخلخل

انواع تخلخل در توالی‌های رسوبی حاصل فرآیند انحلال هستند که در انواع رخساره‌های سازند فهلیان مشاهده شده‌اند. تخلخل در توالی‌های کربناته براساس طبقه‌بندی آهر [۱۲] به سه گروه (۱) رسوبی (بین دانه‌ای، بین‌بلوری، درون دانه‌ای و روزنه‌ای)، (۲) دیاژنتیکی (قالبی، حفره‌ای، استیلولیتی) و (۳) تخلخل شکستگی قابل تقسیم است:

تخلخل درون دانه‌ای

این تخلخل اولیه و وابسته به فابریک بوده و از طریق انحلال انتخابی و ایجاد فضای خالی درون حجرات اجزای اسکلتی مثل فرامینفرها و گاستروپودها ایجاد می‌شود. بنابراین میزان آن به فراوانی اجزای اسکلتی و اندازه و نوع آن بستگی دارد. این تخلخل‌ها ایزوله بوده و با یکدیگر در ارتباط نیستند (شکل ۸A).

تخلخل بین بلوری

این تخلخل از نوع ثانویه محسوب می‌شود. خلل و فرج و فضاهای کوچکی که در بین بلورها و بخصوص در شبکه بلورهای رومبوند در دولومیتی به علت جانشینی کلسیت توسط دولومیت در زمینه سنگ بوجود می‌آید (شکل ۸B)، باعث ایجاد تخلخل بین بلوری و افزایش کیفیت مخزنی می‌گردد.

تخلخل قالبی

انحلال انتخابی در اجزای اسکلتی و غیراسکلتی در بعضی از رخساره‌های گل‌پشتیان و دانه‌پشتیان منجر به ایجاد تخلخل قالبی در سازند فهلیان شده است (شکل ۸C). ابعاد این تخلخل بستگی به اندازه ذراتی دارد که تحت تاثیر انحلال قرار گرفته‌اند. این تخلخل‌ها ارتباطی با یکدیگر نداشته و نقشی در افزایش کیفیت مخزنی ندارد. البته در مواردی مشاهده شده است که گسترش شکستگی و تخلخل بین‌بلوری باعث ایجاد ارتباط بین آن‌ها شده است.

تخلخل حفره‌ای

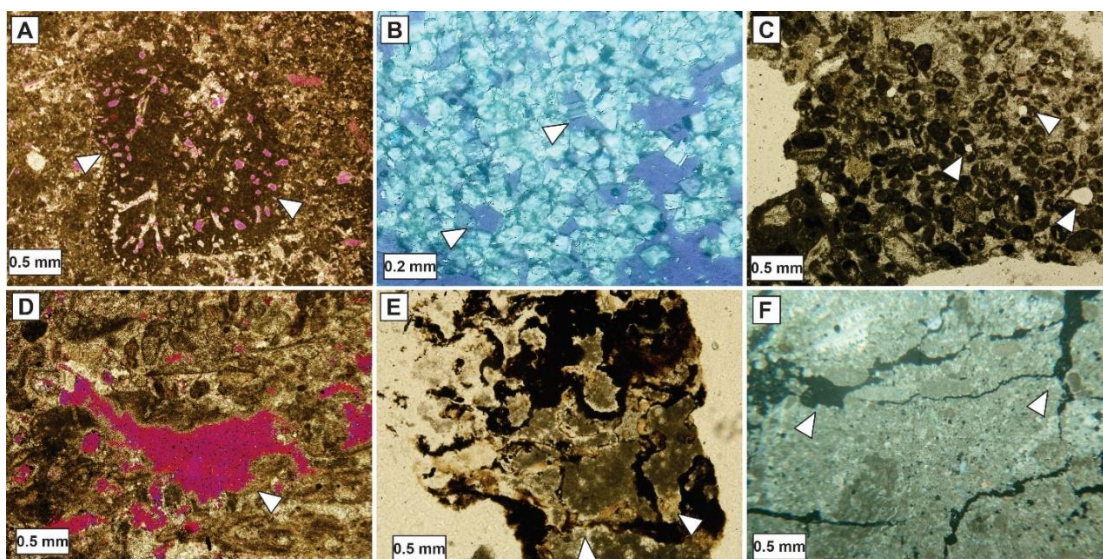
از انواع تخلخل وابسته به فابریک نبوده و تحت تاثیر فرآیندهای دیاژنتزی و ثانویه تشکیل شده است. این تخلخل بیشتر در رخساره‌های محیط جزر و مدی شناسایی شده است. حفرات نامنظم با ابعاد مختلف حاصل انحلال انواع دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی و زمینه سنگ هستند (شکل ۸D). گاهی تخلخل حفره‌ای می‌تواند حاصل اتصال تخلخل‌های ایزوله مثل قالبی باشد.

تخلخل استیلولیتی

تخلخل استیلولیتی در سازند فهلیان بیشتر در رخساره‌های دانه‌پشتیان محیط سدی مشاهده شده است (شکل ۸E). در صورتی که استیلولیت‌ها با کانی‌های رسی و مواد آلی پر نشده باشند، می‌توانند به عنوان مسیری برای عبور سیالات عمل کنند.

تخلخل شکستگی

شکستگی‌ها در توالی‌های کربناته سازند فهلیان بیشتر به صورت منفرد و نامنظم مشاهده شده‌اند (شکل ۸F). در بسیاری از موارد این شکستگی‌ها توسط سیمان کلسیتی پر شده‌اند. از طرف دیگر گاهی فرآیند انحلال باعث گسترش شکستگی‌ها و افزایش ابعاد آنها شده است.



شکل ۸- A) تخلخل درون دانه‌ای (ژرفای ۴۵۶۱ متری) (XPL)، B) تخلخل بین بلورین (ژرفای ۴۳۵۲ متری) (XPL)، C) تخلخل قالبی (ژرفای ۴۳۷۴ متری) (XPL)، D) تخلخل حفره‌ای (ژرفای ۴۵۲۶ متری) (XPL)، E) تخلخل استیلولیتی (ژرفای ۴۴۳۲ متری) (XPL)، F) تخلخل شکستگی (ژرفای ۴۴۶۳ متری) (XPL)

۴-۳-۲ انواع محیط‌های دیاژنزی و توالی پاراژنزی

با توجه به فرآیندهای دیاژنزی نامبرده در سازند فهلیان، رسوبات سازند فهلیان بعد از رسوبگذاری در معرض انواع محیط‌های دیاژنزی دریایی، تدفینی و جوی قرار گرفته و سه مرحله ائوژنز (اولیه)، مزوژنز (میانی) و تلوژنز (نهایی) را پشت سر گذاشته‌اند. بر پایه مشاهدات پتروگرافی و با توجه به روابط بافتی حاکم بین فرآیندهای دیاژنزی، توالی پاراژنزی سازند فهلیان در چاه مورد مطالعه در شکل ۹ نشان داده شده است.

محیط دیاژنز دریایی

دیاژنز دریایی در مرحله ائوژنز در محیط‌های کم ژرفا و ژرف دریایی رخ می‌دهد. با توجه به ترتیب وقوع فرآیندهای دیاژنزی، میکریتی شدن، آشفستگی زیستی، تشکیل بعضی از سیمان‌ها مثل سیمان هم‌ضخامت در اطراف دانه‌ها در این محیط دیاژنزی اتفاق افتاده است. میکریتی شدن فرآیندی است که بطور همزمان توسط عوامل زیستی و شیمیایی کنترل می‌شود. این فرآیند بیشتر در محیط‌های کم انرژی و متأثر از زون نوری اتفاق می‌افتد که فعالیت موجودات نیز در آن بالا باشد [۵۲]. در طی این فرآیند موجودات زنده مثل باکتری‌ها و قارچ‌ها در محیط‌های کم ژرفای دریایی میکروبوورینگ‌هایی در دانه‌ها ایجاد می‌کنند که بعدها با میکریت پر می‌شود. تکرار این فرآیند در طول زمان باعث میکریتی شدن جزئی یا فراگیر دانه‌ها در این محیط می‌شود [۳۳]. آشفستگی زیستی نیز محصول فعالیت موجودات زنده همزمان با فرآیند رسوبگذاری در محیط‌های دریایی در نظر گرفته می‌شود. از مهم‌ترین عوامل موثر بر میزان زیست‌آشفستگی نوع بستر، سطح اکسیژن، انرژی محیط و نرخ رسوبگذاری است [۷]. در محیط دریایی، حجم زیاد سیالات با گردش فعال و مستمر، منبع مناسبی برای رسوبگذاری کربنات کلسیم هستند که منجر به تشکیل سیمان‌های مختلف در محیط دریایی می‌شوند. الگوی رشد و نوع سیمان‌های تشکیل شده با عواملی مثل دما، نرخ جریان سیال، میزان اسیدیته محیط، نرخ رسوبگذاری و وجود مواد آلی در ارتباط است [۴۷]. سیمان هم‌ضخامت معمولاً اولین نسل سیمان بوده و چون در محیط فراتیک دریایی کم ژرفا و اشباع متبلور می‌شود از جنس کلسیت پرمینیم و یا آراگونیت است. با توجه به اینکه این سیمان معمولاً توسط سیمان‌های دیگر دنبال می‌شود و برای تشکیل آن باید نسبت منیزیم به کلسیم در سیال بالا باشد، در بیشتر مطالعات، تشکیل این سیمان به محیط دیاژنزی دریایی نسبت داده می‌شود [۵۵].

محیط دیاژنز جوی

دیاژنز جوی در مرحله ائوژنز در راستای کاهش نسبی سطح آب دریا کمی بعد از رسوبگذاری در محیط‌های کم ژرفای دریایی و سواحل تاثیرگذار است. رخنمون یافتن رسوبات منجر به وقوع فرآیندهای دیاژنزی خاصی شده که در سازند فهلیان با تشکیل سیمان‌های دروزی و هم‌بعد، انحلال، سیلیسی شدن و نوشکلی مشخص می‌شود. در این محیط نسبت منیزیم به کلسیم نسبت به محیط دریایی کمتر بوده و سیمان‌هایی که در این محیط تشکیل می‌شوند بیشتر از نوع کلسیت کم منیزیم هستند. در مطالعات مختلف تشکیل سیمان هم‌بعد و دروزی به برقراری شرایط خاصی در محیط مثل چرخش محدود سیالات، در شرایط فراتیک آب شیرین و دمای پایین نسبت داده شده است که با محیط دیاژنزی جوی همخوانی دارد [۳۵]. انحلال به صورت انتخابی و ایجاد تخلخل از مهم‌ترین فرآیندهای ایجاد شده در محیط دیاژنزی جوی است. در این محیط

سیالات تحت اشباع از کربنات کلسیم همراه با شرایطی مثل کاهش اسیدیته و فشار بالای دی‌اکسیدکربن باعث افزایش واکنش آب-سنگ و در نهایت تخریب دانه‌های ناپایدار می‌شوند [۳۸]. در مطالعات انجام شده، فرآیند سیلیسی شدن و جانیشینی کانی‌های کربناته توسط کانی سیلیس به ورود سیالات منفذی فوق اشباع از سیلیس در شرایط اسیدی در مرحله ائوزنز نسبت داده می‌شود [۵۱]. با توجه به شناسایی اسپیکول اسفنج در نمونه‌های سازند فهلیان، منشاء سیلیس در این مطالعه می‌تواند یک منشاء زیستی در نظر گرفته شود. در طی فرآیند نوشکلی کانی‌ها تحت تاثیر سیالات تحت اشباع دچار تغییر شده و به حالت پایدارتر ترمودینامیکی خود تبدیل می‌شوند. بنابراین وقوع این فرآیند نیز با محیط دیاژنزی جوی همراه است.

محیط دیاژنزی تدفینی

دیاژنزی تدفینی با مرحله مزوژنز مرتبط بوده و به دو زون تدفینی کم ژرفا و ژرف قابل تقسیم است. وجود بعضی از فرآیندهای دیاژنزی شناسایی شده مثل فشردگی فیزیکی و شیمیایی، تبلور سیمان بلوکی، پیریتی شدن و دولومیتی شدن نشان می‌دهد که توالی‌های سازند فهلیان بعد از پشت سر گذاشتن محیط‌های دیاژنزی دریایی و جوی با افزایش بار رسوبی در معرض محیط دیاژنزی تدفینی قرار گرفته‌اند. در این زون رسوبات تحت تاثیر افزایش دما و فشار و ترکیب سیالات منفذی که دارای شرایط احيایی هستند قرار می‌گیرند.

فشردگی فیزیکی با شروع تدفین رسوبات آغاز شده و تا ژرفای چند ده‌متری ادامه پیدا می‌کند. در ادامه با افزایش ژرفا و بار رسوبات، فشردگی شیمیایی همراه با افزایش واکنش‌های سیال-سنگ ادامه پیدا می‌کند. در سازند فهلیان فشردگی فیزیکی در محیط تدفینی کم ژرفا منجر به کاهش تخلخل، تغییر شکل و آرایش متراکم‌تر دانه‌ها شده است. در محیط تدفینی ژرف در طی فشردگی شیمیایی که با عملکرد انحلال پیشرونده و انتشار سیالات متعدد همراه است، درزه‌های انحلالی و استیلولیت گسترش پیدا می‌کنند. همچنین بعضی از تخلخل‌های حاصل از انحلال در محیط تدفینی ژرف به صورت مخرب عمل کرده‌اند. دولومیت‌های درشت‌بلور و ثانویه بیشتر در زمینه میکریتی نمونه‌های سازند فهلیان به صورت پراکنده مشاهده می‌شوند. در واقع ذرات گل‌آهکی با داشتن سطح واکنش بالا، دارا بودن عنصر منیزیم و مکان‌های هسته‌زایی فراوان شرایط مساعدی برای تشکیل بلورهای دولومیت دارند [۲۸]. دولومیتی شدن ثانویه معمولاً مربوط به محیط دیاژنزی تدفینی کم ژرفا است. اما آن دولومیت‌هایی که در مجاورت استیلولیت‌ها مشاهده می‌شوند، در شرایط تدفینی ژرف تشکیل شده‌اند.

تبلور سیمان‌های درشت‌بلور از جنس کلسیت کم‌منیزیم مثل سیمان‌های بلوکی به رشد آهسته بلورهای کلسیت یا تبلور دوباره سیمان‌های قبلی در محیط دیاژنزی تدفینی منسوب می‌شود [۲۸، ۵۳]. تشکیل سیمان‌های بلوکی در نمونه‌های سازند فهلیان بعد از سیمان‌های هم‌ضخامت و فیبری بیانگر محیط دیاژنزی تدفینی است. شایان ذکر است تعداد کمی از سیمان‌های هم‌بعد و دروزی نیز می‌توانند با محیط دیاژنزی تدفینی در ارتباط باشند، زیرا در نزدیکی استیلولیت‌ها و شکستگی‌ها بوده و یا با آثار فشردگی فیزیکی همراه هستند. فرآیند پیریتی شدن نیز شاخص محیط‌های کم اکسیژن بوده که با محیط دیاژنزی تدفینی مطابقت دارد [۲۵].

بعد از مرحله تدفین رسوبات سازند فهلیان دوباره دچار بالا آمدگی شده و وارد مرحله تلوژنز شده‌اند. رسوبات دوباره در شرایطی مشابه با محیط دیاژنزی جوی می‌شوند و در معرض فرآیندهایی مثل انحلال شده و یا به علت برداشته شدن بار رسوبی دچار شکستگی شوند.

تأثیر بر تخلخل - +	تلوژنز	مزوژنز		انوژنز		فرآیندهای دیاژنزی
	جوی	تدفینی عمیق	تدفینی کم عمق	جوی	دریایی	
					—	میکریتی شدن
					—	آشفته‌گی زیستی
					—	سیمانی شدن
					—	سیمان هم ضخامت
					—	سیمان هم بعد
					—	سیمان دروزی
				—		سیمان بلوکی
			—			جان‌نشینی
			—			پیریتی شدن
			—			دولومیتی شدن
	—				—	سیلیسی شدن
					—	نوشکلی
				—		تراکم دانه‌ها
				—		فشردگی فیزیکی شکستگی دانه‌ها
				—		تغییر شکل دانه‌ها
			—			فشردگی شیمیایی
			—			استیلولیت
			—			درزه انحلالی
	—				—	انحلال و تخلخل
	—				—	تخلخل درون دانه‌ای
	—				—	تخلخل بین بلوری
	—				—	تخلخل قالبی
	—		—			تخلخل استیلولیتی
	—		—			شکستگی

شکل ۹- توالی پاراژنزی سازند فهلیان در میدان نفتی جفیر

۴-۴ چینه‌نگاری سکانسی

مطالعات چینه‌نگاری سکانسی در سازند فهلیان در چاه مورد مطالعه در میدان نفتی جفیر منجر به شناسایی دو سکانس رسوبی رده سوم شده است (شکل ۱۰). همانطور که گفته شد، شناسایی سکانس‌های رسوبی در این مطالعه بر مبنای روش پیشرونده - پسرونده (T-R) بوده است. زیرا تفکیک دسته رخساره‌های تراز پایین (LST) و دسته رخساره پسرونده سریع (FRST) در این توالی‌ها امکان‌پذیر نبوده است. سکانس‌های رسوبی رده سوم در این دو سکانس از دسته رخساره‌های تراز بالا (HST) و دسته رخساره‌های پیشرونده (TST) تشکیل شده‌اند. در چاه مورد مطالعه یک سطح حداکثر گسترش آب دریا (MFS) درون سکانس دوم شناسایی شده است. همچنین در چاه مورد مطالعه دو مرز سکانسی نوع اول (SB-I) منطبق با مرز

سازندهای گرو و فهلیان و مرز سازندهای فهلیان و گدوان و یک مرز سکانشی نوع دوم (SB-II) بین دو سکانس رده سوم وجود دارد. در ادامه سکانس‌های شناسایی شده و مرزها و سطوح نامبرده به تفصیل مورد بررسی قرار خواهند گرفت:

سکانس رسوبی I:

سکانس رسوبی I ۱۸۰ متر ستبراً دارد و معادل فهلیان پایینی است. مرز پایینی این سکانس با سازند گرو به صورت ناپیوسته و از نوع SB-I است که با تغییر سنگ‌شناسی شیل به تناوب شیل و آهک مشخص می‌شود. این سکانس تنها از یک دسته رخساره تراز بالا تشکیل شده است. در بخش‌های پایین ستبرای کمی از سنگ آهک‌های آرژیلیتی مشاهده می‌شود، اما به سمت بالا به سنگ آهک‌های تمیز تبدیل شده‌اند. در این دسته رخساره‌تراز بالا، ریزرخساره‌های محیط دریای باز (ریزرخساره‌های گل آهکی، وکستون پلوئیدی، وکستون بیوکلستی) با جابجایی خط ساحلی به سمت مناطق کم ژرفای دریای باز به تدریج با ریزرخساره‌های محیط سدی (گرینستون پلوئیدی، وکستون بیوکلستی اینتراکلت‌دار، گرینستون اینتراکلتی پلوئیددار) و تالابی (وکستون-پکستون بیوکلستی پلوئیددار، وکستون-پکستون بیوکلست‌دار دارای فرامینفرهای بنتیک، مادستون) جایگزین شده‌اند. در بخش‌های بالایی فهلیان پایینی ریزرخساره‌های محیط جزر و مدی (گرینستون پلوئیدی بیوکلست‌دار، شیل، باندستون لیتوکودیم‌دار) غالب شده‌اند. در نهایت در ژرفای ۴۴۳۰ متری این دسته رخساره به انتها رسیده است. از آنجا که در این ژرفا، شواهدی برای خروج حوضه از آب مشاهده نشده است، مرز سکانشی بین دو سکانس I و II از نوع مرز SB-2 در نظر گرفته می‌شود. در بررسی نوسانات سطح آب دریا، علاوه بر تغییرات رخساره‌ای، روند تغییرات لاگ گاما نیز مورد توجه قرار گرفته است. همزمان با غلبه محیط‌های دریای باز، لاگ گاما مقادیر بیشتری را ثبت کرده است که این مساله بیانگر افزایش مواد آلی در حوضه‌های ژرف است. در مقابل با کاهش سطح آب دریا و گسترش محیط‌های رمپ داخلی (سد، تالاب و جزر و مد) مقدار لاگ گاما به دلیل کاهش مواد آلی مقادیر کمتری را نشان می‌دهد.

سکانس رسوبی II:

دومین سکانس رسوبی رده سوم شناسایی شده در سازند فهلیان ۱۵۰ متر ستبراً داشته و از دو دسته رخساره پیشرونده با ستبرای ۱۵ متر و یک دسته رخساره تراز بالا به ستبرای ۱۳۵ متر تشکیل شده است. این سکانس مطابق با فهلیان بالایی است. مرز پایینی این سکانس با سکانس اول از نوع مرز سکانشی نوع دوم بوده و مرز بالایی آن با سازند گدوان یک مرز سکانشی نوع اول است که با تغییر سنگ‌شناسی از سنگ آهک‌های فهلیان به شیل‌های سازند گدوان مشخص می‌شود. دسته رخساره پیشرونده در این سکانس با افزایش لاگ گاما و غلبه‌ی ریزرخساره‌های محیط دریای باز (گل آهکی، وکستون پلوئیدی) مشخص می‌شود. این دسته رخساره در بخش‌های پایینی از ریزرخساره تالاب (وکستون-پکستون بیوکلستی پلوئیددار، مادستون) و در بخش‌های بالایی از ریزرخساره دریای باز تشکیل شده است. سطح حداکثر گسترش آب دریا در این سکانس در ژرفای ۴۴۱۰ متری با گسترش گل‌های آهکی رمپ بیرونی مشخص می‌شود. دسته رخساره تراز بالا در این سکانس با کاهش سطح آب دریا و تغییر تدریجی ریزرخساره‌های محیط دریای باز (ریزرخساره‌های گل آهکی، وکستون پلوئیدی، وکستون بیوکلستی) به ترتیب به ریزرخساره‌های محیط سدی (گرینستون پلوئیدی، گرینستون بیوکلستی اینتراکلت‌دار، گرینستون اینتراکلتی پلوئیددار)، تالابی (وکستون-پکستون بیوکلستی پلوئیددار، وکستون-پکستون

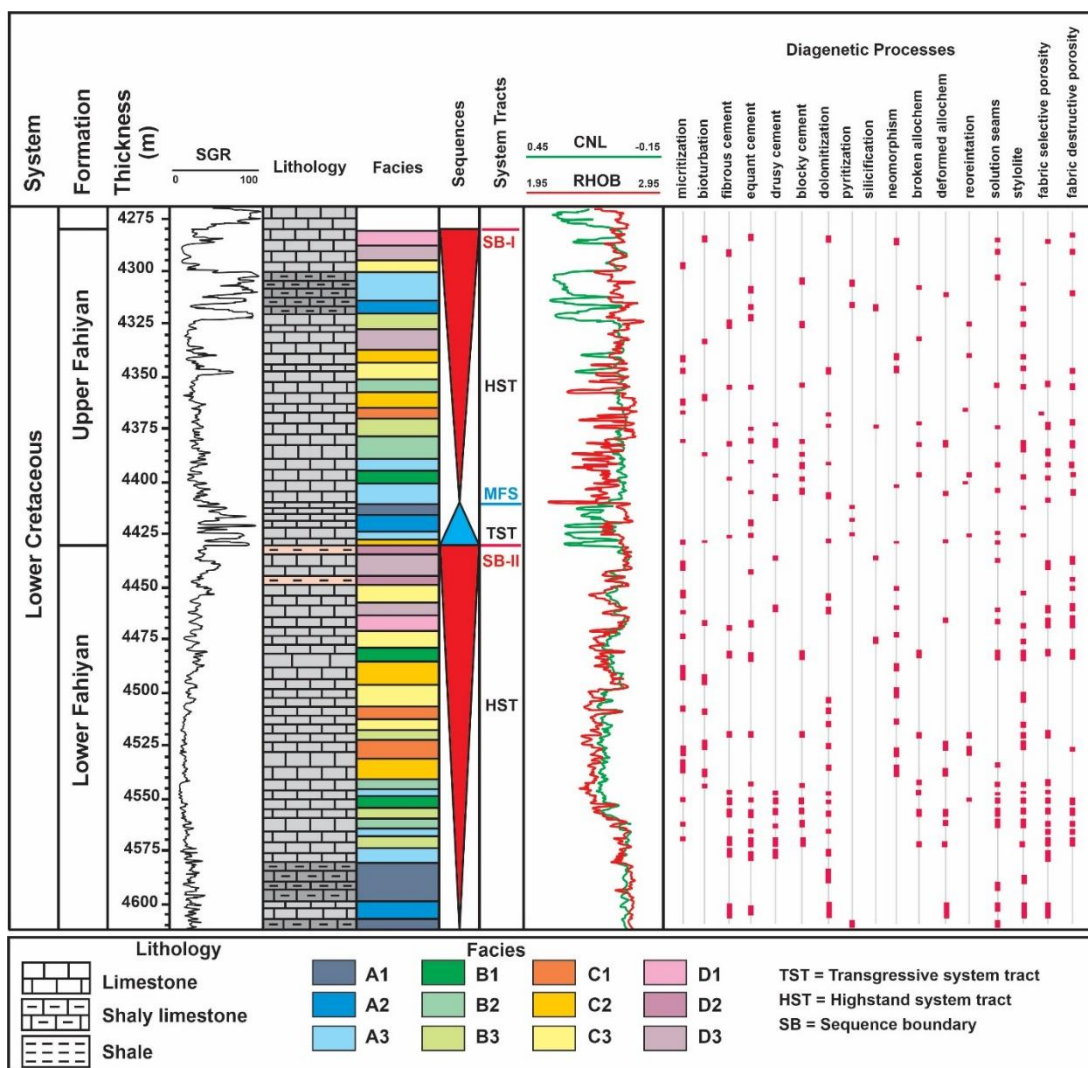
بیوکستدار دارای فرامینفرهای بتتیک، مادستون) و جزر و مدی (گرینستون پلوئیدی بیوکستدار، شیل، باندستون لیتوکودیومدار) مشخص می‌شود. در بخش‌های بالایی فهلیان بالایی به طور موقت ریزرخساره‌های وکستون پلوئیدی و وکستون بیوکستی از محیط دریای باز دوباره رسوبگذاری کرده‌اند و غلبه محیط رمپ بیرونی و میانی با افزایش لاگ گاما مشخص می‌شود. اما در نزدیکی مرز سازندهای فهلیان و گدوان با کاهش مجدد سطح آب دریا رخساره‌های محیط جزر و مدی در رمپ داخلی غالب شده‌اند و مقادیر لاگ گاما کاهش پیدا کرده است.

۴-۵ کیفیت مخزنی در چهارچوب دیاژنز و چینه‌نگاری سکانسی

در شکل ۱۰ وقوع فرآیندهای دیاژنزی غالب در طول سازند فهلیان همراه با رخساره‌های رسوبی، دسته رخساره‌های شناسایی شده، لاگ‌های گاما (SGR)، لاگ‌های نوترون (CNL) و چگالی (RHOB) در چاه مورد مطالعه مشخص شده‌اند. همانطور که در بررسی چینه‌نگاری سکانسی مشخص شد، بیشتر ستبرای سازند فهلیان در چاه مورد مطالعه متأثر از کاهش سطح آب دریا و گسترش دسته رخساره تراز بالا بوده است و تنها بخش کوچکی از آن با افزایش نسبی سطح آب دریا و گسترش دسته رخساره پیشرونده مواجه شده است.

با توجه به فرآیندهای دیاژنزی شناسایی شده در رخساره‌های رسوبی سازند فهلیان و نقش آنها در افزایش یا کاهش تخلخل، بیشترین میزان تخلخل در رخساره‌های دانه پستیان محیط سدی قابل مشاهده است. این تخلخل‌ها بیشتر ناشی از تشکیل سیمان هم‌ضخامت، ایجاد استیلولیت، شکستگی‌های کوچک و انحلال بوده است. بعضی از نمونه‌های رخساره‌های گل‌پستیان محیط رمپ میانی که در بخش‌های کم ژرفای دریا رسوبگذاری کرده‌اند، تحت تاثیر گسترش استیلولیت‌ها و دولومیتی شدن تخلخل قابل ملاحظه‌ای دارند. رخساره‌های محیط جوی نیز به علت قرار گرفتن در معرض سیالات تحت اشباع در معرض فرآیند انحلال قرار گرفته‌اند. رخساره‌های وکستونی و مادستونی در محیط‌های تالاب و ژرف دریای باز گل‌پستیان بوده و با توجه به ماهیت دانه‌ریز خود از شرایط اولیه خوبی برای گردش سیالات تحت اشباع برخوردار نیستند. تنها در نمونه‌هایی که زمینه آنها تا حدی دولومیتی شده است، افزایش تخلخل مشهود است. در چاه مورد مطالعه مشخص شده است که کاهش نسبی سطح آب دریا در طی دسته رخساره‌های تراز بالا شرایط مساعدی را برای در معرض قرار گرفتن رسوبات و افزایش انحلال فراهم کرده است.

بررسی روند لاگ‌های مقاومت و نوترون نیز نشان می‌دهد که در بیشتر موارد، مطابق با رخساره‌هایی که در آنها فرآیندهای دیاژنزی منجر به افزایش تخلخل شده‌اند، مقدار لاگ چگالی کاهش و مقدار لاگ نوترون افزایش نشان داده است. البته در رخساره‌های جزر و مدی این روند کاهشی مشهودتر می‌باشد. در سازند فهلیان در دسته رخساره پیشرونده که متعلق به دومین سکانس است، تمامی رخساره‌های شناسایی شده گل‌پستیان و متعلق به بخش‌های ژرف دریای باز و تالاب هستند، بنابراین تخلخل مشاهده شده در آن در مقایسه با دسته رخساره‌های تراز بالا بسیار ناچیز است. به طور کلی نتایج این بررسی نشان می‌دهد که آن دسته از فرآیندهای دیاژنزی که بر افزایش تخلخل موثر بوده‌اند بیشتر در رخساره‌های دانه‌پستیان دسته رخساره-های تراز بالا (HST) مشاهده شده‌اند.



شکل ۱۰- چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان در یکی از چاه‌های میدان نفتی جفیر، همراه با گسترش فرآیندهای دیاژنتیکی

۵- نتیجه‌گیری

با بررسی محیط رسوبی، فرآیندهای دیاژنتیکی و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان در یکی از چاه‌های میدان جفیر در دشت آبادان نتایج زیر به دست آمده است:

(۱) مشاهدات پتروگرافی منجر به شناسایی ۱۲ رخساره رسوبی در رمپ بیرونی، میانی و داخلی شده است: گل آهکی (A1)، وکستون پلوئیدی (A2)، وکستون بیوکستی (A3)، رخساره گرینستون پلوئیدی (B1)، رخساره گرینستون بیوکستی ایتراکستدار (B2)، رخساره گرینستون ایتراکستی پلوئیددار (B3)، وکستون- پکستون بیوکستی پلوئیددار (C1)، وکستون-پکستون بیوکستدار دارای فرامینفر بتیک (C2)، مادستون (C3)، گرینستون پلوئیدی بیوکستدار (D1)، شیل (D2) و باندستون لیتوکودیومدار (D3). رخساره‌های A1 تا A3 در محیط دریای باز، B1 تا B3 در محیط سدی، C1 تا C3 در محیط تالاب و D1 تا D3 در محیط جزر و مدی در یک رمپ کربناته هم‌شیب رسوبگذاری کرده‌اند.

۲) مهم ترین فرآیندهای دیاژنزی که بعد از رسوبگذاری، توالی های سازند فهلیان را تحت تاثیر قرار داده اند عبارتند از میکریته شدن، آشفستگی زیستی، سیمانی شدن، نوشکلی، پیریتی شدن، سیلیسی شدن، فشردگی و انحلال. از میان فرآیندهای ذکر شده سیمانی شدن و فشردگی نقش بیشتری در کاهش تخلخل داشته اند، در حالیکه دولومیتی شدن، استیلولیتی شدن و شکستگی موجب افزایش تخلخل شده اند.

۳) بررسی چینه نگاری سکانسی با توجه به توزیع رخساره ها و تغییرات لاگ گاما در چاه مورد مطالعه منجر به شناسایی دو سکانس رسوبی رده سوم در سازند فهلیان شده است. سکانس اول (مطابق فهلیان پایینی) تنها از دسته رخساره تراز بالا و سکانس دوم (مطابق فهلیان بالایی) از دو دسته رخساره پیشرونده و تراز بالا تشکیل شده است.

۴) انطباق رخساره ها، فرآیندهای دیاژنزی در هر رخساره و لاگ های چگالی و نوترون نشان داده است که بیشترین میزان تخلخل مطابق با فرآیندهای دیاژنزی استیلولیتی شدن و دولومیتی شدن در رخساره های محیط سدی و جزر و مدی و در درجه بعد رخساره های کم ژرفای رمپ میانی در دسته رخساره تراز بالا بوده است.

تشکر و قدردانی

نویسندگان مقاله از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران جهت در اختیار قرار دادن داده های مورد نیاز تشکر می کنند. همچنین از داوران مقاله آقای دکتر پیمان رضایی (استاد دانشگاه هرمزگان) و خانم دکتر فروغ عباساقی (فارغ التحصیل دکتری رسوب شناسی دانشگاه فردوسی مشهد) تشکر و قدردانی می گردد.

منابع

- [۱] آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران: سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۲ صفحه.
- [۲] اسفندیاری، م.، ۱۳۹۲، محیط رسوبی، چینه نگاری سکانسی و دیاژنزی سازند فهلیان در میدان نفتی یادآوران: پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا، ۱۵۶ صفحه.
- [۳] صالحی، م. ع.، ۱۳۸۶، ژئوشیمی، دیاژنزی و محیط رسوبی سازند فهلیان در مقطع نمونه (تاقدیس فهلیان) و مقایسه آن با چاه ۵۵ میدان نفتی گچساران: پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۶۳ صفحه.
- [۴] علاءالدینی، ک.، ۱۴۰۱، میکروفاسیس و سکانس های رسوبی و ارتباط آنها با فرآیندهای دیاژنزی و خواص مخزنی سازند فهلیان در میدان نفتی دارخوین، جنوب غربی ایران: پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۵۳ صفحه.
- [۵] مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس: انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۳۶ صفحه.
- [۶] مهربانی، ح.، نوری، ح.، سبحانی، ج.، ۱۳۹۹. بررسی کنترل ویژگی های رخساره ای و فرآیندهای دیاژنزی بر کیفیت مخزنی سازند فهلیان در ناحیه زاگرس مرکزی: پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی ۷۹، ۱۰۴-۷۵.
- [7] ABASAGHI, F., MAHBOUBI, A., MAHMOUDI GHARAEI, M.H., and KHANEHBAD, M., 2020, Occurrence of Zoophycos in the Ruteh Formation, Middle Permian (Guadalupian), Central Alborz, Iran: palaeoenvironmental and sequence stratigraphy implications: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, **298**, 285-309.
- [8] ABEDPOUR, M., AFGHAH, M., and DEGHANIAN, M., 2020, Microbiostratigraphy and lithostratigraphy of Fahliyan Formation in Day 2 Section, Zagros Basin, SW of Iran: *Himalayan Geology*, **41**, 31-38.

- [9] ABDOLLAHI FARD, I., SHERKATI, S., MCCLAY, K., and HAQ, B.U., 2019, Tectono-Sedimentary Evolution of the Iranian Zagros in a Global Context and Its Impact on Petroleum Habitats. In: Farzipour Saein, A., (ed.), tectonic and structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt: *Developments in Structural Geology and Tectonics*, **3**, 17-28.
- [10] ADABI, M.H., BEHDAD, A., and SALEHI, A., 2010, Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, **39**, 148–160.
- [11] AFZAL, J., WILLIAMS, M., LENG, M., ALDRIDGE, R., and STEPHENSON, M., 2010, Evolution of Paleocene to Early Eocene larger benthic foraminifer assemblages of the Indus Basin, Pakistan: *Lethaia*, **44**, 299-320.
- [12] AHR, W.M., 2008, Geology of Carbonate Reservoirs: The Identification, Description, and Characterization of Hydrocarbon Reservoirs in Carbonate Rocks. Wiley Online.
- [13] ALAVI, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and its proforeland evolution: *American Journal of Science*, **304**, 1–20.
- [14] AL-HUSSEINI, M.I., 2007, Iran's crude oil reserves and production. *GeoArabia*, **12**, 69–94.
- [15] AL-WOSABI, M., and AL-AYDRUS, A., 2011, Microfacies analysis and depositional environments of Tertiary carbonate sequences in Socotra Island, Yemen: *Geological Bulletin of Turkey*, **54**, 57-80.
- [16] ASGHARI PIRBALOUTI, B., and ABYAT, A., 2017, Early Cretaceous benthic foraminiferal biozonation of the Fahliyan and Gadvan Formations in the Assaluyeh and Halegan stratigraphic sections, Zagros Basin, Southwest of Iran: *Carbonate and Evaporites*, **34**, 249-260.
- [17] BORDENAVE, M.L., and HEGRE, J.A., 2010, Current distribution of oil and gas fields in the Zagros Fold Belt of Iran and contiguous offshore as the result of the petroleum systems. In: LETURMY, P., ROBIN, C., (Eds.), Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic: *Geological society of London, Special Publications*, 330, 291–353.
- [18] BURCHETTE, T.P., and WRIGHT, V.P., 1992, Carbonate ramps depositional systems: *Sedimentary Geology*, **79**, 3-57.
- [19] BURCHETTE, T.P., 1993, Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), southern Arabian Gulf: Carbonate platform growth along a cratonic basin margin. In: SIMO, J.A., SCOTT, R.W., MASSE, J.P. (Eds.), Cretaceous Carbonate Platforms. *American Association of Petroleum Geology Memoir*, **56**, 185-199.
- [20] COSOVIC, V., DROBNE, K., and MORO, A., 2004, Paleoenvironmental model for Eocene foraminifera limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula): *Facies*, **50**, 61-75.
- [21] DUNHAM, R., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Classification of Carbonate Rocks: *American Association Petroleum Geology*, 121 pp.
- [22] EMBRY, A.F., and JOHANNESSEN, E.P., 1992, T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada: *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, **2**, 121-146.
- [23] ESFANDYARI, M., MOHSENI, H., KAVOOSI, M.A., and CONRAD, M.A., 2022, Facies analysis and sequence stratigraphy of the Fahliyan Formation in “A” oil field, Zagros structural zone, SW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, **15**, 225.
- [24] FALCON, N.L., 1961, Major earth-flexuring in Zagros Mountain of southwest Iran: *Quarterly Journal of Geological Society*, **117**, 367-376.
- [25] FLÜGEL, E., 2010, Microfacies of carbonate rocks. 2 nd edition, Springer, 98p.
- [26] GAUMET, F., VAN BUCHEM, F.S., BAGHBANI, D., ASHRAFZADEH, R., ASSILIAN, H., and KEYVANI, F., 2002, Jurassic and Lower Cretaceous sedimentation patterns in the Dezful Embayment and Fars Area, SW Iran: 5th Middle East Petroleum Geosciences Conference, GEO 2002, Abstracts. *GeoArabia*, **7**, 236

- [27] GOLONKA, J., 2000, Cambrian-Neogene Plate Tectonic Maps, Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellonskiego, Karkow, Poland, 125 p.
- [28] GUIDO, A., RUSSO, F., MIRIELLO, D., and MASTANDREA, A., 2018, Autochthonous micrite to aphanodolomite: The microbialites in the dolomitization processes: *Geosciences*, **8**, 451.
- [29] HAYNES, J.D., and Mcquillan, H., 1974, Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **85**, 739-744.
- [30] HEYDARI, E., 2008, Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran: *Tectonophysics*, **451**, 56-70.
- [31] JAMALIAN, M., and ADABI, M.H., 2014, Geochemistry, microfacies and diagenetic evidences for original aragonite mineralogy and open diagenetic system of Lower Cretaceous carbonates Fahliyan Formation (Kuh-e Siah area, Zagros Basin, South Iran): *Carbonate Evaporites*, **30**, 77-98.
- [32] JAMES, G.A., and WYND, J.G., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement Area: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **49**, 2182-2245.
- [33] KABANOV, P.B., 2000, Grain micritization as facial indicator in shallow water marine carbonate rocks, Byulletin' Moskovskogo Obshchestva Ispytateley Prirody: *Otdel Geologicheskii*, **75**, 39-48 (in Russian with English Abstract).
- [34] LAYA, J.C., and TUCKER, M.E., 2012, Facies analysis and depositional environments of Permian carbonates of the Venezuelan Andes: Palaeogeographic implications for Northern Gondwana: *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **332**, 1-26.
- [35] LÉONIDE, P., FOURNIER, F., REIJMER, J.J.G., VONHOF, H., BORGOMANO, J., DIJK, J., ROSENTHAL, M., VAN GOETHEM, M., COCHARD, J., MEULENAARS, K., 2014, Diagenetic patterns and pore space distribution along a platform to outer-shelf transect (Urgonian limestone, Barremian–Aptian, SE France): *Sedimentary Geology*, **306**, 1-23.
- [36] MARTINI, R., CIRILLI, S., and SAURER, C., 2007, Depositional environment and biofacies characterization of the Triassic (Carnian to Rhaetian) carbonate succession of Punta Bassano (Marettimo Island, Sicily): *Facies*, **53**, 389-400.
- [37] MICHEL, L., EHLERS, T.A., GLOTZBACH, C., ADAMS, B.A., and STÜBNER, K., 2018, Tectonic and glacial contributions to focused exhumation in the Olympic Mountains, Washington, USA: *Geology*, **46**, 491-494.
- [38] MOORE, C.H., and WADE, W.J., 2013, The nature and classification of carbonate porosity: *Developments in Sedimentology*, **67**, 51-56.
- [39] MURRIS, R.J., 1980, Middle East: Stratigraphic evolution and oil habitat: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **64**, 597-618.
- [40] NEBELSICK, J.H., RASSER, D., LEMPP, J., 2012, Tracking paleoenvironmental Changes in Coralline Algal-Dominated Carbonates of the Lower Oligocene Calcareniti di Castelgomberto Formation (Monti Berici, Italy): *Facies*, **59**, 133-148.
- [41] NG, C., VEGA, C., and MARANHÃO, M., 2019, Mixed carbonate-siliciclastic microfacies from Permian deposits of Western Gondwana: Evidence of gradual marine to continental transition or episodes of marine transgression?: *Sedimentary Geology*, **390**, 1-21.
- [42] NOORI, H., MEHRABI, H., RAHIMPOUR-BONAB, H., and FAGHIIH, A., 2019, Tectono-sedimentary controls on Lower Cretaceous carbonate platforms of the central Zagros, Iran: An example of rift-basin carbonate systems: *Marine and Petroleum Geology*, **110**, 91– 111.
- [43] OKHRAVI, R., 1998, Synsedimentary cementation in Lower Miocene reefal carbonate of the central basin Iran: *Carbonate and Evaporites*, **13**, 136-14.
- [44] POMAR, L., and TROPEANO, M., 2001, The Calcarenite di Gravina Formation in Matera (southern Italy): new insights for coarse-grained, large-scale, cross-bedded bodies encased in offshore deposits. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **85**, 661-689.
- [45] ROSTAMI, L., VAZIRI, S.H., JAHANI, D., SOLGI, A., TAHERPOUR KHALIL ABAD, M., CAREVIĆ, I., and YAHYAEI, .A., 2019, Neocomian Fahliyan formation carbonates in the oil

- well X2 (Dorood oil field, Persian Gulf): Biostratigraphic data from benthic foraminifera and algae: *Iranian Journal of Earth Sciences*, **11**, 173-182.
- [46] SAHRAEYAN, M., BAHRAMI, M., HOOSHMAND, M., and GHAZI, S., 2013, Sedimentary facies and diagenetic features of the Early Cretaceous Fahliyan Formation in the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran: *Journal of African Earth Sciences*, **87**, 59-70.
- [47] SAVARD, M.M., BEAUCHAMP, B., and VEIZER, J., 1996, Significance of aragonite cements around Cretaceous marine methane seeps: *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 430-438.
- [48] SHAKERI, A., and 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**, 135-148.
- [49] SHARLAND, P.R., ARCHER, R., CASEY, D.M., DAVIES, R.B., HALL, S.H., HEWARD, A.P., HORBURY, A.D., and SIMMON, M.D., 2001, Arabian Plate sequence stratigraphy: *GeoArabia Special Publication 2*, Oriental Press, Manama, Bahrain, 371 p.
- [50] SOLEIMANI, B., HASSANI-GIV, M., and ABDOLLAHI FARD, I., 2017, Formation Pore Pressure Variation of the Neocomian Sedimentary Succession (the Fahliyan Formation) in the Abadan Plain Basin, SW of Iran. *Geofluids*, **4**, 1-13.
- [51] TATZEL, M., BLANCKENBURG, F., OELZE, M., BOUCHEZ, J., and HIPPLER, D., 2017, Late Neoproterozoic seawater oxygenation by siliceous sponges: *Nature Communication*, **8**, 1-10.
- [52] TROMBETTA, M.C., GUADAGNIN, F., KUMAIRA, S., CARON, F., and GONÇALVES, G., 2019, Composition and diagenesis of Neoproterozoic Guaritas Group sandstones in the Minas do Camaquã fault zone, Camaquã Basin: *Journal of South American Earth Sciences*, **90**, 1-11.
- [53] TUCKER, M.E., WRIGHT, P., 1990, Carbonate sedimentology. Blackwell Publishers Ltd, Oxford.
- [54] WILSON, J.L., 1975, Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag, New York, p. 471.
- [55] ZHANG, H., DING, L., WANG, X., WANG, L., WANG, Q., and XIA, G., 2006, Carbonate Diagenesis Controlled by Glacioeustatic Sea-Level Changes: A Case Study from the Carboniferous-Permian Boundary Section at Xikou, China: *Journal of China University of Geosciences*, **17**, 103-114.

Sedimentary environment, diagenetic processes and sequence stratigraphy of the Fahliyan Formation in the Jufair Oilfield, Abadan plain, southwestern Iran

Seyed Aghil Hoseini¹, Davoud Jahani^{2*}, Nader Kohansal Ghadimvand²

¹ PhD student, Department of Geology, North Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, North Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

*jahani_davood@yahoo.com

Received: December 2024, Accepted: March 2025

Abstract

The Fahliyan Formation, of Lower Cretaceous age (Berriasian-Barremian), is one of the important hydrocarbon reservoirs in southwestern Iran. This study focuses on the Fahliyan Formation in a well located in the Jufair oil field in the Abadan plain, aiming to reconstruct the depositional environment, sea level fluctuations, and diagenetic history. To achieve this, 250 thin sections were analyzed for petrographic characteristics. In addition, changes in petrophysical gamma, neutron, and density logs were examined to complement the microscopic results. In the studied well, 12 sedimentary facies from open marine, shoal, lagoon, and tidal sub-environments were identified. The distribution of facies shows that they have deposited in the outer, middle, and inner parts of a homoclinal carbonate ramp. Diagenetic processes in different meteoric, marine, and burial environments have affected the sediments of the Fahliyan Formation. Physical compaction and cementation processes have played the most role in reducing porosity, while dolomitization, stylolitization, and fracturing processes have increased porosity. Analysis of sea level fluctuations during the deposition of the Fahliyan Formation within the framework of sequence stratigraphy revealed two third-order sedimentary sequences in the well, mostly composed of highstand system tract. Reservoir quality assessments indicated that the shoal and tidal flat facies within the highstand system tracts exhibit the highest porosity.

Keywords: depositional environment, diagenetic processes, sequence stratigraphy, Fahliyan Formation, Abadan Plain