

تلفیق مطالعات رخساره‌ای، دیاژنزی و چینه‌نگاری سکانسی در بازسازی معماری چینه‌ای مخزن بنگستان میدان هنگام، شرق خلیج فارس

بهروز اسرافیلی‌دیزجی

استادیار گروه اکتشاف نفت، دانشکده مهندسی معدن، دانشکده‌گان فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

نویسنده مسئول: esrafilidizaji@ut.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۳/۱۲/۱۵ پذیرش: ۱۴۰۴/۷/۳۰

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

سازندهای سروک و ایلام، سنگ‌مخزن اصلی میدان هنگام در شرقی‌ترین حد خلیج فارس را تشکیل می‌دهند. سازند سروک در این میدان با ضخامت متغیر، متشکل از سه عضو مدود، احمدی و میشریف است. آنالیز رخساره‌ها در یکی از چاه‌های مغزه‌گیری شده در این میدان نشان می‌دهد که عضو مدود (آلبین پسین) در یک پلت‌فرم کربناتی متفاوت نسبت به عضو میشریف نهشته شده است. سازند ایلام نیز از سه رخساره حاوی فرامینفرهای لاگونی، بیوکستی و پلوییدی تشکیل شده است که در یک مجموعه شول و لاگون نهشته شده است. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد رخساره‌های شناسایی شده بعد از رسوب‌گذاری تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی دریایی، جوی و تدفینی قرار گرفته‌اند. تأثیر و شدت فرآیندهای دیاژنزی جوی (انحلال و سیمانی‌شدن) بر توسعه و توزیع تخلخل در بخش فوقانی عضو مدود، عضو میشریف و سازند ایلام اهمیت بیشتری داشته است. مطالعات چینه‌نگاری سکانسی منجر به شناسایی چهار سکانس رسوبی رده سه در این سازندها شد که سکانس اول منطبق بر عضو مدود، سکانس‌های دوم و سوم منطبق بر عضوهای احمدی و میشریف است که با یک ناپیوستگی چندین میلیون ساله از سکانس چهارم (سازند ایلام) تفکیک می‌شود. سکانس رسوبی سوم تنها در چاه‌های میانی میدان شناسایی شد و در چاه‌های شمالی و جنوبی گسترش ندارد. نتایج مطالعات نشان می‌دهد که طی رژیم فشارشی کوتاه میانی و بالاآمدگی بلوک‌های گسلی، کل سکانس سوم و قسمتی از سکانس رسوبی دوم طی رخداد خروج از آب و فرسایش پس از سنومانین و سپس تورونین در چاه‌های شمالی و جنوبی حذف و در چاه‌های میانی حفظ شده است.

واژگان کلیدی: میدان هنگام، سازند سروک، سازند ایلام، عضو مدود، عضو احمدی، عضو میشریف، خلیج فارس

۱- پیشگفتار

سازندهای سروک و ایلام گروه بنگستان از مهم‌ترین و گسترده‌ترین سنگ مخازن نفتی ایران هستند که علاوه بر فروافتادگی دزفول در تعدادی از میادین هیدروکربوری ناحیه‌های لرستان، فارس، زون ایزه و دشت آبادان سنگ‌مخزن اصلی را تشکیل می‌دهند. همچنین این سازندها در خلیج فارس شرقی از شناخته‌شده‌ترین سنگ مخازن نفتی و گازی هستند (بوردنوف و هگره، ۲۰۱۰؛ اسرافیلی‌دیزجی و رحیم‌پوربناب، ۲۰۱۹).

از نگاه مخزنی، سازندهای آهکی سروک و ایلام در میادین نفتی فروافتادگی دزفول (مانند آغاجری، بی‌بی حکیمه، گچساران و کارون) دارای رخساره کربناتی کم‌عمق و

مشابه، با فشار مخزنی یکنواخت و سطوح سیالات مشترک است که موجب شده است تفکیک آن‌ها دشوار و عملاً غیرضروری باشد. لذا این سنگ‌مخزن آهکی یکپارچه، در عملیات به سنگ‌مخزن بنگستان شهرت دارد (مطیعی، ۱۳۷۲). ولی از نظر چینه‌شناسی، سازند سروک در فروافتادگی دزفول با یک ناپیوستگی فرسایشی محلی (بعد از سنومانین^۱) به دو قسمت سروک‌زیرین و سروک‌فوقانی تفکیک می‌شود. در بخش رأسی نیز، این سازند با یک ناپیوستگی ناحیه‌ای مهم (بعد از تورونین^۲) از سازند ایلام جدا می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲؛ رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۳؛ مهرابی، ۲۰۲۳). در فارس ساحلی، به دلیل فرسایش شدید در بلندی کمان قطر-گاوبندی،

² Post-Turonian

¹ Post-Cenomanian

پایان‌نامه‌های دانشگاهی در رخنمون‌ها و مخازن ناحیه زاگرس شده است (برای مثال حاجی کاظمی و همکاران، ۲۰۱۰؛ کلنات و همکاران، ۲۰۱۰؛ رحیم‌پوریناب و همکاران، ۲۰۱۳؛ اسرافیلی‌دیزجی و همکاران، ۲۰۱۵؛ اسعدی و همکاران، ۲۰۱۶؛ مهرابی و همکاران، ۲۰۱۸؛ محسنی و زیرم‌جوانمرد، ۲۰۲۰؛ اسفندیاری و همکاران، ۲۰۲۳؛ مهرابی، ۲۰۲۳)، ولی این سازندها در حدشرقی خلیج‌فارس (نزدیک تنگه‌هرمز) کمتر مورد مطالعه قرار گرفته است. لذا به منظور بازسازی معماری چینه‌ای و مخزنی سازندهای یاد شده در میدان هنگام، ابتدا رخساره‌ها و محیط رسوبی آن‌ها در مغزه‌های حفاری شده بررسی شد. سپس تغییرات دیاژنزی در رخساره‌ها با توجه ویژه بر تغییرات تخلخل در قالب سکانس‌های رسوبی مورد ارزیابی قرار گرفت. با تطابق سکانس‌های رسوبی در چاه‌های مختلف، چارچوب چینه‌نگاری سکانس‌سی و معماری چینه‌ای آن‌ها بازسازی شد.

۲- موقعیت میدان

میدان هنگام بخش ایرانی یک میدان مشترک بین ایران و عمان در شرق خلیج‌فارس (در ۴۰ کیلومتری جنوب جزیره قشم) است. بخش عمانی این میدان که توسط یک مرز سیاسی جدا می‌شود با نام بخای غربی^۶ شناخته می‌شود (شکل ۱ الف و ب). میدان هنگام دارای ده حلقه چاه است که سه حلقه چاه قدیمی (He-E01, Khasab-1, West Bukha-1A) در دهه ۱۹۷۰ حفاری شده و هفت حلقه چاه جدید (He-E01-He-E7) از سال ۲۰۰۶ به بعد حفاری شده‌اند. بر اساس داده‌های موجود، دو افق مخزنی در این میدان وجود دارد که شامل کربناته‌های گروه بنگستان (سروک-ایلام) به عنوان مخزن اصلی و سازند داریان به عنوان یک مخزن احتمالی است. ساختار میدان هنگام یک تاق‌دیس کشیده با روند شمالی-جنوبی است که بصورت یک فراپوم^۷ تحت تأثیر دو گسل شرقی و غربی قرار گرفته است (شکل ۱ ج و د). در بخش درونی این ساختار چندین گسل نرمال با روند شمال غربی-جنوب شرقی توسعه یافته است که موجب تظاهر یک شکل نردبان خمیده در دید پلان شده است (غضبان، ۲۰۰۷).

بخش فوقانی سازند سروک حذف شده و ضخامت آن به کمتر از یک سوم کاهش یافته است (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۰۶؛ وینسنت و همکاران، ۲۰۱۵). لذا ضمن توسعه یک ناپیوستگی ناحیه‌ای مهم در رأس آن، این سازند با شیل لافان از سازند ایلام جدا می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲). در این ناحیه، سروک به یک واحد آهکی زیرین مملو از اربیتولینا و تروکولینا به نام عضو مدود (۱۲۰-۶۰ متر) و یک واحد شیلی فوقانی با نام عضو احمدی (۶۰-۳۰ متر) تقسیم می‌شود. جیمز و وایند (۱۹۶۵) سن این دو عضو را مربوط به سنومانین می‌دانستند در حالی که مطالعات ون‌بوخم و همکاران (۲۰۰۶) نشان داد عضو مدود سن آلبین پسین و عضو احمدی سن سنومانین پیشین دارد. این دو عضو در واقع تداوم جانبی سازندهای مدود و احمدی کشور قطر در فارس ساحلی و فراساحل آن است (مطیعی، ۱۳۷۲). هم‌ارزی‌های چینه‌ای نشان می‌دهد بخش احمدی معادل سازند شیلایف^۳ در امارات و خاطیه^۴ در فراساحل عمان است که در یک اینتراشلف (حوضه میشریف^۵) در بخش شرقی خلیج‌فارس نهشته شده است (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۰). ون‌بوخم و همکاران (۲۰۰۶) معتقد هستند که کربناته‌های مدود هم‌ارز سنی سازند کژدمی است و از آهک‌های دریایی کم‌عمق غنی از اربیتولینا و تروکولینا تشکیل شده است که در یک رمپ کربناتی گل‌غالب و با شیب کم در آلبین پسین نهشته شده است. لذا ایشان پیشنهاد می‌کنند که به دلیل تفاوت سنی، نوع موجودات کربنات‌ساز و شکل هندسی پلت‌فرم کربناتی این عضو از سازند سروک تفکیک گردد و به عنوان یک سازند جدید معرفی شود. به طرف جنوب و در کشور قطر، سازند احمدی توسط سنگ‌آهک تمیز، متخلخل و غنی از رودیست به نام سازند میشریف پوشیده می‌شود (الشهران و نایرن، ۱۹۹۷). لذا معادل این بخش در سازند سروک میادین هیدروکربوری شرق خلیج‌فارس (مجموعه میادین سیری) عضو غیررسمی میشریف نامیده می‌شود. عضوهای مدود و میشریف دارای پتانسیل مخزنی خوب و از مهم‌ترین سنگ مخازن کشورهای ناحیه خلیج‌فارس هستند (الشهران ۲۰۱۴).

اگرچه در دو دهه گذشته پژوهش‌های زیادی در مورد سازندهای سروک و ایلام تحت قالب مقالات و

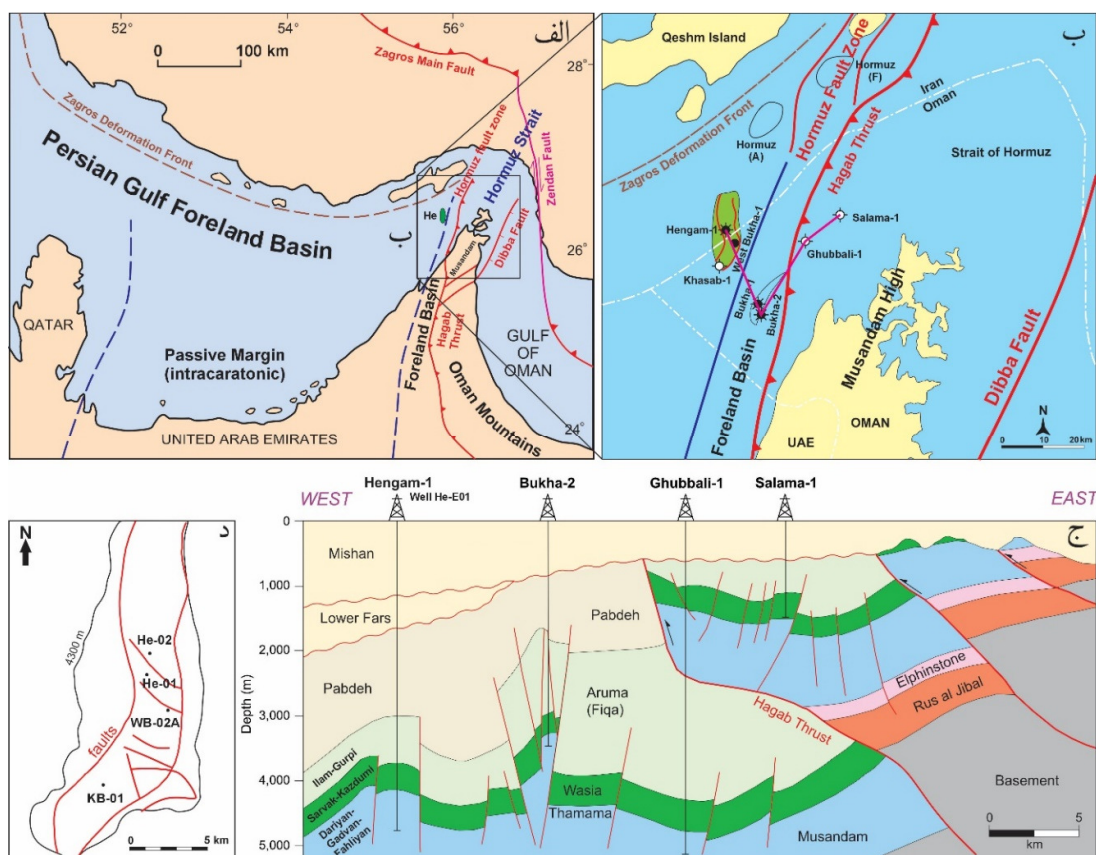
⁶ West Bukha

⁷ Horst

³ Shilaif Formation

⁴ Khatiyah Formation

⁵ Mishrif Basin



شکل ۱. الف) زیرحوضه خلیج فارس شرقی بین بلندای کمان قطر و مسندم (با تغییرات از غضبان، ۲۰۰۷)، ب) موقعیت میدان هنگام در شرقی‌ترین حد خلیج فارس در جنوب جزیره قشم، ج) مقطع ساختمانی کمربند چین‌خورده-رانده مسندم و حوضه پیش‌خشکی امارات بر اساس داده‌های لرزه‌ای که در بردارنده گسل رانده هقاب و ساختار گسل‌خورده میدان نفتی هنگام است (سیرل و همکاران، ۲۰۱۴)، د) نقشه ساختمانی میدان مورد مطالعه با روند تقریبی شمالی-جنوبی و گسل‌های موجود در آن

Fig. 1. (a) The Eastern Persian Gulf sub-basin between the Qatar Arch and the Musandam High (modified after Ghazban, 2007), (b) The location of the Hengam Field at the easternmost part of the Persian Gulf, south of Qeshm Island, (c) A structural cross-section of the Musandam Fold-and-Thrust Belt and the UAE foreland basin based on seismic data, illustrating the Haghab thrust fault and the faulted structure of the Hengam oil field (Searle et al., 2014), (d) The structural map of the field with an approximately north-south trend and the existing faults within it.

۳- جایگاه زمین‌شناسی: تحول تکتونیکی و

چارچوب چین‌شناسی

تکامل تکتونیکی و چارچوب چین‌شناسی حدشرقی خلیج فارس بر مبنای ترکیبی از داده‌های زیرسطحی (حفاری و لرزه‌ای) و مطالعات رخنمونی بازسازی شده است (ریکاتو و ریش، ۱۹۸۰؛ سیرل و همکاران، ۲۰۱۴؛ اورنگ و همکاران، ۲۰۱۸). حوضه پیش‌خشکی^۱ خلیج فارس که در اواخر سنوزوئیک طی چین‌خوردگی و بالآمدن زاگرس شکل گرفته است با یک بلندی ساختاری در راستای شمال‌شرقی- جنوب غربی به نام کمان قطر-

فارس^۲ به دو زیرحوضه شرقی و غربی تقسیم می‌شود (پروتی و همکاران، ۲۰۱۱؛ پیروز و همکاران، ۲۰۱۷).

زیرحوضه خلیج فارس شرقی^۳ یک فروافتادگی است که از شرق به بلندی مسندم^۴ (یا تنگه هرمز) و از غرب به کمان قطر- فارس محدود می‌شود (شکل ۱ الف). این ناحیه با یک مرز ساختاری تفسیری به نام جبهه تغییرشکلی زاگرس^۵ که از جنوب جزیره قشم می‌گذرد از ناحیه چین‌خورده زاگرس جدا می‌شود (شکل ۱ ب). شبه جزیره مسندم، در واقع یک کمربند چین‌خورده و رانده است (شکل ۱ ج) که از توالی‌های کربناته به سن پرمین تا

^۴ Musandam High

^۵ Zagros Deformation Front

^۱ Foreland Basin

^۲ Qatar-Fars Arch

^۳ Eastern Persian Gulf

گنبدنمکی مانند هرمز، لارک و تاقدیس‌های هرمز D و F در دریا و تاقدیس شیرین در بندرعباس است. تاکنون در این ناحیه چندین میدان نفتی و گاز میعانی با نام‌های هنگام- بخای غربی، بخا^{۱۳}، صالح^{۱۴} و تیب^{۱۵} شناسایی شده است (سیرل و همکاران، ۲۰۱۴) (شکل ۱ ب).

در چاه هنگام-۱ واحدهای چینه‌شناسی سنوزوئیک تا کرتاسه با ضخامت کلی حدود ۴۷۵۰ متر حفاری شده است (شکل ۲). این واحدها از سطح به عمق شامل سازندهای میشان، گچساران، نمک‌فارس، پابده، گورپی، ایلام، سروک، کژدمی، داریان، گدوان و بخشی از فلهیان (۳۹۳ متر) است. از ویژگی غیرعادی چینه‌شناسی این میدان، افزایش ضخامت سازندهای میشان (۷۵۰ متر)، پابده (۱۵۰۰ متر) و گورپی (۶۰۰ متر) است که موجب تدفین عمیق گروه‌های بنگستان و خامی فوقانی (تا بیش از ۳۷۵۰ متر) شده است (شکل ۲). به دلیل وجود گسل‌های متعدد و فعال در حین رسوب‌گذاری، ضخامت سازندهای حفاری شده در چاه‌های مختلف در میدان متغیر است (شکل ۱ د). اورنگ و همکاران (۲۰۱۸) افزایش ضخامت سازندهای گورپی و پابده را به دلیل رخدادهای فشارشی و گسترش حوضه‌های پیش‌گودالی گورپی و پابده^{۱۶} (یا پیش‌گودال امارات) در طی کرتاسه پسین و پالئوسن می‌دانند. همچنین به دلیل یک فاز فشارشی در انتهای میوسن زیرین یک دگرشیبی زاویه‌دار به نام ناپیوستگی میوسن گسترش یافته است که از غرب به شرق (از جزیره تنب بزرگ تا بلندی مسندم) سازندهای گچساران، نمک‌فارس، آسماری، پابده و گورپی را قطع می‌کند و بر روی آن سازند میشان با یک روند افزایش ضخامت به طرف شرق نهشته شده است (شکل ۲).

از دیدگاه سنگ‌شناسی سازندهای سروک در این ناحیه از دو رخساره عمیق و کم‌عمق تشکیل شده است. رخساره عمیق سنگ‌آهک‌رسی تا مارن با فسیل‌های پلاژیک غالباً در عضو احمدی دیده می‌شود و رخساره‌های کم‌عمق تر غالباً با سنگ‌شناسی آهکی مملو از اربیتولینا و تروکولینا (عضو مدود) و خرده‌های رودیست (عضو میشریف) است. وجود یک پیک شاخص در لاگ گاما در بخش فوقانی

کرتاسه میانی تشکیل شده است. این توالی‌های کربناتی در عمق توسط سه گسل رورانده تکرار شده‌اند (سیرل و همکاران، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۴). کمربند چین‌خورده-رانده مسندم در طی چندین رخداد فشارشی در طی کرتاسه پسین، پالئوسن پسین-اوسن پیشین و اولیگوسن پسین-میوسن پیشین شکل گرفته است (اورنگ و همکاران، ۲۰۱۸). این بلندی با یک راندگی بزرگ (راندگی هقاب^۶)، پوسته قاره‌ای خلیج‌فارس شرقی را از پوسته اقیانوسی باقیمانده تیس^۷ خلیج‌عمان در شرق جدا می‌کند (سیرل و همکاران، ۲۰۱۴). توالی‌های رسوبی خلیج‌فارس شرقی در جنوب جبهه تغییرشکلی زاگرس متأثر از عملکرد گسل‌های عمیق پی‌سنگی و دیابریسم نمک‌های هرمز و فارس هستند که موجب شکل‌گیری ساختارهای تاقدیسی بزرگ و ملایم با اشکال و ابعاد مختلف شده است که در اغلب آن‌ها سازندهای عرب، شعیبا و میشریف سنگ‌مخزن خوبی برای هیدروکربور شده‌اند (الشهران، ۱۹۸۹؛ الشهران و نایرن، ۱۹۹۷).

از دیدگاه زمین‌شناسان اماراتی و عمانی (الشهران، ۱۹۸۹؛ علی و همکاران، ۲۰۱۴) شرق خلیج‌فارس به دو ایالت تکنیکی اصلی قابل تقسیم است (شکل ۱ الف). قسمت اعظم فراساحل امارات یک حاشیه غیرفعال (درون کراتونی^۸) در نظر گرفته می‌شود که در حد شرقی با یک حوضه پیش‌خشکی (حوضه پیش‌خشکی عمان یا امارات^۹) از کمربند چین‌خورده و رانده مسندم تفکیک می‌شود. این حوضه پیش‌خشکی دارای بی‌هنجاری‌های گرانشی منفی با روند شمال شرقی- جنوب غربی است که با عمیق‌شدن پی‌سنگ و افزایش ضخامت رسوبات گورپی و پابده همراه است (شکل ۱ ب). حوضه یادشده طی بارگذاری افیولیت‌های سمائل^{۱۰}، خمیدگی پوسته و توسعه حوضه پیش‌گودالی^{۱۱} در کرتاسه پسین و پالئوسن گسترش یافته است بطوریکه ضخامت تجمعی رسوبات گورپی و پابده در این حوضه به ۲-۳ کیلومتر می‌رسد (علی و همکاران، ۲۰۱۴؛ اورنگ و همکاران، ۲۰۱۸). به نظر می‌رسد ادامه این حوضه پیش‌خشکی در بخش ایرانی منطبق بر زون گسلی هرمز^{۱۲} است که در بردارنده جزایر

¹² Hormuz Fault Zone

¹³ Bukha

¹⁴ Saleh

¹⁵ Tibat

¹⁶ Gurpi and Pabdeh foredeep basins

⁶ Hagab Thrust

⁷ relict Tethyan oceanic crust

⁸ intracratonic

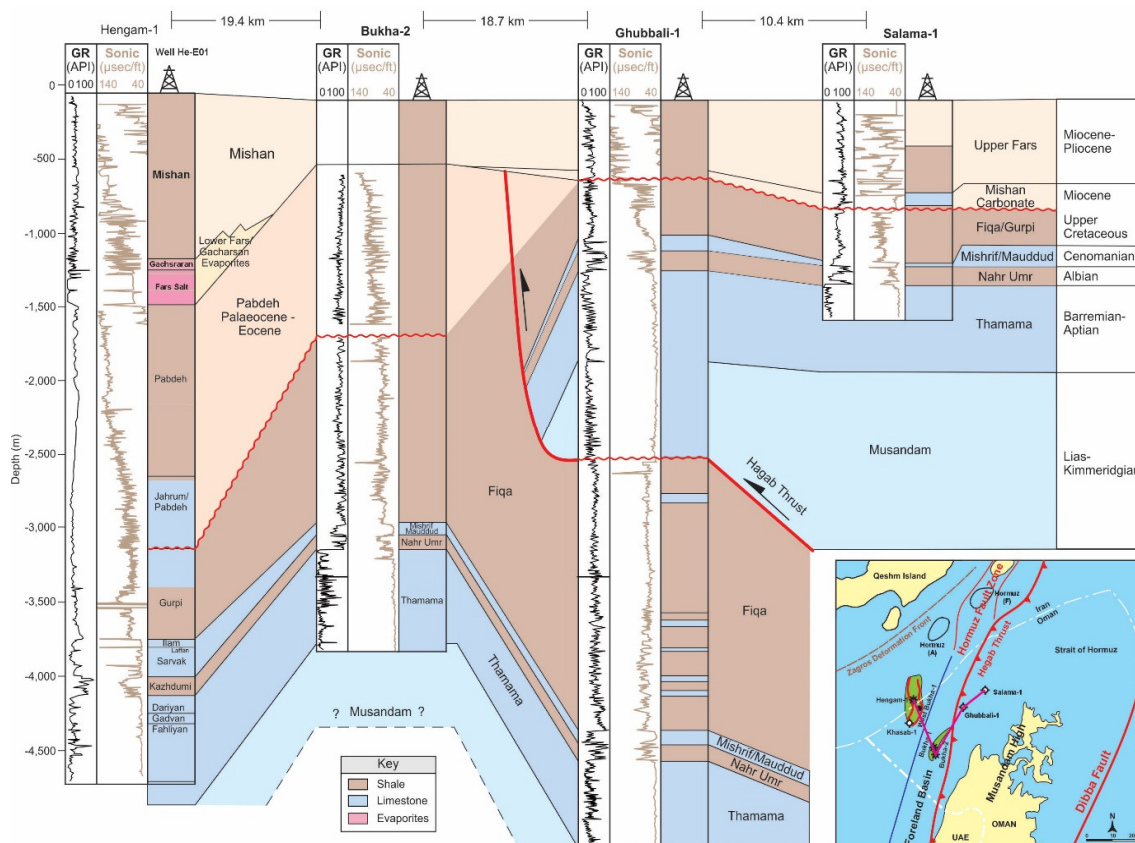
⁹ UAE foreland

¹⁰ Semail Ophiolite

¹¹ Foredeep basin

شامل بخش‌های مدود (۷۶ متر)، احمدی یا خاویه (۳۰ متر) و میشریف (۹۷ متر) است. عضو مدود از سنگ آهک با میان لایه‌های سنگ آهک‌رسی و شیلی تشکیل شده است که با عضو احمدی با سنگ‌شناسی سنگ آهک‌رسی (افزایش نسبی مفادیر لاگ گاما) پوشیده می‌شود. عضو میشریف عمدتاً دارای سنگ‌شناسی آهک تمیز است. سازند ایلام نیز با سنگ‌شناسی آهک تمیز در این چاه ۳۰ متر ضخامت دارد.

سازند سروک در گذشته به سنگ‌شناسی شیلی و وجود سازند لافان نسبت داده می‌شد در حالی که مطالعات جدید وجود این سازند با سنگ‌شناسی شیلی را صرفاً در میدان سیری A تأیید کرد. لذا در اغلب میادین منطقه سازند سروک با سازند ایلام با سنگ‌شناسی آهک تمیز و کم‌عمق پوشیده می‌شود. ضخامت سازند سروک در چاه شماره یک میدان هنگام ۲۰۳ متر است که از عمق ۳۸۳۸ تا ۴۰۴۱ متری گسترش دارد. سازند مذکور در این چاه



شکل ۲. تطابق سازندهای چاه شماره یک میدان هنگام با چاه بخا-۲ در حوضه پیش‌خشکی امارات و چاه‌های غوبالی-۱ و سلما-۱ در بلندی مسندم (با تغییرات از سیرل و همکاران، ۲۰۱۴).

Fig. 2. Correlation of formations between Well No. 1 of the Hengam Field, the Bukha-2 well in the UAE foreland basin, and the Ghobali-1 and Salma-1 wells in the Musandam High (modified from Searle et al., 2014).

چاه‌پیمایی، مغزه و نتایج مطالعات پتروگرافی در چاه‌های دیگر به منظور ساختن چارچوب چینه‌نگاری سکansı در مقیاس میدان استفاده شده است. به منظور این مطالعه، حدود ۱۲۰ متر از مغزه‌های اخذ شده از بازه‌های مختلف عمقی سازندهای ایلام و سروک (عضوهای میشریف و مدود) در چاه شماره ۲ بررسی شده است و از این مغزه‌ها، ۱۷۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و برای

۴- مواد و روش‌ها

این تحقیق براساس داده‌های دو حلقه از چاه‌های میدان هنگام (He-E01, He-E02) و دو حلقه چاه از بخش عمانی شامل چاه بخای 2A (WB-2A) و خصب-۱ (KB-01) است که در یک روند شمالی-جنوبی قرار دارد. مطالعات دقیق مغزه و مقاطع نازک میکروسکوپی در چاه شماره ۲ هنگام (He-E02) انجام شده است و از داده‌های لاگ‌های

برای خلاصه‌سازی مطالعات رخساره‌ای، ویژگی‌ها و محیط رسوب‌گذاری تفسیر شده آن‌ها در جدول ۱ مرتب شده است. این مطالعات نشان می‌دهد که بخش تحتانی سازند سروک (عضو مدود) از سه رخساره رسوبی تشکیل شده است که شامل رخساره‌های مادستون پلاژیک (SF-1)، وکستون میکروبیوکلستی (SF-2) و وکستون/پیکستون اربیتولینا و بیوکلست‌دار (SF-3) است (جدول ۱). وجود بافت گل‌غالب و تیره، فسیل اولیگستژینا^۵ و پیریت در رخساره SF-1 نشان می‌دهد که این رخساره در شرایط کم‌انرژی، کم‌اکسیژن و زیر زون نورانی مربوط به بخش‌های عمیق یک پلت‌فرم کربناتی (حوضه) نهشته شده است (ویلسون، ۱۹۷۵؛ فلوگل، ۲۰۰۴؛ غیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰؛ مهرابی، ۲۰۲۳). ذرات میکروبیوکلستی، محتوی گل بالا، سوزن اسفنجی و خرده‌های ریز اکینودرم در رخساره SF-2 نشان می‌دهد که این رخساره نیز در شرایط کم‌انرژی، کم‌اکسیژن و عمیق مانند رمپ خارجی رسوب‌گذاری کرده است (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۰۶؛ غیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰؛ غلامی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۹). رخساره SF-3 با داشتن نسبت ذره به گل بالا، فرامینیفرهای درشت (اربیتولینا^۶ و تروکولینا^۷)، خرده‌های اکینودرمی و سوزن اسفنج حاکی از نهشته شدن در شرایط دریای باز، نیمه‌عمیق و با انرژی متوسط مانند بخش‌های میانی یک رمپ کربناتی است (غلامی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۹؛ وینسنت و همکاران، ۲۰۱۹). رازین و همکاران (۲۰۱۴) معتقد است این رخساره در بخش‌های درونی رمپ کربناتی (لاگون) نیز ممکن است نهشته شده باشد. بنابراین عضو مدود سازند سروک در شرایط عمیق و نیمه‌عمیق یک رمپ کربناتی مملو از اربیتولینا و تروکولینا نهشته شده است (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۰۶) (جدول ۱ و شکل ۳).

به دلیل نبود پتانسیل مخزنی در عضو احمدی که در کشورهای عربی جنوبی با نام سازند خاطیه یا شیلایف شهرت دارد، از این بخش مغزه‌گیری نشده است ولی وجود پاسخ نسبتاً بالای لاگ گاما، بافت گل‌غالب، محتوی ماده آلی بالا و وجود اکینودرم‌ها و فرامینیفرهای پلاژیک (اولیگستژینا) در مقاطع نازک تهیه شده از خرده‌های

مطالعات رخساره‌ای و دیاژنزی استفاده شد. ابتدا همه فاکتورهای رسوب‌شناسی برای تعریف رخساره (مانند اندازه، فراوانی و نوع ذرات، بافت، ساخت، فسیل‌ها) و همچنین فرآیندهای دیاژنزی موثر (سیمانی‌شدن، انحلال، تراکم و غیره) به‌مراه نوع و فراوانی حفرات در هر نمونه تعیین و در شیت‌های استاندارد ثبت شد. سپس بر اساس شباهت ویژگی‌های رسوبی، رخساره‌های رسوبی تعریف، توصیف و تفسیر گردید. در مرحله بعد با توجه به فرآیندها و روندهای دیاژنزی غالب در مجموعه‌های رخساره‌ای و داده‌های تخلخل و تراوایی مغزه، تحول نوع حفرات و تغییرات کیفیت مخزنی مورد بررسی دقیق‌تر قرار گرفت. در موارد لازم برای تشخیص فازهای کانی موجود در نمونه از روش پراش پرتو ایکس (XRD) استفاده شده است.

برای تعریف سکانس‌های رسوبی در این تحقیق از مکتب ون‌وگنر و همکاران (۱۹۹۰) و ویل و همکاران (۱۹۹۱) استفاده شده است که هر سکانس را بر اساس دو مرز سکانشی تحتانی و فوقانی تعیین می‌شود و توسط یک سطح حداکثر غرقابی^۱ (MFS) به سیستم تراکت‌های TST و HST^۲ تفکیک می‌گردد. لذا برای تعیین سکانس‌های رسوبی در این مطالعه، همه اطلاعات برداشتی در لاگ رسوبی استاندارد ترسیم شد و در ادامه طرح برانبارش رخساره‌ها^۴، روندهای تغییر عمقی رخساره‌ها به همراه تغییرات دیاژنزی و طرح‌های تغییرات لاگ گاما جهت شناسایی سطوح کلیدی سکانشی استفاده شد. در نهایت سکانس‌های رسوبی مشخص شده و دیگر روندهای رسوبی و دیاژنزی در دیگر چاه‌ها تشخیص و مورد تطابق قرار گرفت تا یک چارچوب چینه‌نگاری سکانشی ساخته شود.

۵- رخساره‌ها و محیط‌رسوبی سازندهای مخزنی

مطالعات مغزه‌ها و مقاطع نازک میکروسکوپی از چاه شماره ۲ میدان هنگام نشان می‌دهد که سازند سروک در این میدان از شش رخساره رسوبی تشکیل شده است.

⁵ *Oligostegina* sp.

⁶ *Orbitolina* sp.

⁷ *Trocolina* sp.

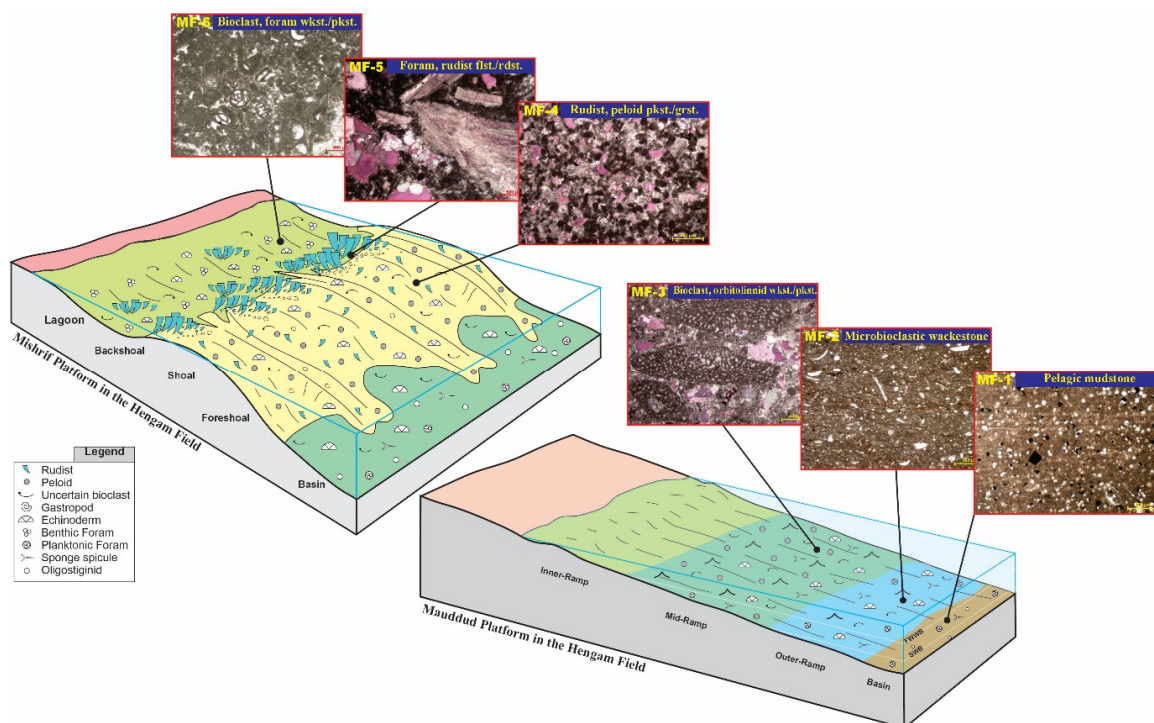
¹ Maximum Flooding Surface

² Transgressive system tract

³ Highstand system tract

⁴ Facies stacking patterns

فرامینیفرهای با پوسته آهک‌چینی (میلیولید^۸، نزازاتا^۹ و آلئولینا^{۱۰}) و خرده‌های جلبک سبز نشان می‌دهد این رخساره‌ها در بخش‌های کم‌عمق‌تر با انرژی متوسط تا بالا در زون نورانی نهشته شده است (ویلسون، ۱۹۷۵؛ فلوگل، ۲۰۰۴؛ غبیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰؛ مهرابی، ۲۰۲۳). همچنین این عضو با داشتن ویژگی تمیز در پاسخ لاگ‌گاما و رنگ روشن در مغزه‌ها (عدم وجود پیریت و مواد آلی) به نظر می‌رسد در محیطی اکسیدان و بالای سطح اثر امواج نهشته شده است (جدول ۱ و شکل ۳).



شکل ۳. مدل‌های پیشنهاد شده برای محیط رسوب‌گذاری عضوهای مدود و میشریف سازند سروک در میدان هنگام

Fig. 3. Proposed models for the depositional environment of the Mauddud and Mishrif members of the Sarvak Formation in the Hengam Field

دارد. وجود قطعات درشت رودیستی، جلبک‌سبز و فرامینیفرهای با پوسته آهک‌چینی و جورشدگی ضعیف حاکی از رسوب‌گذاری رخساره SF-5 در محیط کم‌انرژی و کم‌عمق، نورانی و اکسیدان مانند پشت شول و یا لاگون دریای باز است (بورچته و بریتون، ۱۹۸۵؛ اقراوی و همکاران، ۱۹۹۸؛ اسرافیلی‌دیزجی و همکاران، ۲۰۱۵). وفور فرامینیفرهای لاگونی (میلیولید، نزازاتا و آلئولینا) به‌همراه خرده‌های جلبک سبز و بافت گل غالب، همگی

حفاری نشان می‌دهد که این بخش در شرایط و قسمت‌های عمیق و نیمه‌عمیق پلت‌فرم کربناته نهشته شده است (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۰۶؛ وینسنت و همکاران، ۲۰۱۹).

مطالعات رخساره‌ها در بخش فوقانی سازند سروک (عضو میشریف) منجر به شناسایی سه رخساره رسوبی دیگر شد که شامل پکستون/گرینستون رودیست و پلوییدار (SF-4)، فلوئستون/رودستون رودیست و فرامینیدار (SF-5)، و وکستون/پکستون فرامینیدر و بیوکلست‌دار (SF-6) است. بافت دانه‌غالب، وفور قطعات رودیستی،

وجود بافت گرینستون حاصل از ذرات جورشده رودیستی و پلوییدی در رخساره SF-4 حاکی از نهشته شدن این رخساره در شرایط پرانرژی پشته‌های ماسه‌ای (شول بیوکلستی-پلوییدی) بالای سطح اثر امواج است (ویلسون، ۱۹۷۵؛ فلوگل، ۲۰۰۴؛ غبیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰؛ غلامی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۹؛ مهرابی، ۲۰۲۳). ضخامت نسبتاً بالای این رخساره نشان از گسترش بیشتر این پشته‌ها به عنوان عنصر مهمی از رمپ کربناته میشریف

¹⁰ *Alveolina* sp.

⁸ miliolid

⁹ *Nezzazata* sp.

بخش‌های فوقانی عضو میشریف در یک مجموعه پشته بیوکلستی و لاگون بخش درونی یک رمپ کربناتی نهشته شده است (بورچته و بریتون، ۱۹۸۵؛ اقراوی و همکاران، ۱۹۹۸؛ ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۰۶).

نهشته شدن رخساره SF-6 در بخش‌های کم‌عمق و انرژی، نورانی و اکسیدان لاگون را پیشنهاد می‌کند (غیشای و همکاران، ۲۰۱۰؛ اسعدی و همکاران، ۲۰۱۶؛ وینسنت و همکاران، ۲۰۱۹). بنابراین با تفاسیر صورت گرفته، به نظر می‌رسد قسمت‌های مغزه گرفته شده از

جدول ۱. خلاصه ویژگی‌های رخساره‌های رسوبی شناسایی شده در سازند سروک به همراه تصاویر میکروسکوپی و تحلیل محیط‌رسوبی
Table 1. Summary of the characteristics of the identified sedimentary facies in the Sarvak Formation, including their microphotographs and depositional environment

بخش	رخساره‌ها		
	نام	توصیف	شرایط و محیط‌رسوبی
۳	وکستون/پکستون فرامینیفر و بیوکلست‌دار (SF-6)	ذرات: فرامینیفر میلیولید، نزازاتا، آلونولینا، جلبک سبز، اکینودرم بافت: وکستون تا پکستون لیتولوژی: سنگ آهک تا آهک‌رسی تخلخل: انحلالی، بین‌دانه‌ای، درون دانه‌ای و شکستگی	کم‌انرژی، کم‌عمق، اکسیدان، زون نوری، محیط لاگون
	فلوتستون/رودستون رودیست و فرامینیفردار (SF-5)	ذرات: قطعات درشت رودیست، اکینودرم، جلبک سبز و فرامینیفر بافت: فلوتستون تا رودستون لیتولوژی: سنگ آهک تمیز تخلخل: انحلالی، بین‌دانه‌ای، درون دانه‌ای و شکستگی	کم‌انرژی، کم‌عمق، اکسیدان، زون نوری، پشت شول
	پکستون/گرینستون رودیست و پلوییددار (SF-4)	ذرات: قطعات رودیست و پلویید با جورشدگی خوب بافت: پکستون تا گرینستون لیتولوژی: سنگ آهک تمیز تخلخل: بین‌دانه‌ای، انحلالی با میکرایتی و سیمانی شدن، تراکم	مواج و پرائرزی، کم‌عمق، اکسیدان، زون نوری، پشته ماسه‌ای (شول)
۳	وکستون/پکستون اربیتولینا و بیوکلست‌دار (SF-3)	ذرات: اربیتولینا، اکینودرم، نرمتان، رودیست، سوزن اسفنج بافت: وکستون تا پکستون لیتولوژی: سنگ آهک تخلخل: انحلالی، بین‌دانه‌ای، درون دانه‌ای و شکستگی	انرژی متوسط، نیمه‌عمیق، زیر سطح اثر امواج، زیر عمق نورانی، بخش رمپ میانی
	وکستون میکروبیوکلستی (SF-2)	ذرات: اکینودرم، نرمتان، اربیتولینا، سوزن اسفنج بافت: وکستون (گل غالب) لیتولوژی: سنگ آهک تا آهک‌رسی تخلخل: فاقد حفرات میکروسکوپی با زیست‌آشفته‌گی و رگچه انحلالی	کم‌انرژی، عمیق، زیر سطح اثر امواج، غیراکسیدان، زیر عمق نورانی، بخش رمپ بیرونی
	مادستون پلازیک (SF-1)	ذرات: اولیگستیرینا/میکروبیوکلست بافت: مادستون (گل غالب) لیتولوژی: آهک‌رسی، مارن/شیل تخلخل: فاقد حفرات میکروسکوپی حاوی لوزوجهی دولومیت و پیریت	کم‌انرژی، عمیق، زیر سطح اثر امواج، غیراکسیدان، زیر عمق نورانی، حوضه عمیق

۲۰۱۴). رخساره IF-3 اولین رخساره نهشته شده بالای مرز سازندهای سروک و ایلام است و ویژگی مهم آن داشتن ذرات کوارتز سوزنی شکل (تا ۲۰ درصد) و فرامینیفر با پوسته آهک‌چینی^۲ در خمیره‌ای از گل کربناتی است. وجود این ذرات کوارتز و فرامینیفر شاخص نهشته‌شدن در یک محیط آرام، کم‌انرژی و کم‌عمق مانند لاگون است (ویلسون، ۱۹۷۵؛ آدابی و مهماندوستی، ۲۰۰۸؛ مهرابی، ۲۰۱۴). براساس رخساره‌های شناسایی شده، سازند ایلام در موقعیت میدان هنگام در یک محیط کم‌عمق و درونی یک رمپ کربناته نهشته شده است.

مطالعات رخساره‌ای در سازند ایلام نیز منجر به شناسایی سه رخساره رسوبی شد (جدول ۲). رخساره رسوبی IF-1 دارای بافت دانه‌غالب با ذرات اسکلتی و پلوییدی جورشده است که در یک محیط پرانرژی و کم‌عمق مانند پشته ماسه‌ای^۱ نهشته شده است (ویلسون، ۱۹۷۵؛ فلوگل، ۲۰۰۴؛ مهرابی، ۲۰۱۴). این رخساره، دو زیر رخساره به شدت سیمانی‌شده و متخلخل دارد که در بخش‌های فوقانی سازند ایلام گسترش دارند. رخساره رسوبی IF-2 بافت گل‌غالب و حاوی فرامینیفرهای شاخص لاگون است و به نظر می‌رسد در محیط کم‌عمق و کم‌انرژی لاگون نهشته شده است (آدابی و مهماندوستی، ۲۰۰۸؛ مهرابی،

جدول ۲. خلاصه ویژگی‌های رخساره‌های رسوبی شناسایی شده در سازند ایلام به همراه تصاویر میکروسکوپی و تحلیل محیط‌رسوبی
Table 2. Summary of the characteristics of the identified sedimentary facies in the Ilam Formation, including their microphotographs and depositional environment

سازند	رخساره‌ها		
	نام	توصیف	شرایط و محیط‌رسوبی
۱	مادستون/وکستون کوارتز و فرامینیفر دار (IF-3)	ذرات: کوارتز، فرامینیفر (نزازاتا) و بیوکلست بافت: وکستون تا مادستون لیتولوژی: سنگ‌آهک ماسه‌دار تخلخل: فاقد حفرات میکروسکوپی تراکم، پیریتی‌شدن و شکستگی	کم‌انرژی، کم‌عمق، غیراکسیدان، زون نورانی، محیط لاگونی
	مادستون/وکستون فرامینیفر و بیوکلست‌دار (IF-2)	ذرات: اکینودرم، نرم‌تنان، فرامینیفر (میلیولید، نزازاتا و روتالیا) بافت: مادستون/وکستون (گل غالب) لیتولوژی: آهک تا آهک‌رسی تخلخل: فاقد حفرات میکروسکوپی تراکم، پیریتی‌شدن و شکستگی	کم‌انرژی، کم‌عمق، غیراکسیدان، زون نورانی، محیط لاگونی
	پکستون/گرینستون پلویید و بیوکلست‌دار (IF-1)	ذرات: اکینودرم، پلویید و میلیولید با جورشدگی خوب بافت: پکستون و گرینستون لیتولوژی: سنگ‌آهک تمیز تخلخل: بین‌دانه‌ای میکرایتی و سیمانی‌شدن، انحلال	مواج و پرانرژی، کم‌عمق، بالای سطح اثر امواج اکسیدان، زون نوری، پشته ماسه‌ای (شول)

همچنین میکرایتی‌شدن و شکستگی قرار گرفته است و به میزان کمتری متأثر از پیریتی‌شدن و دولومیتی‌شدن هستند. نظیر چنین فرآیندهای دیاژنزی از سازندهای مخزنی سروک و ایلام از دیگر مخازن و رخنمون‌های مطالعه شده گزارش شده است (برای مثال حاجی‌کاظمی و همکاران، ۲۰۱۰؛ رحیم‌پورناب و همکاران، ۲۰۱۳؛

۶- دیاژنز سنگ مخزن

در حال حاضر سازندهای سروک و ایلام در میدان مورد مطالعه تا عمقی بیش از ۳/۷ کیلومتر تدفین شده‌اند. مطالعات پتروگرافی بر روی فرآیندها و محصولات دیاژنزی نشان می‌دهد که رخساره‌های این سازند به شدت تحت تأثیر انحلال، سیمانی‌شدن، تراکم (فیزیکی و شیمیایی) و

¹ Rotaliata

¹ Sand shoal

² Porcelaneous

در بخش فوقانی سازند سروک و مرز آن با سازند ایلام دو افق یک و دو متری با پاسخ بالای لاگ گاما وجود دارد. در گذشته این افق‌ها به شیل‌های لافان نسبت داده می‌شد. تلفیق مطالعات مقاطع نازک و آنالیز XRD از نمونه‌های مغزه از این افق‌ها در چاه شماره ۲ نشان می‌دهد که این افق‌ها غالباً از فلوریت تشکیل شده است (شکل ۵). فلوریت کانی رادیواکتیو نیست ولی غالباً با کانی‌های رادیواکتیو همراهی دارد لذا ممکن است دلیل قرائت بالای لاگ گاما این موضوع می‌باشد (برای مثال لنور و همکاران، ۲۰۲۱). کانی‌زایی فلوریت در ارتباط با ناپیوستگی‌ها و سطوح کارستی از بسیاری از مناطق جهان گزارش شده است (مانند گنج، ۲۰۰۶). اگرچه منشأیایی فلور در سیالات و ژنز فلوریت نیاز به مطالعات دقیق ژئوشیمیایی دارد ولی عدم ارتباط قطعی این نوع کانی‌زایی با فعالیت‌های آذرین در منطقه، مدل‌های خاصی را برای این کانی‌زایی فلوریت پیشنهاد می‌کند. در رژیم‌های تکتونیکی فشارشی همراه با بالاآمدگی بلوک‌های گسلی، سیالات بین سازندی نسبتاً گرم و با شوری بالا (غنی از فلور) تحت تأثیر جریان‌های گرانشی و تراکمی از طریق گسل‌ها مهاجرت کرده و در سطوح بسیار حفره‌دار کارستی در شرایط اکسیدان دیاژنز جوی، کانی‌زایی می‌کند (گنج، ۲۰۰۶).

آثار دیاژنز تدفینی بصورت فرآیندهای پیریتی شدن، تراکم (فیزیکی و شیمیایی)، سیمانی‌شدن و شکستگی در رخساره‌های سازندهای سروک و ایلام دیده می‌شود. به دلیل عمق تدفین و وفور گل، تراکم شیمیایی و استیلولیتی‌شدن (شکل ۴ ز، ح) عمدتاً در بخش مدود رویت می‌شود. ظاهراً کربنات کلسیم حاصل از انحلال فشاری منشأ سیمان‌های تدفینی پرکننده شکستگی‌ها می‌باشد. آثار فرآیندهای انحلال فشاری در نیمه‌تحتانی عضو مدود بیشتر از نیمه‌فوقانی است.

۷- چینه‌نگاری سکansı

در دو دهه گذشته، مطالعات چینه‌نگاری سکansı بر روی سازندهای گروه بنگستان (بویژه کژدمی، سروک و ایلام) در رخنمون‌ها و چاه‌های میادین زاگرس و خلیج فارس توسط محققین مختلفی انجام شده است (برای مثال ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۰۶؛ حاجی‌کاظمی و همکاران،

اسرافیلی‌دیزجی و همکاران، ۲۰۱۵؛ اسعدی و همکاران، ۲۰۱۶؛ مهرابی و همکاران، ۲۰۱۸). تفاسیر صورت گرفته در مطالعات دیاژنزی نشان می‌دهد که سازندهای سروک و ایلام در میدان هنگام متأثر از شرایط و محیط‌های دیاژنزی دریایی، جوی و تدفینی بوده است. آثار دیاژنز دریایی غالباً در سیستم تراکت‌های TST و فرآیندهای دیاژنزی جوی عمدتاً در بخش‌های فوقانی سیستم تراکت HST سکانس‌های رسوبی گسترش دارد. آثار دیاژنز تدفینی نیز در بخش‌های مختلف سازندهای یادشده دیده می‌شود. یکی از خاص‌ترین پدیده‌های دیاژنزی در مرز سازندهای سروک و ایلام رخ داده است که به شکل کانی‌زایی فلوریت مشاهده می‌شود. در زیر به اختصار برخی جنبه‌های دیاژنزی مهم سازندهای سروک و ایلام مورد بحث قرار می‌گیرد.

آثار دیاژنز دریایی (همزمان با رسوب‌گذاری) به صورت زیست‌آشفستگی و میکربیتی‌شدن در رخساره‌های مختلف دیده می‌شود. زیست‌آشفستگی در تمامی بخش‌های سازند سروک دیده می‌شود ولی میکربیتی‌شدن (شکل ۴ الف) بیشتر در رخساره‌های عضو میشریف ثبت شده است. این فرآیندها در سازند ایلام نیز دیده می‌شود.

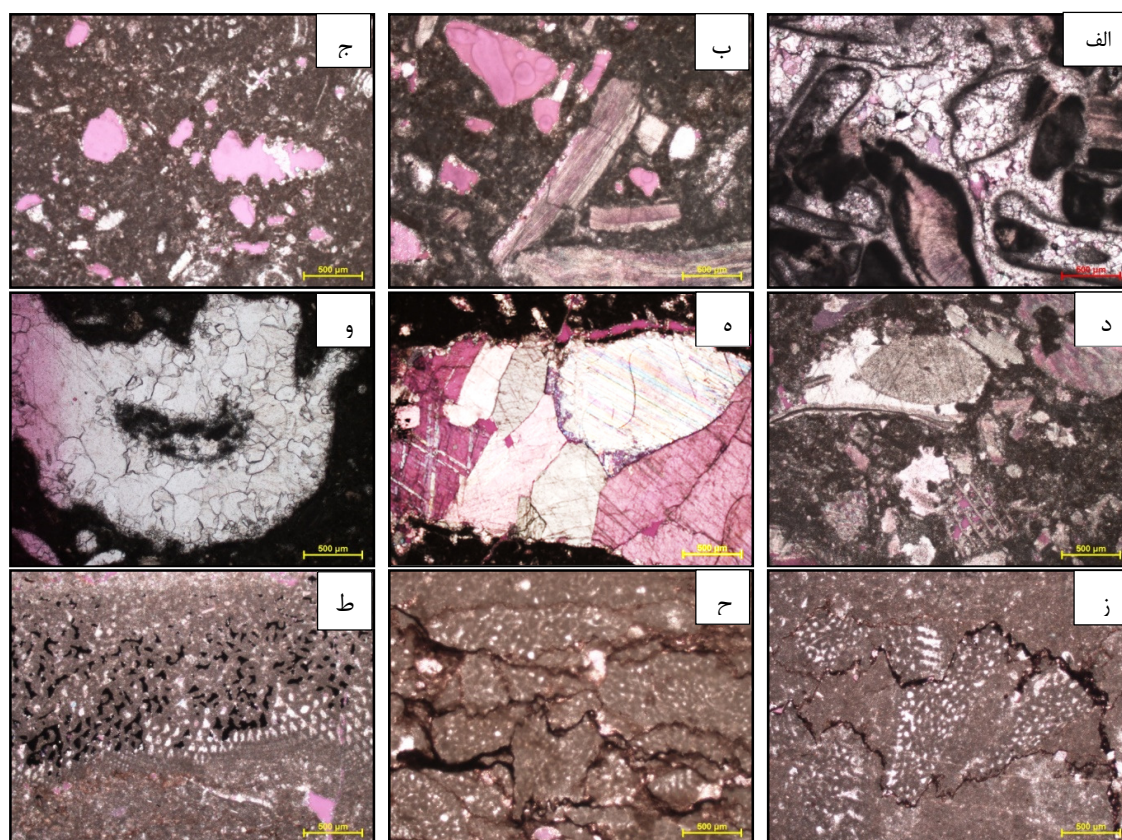
فرآیندهای دیاژنزی مانند انحلال (قالبی و حفره‌ای)، بخش اعظم سیمانی‌شدن و پایدارشدن ذرات آراگونیتی (نرم‌تنان و جلبک‌های سبز) در سازندهای مورد مطالعه در ارتباط با رخنمون تحت‌الجوی و دیاژنز آب شیرین توسعه یافته‌اند. این فرآیندها بیشتر در قسمت‌های فوقانی بخش‌های مدود، میشریف و سازند ایلام وجود دارد. نفوذ آب‌های جوی در بخش‌های فوقانی مدود و میشریف موجب انحلال (شکل ۴ ب و ج) و پایدارشدن ذرات ناپایدار موجب افزایش سطح اشباع سیالات نفوذی نسبت به کربنات کلسیم و نهشته‌شدن آن بصورت سیمان‌های رورشدی^۱، دروزی و بلوکی (شکل‌های ۴ د، ه، و) در بخش‌های تحتانی تر شده است (حاجی‌کاظمی و همکاران، ۲۰۱۰؛ رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۳؛ اسرافیلی‌دیزجی و همکاران، ۲۰۱۵؛ اسعدی و همکاران، ۲۰۱۶؛ مهرابی و همکاران، ۲۰۱۸؛ مهرابی، ۲۰۲۳). بطوریکه اثر فرآیند انحلال باعث ایجاد یک روند کاهش تخلخل یا تراوایی از رأس بخش‌های مدود، میشریف و سازند ایلام به طرف پایین (۳۰ تا ۲۰ متر تحتانی) شده است.

^۱ Syntaxial

که به عنوان مرزهای سکانشی کلیدی در بخش فوقانی کربناته‌های مدود و میشریف و سازند ایلام شناخته شده است (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۱؛ وینسنت و همکاران، ۲۰۱۵). براساس طرح‌های برآبراش رخساره‌های رسوبی، روندهای عمیق‌شدن و کم‌عمق‌شدن، نوع و شدت فرآیندهای دیاژنزی و پاسخ‌های لاگ گاما در سازندهای سروک و ایلام نسبت به شناسایی سطوح کلیدی سکانشی و سکانش‌های رسوبی اقدام شد. مطالعات نشان می‌دهد که سازند سروک در میدان هنگام از سه سکانش رسوبی رده سوم و سازند ایلام از یک سکانش رسوبی تشکیل شده است. همچنین، یک ناپیوستگی مهم (چندین میلیون سال) بین سازندهای سروک و ایلام توسعه یافته است (شکل ۸).

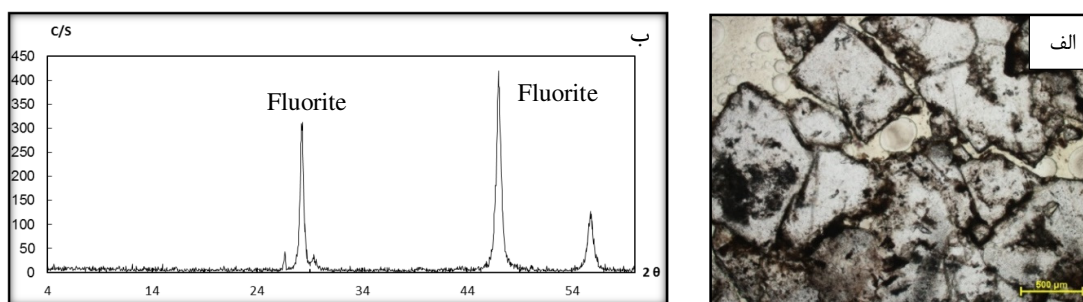
۲۰۱۰؛ کلنات و همکاران، ۲۰۱۰؛ رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۳؛ وینسنت و همکاران، ۲۰۱۵؛ اسرافیلی‌دیزجی و همکاران، ۲۰۱۵؛ اسعدی و همکاران، ۲۰۱۶؛ مهرابی و همکاران، ۲۰۱۸؛ محسنی و زیرم‌جوانمرد، ۲۰۲۰؛ اسفندیاری و همکاران، ۲۰۲۳؛ مهرابی، ۲۰۲۳)، بر اساس این مطالعات، توالی‌های آلبین تا سانتونین ناحیه زاگرس به هشت سکانش رسوبی رده سه قابل تقسیم است که سه سکانش رسوبی مربوط به آلبین (شامل سازند کژدمی و عضو مدود)، سه سکانش رسوبی مربوط به سنومنین (عضوهای احمدی و میشریف)، یک سکانش مربوط به توالی‌های تورونین (سروک فوقانی) و یک سکانش مربوط به کامپانین-سانتونین (سازندهای لافان و ایلام) است.

تغییر در موجودات کربنات‌ساز و ماهیت پلت‌فرم‌های کربناته با ناپیوستگی‌های چینه‌شناسی مهمی همراه است



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از فرآیندهای دیاژنزی سازند سروک در میدان هنگام. (الف) میکرایتی‌شدن در رخساره‌های بخش میشریف، (ب) انحلال قالبی در بخش میشریف، (ج) انحلال در بخش مدود، (د) سیمان رورشدی در بخش میشریف، (ه) سیمان بلوکی پرکننده شکستگی در بخش مدود، (و) سیمان دروزی در بخش مدود، (ز و ح) تراکم و استیلولیتی‌شدن در بخش مدود، (ط) پیریتی‌شدن حشرات اربیتولینا در بخش مدود

Fig. 4. Microphotographs of diagenetic processes in the Sarvak Formation in the Hengam Field. (a) Micritization in the Mishrif facies, (b) Moldic dissolution in the Mishrif member, (c) Dissolution in the Maaddud member, (d) Syntaxial cement in the Mishrif member, (e) Blocky cement filling fractures in the Maaddud member, (f) Drusy cement in the Maaddud member, (g) Compaction and stylolitization in the Maaddud member, (h) Pyritization of Orbitolina chambers in the Maaddud member.



شکل ۵. الف) تصویر میکروسکوپی از بلورهای کوبیک فلوریت در زیر نور طبیعی، ب) نتیجه آنالیز XRD از نمونه‌های با پاسخ گامای بالا در رأس سازند سروک، چاه شماره ۲ میدان هنگام

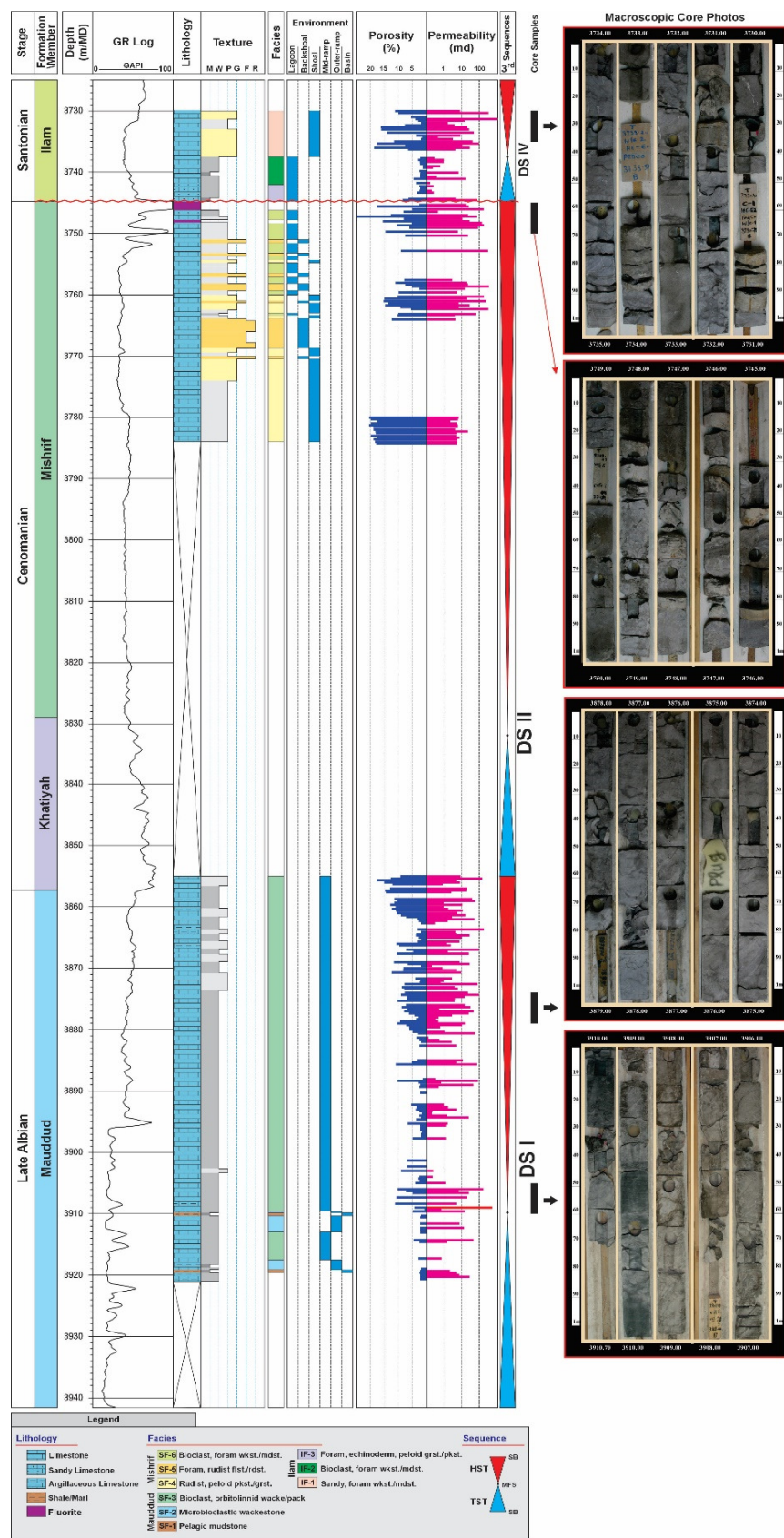
Fig. 5. (a) Microphotographs cubic fluorite crystals under natural light, (b) XRD analysis results of high-gamma response samples from the top of the Sarvak Formation, Well No. 2, Hengam Field.

۷-۱- سکانس رسوبی اول

این سکانس رسوبی منطبق بر بخش مدود از سازند سروک و به ضخامت ۸۵ متر است (شکل ۶). از مرز سکانسی تحتانی این سکانس باز یافت مغزه صورت نگرفته است و موقعیت دقیق آن مشخص نیست. سیستم تراکت این سکانس متشکل از رخساره‌های عمیق SF-1 و SF-2 در بخش‌های تحتانی مدود است که با رنگ‌های تیره‌تر مغزه، پاسخ نسبی بالاتر در لاگ گاما و فرآیند دیاژنزی پیریتی شدن همراه است. مرز حداکثر غرقابی در بخش فوقانی آخرین رخساره SF-1 با لیتولوژی شیلی در نظر گرفته شده است. این سیستم تراکت با ضخامت بالایی از رخساره‌های غنی از اربیتولینا و تروکولینا با پاسخ لاگ گامای تمیز پوشیده می‌شود که دارای سنگ‌شناسی غالب سنگ‌آهکی است. این بازه در بخش‌های فوقانی مدود به شدت تحت تأثیر دیاژنز جوی (انحلال و سیمانی شدن) قرار گرفته و حفرات قالبی و حفره‌ای در آن توسعه یافته است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که مرز سکانسی فوقانی این سکانس در فوقانی‌ترین بخش مدود و زیر رخساره‌های آهک‌رسی عضو احمدی قرار دارد. لذا این بازه ضخیم متشکل از رخساره اربیتولینی (SF-3) معادل سیستم تراکت HST این سکانس در نظر گرفته می‌شود. بر اساس مطالعات فسیل‌شناسی سن این سکانس آلبین پسین است و در چاه‌های دیگر میدان نیز با ویژگی‌های ذکر شده قابل شناسایی و تطابق است. این سکانس رسوبی معادل سکانس D1 (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۰۶)، K110 (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۱) و Alb3 (وینسنت و همکاران، ۲۰۱۵) با سن آلبین پسین است که مرز فوقانی بخش مدود به عنوان یک مرز سکانسی مهم در آن شناسایی شده است.

۷-۲- سکانس رسوبی دوم

سکانس رسوبی دوم در چاه شماره ۲ میدان هنگام منطبق بر بخش‌های احمدی (خاطیه) و میشریف است که با یک مرز مشخص سکانسی همراه با کانی‌زایی فلوریت از سکانس رسوبی چهارم (ایلام) تفکیک می‌شود (شکل ۶). توالی رخساره‌های عمیق و نیمه‌عمیق عضو احمدی با ویژگی نسبتاً کثیف در لاگ گاما (سنگ‌آهک‌رسی و فاقد تخلخل) سیستم تراکت TST این سکانس در نظر گرفته شده است که با ضخامتی بالا از رخساره‌های کم‌عمق، دانه‌پشتیبان و غنی از خرده‌های رودیست بخش میشریف پوشیده می‌شود. این بخش با داشتن ویژگی تمیز در لاگ گاما و تخلخل بالا (در لاگ‌های تخلخل و تست‌های مغزه) قابل تشخیص است که در قسمت‌های فوقانی با رخساره‌های لاگونی دارای فرامینفرهای شاخص ادامه می‌یابد و در نهایت با ظهور افق‌های فلوریتی (با قرائت نسبی بالای لاگ گاما به دلیل همراهی با کانی‌های رادیواکتیو) خاتمه می‌یابد. وجود این روند در برانبارش رخساره‌ها به همراه عوارض شدید دیاژنز جوی (انحلال، سیمانی شدن و تشکیل فلوریت) به خروج از آب و رخنمون یافتگی (مرز سکانسی) نسبت داده می‌شود که در مرز بین سازند ایلام و سروک توسعه یافته است. بنابراین عضو میشریف در چاه شماره ۲ معادل سیستم تراکت HST می‌باشد. ضخامت این سکانس ۱۱۲ متر و سن آن با توجه به محتوی فسیلی به سنومانین نسبت داده می‌شود. بر اساس تطابق چین‌نگاری سکانسی در مقیاس ناحیه‌ای، به نظر می‌رسد این سکانس معادل سکانس K120 (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۱) و Ce1 (وینسنت و همکاران، ۲۰۱۵) است.



شکل ۶. چینه‌نگاری سکانسی سازندهای مخزنی سروک و ایلام در چاه شماره ۲ میدان هنگام

Fig. 6. Sequence stratigraphy of the reservoir formations Sarvak and Ilam in Well No. 2, Hengam Field

TST از توالی رخساره‌های گل غالب با فرامینیفیرهای شاخص لاگون تشکیل شده است که با رخساره‌های دانه‌غالب پشته‌های ماسه‌ای و متخلخل معرف سیستم تراکت HST پوشیده می‌شود. سطح حداکثر غرقابی این سکانس بین این دو توالی لاگونی و پشته ماسه‌ای پیشنهاد شده است. این سکانس رسوبی معادل سکانس G (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۰۶) است که در همه چاه‌های مطالعه شده در میدان با تغییرات ضخامتی کم قابل تشخیص است.

۸- بحث

آنالیز رخساره‌های رسوبی سازند سروک در چاه شماره ۲ میدان هنگام (He-02) نشان داد این سازند در بخش‌های عمیق تا کم عمق پلت‌فرم‌های کربناتی با سنین مختلف نهشته شده است. آرایش رخساره‌ها به گونه‌ای است که رخساره‌های عمیق‌تر در بخش‌های قاعده‌ای عضو مدود و عضو احمدی دیده می‌شود و به طرف رأس عضو مدود و میشریف یک روند کم‌عمق‌شونده به طرف بالا دارد (شکل ۶). این روند کم‌عمق‌شوندگی رخساره‌های رسوبی به طرف بالا در عضو مدود و میشریف همراه با افزایش عوارض دیاژنز جوی (انحلال و سیمانی شدن) و افزایش حفرات انحلالی (قالبی و حفره‌ای) همراه است. نظیر چنین روندهایی در سازند ایلام نیز دیده می‌شود. به گونه‌ای که این روند افزایش انحلال در اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی تخلخل و تراوایی نیز نمود دارد. البته چنین روندهایی در سازند سروک از مطالعات دیگر در میادین و رخنمون‌های مختلف زاگرس نیز گزارش شده است (برای مثال اسرافیلی‌دیزجی و همکاران، ۲۰۱۵؛ اسعدی و همکاران، ۲۰۲۳؛ مهرابی و همکاران، ۲۰۲۳). روندهای رسوبی، دیاژنزی و مخزنی یافته شده در توالی‌های سروک و ایلام چاه ۲ می‌تواند کلید مهمی در فهم روندها در دیگر چاه‌ها و تطابق واحدهای مخزنی باشد. به منظور درک معماری چینه‌ای مخزن، سازند سروک در میدان مورد تطابق لیتواستراتیگرافی و چینه‌نگاری سکانشی قرار گرفته است. تطابق لیتواستراتیگرافی در یک روند شمالی- جنوبی، از طرف ایرانی به عمانی، حاکی از آن است که ضخامت کلی این سازندها در بخش‌های میانی میدان (چاه‌های He-E01 و WB-2A) بیشتر از چاه‌های شمالی (He-E01) و جنوبی‌تر

عدم گسترش رسوبات سروک فوقانی (تورونین) و نهشته شدن سازند ایلام به سن سانتونین بر روی آن حاکی از وجود یک ناپیوستگی چندین میلیون ساله (سنومانین‌پسین تا کامپانین) در مرز فوقانی این سکانس است. این ناپیوستگی مهم از دیگر مخازن و رخنمون‌ها نیز گزارش شده است (برای مثال اسرافیلی‌دیزجی و همکاران، ۲۰۱۵؛ اسعدی و همکاران، ۲۰۱۶؛ حاجی‌کاظمی و همکاران، ۲۰۱۷؛ محسنی و زیرم‌جوانمرد، ۲۰۲۰؛ مهرابی و همکاران، ۲۰۲۳؛ مهرابی، ۲۰۲۳) (شکل ۶).

۷-۳- سکانس رسوبی سوم

سکانس رسوبی سوم در چاه‌های He-E01 و WB-2A در بخش‌های میانی میدان براساس تلفیق داده‌های مغزه، خرده‌های حفاری و طرح‌های لاگ گاما شناسایی شده است. این سکانس در چاه‌های He-E02 و KB-01 گسترش ندارد و معادل بخش‌های فوقانی عضو میشریف در این چاه‌ها است که ضخامتی متغیر (حدود ۲۰ متر در He-E01 و ۵۵ متر در WB-2A) دارد (شکل ۹). مرز تحتانی این سکانس با یک پیک شاخص در لاگ گاما در رأس توالی ضخیمی از رخساره‌های تمیز بخش میشریف (با طرح aggregational) شناسایی شده است که دارای رخساره‌های مادستونی دارای فسیل‌های شاخص لاگونی (میلولید، گاستروپودا و جلبک سبز) در مغزه است. سطح حداکثر غرقابی این سکانس در بخش فوقانی توالی رخساره‌های گل غالب لاگونی پیشنهاد شده است. لذا سیستم تراکت TST از HST به این طریق از یکدیگر قابل تفکیک است. مرز سکانشی فوقانی این سکانس منطبق بر مرز بین سازند سروک و ایلام با پیک مشخص در لاگ گاما است. این سکانس قابل مقایسه با سکانس K130 (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۱) و یا Ce2 (وینسنت و همکاران، ۲۰۱۵) در بخش میشریف سازند سروک است.

۷-۴- سکانس رسوبی چهارم

این سکانس رسوبی معادل سازند ایلام به ضخامت ۲۰ متر و سن سانتونین است. مرز سکانشی تحتانی بسیار مشخص و منطبق بر ناپیوستگی مهم در مرز سازندهای سروک و ایلام است که با کانی‌زایی فلوریت در چاه شماره ۲ میدان هنگام همراه است (شکل ۶). سیستم تراکت

زمان کرتاسه میانی و پسین فشارشی بوده است (سیرل و همکاران، ۲۰۱۴؛ اورنگ و همکاران، ۲۰۱۸).

ب) براساس این سناریو به دلیل عدم خروج از آب باید عوارض دیاژنزی جوی و گسترش حفرات انحلالی در بخش فوقانی سکانس سوم چاه‌های میانی رویت نمی‌شد.

ج) این سناریو کاهش ضخامت شدید در چاه خصب-۱ و همزمان از بین رفتن تخلخل به دلیل دیاژنز جوی شدید را توضیح نمی‌دهد.

لذا براساس شواهد موجود به نظر می‌رسد در کرتاسه میانی (سنومانین پسین تا تورونین) به دلیل شروع نیروهای فشارشی در منطقه و عملکرد گسل‌ها بصورت معکوس (سیرل و همکاران، ۲۰۱۴؛ اورنگ و همکاران، ۲۰۱۸)، بلوک‌ها شمالی و جنوبی نسبت به بلوک‌های میانی تحت بالآمدگی، دیاژنز شدید جوی و فرسایش قرار گرفته است بطوریکه سکانس رسوبی سوم در این بلوک‌ها به شدت تحت تأثیر فرسایش قرار گرفته و حذف شده است. این رخداد بویژه در بلوک جنوبی موجب حذف قسمت اعظمی از میشریف در چاه خصب-۱ شده است. به دلیل تغییرات اندک در ضخامت بخش‌های مدود و احمدی، ظاهراً آرامش نسبی تکتونیکی در زمان نهشته‌شدن این بخش‌ها برقرار بوده است و شروع تحرکات از سنومانین پسین رخ داده است (شکل ۸).

عدم نهشته شدن رسوبات مربوط به تورونین (سروک فوقانی) نشان می‌دهد که منطقه برای میلیون‌ها سال حالت رخنمون‌یافتگی و شرایط دیاژنز جوی داشته است (حاجی‌کاظمی و همکاران، ۲۰۱۷؛ مهرابی و همکاران، ۲۰۲۱ و مهرابی، ۲۰۲۳). به نظر می‌رسد کانی‌زایی فلوریت در ناپیوستگی بین سروک و ایلام، در ارتباط با منشأ سیالات گرمایی که از طریق گسل‌ها در یک رژیم تکتونیکی فشارشی حرکت کرده و در اثر شیمی متفاوت محیط دیاژنز جوی نهشته شده است. با توجه به عدم گسترش شیل‌های لافان در چاه‌های میدان، ظاهراً وضعیت برجستگی در ناحیه، طی کامپانین نیز ادامه داشته است ولی در سانتونین دریای کم‌عمقی در این ناحیه گسترش یافته است بطوریکه سکانس رسوبی چهارم (سازند ایلام) با ضخامت نسبی یکنواخت و رخساره‌های کم‌عمق در موقعیت میدان نهشته شده است.

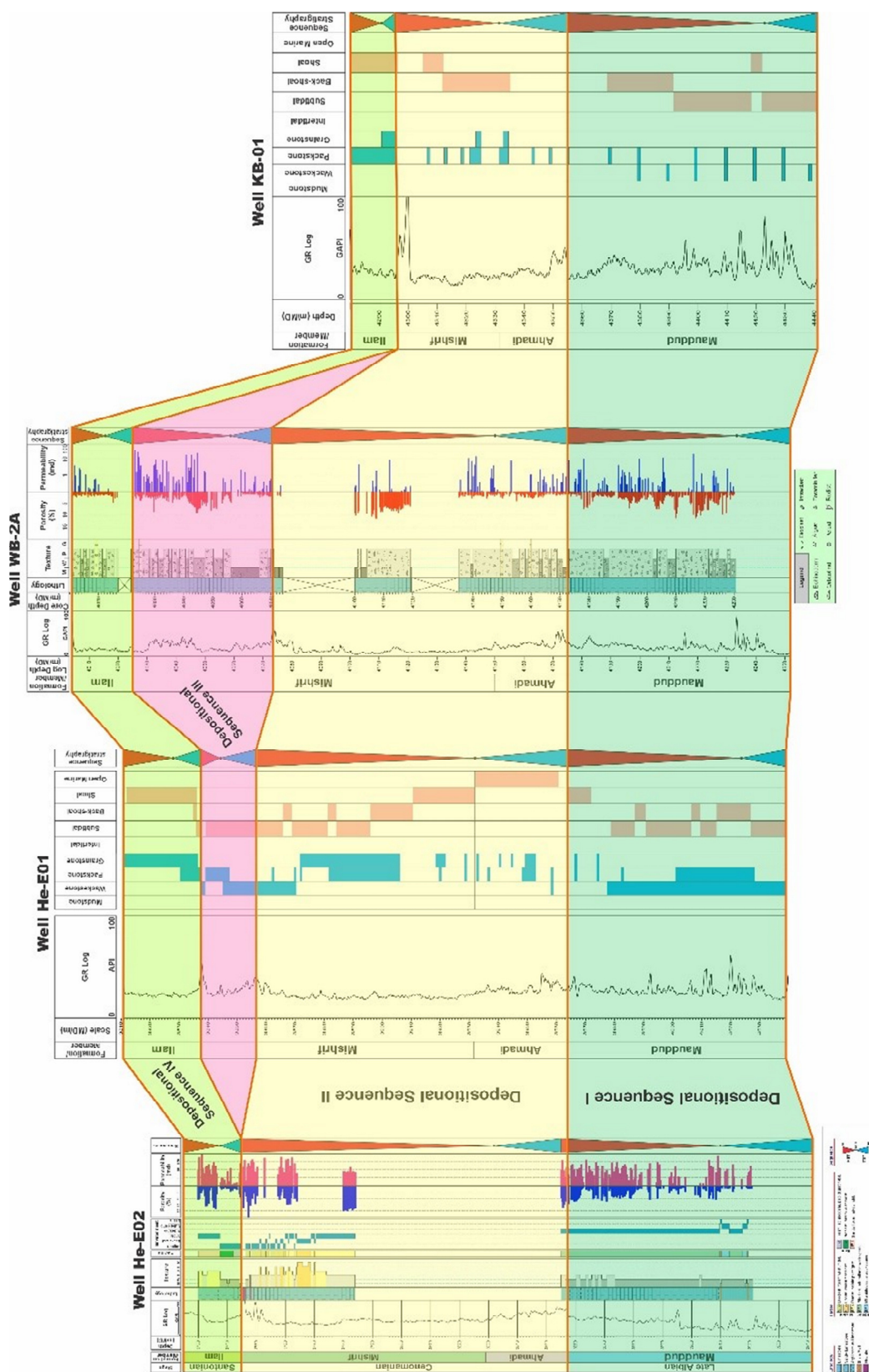
(KB-01) است. این درحالی است که ضخامت بخش‌های مدود و احمدی و سازند ایلام یکنواخت و تغییرات آن کمتر از ۱۰ متر است. تغییرات ضخامتی غالباً در بخش میشریف دیده می‌شود که از ۸۴ متر در چاه شماره ۲ به ۹۸ متر در چاه شماره یک هنگام افزایش می‌یابد و در چاه بخای غربی 2A به ۱۲۵ متر می‌رسد. کمترین ضخامت این بخش در جنوبی‌ترین چاه یعنی خصب-۱ با ضخامت ۵۸ متر دیده می‌شود (شکل ۷). سکانس رسوبی اول (عضو مدود) ضخامتی یکنواخت در میدان دارد و تغییرات آن مابین ۷۶-۸۵ متر است. ضخامت عضو احمدی (TST سکانس رسوبی دوم) از ۲۵ تا ۳۲ متر متغیر است و نشان می‌دهد این رخساره‌های پیش‌رونده و عمیق ضخامتی مشابهی در اغلب چاه‌ها میدان دارد. افزایش ضخامت بخش میشریف در چاه‌های میانی میدان همراه با توسعه یک سکانس رسوبی است که در چاه‌های شمالی و جنوبی این سکانس شناسایی نشده است (شکل ۷).

تغییرات ضخامت سازند سروک، وجود سکانس رسوبی سوم در چاه‌های میانی و گسل‌های شناسایی شده در میدان (غضبان، ۲۰۰۷) با دو سناریو قابل توضیح است. در سناریو اول ممکن است به دلیل عملکرد گسل‌های نرمال در حین رسوب‌گذاری، سکانس رسوبی سوم صرفاً در بخش‌های فروبومی^۱ میانی میدان توسعه یافته باشد و در چاه‌های شمالی و جنوبی به دلیل وضعیت فرابومی^۲ و بیرون‌زدگی از آب توسعه نداشته باشد. در سناریو دوم احتمالاً سکانس رسوبی سوم در همه چاه‌های میدان نهشته شده است ولی به دلیل رژیم فشارشی و حرکات بلوک‌های گسلی در چاه‌های شمالی و جنوبی میدان، این سکانسبه دلیل خروج از آب و فرسایش حذف شده است. با توجه به رژیم تکتونیکی فشارشی حاکم در کرتاسه میانی در ناحیه به دلیل بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس و وجود عوارض دیاژنز جوی شدید در بخش فوقانی سازند سروک که موجب گسترش تخلخل انحلالی شده است شواهد با سناریوی دوم بیشتر سازگار است (شکل ۸). سناریو اول به دلایل زیر قادر به توضیح روندهای رسوبی و دیاژنزی مشاهده شده نیست:

الف) عملکرد گسل‌ها بصورت نرمال غالباً در رژیم تکتونیکی کششی رخ می‌دهد درحالی‌که رژیم غالب در

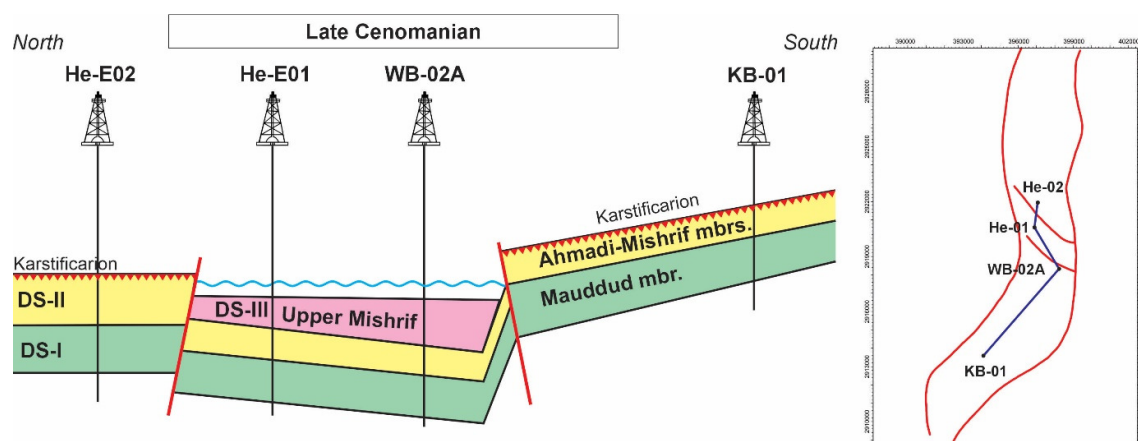
² Horst

¹ Graben



شکل ۷. تطابق سکانس‌های رسوبی برای بازسازی معماری چینه‌ای سازندهای سروک و ایلام در میدان هنگام

Fig. 7. Correlation of sedimentary sequences for reconstructing the stratigraphic architecture of the Sarvak and Ilam formations in the Hengam Field



شکل ۸. مدل رسوبی-دیازنزی برای توضیح نحوه توسعه سکانس‌های رسوبی دوم و سوم و حذف شدن آن طی رخنمون یافتگی و فرسایش
 Fig. 8. Sedimentary-diagenetic model explaining the development of the second and third sedimentary sequences and their removal due to exposure and erosion

۹- نتیجه‌گیری

سازندهای کربناتی گروه بنگستان (سازند سروک و ایلام) یکی از گسترده‌ترین سنگ مخازن ناحیه زاگرس است که در شرقی‌ترین حد خلیج فارس در میدان هنگام دارای پتانسیل مخزنی است. میدان هنگام یک میدان مشترک بین ایران و کشور عمان در جنوب جزیره قشم است که طرف جنوبی (عمانی) آن با نام بخای غربی شهرت دارد. ساختمان میدان یک بلوک گسلی برجسته (فراپوم) است که توسط دو گسل با راستای شمالی- جنوبی احاطه شده است و با چندین گسل میانی متأثر شده است. میدان مورد مطالعه نزدیک پیش‌خشکی امارات یا عمان است که با گسل روراند هقاب از کمر بند چین‌خورده و روراند مسندم جدا می‌شود.

سازند سروک در میدان مورد بررسی از سه بخش مدود (۸۰ متر)، احمدی (۲۵-۳۰ متر) و میشریف (با ضخامت بسیار متغیر) تشکیل شده است که با سازند کم ضخامت ایلام (۲۰ متر) پوشیده می‌شود. آنالیز رخساره‌ای در یکی از چاه‌های مغزه‌گیری شده در میدان (چاه He-E02) نشان داد که بخش تحتانی مدود از سه رخساره رسوبی مادستون پلاژیک (SF-1) و وکستون میکروبیوکلستی (SF-2) در قسمت‌های تحتانی و وکستون/پکستون اربیتولینا و بیوکلستدار (SF-3) در قسمت‌های فوقانی تشکیل شده است. محیط رسوب‌گذاری دو رخساره ابتدایی عمیق (حوضه و رمپ خارجی) تفسیر شده است که با ضخامت بالایی از رخساره‌های اربیتولینا دار رمپ میانی پوشیده می‌شود. از بخش احمدی در چاه مورد

بررسی نمونه‌های مغزه گرفته نشده است ولی وجود محتوی گل بالا و فرامینیفراهای پلاژیک به همراه مقادیر نسبی بالای قرائت لاگ گاما نشان می‌دهد رسوبات این بخش نیز در محیط‌های نسبتاً عمیق (حوضه و رمپ خارجی) نهشته شده است. مطالعات در بخش مغزه‌گیری شده میشریف حاکی از وجود سه رخساره حاوی خرده‌های رودیست، پلویید و فرامینیفراهای لاگونی است. رخساره‌های پکستون/گرینستون رودیست و پلوییدار (SF-4)، رودستون/فریمستون رودیست و فرامینیفردار (SF-5) و وکستون/پکستون فرام و بیوکلستدار (SF-6) در این بخش در یک مجموعه شول و لاگون مربوط به بخش‌های کم‌عمق رمپ کربناتی نهشته شده است.

بررسی‌ها در سازند ایلام نیز منجر به شناسایی سه رخساره رسوبی پکستون/گرینستون بیوکلست و پلوییدار (IF-1)، مادستون/وکستون فرامینیفرا و بیوکلستدار (IF-2) و کوارتز، مادستون/وکستون فرامینفر و کوارتزدار (IF-3) شده است که ظاهراً در یک محیط کم‌عمق نظیر آن چیزی که رخساره‌های بخش میشریف رسوب‌گذاری کرده نهشته شده است. رخساره‌های معرفی شده در سازندهای سروک و ایلام متأثر از فرآیندهای دیازنزی میکرایتی‌شدن، پیریتی‌شدن، سیمانی‌شدن، انحلال، کانی‌زایی فلوریت، تراکم و شکستگی در محیط‌های دیازنزی دریایی، جوی و تدفینی بوده است.

عوارض دیازنزی دریایی چون میکرایتی‌شدن در رخساره‌های کم‌عمق تر (عضوهای مدود و میشریف) شایع است در حالی‌که عوارض دیازنزی تدفینی (تراکم فیزیکی و

استیلولیتی‌شدن) در اغلب رخساره‌ها دیده می‌شود. فرآیندهای دیاژنز جوی (انحلال و سیمانی‌شدن) قسمت‌های فوقانی بخش‌های مدود، میشریف و سازند ایلام به شدت متأثر کرده است بطوری که این بخش‌ها با افزایش تخلخل و تراوایی همراه است. به تعبیر دیگر در قسمت‌های فوقانی بخش‌های مدود و میشریف و سازند ایلام، یک روند کم‌عمق‌شدگی در رخساره‌ها با افزایش میزان تخلخل و تراوایی همراه است. در چاه مورد مطالعه سازند سروک با یک پیک بلند و مشخص در لاگ گاما از سازند ایلام جدا می‌شود که پیشتر به وجود رخساره‌های شیلی سازند لافان نسبت داده می‌شد. بررسی‌های میکروسکوپی به همراه آنالیزهای XRD در نمونه‌های مغزه نشان داد این بخش‌ها با کانی‌زایی فلوریت همراه است. این نوع کانی‌زایی به فلوریت‌های ناپیوستگی در جهان معروف است که مکانسیم تشکیل آن‌ها به خروج سیالات هیدروترمال در رژیم‌های فشارشی و نقش سیالات جوی در نهشته شدن آن‌ها نسبت داده می‌شود.

تلفیق مطالعه رخساره‌های رسوبی و تفسیر محیط رسوب‌گذاری آن‌ها به همراه فرآیندهای دیاژنز موثر بر آن‌ها بعد از نهشته شدن و داده‌های لاگ‌های چاه‌پیمایی در چهار چاه میدان منجر به شناسایی چهار سکانس رسوبی رده سوم شد که تطابق این سکانس‌ها منجر به بازسازی چارچوب چینه‌نگاری سکانشی و معماری چینه‌ای میدان گردید. سکانس رسوبی اول منطبق بر عضو مدود است که از رسوبات مرز سکانشی تحتانی و بخشی از سیستم تراکت TST مغزه‌گیری نشده است. سیستم تراکت HST این سکانس متشکل از رخساره‌های ضخیم اربیتولیندار و متخلخل است که تأثیر شدید فرآیندهای دیاژنز جوی در بخش فوقانی آن حاکی از بیرون‌زدگی از زیر آب و توسعه مرز سکانشی فوقانی دارد. این رسوبات با رخساره‌های نسبتاً عمیق بخش احمدی پوشیده می‌شود که سازنده سیستم تراکت TST سکانس رسوبی دوم است که با رخساره‌های کربناتی تمیز و کم‌عمق میشریف (رخساره‌های رودیستی) به عنوان سیستم تراکت HST پوشیده می‌شود. بخش فوقانی این سیستم تراکت به شدت متأثر از انحلال و سیمانی‌شدن جوی است و با ظهور کانی‌زایی فلوریت (پیک مشخص در لاگ گاما) از سازند ایلام جدا می‌شود. سکانس رسوبی سوم در چاه‌های میانی میدان (مانند He-E02 و

WB-2A) بر اساس تلفیق داده‌های مغزه، خرده‌های حفاری و لاگ گاما شناسایی شده است که در چاه‌های شمالی (He-E01) و جنوبی (KB-01) گسترش ندارد. این سکانس رسوبی با یک پیک مشخص در لاگ گاما از رسوبات مربوط به سازند ایلام به عنوان سکانس رسوبی چهارم جدا می‌شود. ضخامت یکنواخت سکانس رسوبی اول و سیستم تراکت TST سکانس رسوبی دوم حاکی از آرامش نسبی تکتونیکی در زمان رسوب‌گذاری این بخش‌ها در کل میدان است در حالی که ضخامت رسوبات بخش میشریف متشکل از سیستم تراکت HST سکانس رسوبی دوم به همراه سکانس رسوبی سوم در میدان بسیار متغیر است. تغییر ضخامت بخش میشریف، وجود سکانس رسوبی سوم در چاه‌های میانی میدان و عدم وجود آن در چاه‌های شمالی و جنوبی به رخداد‌های فشارشی و فرسایش حاصل از آن در سنومانین پسین-تورونین نسبت داده می‌شود که موجب حذف سکانس رسوبی سوم به واسطه بالاآمدگی بلوک‌های گسلی شمالی و جنوبی میدان شده است. در حالی که به دلیل عملکرد گسل‌های میانی در میدان، بلوک‌های میانی حالت فروبومی داشته و موجب عدم فرسایش و حذف سکانس رسوبی سوم در این چاه‌ها شده است. آرامش نسبی تکتونیکی در زمان نهشته شدن سکانس رسوبی چهارم (سازند ایلام) در موقعیت میدان مجدداً برقرار شده است که با ضخامت یکنواخت این سکانس در کل میدان منعکس می‌شود.

۱۰- تشکر و قدردانی

نویسنده از حمایت‌های گروه اکتشاف نفت دانشکده معدن دانشگاه تهران در راستای نشر این مقاله قدردانی می‌کند. همچنین تشکر ویژه از شرکت نفت فلات قاره و کارشناسان آن بویژه از سرکار خانم دکتر الهام حاجی کاظمی را جهت ایجاد فرصت برای این مطالعه را دارد. از دوست و همکار عزیزم جناب آقای دکتر مهدی دارایی برای مطالعه پیش‌نویس این مقاله و ارائه نقطه نظرات سازنده کمال تشکر را دارم.

References

- Adabi, M. H., Mehmandosti, E. A (2008) Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran. Journal of Asian Earth Sciences. 33(3): 267-277.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.01.002>.

- Alavi, M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*. 304: 1-20.
- Ali, M. Y., Watts, A. B. and Farid, A (2014) Gravity anomalies of the United Arab Emirates: Implications for basement structures and intra-Cambrian salt distribution. *GeoArabia*. 19(1): 85-112.
- Alsharhan, A. S (1989) Petroleum geology of the United Arab Emirates. *Journal of Petroleum Geology*. 12: 253-288.
- Alsharhan, A. S. and Nairn, A. E. M (1997) Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East. Elsevier. Amsterdam. 878 p.
- Alsharhan, A. S (2014) Petroleum Systems in the Middle East. In: Rollinson, H. R., Searle, M. P., Abbasi, A. I., Al-Lazki, A. I. and Al Kindi, M. H., Eds., *Tectonic Evolution of the Oman Mountains*. Geological Society. London. Special Publications, 392: 361-408. <https://doi.org/10.1144/sp392.19>.
- Aqrawi, A. A. M., Thehni, G. A., Sherwani, G. H., Kareem, B. M. A (1998) Mid-Cretaceous rudist-bearing carbonates of the Mishrif Formation: an important reservoir sequence in the Mesopotamian Basin, Iraq. *Journal of Petroleum Geology*, 21: 57-82
- Assadi, A., Honarmand, J., Moallemi, S. A (2016) Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran. *Facies* 62: 26. <https://doi.org/10.1007/s10347-016-0477-5>
- Assadi, A., Honarmand, J., Moallemi, S. A (2022) Impacts of Depositional Facies and Diagenesis on Reservoir Quality: A Case Study from the Rudist-bearing Sarvak Formation, Abadan Plain, SW Iran. *Acta Geologica Sinica - English Edition*, 97: 190-206. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.14984>.
- Bordenave, M. L., 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. *Journal of Petroleum Geology*, 330: 291-353. <https://doi.org/10.1144/SP330.14>
- Burchette, T. P., and Britton, S. R (1985) Carbonate facies analysis in the exploration for hydrocarbons" A case study from the Cretaceous of the Middle East, in Brenchley, P. J., and Williams, B. P. J., eds., *Sedimentology recent developments and applied aspects*. Blackwell Scientific Publications, Geological Society. London, 311-338.
- Esfandiyari, M., Mohseni, H., Heidari, M (2023) Facies analysis, depositional sequences and platform evolution of the Sarvak Formation (late Albian-Turonian) in the Zagros Basin, West of Iran. *Journal of African Earth Sciences*. 198: 104811.
- Esrafil-Dizaji, B., Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Afshin, S., Kiani Harchegani, F. and Shahverdi, N (2015) Characterization of rudist-dominated units as potential reservoirs in the middle Cretaceous Sarvak Formation, SW Iran. *Facies*, 61: 14. <https://doi.org/10.1007/s10347-015-0442-8>.
- Flügel, E (2004) *Microfacies of carbonate rocks*. Springer. Berlin Heidelberg. New York. 976 p.
- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., Taati, F (2010). Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37 (3): 275-285. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.08.014>.
- Gholami Zadeh, P., Adabi, M. H., Sadeghi, A (2019) Microfacies, geochemistry and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation (Mid Cretaceous) in the Kuh-e Siah and Kuh-e Mond, Fars area, southern Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 160: 103634.
- Ghazban, F (2007) *Petroleum geology of the Persian Gulf*. Tehran University. 717p.
- Hajikazemi, E., Al-Aasm, I. S., Coniglio, M (2010) Subaerial exposure and meteoric diagenesis of the Cenomanian-Turonian Upper Sarvak Formation, southwestern Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 330: 253-272. <https://doi.org/10.1144/SP330.12>.
- Hajikazemi, E., Al-Aasm, I. S., Coniglio, M (2017) Diagenetic history and reservoir properties of the Cenomanian-Turonian carbonates in southwestern Iran and the Persian Gulf. *Marine and Petroleum Geology*, 88: 845-857.
- James, G. A. and Wynd, J. G (1965) Stratigraphic Nomenclature of the Iranian oil consortium agreement Area. *AAPG*, 49: 2182-2245
- Kalanat, B., Vaziri-Moghaddam, H. Bijani, S (2021) Depositional history of the uppermost Albian-Turonian Sarvak Formation in the Izeh Zone (SW Iran). *International Journal of Earth Science*, 110: 305-330.
- Lenoir, L., Blaise, T., Somogyi, A., Brigaud, B., Barbarand, J., Boukari, C., Nouet, J., Brézard-Oudot, A., & Pagel, M (2021) Uranium incorporation in fluorite and exploration of U-Pb dating. *Geochronology*, 3(1): 199-227. <https://doi.org/10.5194/gchron-3-199-2021>.
- Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H., Enayati-Bidgoli, A. H (2014) Depositional environment and sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Ilam Formation in central and southern parts of the Dezful Embayment, SW Iran. *Carbonates Evaporites*, 29: 263-278. <https://doi.org/10.1007/s13146-013-0168-z>.
- Mehrabi, H., Navidtalab, A., Enayati, A., Bagherpour, B (2022) Age, duration, and geochemical signatures of paleo-exposure events in Cenomanian-Santonian sequences

- (Sarvak and Ilam formations) in SW Iran: Insights from carbon and strontium isotopes chemostratigraphy. *Sedimentary Geology*, 434: 106136.
- Mehrabi, H (2023) Deposition, Diagenesis, and Geochemistry of Upper Cretaceous Carbonates (Sarvak Formation) in the Zagros Basin and the Persian Gulf, Iran. *Minerals*, 13(8): 1078. <https://doi.org/10.3390/min13081078>.
- Mehrabi, H., Yahyaei, E., Navidtalab, A., Rahimpour-Bonab, H., Abbasi, R., Omidvar, M., Assadi, A., Honarmand, J (2023) Depositional and diagenetic controls on reservoir properties along the shallow-marine carbonates of the Sarvak Formation, Zagros Basin: Petrographic, petrophysical, and geochemical evidence. *Sedimentary Geology*, 454: 106457.
- Mohseni, H., Zeybaram Javanmard, R (2020) New data on sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in Malekshahi city, (Ilam province) Zagros basin, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 112: 104035. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104035>.
- Motiei, H (1993) Stratigraphy of Zagros. In: Hushmandzadeh, A. (Ed.), *Treatise on the Geology of Iran*. Geological Survey of Iran. (In Persian)
- Orang, K., Motamedi, H., Azadikhah, A., Royatvand, M (2018) Structural framework and tectono-stratigraphic evolution of the eastern Persian Gulf, offshore Iran, *Marine and Petroleum Geology*, 91: 89-107.
- Perotti, C. R., Carruba S., Rinaldi, M., Bertozzi, G., Feltre, L., and Rahimi, M (2011) The Qatar–South Fars Arch Development (Arabian Platform, Persian Gulf): Insights from Seismic Interpretation and Analogue Modelling. *New Frontiers in Tectonic Research - At the Midst of Plate Convergence*, 325-352. <https://doi.org/10.5772/20299>.
- Pirouz, M., Avouac, J. P., Gualandi, A., Hassanzadeh, L., Sternai, P (2017) Flexural bending of the Zagros foreland basin. *Geophysical Journal International*, 210: 1659–1680. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx252>.
- Pomar, L (2001) Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13: 313–334.
- Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Navidtalab, A., Omidvar, M., Enayati-Bidgoli, A. H., Sonei, R., Sajjadi, F., Amiri-Bakhtyar, H., Arzani, N., Izadi-Mazidi, E (2013) Palaeo-exposure surfaces in Cenomanian–santonian carbonate reservoirs in the Dezful embayment, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 36 (4): 335-362. <https://doi.org/10.1111/jpg.12560>.
- Ricateau, R., Riche, P. H (1980) Geology of the Musandam Peninsula (Sultanate of Oman) and its surroundings. *Journal of Petroleum Geology*, 3:139-152. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1980.tb00979.x>.
- Sadooni, F. N., Alsharhan, A. S (2003) Stratigraphy, microfacies, and petroleum potential of the Maaddud Formation (Albian–Cenomanian) in the Arabian Gulf basin. *AAPG Bulletin*, 87 (10): 1653–1680.
- Searle, M. P., Cherry, A. G., Ali, M. Y., Cooper, D. J. W (2014) Tectonics of the Musandam Peninsula and northern Oman Mountains: From ophiolite obduction to continental collision. *GeoArabia*, 19: 135–174.
- Searle, M. P. Ali, M. Y (2009) Structural and tectonic evolution of the Jabal Sumeini-Al Ain-Buraimi region, northern Oman and eastern United Arab Emirates. *GeoArabia*, 14 (1): 115-142. <https://doi.org/10.2113/geoarabia1401115>.
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, A. P., Horbury, A. D. Simmons, M. D (2001) Arabian plate sequence stratigraphy. *Gulf PetroLink. Bahrain*, 371 p.
- Van Buchem, F. S. P., Gaumet, F., Védrenne, V., Vincent, B (2006) Middle East Cretaceous sequence stratigraphy study, unpublished report, NIOC – IFP, 167 p.
- Van Buchem, F. S. P., Baghbani, D., Bulot, L. G., Caron, M., Gaumet, F., Hosseini, S. A., Keyvani, F., Schroeder, R., Swennen, R., Vedrenne, V., Vincent, B (2010) Barremian - Lower Albian sequence-stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates, *GeoArabia Special Publication*, 4(2): 503-548.
- Van Buchem, F. S. P., Al-Husseini, M. I., Maurer, F., Droste, H. J (2010) Barremian – Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian Plate. *GeoArabia Special Publication. Gulf PetroLink. Bahrain*, 1: 49-96.
- Van Buchem, F. S. P., Simmons, M. D., Droste, H. J. and Davies, R. B (2011) Late Aptian to Turonian Stratigraphy of the Eastern Arabian Plate Depositional Sequences and Lithostratigraphic Nomenclature. *Petroleum Geoscience*, 17: 211-222.
- Vincent, B., van Buchem, F. S. P., Bulot, L. G., Jalali, M., Swennen, R., Hosseini, A. S., Baghbani, D (2015) Depositional sequences, diagenesis and structural control of the Albian to Turonian carbonate platform systems in coastal Fars (SW Iran). *Marine and Petroleum Geology*, 63: 46-67.
- Wilson, B. R (1975) *Carbonate Facies in Geological History*. Springer. Berlin, 471 p.

Integration of facies, diagenetic, and sequence stratigraphic studies in reconstructing the stratigraphic architecture of the Bangestan reservoir in the Hengam Field, eastern Persian Gulf

B. Esrafilidizaji

Assist. Prof., Dept., of Petroleum Exploration, School of Mining Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran

* esrafilidizaji@ut.ac.ir

Received: 2025.3.5 Accepted: 2025.10.22

Abstract

The Sarvak and Ilam formations constitute the main reservoir rocks of the Hengam Field at the easternmost part of the Persian Gulf. In this field, the Sarvak Formation exhibits variable thickness and comprises the Mauddud, Ahmadi, and Mishrif members. Facies analysis from one of the cored wells indicates that the Late Albian Mauddud Member was deposited in a carbonate platform different from the Mishrif member. The Ilam Formation consists of three facies, which were deposited in a shoal-lagoon complex. Petrographic studies reveal that the identified facies underwent post-depositional diagenetic processes, including marine, meteoric, and burial diagenesis. The impact and intensity of meteoric diagenesis played a significant role in porosity development and distribution in the upper part of the Mauddud and Mishrif members, and the Ilam Formation. Sequence stratigraphic analysis led to the identification of four third-order depositional sequences within this reservoir. The first depositional sequence corresponds to the Mauddud Member, while the second and third depositional sequences align with the Ahmadi and Mishrif members. The third depositional sequence is identified only in the central wells of the field, while it is absent in the northern and southern wells. The study results suggest that during the compressional regime of the mid-Cretaceous and the uplift of fault blocks, the entire third depositional sequence and part of the second depositional sequence were removed due to subaerial exposure and erosion following the post-Cenomanian to post-Turonian events in the northern and southern wells, whereas they were preserved in the central wells.

Keywords: Hengam Field, Sarvak formation, Ilam formation, Mauddud member, Ahmadi member, Mishrif member, Persian Gulf

Introduction

The Sarvak and Ilam formations of the Bangestan Group form major carbonate reservoirs in Iran and the eastern Persian Gulf. In the Dezful Embayment, their similar depositional facies and reservoir behavior justify treating them as a single reservoir despite stratigraphic unconformities. In Coastal Fars, erosion related to the Qatar–Gavbendi High significantly reduced the Sarvak thickness and led to subdivision into the Mauddud and Ahmadi units, which correlate with equivalent formations across the eastern Persian Gulf and include high-quality reservoir intervals such as the Mishrif equivalent. Although these formations have been widely studied in the Zagros region, their eastern Persian Gulf development is poorly understood; this study addresses this gap by

reconstructing facies distribution, diagenetic evolution, and sequence stratigraphic architecture in the Hengam Field.

Materials and Methods

This study is based on data from two wells in the Hengam Field (He-E01, He-E02) and two wells from the Omani sector, including the Bukha-2A well (WB-2A) and the Khasab-1 well (KB-01), which are aligned in a north-south trend. Detailed core and thin-section studies were conducted in Hengam Well No. 2 (He-E02), while well-log data, core samples, and petrographic study results from other wells were utilized to construct a sequence stratigraphic framework at the field scale.

Approximately 120 meters of core samples from various depths of the Ilam and Sarvak formations (Mishrif and Mauddud members) in

Well No. 2 were analyzed. A total of 170 thin sections were prepared from these cores for facies and diagenetic studies. Initially, all sedimentological parameters (such as grain size, abundance, grain type, texture, structure, and fossil content) and key diagenetic processes (cementation, dissolution, compaction, etc.), along with pore type and distribution, were recorded on standardized sheets for each sample. Based on the similarities in sedimentological characteristics, sedimentary facies were defined, described, and interpreted. Subsequently, the evolution of porosity through diagenetic trends was analyzed using core porosity and permeability data, considering the dominant diagenetic processes affecting each facies assemblage. In some cases, X-ray diffraction (XRD) analysis was performed to identify mineral phases present in the samples.

For defining depositional sequences, this study follows the approach of van Wagoner et al. (1990) and Vail et al. (1991), which delineates each sequence based on lower and upper sequence boundaries, separated by a maximum flooding surface (MFS) and subdivided into transgressive system tracts (TST) and highstand system tracts (HST). All collected data were plotted on a standardized sedimentary log, and facies stacking patterns, vertical facies changes, diagenetic trends, and gamma-ray log variations were analyzed to identify key sequence boundaries. Finally, the identified depositional sequences and associated sedimentary and diagenetic trends were traced, correlated, and integrated across other wells to establish a comprehensive sequence stratigraphic framework.

Results and Discussion

Facies analysis of core samples from Well He-E02 indicates that the lower Mauddud member consists of three sedimentary facies: pelagic mudstone (SF-1) and microbioclastic wackestone (SF-2) in the lower part, transitioning to bioclastic, orbitolina wackestone/packstone (SF-3) in the upper part. The depositional environment of the first two facies is interpreted as deep settings (basin and outer ramp), overlain by thick orbitolina-bearing facies of the middle ramp. No core samples were available from the Ahmadi member in the studied well. However, its high clay content, presence of pelagic foraminifera, and relatively high gamma-ray readings

suggest deposition in relatively deep settings (basin and outer ramp). In contrast, the Mishrif member, based on core analysis, contains three facies: rudist debris, peloids, and lagoonal foraminifera. These include peloidal-rudist packstone/grainstone (SF-4), rudist-foraminiferal rudstone/framestone (SF-5), and bioclastic-foraminiferal wackestone/packstone (SF-6), interpreted as deposits of a shallow carbonate ramp complex comprising shoals and lagoons. The Ilam Formation exhibits three facies: bioclastic-peloidal packstone/grainstone (IF-1), bioclastic-foraminiferal mudstone/wackestone (IF-2), and quartz-foraminiferal mudstone/wackestone (IF-3), deposited in a shallow environment similar to that of the Mishrif facies.

Diagenetic processes, including micritization, pyritization, cementation, dissolution, fluorite mineralization, compaction, and fracturing, affected the facies of the Sarvak and Ilam formations. Marine diagenetic features such as micritization is prominent in shallower facies of the Mauddud and Mishrif members. Burial diagenesis features, including physical compaction and stylolitization, are observed across most facies. Meteoric diagenesis (dissolution and cementation) strongly influenced the top of Mauddud, Mishrif, and Ilam sections, enhancing porosity and permeability. This suggests a shallowing-upward trend in the upper Mauddud and Mishrif members and the Ilam Formation, accompanied by increased reservoir quality.

In Well He-E02, the Sarvak Formation is distinguished from the Ilam Formation by a prominent gamma-ray peak, attributed to shale-rich facies of the Laffan Formation. Microscopic examination and XRD analyses of core samples indicate the presence of fluorite mineralization in these intervals, consistent with global examples of unconformity-related fluorites. The formation of these fluorites is linked to hydrothermal fluid expulsion under compressional regimes and the role of meteoric fluids in their precipitation.

By integrating facies analysis, depositional environment interpretation, diagenetic processes, and well-log data from four wells, four third-order depositional sequences were identified, leading to the reconstruction of the sequence stratigraphic framework and stratigraphic architecture of the field. Depositional Sequence-1 (DS-1) corresponds to the Mauddud Member. Its lower SB and part

of the transgressive systems tract (TST) are not cored. The highstand systems tract (HST) consists of thick, porous orbitolina-bearing facies, significantly affected by meteoric diagenesis at the top, suggesting exposure and the development of an upper sequence boundary. This sequence is overlain by deeper-water facies of the Ahmadi unit, forming the TST of DS-2, which is capped by clean, shallow-water Mishrif carbonates (rudist-rich facies) forming its HST. The upper part of this sequence is intensely affected by meteoric dissolution and cementation and is separated from the Ilam Formation by a gamma-ray peak corresponding to fluorite mineralization. DS-3 was identified in the central wells (He-E02 and WB-2A) based on core, cuttings, and gamma-ray data but is absent in the northern (He-E01) and southern (KB-01) wells. A distinct gamma-ray peak marks its separation from the overlying Ilam Formation, which represents DS-4.

The uniform thickness of DS-1 and the TST of DS-2 indicates relative tectonic stability during their deposition. However, the highly variable thickness of the Mishrif and the presence of DS-3 in central wells, but not in northern and southern wells, is attributed to compressional tectonics and related erosion during the post-Cenomanian-to Turonian. This uplift removed DS-3 in the northern and southern wells due to fault block uplift, while subsidence along central faults preserved it in graben-like settings. Tectonic stability resumed during the deposition of DS-4 (Ilam Formation), as evidenced by its consistent thickness across the field.

Conclusion

Based on the studies conducted on the Bangestan reservoir in the Hengam field, the following results were obtained:

1. The Sarvak Formation in the Hengam field consists of three members: Mauddud, Ahmadi, and Mishrif, with a total thickness of approximately 200–250 meters. It is composed of limestone with interbedded shale at the base and is overlain by the thin limestone of the Ilam Formation (20–30 meters).
2. Core and thin section analysis of the Mauddud and Mishrif members in one of the wells (Well No. 2) indicate that this formation consists of six sedimentary facies deposited in deep to shallow carbonate platform settings. The facies of the Mauddud Member are mud-

dominated and rich in *Orbitolina* sp. and *Trocholina* sp., dating to the Late Albian, while the facies of the Mishrif Member are grain-dominated and rich in rudists and porcelaneous foraminifera from the Cenomanian. The differences in carbonate-producing organisms, environmental energy, and age between the Mauddud and Mishrif members suggest a significant transformation in sedimentation style, platform geometry, and diagenetic potential of the formation between the Late Albian and Cenomanian, warranting further investigation.

3. Although the Sarvak and Ilam Formations are currently buried at depths exceeding 3.7 km, and burial diagenesis effects are observed throughout these formations, deep burial processes such as compaction and cementation have not completely overprinted the earlier marine and meteoric diagenetic effects. Meteoric diagenetic processes (such as dissolution, cementation, and aragonite-to-calcite transformation) have played a significant role in reservoir characteristics, particularly in the upper parts of the Mauddud and Mishrif members, and Ilam formations. These diagenetic features, combined with shallowing-upward facies trends, indicate relative sea-level fall and subaerial exposure following deposition in the Late Albian and Late Cenomanian.

4. Sequence stratigraphic analysis identified four depositional sequences, characterized by significant exposure-related features, intense meteoric diagenesis, and substantial erosional unconformities. Sequence stratigraphic correlation at the field scale shows that Depositional Sequences 1 (Mauddud Member) and 4 exhibit minimal thickness variation, whereas Sequences 2 and 3 demonstrate notable thickness changes across the field. This is particularly evident in the HST of Sequence 2 and throughout Sequence 3, which corresponds to the Mishrif Member, while the Ahmadi Member, which represents the TST of Sequence 2, maintains a consistent thickness throughout the field.

5. The occurrence of Depositional Sequence 3 in the central wells and its absence in the northern and southern wells indicate its removal during sea-level regression and subaerial exposure in the Late Cenomanian. A significant multi-million-year hiatus between the Sarvak and Ilam Formations is observed in

Well No. 2, coinciding with fluorite mineralization.

6. The magnitude of relative sea-level changes, reflecting both eustatic fluctuations and local tectonic activity, appears to have varied between the Late Albian (Mauddud Member) and Cenomanian (Mishrif Member). The absence of thickness variation in the Mauddud Member suggests relative tectonic stability during its deposition, whereas increased

tectonic activity—possibly related to the early closure of the Neo-Tethys Ocean—likely influenced the deposition and subsequent erosion of the Mishrif Member. These changes have also impacted the reservoir properties. Following these tectonic events, relative tectonic stability was re-established during the deposition of the Ilam Formation, as reflected by its uniform thickness across the field.