

تاریخچه رسوب‌گذاری - دیاژنزی و چینه‌نگاری سکانسی بخش بالایی سازند سروک (کرتاسه) در میادین هیدروکربوری مرکز و جنوب فروافتادگی دزفول، جنوب باختر ایران

جواد سبحانی‌فروشان^۱، حمزه مهرابی^{۲*} و حسین رحیم‌پوربناب^۳

۱- کارشناس ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران

۲- استادیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران

۳- استاد دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران

نویسنده مسئول: mehrabi.hamze@ut.ac.ir

دریافت: ۹۹/۱۲/۹ پذیرش: ۱۴۰۰/۱/۲۱

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

توالی‌های کربناته بخش بالایی سازند سروک به سن سنومنین - تورونین که در بخش‌های مختلف جنوب‌باختری ایران و خلیج فارس نهشته شده‌اند، یکی از مهم‌ترین مخازن هیدروکربنی در جهان به‌شمار می‌روند. به منظور بررسی تاریخچه رسوب‌گذاری و دیاژنزی سازند سروک در میدان‌های هیدروکربوری واقع در بخش مرکزی و جنوبی فروافتادگی دزفول، مطالعه پتروگرافی بر روی مغزه‌های حفاری و برش‌های نازک میکروسکوپی تهیه‌شده از این سازند در ۶ چاه از ۵ میدان انجام گردید. مطالعات رخساره‌ای منجر به شناسایی ۱۴ ریزرخساره رسوبی گردید. این ریزرخساره‌ها در شش مجموعه رخساره‌ای شامل حوضه، رمپ بیرونی، رمپ میانی، لاگون دریای باز، پشته‌های زیرآبی و لاگون محصورشده دسته‌بندی شدند. بر این اساس، محیط رسوب‌گذاری سازند سروک در میدان‌های مطالعه‌شده، رمپ کربناته هم‌شیب پیشنهاد شده است. مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی شناسایی‌شده در این پژوهش شامل انحلال، سیمانی‌شدن، دولومیتی‌شدن، دولومیت‌زدایی، سیلیسی‌شدن، نوشکلی، تراکم و شکستگی بوده که طی مراحل مختلف دیاژنزی دریایی، جوی (ائوژنتیک و تلوژنتیک) و دفنی کم‌عمق تا عمیق ایجاد شده‌اند. بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی منجر به شناسایی دو سکانس رسوبی رده سوم در بخش مورد مطالعه از سازند سروک (سنومنین - تورونین) گردید و ارتباط رخساره‌ها و فرایندهای دیاژنزی با جایگاه‌های سکانسی مورد بررسی قرار گرفت.

واژگان کلیدی: سازند سروک، ریزرخساره، مدل رسوبی، تاریخچه دیاژنزی، فروافتادگی دزفول، چینه‌نگاری سکانسی

۱- پیشگفتار

صورت می‌گیرد (مطیعی، ۱۹۹۳). این امر سبب شده پژوهشگران علم زمین به خصوص رسوب‌شناسان و زمین‌شناسان نفت همواره نگاه ویژه‌ای به این منطقه داشته باشند و از جنبه‌های مختلف زمین‌شناسی آن را در مطالعه‌های علمی-پژوهشی و صنعتی خود مورد بررسی قرار دهند. توالی کربناته سروک گروه بنگستان، طی آلبین پسین تا تورونین میانی بر روی یک سکوی قاره‌ای غیرفعال^۱ و کم‌عمق شکل گرفته است. در کرتاسه میانی افت قابل‌ملاحظه سطح آب دریا همراه با فعالیت‌های زمین‌ساختی (بسته‌شدن نئوتتیس و فرارانش افیولیت‌ها، فعالیت مجدد گسل‌های پی‌سنگی^۲، فعالیت‌های مرتبط با نمک‌های سری هرمز) روی داده در حاشیه شمال‌خاور صفحه عربی، سبب ایجاد بالآمدگی‌های متعددی در

موقعیت خاص خاورمیانه به ویژه در سکوی عربی و حوضه زاگرس از نظر زمین‌شناختی باعث شده است این منطقه در دوره‌هایی از زمان زمین‌شناسی مولد تعداد زیادی از سنگ‌های منشأ، مخزن و پوش‌سنگ باشد (الشرحان و نایرن، ۱۹۹۷). این عناصر به همراه مهیا بودن سایر شرایط چون تشکیل تله و مهاجرت منجر به ایجاد سیستم‌های نفتی زیادی در این نواحی گردیده و حجم عظیمی از انواع هیدروکربور را در خود جای داده است (موریس، ۱۹۸۰). در حوضه زاگرس عمده‌ی تولید نفت (و گاز با اهمیت کم‌تر) آن از گروه خامی (سازندهای فلهلیان و داریان)، گروه بنگستان (سازندهای سروک و ایلام) و سازند آسماری

² Basement Fault

¹ Passive

۲- زمین‌شناسی منطقه و چینه‌شناسی

در زمان نئوژن، همزمان با شکل‌گیری دریای سرخ، اقیانوس نتوتیس به سرانجام خود نزدیک شد، برخورد دو صفحه ایران و عربستان صورت گرفت که در نتیجه آن، کمربند رانده-چین‌خورده زاگرس و حوضه پیش‌خشکی^۳ همراه آن در حاشیه شمال‌خاوری صفحه عربی به وجود آمد (بحرودی و کویی، ۲۰۰۴؛ سپهر و کاسگروف، ۲۰۰۴). حوضه زاگرس بخش پایدار ابرقاره گندوانا در زمان پالئوزوئیک و حاشیه غیرفعال آن طی مزوزویک بوده است (بحرودی و کویی، ۲۰۰۴). از نظر زمین‌ساختی مشهورترین طبقه‌بندی ارائه شده به وسیله فالکن (۱۹۶۱) صورت گرفته که حوضه زاگرس را از نظر زمین‌ساختی به سه کمربند ساختمانی، رورانده، درهم چین‌خورده و چین‌خورده ساده تقسیم نموده است که دارای امتداد موازی با جهت شمال‌باختری- جنوب‌خاوری می‌باشد.

فروافتادگی دزفول، در حوضه پیش‌گودال^۴ در جنوب باختری کمربند رانده- چین‌خورده زاگرس (کمربند چین‌خورده ساده زاگرس)، در جهت تغییرشکل‌یافته زاگرس^۵ و در مجاورت حوضه پیش‌خشکی خلیج فارس بین‌النهرین^۶ واقع شده است که عمده میادین نفتی ایران در این پهنه قرار گرفته است. این منطقه با اختلاف ارتفاع توپوگرافیک قابل توجه نسبت به زون ایذه (بالغ بر ۳ هزار متر) در جنوب‌باختری گسل پیشانی کوهستان^۷ واقع گردیده است. حد غربی آن گسل بالارود، و حد شرقی آن سیستم گسلی کازرون می‌باشد. به سمت جنوب‌باختری رفته‌رفته از شدت چین‌خوردگی کاسته شده و ساختمان‌های شمال‌باختری- جنوب‌خاوری زاگرس جای خود را به ساختمان‌های قدیمی شمالی- جنوبی می‌دهند (شرکتی و همکاران، ۲۰۰۶). از ویژگی‌های زمین‌شناسی این پهنه، ضخامت زیاد رسوبات (حدود ۱۴ تا ۱۶ کیلومتر) می‌باشد که نهشته‌های کامبرین تا پلیوسن- پلیستوسن را در خود جای داده است (شکل ۱).

سیستم کرتاسه در حوضه زاگرس و صفحه عربی براساس ناپیوستگی‌های مهم منطقه‌ای، به سه بخش کرتاسه زیرین (نئوکومین-آپتین)، کرتاسه میانی (آلبین-تورونین) و کرتاسه بالایی (کنیاسین-مائستریشیتین) تقسیم شده است

منطقه جنوب‌باختری ایران و خاورمیانه گردیده است (الشرحان و نایرن، ۱۹۹۷؛ شارلند و همکاران، ۲۰۰۱؛ علوی، ۲۰۰۴؛ سپهر و کاسگروف، ۲۰۰۵). بر اثر این بالاآمدگی‌ها، ناپیوستگی‌های محلی و ناحیه‌ای در سازند سروک ثبت شده است (کوپ و استنلی، ۱۹۸۲؛ ستوده‌نیا، ۱۹۷۸). این تحولات، تاریخچه رسوبی و دیاژنزی سازند سروک را تحت تأثیر قرار داده و سبب شده این توالی‌های کربناته دستخوش تغییرات مهم با شدت و ضعف‌های متفاوت در حوضه زاگرس گردد که نهایتاً این تغییرات منجر به تغییر ویژگی‌های مخزنی آن شده است (رحیم‌پور بناب و همکاران، ۲۰۱۲ و ۲۰۱۳؛ مهرابی و رحیم‌پوربناب، ۲۰۱۴؛ مهرابی و همکاران، ۲۰۱۵؛ حاجی‌کاظمی و همکاران، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۷؛ اسعدی و همکاران، ۱۳۹۴). از جدیری‌آقایی و همکاران، ۱۳۹۶؛ فرامرزی، ۱۳۹۷). از این‌رو، مطالعه‌ی دقیق و جامع این سازند مخزنی کرتاسه در صنعت نفت از اهمیت خاصی برخوردار می‌باشد.

از دیدگاه کیفیت مخزنی، رخساره‌ها و مجموعه‌های رخساره‌ای (فرایندهای اولیه)، دیاژنز (فرایندهای ثانویه) و همچنین شکستگی، از جمله مواردی هستند که بر ویژگی‌های مخزنی توالی‌های کربناته نقش اساسی دارند (مور، ۲۰۰۱؛ آر، ۲۰۰۸؛ شلاگر، ۲۰۰۵؛ لوسیا، ۲۰۰۷؛ فولگل، ۲۰۱۰). هر یک از این عوامل می‌توانند باعث بهبود یا کاهش کیفیت مخزنی شوند. مطالعه رخساره‌ها (ریزرخساره) جز اساسی در مطالعات مخازن کربناته است که در بیان خصوصیات مخزن و اکتشاف هیدروکربن از مولفه‌های اصلی محسوب می‌گردد و ابزار اکتشافی بسیار مهمی در ساخت مدل‌های مخزنی پایه است. پس از درک محیط‌رسوبی مخازن هیدروکربوری کربناته با استفاده از بررسی دقیق رخساره‌ها، مطالعه دیاژنز و معرفی فرایندهای دیاژنزی باتوجه به اهمیت نقش آن‌ها در توالی‌های رسوبی از دیدگاه کیفیت مخزنی کاملاً ضروری است. در این پژوهش سعی شده است که بخش بالایی سازند سروک در میادین هیدروکربوری واقع در بخش‌های مرکزی و جنوبی فروافتادگی دزفول (شامل میادین آب‌تیمور، اهواز، رگ‌سفید، مارون و گچ‌ساران) از دید تاریخچه رسوب‌گذاری و دیاژنزی به طور کامل مطالعه شود.

⁶ Mesopotamian

⁷ Mountain Front Fault

³ Foreland

⁴ Foredeep

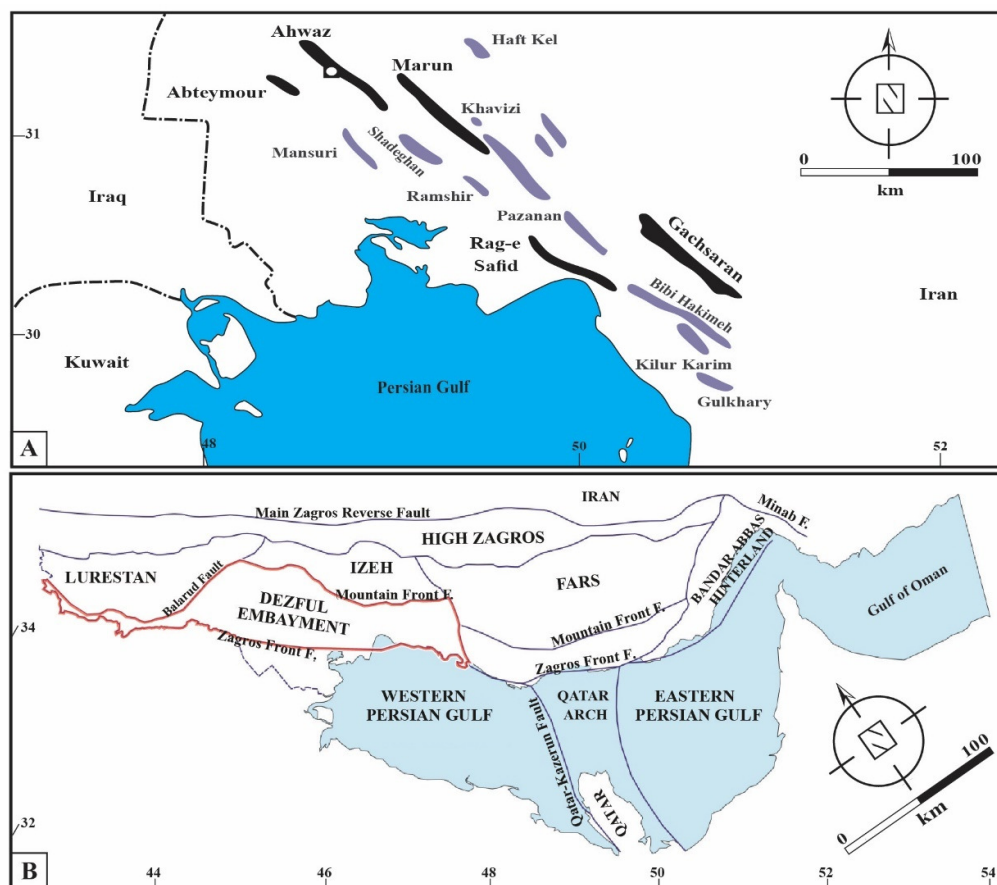
⁵ Zagros Deformation Front

سروک با سازند کژدمی هم‌شیب و تدریجی است. مرز بالایی آن نیز با مارن‌ها و شیل‌های سازند گورپی قاطع است. در این مرز، آهک‌های سروک فرسوده شده و آغشته به ترکیبات آهن هستند و می‌توانند معرف یک ناپیوستگی فرسایشی باشند (مطیعی، ۱۹۹۳).

در فروافتادگی دزفول، سازندهای ایلام و سروک روی هم یک واحد آهکی کم‌عمق را تشکیل می‌دهند (رحیم‌پورناب و همکاران، ۲۰۱۲؛ بیرانوند و همکاران، ۲۰۰۷؛ مطیعی، ۱۹۹۳). در مرز بالایی سازند سروک با سازند ایلام در ناحیه خوزستان در فروافتادگی دزفول، آثار ناپیوستگی مشخص دیده می‌شود. بنابراین در این نواحی به دلیل سنگ‌شناسی مشابه آهکی، تفکیک این دو سازند تنها توسط شواهد مرتبط با ناپیوستگی تورونین میانی صورت می‌گیرد (رحیم‌پورناب و همکاران، ۲۰۱۲؛ حاجی‌کاظمی و همکاران، ۲۰۱۰).

(ستوده‌نیا، ۱۹۷۸؛ الشرحان و نایرن، ۱۹۸۸). براساس گزارش جیمز و وایند (۱۹۶۵)، از آلبین تا کامپاین، یک چرخه رسوبی از سازندهای کژدمی، سروک، سورگاه و ایلام را می‌توان در زاگرس شناسایی کرد. مجموعه سازندهای یاد شده را گروه بنگستان نام‌گذاری کردند (وایند، ۱۹۶۵). گروه بنگستان را می‌توان معادل بخش بالایی سکانس AP8 و بخش پایینی سکانس AP9 دانست. سکانس AP8 در طی تیتونین پسین-تورونین میانی، تشکیل شده است. مرز زیرین و بالایی این سکانس بزرگ مقیاس توسط ناپیوستگی‌های ناحیه‌ای مشخص می‌شود (شکل ۲) (شارلند و همکاران، ۲۰۰۱).

سازند سروک در زاگرس از دو رخساره عمده کم‌عمق و عمیق تشکیل شده است. در محل برش الگو و فارس ساحلی، رخساره‌های کم‌عمق این سازند گسترش دارند در حالی که در ناحیه لرستان، می‌توان رخساره‌های عمیق سازند سروک را دید. در برش نمونه، مرز پایینی سازند



شکل ۱. A. موقعیت میدان‌های مطالعه‌شده، B. تقسیمات ساختمانی زاگرس، موقعیت زون فروافتادگی دزفول در کمربند رانده-چین خورده زاگرس (برگرفته از سپهر و کاسگروف، ۲۰۰۴؛ با تغییرات).

ERA	PERIOD	EPOCH	AGE	GROUP		IRAN	IRAQ	KUWAIT	ARABIA	BAHRAIN	QATAR	U.E.A	OMAN	TECTONIC MEGASEQUENCE and DEVELOPMENT	PLATE MARGIN	
				ARABIAN	IRAN											
MESOZOIC	CRETACEOUS	UPPER	CENOMANIAN	TURONIAN	WASIA	BANGESTAN		MISHRIF	MAGWA	MISHRIF Mbr	MISHRIF	MISHRIF		Passive margins on northwest, northeast and southeast margins of Arabian Plate	AP8	PASSIVE MARGIN
							SARVAK	RUMAILA		RUMAILA Mbr	RUMAILA		MISHRIF			
		AHMADI	AHMADI	AHMADI Mbr			AHMADI	AHMADI								
		WARA	WARA	WARA Mbr			WARA		SHILAIIF							
	LOWER		ALBIAN				MAUDDUD	MAUDDUD	MAUDDUD Mbr	MAUDDUD	MAUDDUD	MAUDDUD				
							KAZHDUAH	NHR UMR	BURGAN	SAFANIYA Mbr	NHR UMR	NHR UMR	NHR UMR			
										KHAFJI Mbr						

شکل ۲- مقایسه چینه‌شناسی توالی‌های کرتاسه میانی (آلبین-تورونین) در بخش‌های مختلف صفحه عربی (با تلفیق از الشرحان و نایرن، ۱۹۹۷؛ شارلند، ۲۰۰۱).

۳- داده‌ها و روش‌های مطالعه

به منظور دستیابی به اهداف پژوهش حاضر، از داده‌های رسوب‌شناسی و پتروفیزیکی (به ویژه لاگ گاما برای تفاسیر چینه‌نگاری سکansı) شش چاه از پنج میدان واقع در فروافتادگی دزفول استفاده شده است. در مطالعات پتروگرافی، تعداد ۴۴۲ برش نازک میکروسکوپی از چاه‌های میدان‌های نفتی آب‌تیمور، اهواز، رگ سفید، مارون و گچساران همراه با تکنیک‌های آنالیز تصاویر میکروسکوپی و آنالیز کمی اجزاء تشکیل‌دهنده مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در مطالعات میکروسکوپی، بافت رسوبی، فرایندهای دیاژنزی، سایز و نوع ذرات، محتوای فسیلی و جورشدگی و گردشگی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی توصیف شده و ریزرخساره‌ها تعیین گردیده است. نام‌گذاری بافتی سنگ‌های کربناته براساس رده‌بندی دانهام (۱۹۶۲) و نیز امری و کلوان (۱۹۷۱) انجام شده، سپس ریزرخساره‌های تعیین‌شده با ریزرخساره‌های استاندارد فلوگل (۲۰۰۴) مطابقت داده شده‌اند. مدل رسوبی سازند سروک، براساس قانون والتر (میدلتون، ۱۹۷۳) تعیین شده است. فرایندهای دیاژنزی و محیط‌های مختلف دیاژنزی که روی این سازند موثر بوده‌اند با استفاده از روش‌های متداول پتروگرافی و با تکیه بر اصول روابط بافتی ارزیابی شده‌اند. به منظور تعیین سکانس‌های رسوبی از روش پیش‌رونده^۱- پس‌رونده^۲ (T-R) استفاده شده است. دلیل انتخاب این روش آن است که اساساً در مطالعات زیر سطحی مخازن کربناته، تشخیص دسته رخساره تراز پایین^۳ و دسته

رخساره پس‌رونده سریع^۴ با عدم قطعیت بسیاری همراه می‌باشد. از این‌رو، در اغلب مطالعات چینه‌نگاری سکansı بر روی چنین مخازنی از روش T-R استفاده می‌شود (امری، ۲۰۰۲؛ امری و یوهانسن، ۱۹۹۲؛ کتونینو، ۲۰۰۲). در این روش، هر سکانس رسوبی به دو دسته رخساره‌ای^۵ پیش‌رونده و پس‌رونده تقسیم می‌گردد. باید به این نکته اشاره نمود که بررسی‌های زیست‌چینه‌نگاری جهت تعیین زون‌بندی زیستی جزو اهداف این پژوهش نبوده است، اما از آنجایی که برای تعیین سن و رده سکانس‌ها به چنین اطلاعاتی نیاز می‌باشد، از نتایج کار امیدوار و همکاران (۲۰۱۴) که در همین میادین زون‌های زیستی سازند سروک را تعیین کرده‌اند، استفاده شده است. به منظور تعیین سطوح کلیدی سکansı (نظیر مرزهای سکansı و سطوح بیشینه غرقابی) از تلفیق شواهد رخساره‌ای، عوارض دیاژنزی مرتبط با سطوح ناپیوستگی و لاگ‌های چاه‌پیمایی استفاده گردیده است.

۴- نتایج

۴-۱- ریزرخساره‌های رسوبی

پتروگرافی نمونه‌های سازند سروک در میادین مطالعه‌شده منجر به شناسایی ۱۴ ریزرخساره شد که براساس ویژگی‌های بافتی، محتوای فسیلی و با کمک‌گرفتن از مدل‌های استاندارد رخساره‌ای (فلوگل، ۲۰۰۴)، در شش مجموعه رخساره‌ای دسته‌بندی شدند. به منظور جلوگیری از تکرار مطالب و کارآمدتر کردن نتایج مطالعه، از توصیف

⁴ Forced Regressive System Tract

⁵ System Tracts

¹ Transgressive

² Regressive

³ Lowstand System Tract

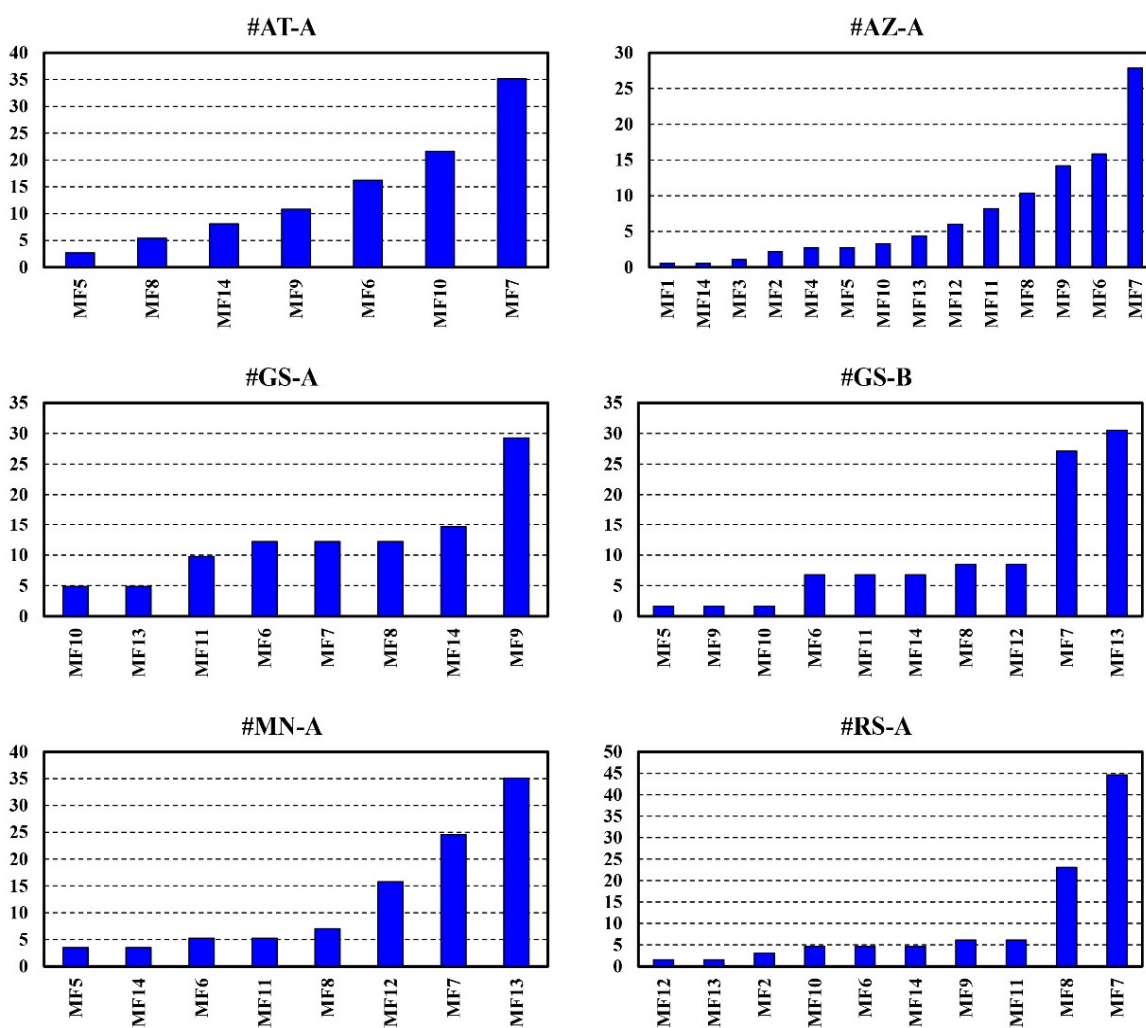
اسکلتی فرامینیفراهای پلانکتون از قبیل الیگوستژین، روتالیپورا و هدبرگلا، سوزن‌های اسفنج، فرامینیفراهای بنتیک ریز و بایوکلاست‌های بسیار ریز (معمولاً خارپوست) و اجزای غیراسکلتی پلویید است.

تفسیر: فراوانی فونای پلانکتون و نبود حضور بایوکلاست‌های درشت همراه با بافت گل‌پشتیبان نشان دهنده رسوب‌گذاری در شرایط محیطی کم‌انرژی و عمیق (در زیر قاعده اثر امواج توفانی) مربوط به بخش حوضه سکوی کربناته هستند (فلوگل، ۲۰۰۴). رخساره‌های این مجموعه رخساره‌ای با رخساره‌های استاندارد RMF1 و RMF2 (فلوگل، ۲۰۰۴) قابل مقایسه‌اند (شکل ۵، A, B, C, D).

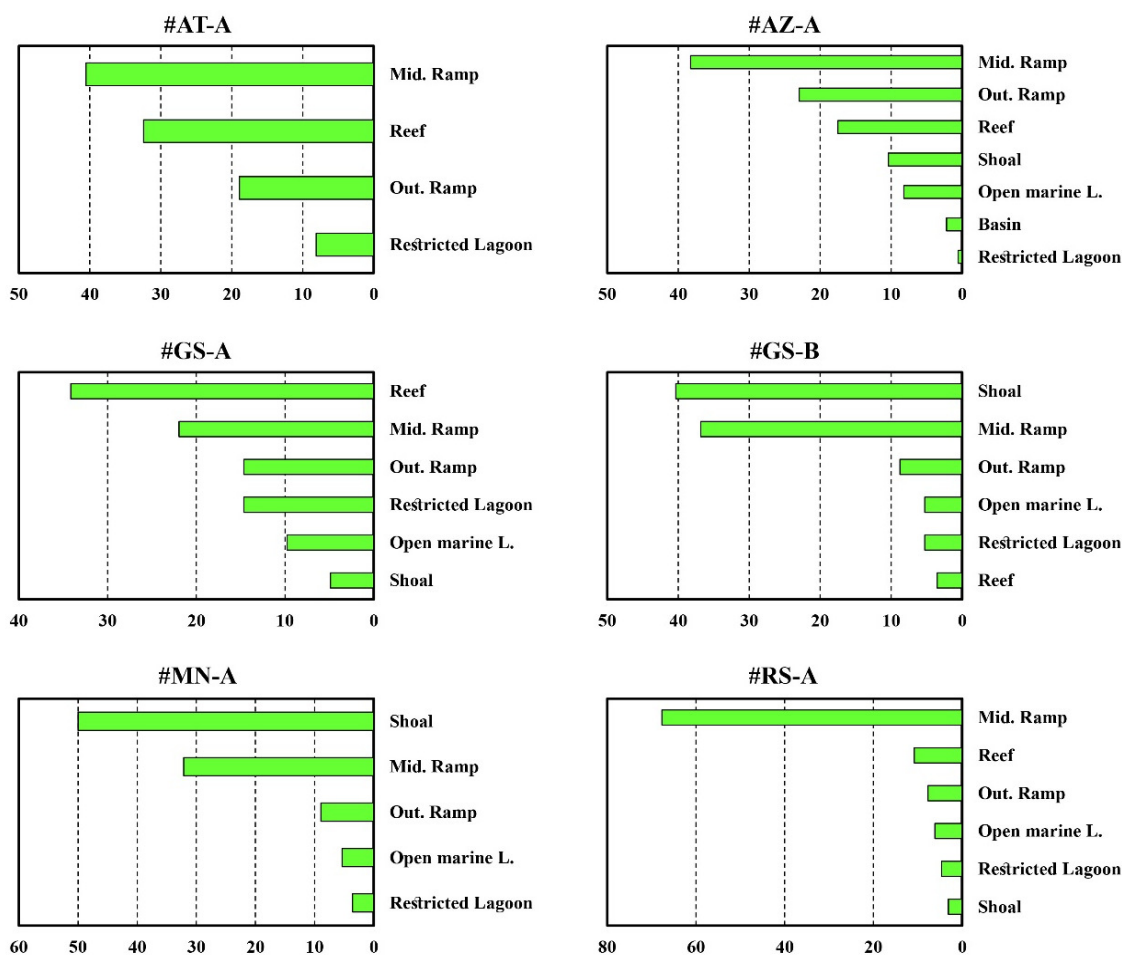
ریزرخساره‌ها چشم‌پوشی شد و رخساره‌های رسوبی در قالب مجموعه‌های رخساره‌ای بحث شدند. خلاصه اطلاعات مربوط به ریزرخساره‌ها در جدول ۱ و تصاویر میکروسکوپی آن‌ها در شکل ۵ ارائه شده‌اند؛ همچنین، نمودارهای فراوانی ریزرخساره‌ها و مجموعه‌های رخساره‌ای در شکل‌های ۳ و ۴ نشان داده شده‌اند.

مجموعه رخساره‌ای حوضه (ریزرخساره‌های ۱ تا ۴)

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای شامل مادستون (ریزرخساره ۱)، مادستون تا وکستون حاوی فرامینیفرای پلانکتون (ریزرخساره ۲)، وکستون دارای الیگوستژین (ریزرخساره ۳) و کلسی‌سیلتایت با سوزن‌های اسفنج فراوان (ریزرخساره ۴) است. این رخساره‌ها شامل اجزای



شکل ۳. نمودار فراوانی ریزرخساره‌های سازند سروک در چاه‌های مطالعه‌شده



شکل ۴. نمودار فراوانی مجموعه‌های رخساره‌های سازند سروک در چاه‌های مطالعه‌شده

رخساره استاندارد RMF4 (فلوگل، ۲۰۰۴) قابل مقایسه‌اند (شکل ۵، E و F).

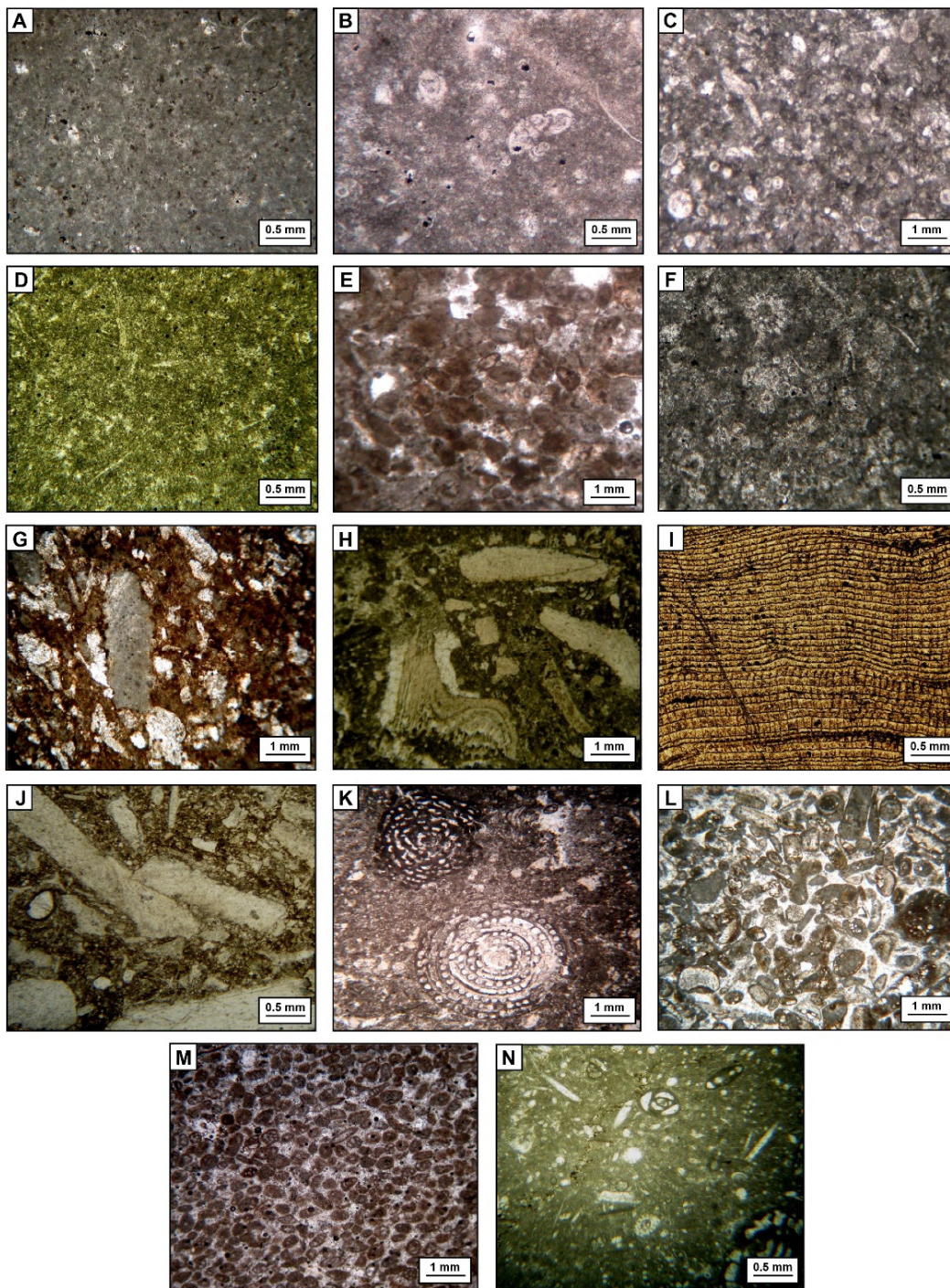
مجموعه رخساره‌های رمپ میانی (ریزرخساره‌های ۷ تا ۹)

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای شامل پکستون تا وکستون همراه با فرامینیفرای بنتیک و پلانکتون (ریزرخساره ۷)، فلوتستون تا رودستون بایوکستی (ریزرخساره ۸) و رودستون-باندستون رودیستی (ریزرخساره ۹) است. این رخساره‌ها شامل اجزای اسکلتی فرامینیفرای بنتیک نسبتاً درشت (نظیر آلوتولینید)، فرامینیفرای پلانکتون (نظیر روتالیپورا)، خرده‌های خارپوست، قطعات رودیستی و جلبک و اجزای غیراسکلتی پلویید است.

مجموعه رخساره‌های رمپ بیرونی (ریزرخساره‌های ۵ و ۶)

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای شامل وکستون پلوییدی (ریزرخساره ۵) و وکستون تا مادستون حاوی بایوکلاست‌ها (ریزرخساره ۶) است. این رخساره‌ها شامل اجزای اسکلتی فرامینیفرای پلانکتون (نظیر گلوبیژرینوید، هدبرگلا، روتالیپورا و الیگوستژین)، فرامینیفرای بنتیک کوچک، خارپوست (کرینوید)، رودیست و اجزای غیراسکلتی پلویید است.

تفسیر: حضور فونای پلانکتون با فراوانی کم و عدم حضور فونای شاخص لاگون همراه با بافت گل‌پشتیبان به رسوب‌گذاری این رخساره‌ها در زیر عمق تأثیر امواج و زیرمحیط رمپ بیرونی اشاره دارند (فلوگل، ۲۰۰۴؛ مهرابی و رحیم‌پورناب، ۲۰۱۴). رخساره‌های این مجموعه با



شکل ۵. رخساره‌های شناسایی شده در میدان‌های مطالعه شده: A: مادستون (ریزر خساره ۱)، B: مادستون تا وکستون حاوی فرامینیفرای پلانکتون (ریزر خساره ۲)، C: وکستون حاوی الیگوستژین (ریزر خساره ۳)، D: کلسی‌سیلنتایت با سورن اسفنج (ریزر خساره ۴)، E: وکستون پلوییدی (ریزر خساره ۵)، F: وکستون تا مادستون بایوکلستی (ریزر خساره ۶)، G: پکستون تا وکستون همراه با فرامینیفرای بنتیک و پلانکتون (ریزر خساره ۷)، H: فلوتستون تا رودستون بایوکلستی (ریزر خساره ۸)، I: رودستون/باندستون (ریزر خساره ۹)، J: فلوتستون حاوی خرده‌های رودیست (ریزر خساره ۱۰)، K: وکستون حاوی خرده‌های رودیست و فرامینیفرای بزرگ (ریزر خساره ۱۱)، L: پکستون تا گرینستون بایوکلستی-پلوییدی (ریزر خساره ۱۲)، M: گرینستون پلوییدی-فرامینیفرای (ریزر خساره ۱۳)، N: وکستون تا مادستون حاوی قطعات جلبک و فرامینیفرای بنتیک (ریزر خساره ۱۴).

جدول ۱. خلاصه ویژگی‌های رخساره‌ای سازند سروک در چاه‌های مطالعه‌شده در ناحیه مرکز و جنوب فروافتادگی دزفول

کد رخساره	موقعیت	نام ریز رخساره	اجزا		اندازه	سطح انرژی	مجموعه رخساره
			اسکلتهی	غیراسکلتهی			
۱	اهواز	مادستون		فونای پلانکتون	ریز	خیلی پایین	حوضه
۲	اهواز، رگ سفید	مادستون تا وکستون فرامینیفرای پلانکتون	پلویید	فرامینیفرهای پلانکتون، دوکفه‌ای، خارپوست	خیلی ریز	خیلی پایین	حوضه
۳	اهواز	وکستون حاوی الیگوستژین	پلویید	فرامینیفرهای بنتیک، الیگوستژین	ریز	پایین	حوضه
۴	اهواز	کلسی سیلنایت با سوزن اسفنج فراوان		سوزن‌های اسفنج، فرامینیفرهای پلانکتون	خیلی ریز	خیلی پایین	حوضه
۵	آب تیمور، اهواز، گچساران، مارون	وکستون پلوییدی	پلویید	فرامینیفرهای پلانکتون، دوکفه‌ای، خارپوست	ریز تا متوسط	پایین	رمپ بیرونی
۶	آب تیمور، اهواز، گچساران، مارون، رگ سفید	وکستون تا مادستون بایوکلستی	پلویید	فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتون، خارپوست، دوکفه‌ای	متوسط	پایین تا متوسط	رمپ بیرونی
۷	آب تیمور، اهواز، گچساران، مارون، رگ سفید	پکستون تا وکستون همراه با فرامینیفرای بنتیک و پلانکتون	پلویید	رودیست، فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتون	ریز تا متوسط	متوسط	رمپ میانی
۸	آب تیمور، اهواز، گچساران، مارون، رگ سفید	فلوتستون تا رودستون بایوکلستی	اینتراکلست، پلویید	فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتون، جلبک، رودیست	درشت	متوسط	رمپ میانی
۹	آب تیمور، اهواز، گچساران، رگ سفید	رودستون (باندستون)	پلویید	رودیست، جلبک، فرامینیفرهای بنتیک	درشت	متوسط تا بالا	رمپ میانی
۱۰	آب تیمور، اهواز، گچساران، رگ سفید	فلوتستون حاوی خرده‌های رودیست	اینتراکلست، پلویید	جلبک، فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتون، رودیست	متوسط تا درشت	پایین تا بالا	لاگون دریای باز
۱۱	آب تیمور، اهواز، گچساران، مارون، رگ سفید	وکستون حاوی خرده‌های رودیست و فرامینیفرای بزرگ	پلویید	رودیست، فرامینیفرهای بنتیک	متوسط	پایین تا بالا	لاگون دریای باز
۱۲	اهواز، گچساران، مارون، رگ سفید	پکستون تا گرینستون بایوکلستی-پلوییدی	پلویید	رودیست، دوکفه‌ای، خارپوست	متوسط تا درشت	بالا	پشته‌های زیرآبی
۱۳	اهواز، گچساران، مارون، رگ سفید	گرینستون پلوییدی- فرامینیفری	پلویید	فرامینیفرهای بنتیک	ریز تا متوسط	بالا	پشته‌های زیرآبی
۱۴	آب تیمور، اهواز، گچساران، مارون	وکستون تا مادستون حاوی قطعات جلبک و فرامینیفرای بنتیک	پلویید	فرامینیفرهای بنتیک، جلبک، دوکفه‌ای	ریز تا متوسط	پایین	لاگون محدود شده

(پکستون-وکستون) بیانگر واریزه‌های ناشی از ریف‌های تکه‌ای رودیستی و محیط رمپ میانی هستند (فلوگل، ۲۰۰۴؛ اسرافیلی دیزجی و همکاران، ۲۰۱۵). رخساره‌های این مجموعه با رخساره‌های استاندارد RMF9 و RMF12 (فلوگل، ۲۰۰۴) قابل مقایسه‌اند (شکل ۵، G, H, I).

تفسیر: حضور فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتون با فراوانی قابل‌ملاحظه، وجود آثاری از ریزش قطعات نظیر مخلوط‌شدگی بایوکلست‌های بخش‌های کم‌عمق و عمیق و نیز جورشدگی ضعیف قطعات و حضور قطعات در اندازه‌های مختلف همراه با بافت فلوتستون-رودستون

رمپ داخلی

مجموعه رخساره‌های لاگون دریای باز
(ریزرخساره‌های ۱۰ و ۱۱)

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای شامل فلوئستون حاوی خرده‌های فراوان رودیست (ریزرخساره ۱۰) و وکستون حاوی خرده‌های رودیست و فرامینیفرای بزرگ (ریزرخساره ۱۱) است. این رخساره‌ها شامل اجزای اسکلتی قطعات ریز و درشت رودیست، فرامینیفرهای بنتیک (نظیر میلیولیدا، نزازاتا و آلوئولینیدا) و اجزای غیراسکلتی پلویید است.

تفسیر: با توجه به محتوای فونایی، وجود برگشتگی‌های بافتی، مشاهده آثار حمل در اغلب آلوکوم‌ها (نظیر خردشدگی) همراه با بافت گل‌پشتیبان نشان‌دهنده کانال‌های ارتباط‌دهنده بخش‌های محدودشده رمپ داخلی با رمپ میانی است (فلوگل، ۲۰۰۴). رخساره‌های این مجموعه با رخساره‌های استاندارد RMF15 و RMF16 (فلوگل، ۲۰۰۴) قابل مقایسه‌اند (شکل ۵، J و K).

مجموعه رخساره‌های پشته‌های زیرآبی
(ریزرخساره‌های ۱۲ و ۱۳)

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای شامل پکستون تا گرینستون بایوکلستی- پلوییدی (ریزرخساره ۱۲) و گرینستون پلوییدی- فرامینیفری (ریزرخساره ۱۳) است. این رخساره‌ها شامل اجزای اسکلتی قطعات خارپوست، خرده‌های رودیستی، بایوکلست‌های میکرایتی‌شده (احتمالاً خرده‌های رودیستی و سایر دوکفه‌ای‌ها)، فرامینیفرهای بنتیک (نظیر آلوئولینیدا، نزازاتا، میلیولیدا) و اجزای غیراسکلتی پلویید است.

تفسیر: بافت دانه‌غالب گرینستونی تا پکستونی به همراه جورشدگی و گردشدگی نسبتاً بالای آلوکوم‌ها حاکی از یک محیط پراثرژی برای رسوب‌گذاری این ریزرخساره‌ها است که مربوط به زیرمحیط پشته‌های زیرآبی هستند (مهرابی و رحیم‌پورناب، ۲۰۱۴). رخساره‌های این مجموعه با رخساره استاندارد RMF26 (فلوگل، ۲۰۰۴) قابل مقایسه‌اند (شکل ۵، L و M).

مجموعه رخساره‌های لاگون محدودشده (ریزرخساره
۱۴)

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای شامل وکستون-مادستون با فونای محدود لاگون (ریزرخساره ۱۴) است.

این رخساره شامل اجزای اسکلتی قطعات جلبک، قطعات دوکفه‌ای، فرامینیفرهای بنتیک (نظیر نزازاتا، میلیولیدا، آلوئولینیدا)، خرده‌های رودیستی و ایستر و اجزای غیراسکلتی پلویید است.

تفسیر: با توجه به فراوانی فرامینیفرهای بنتیک (نظیر میلیولیدا) و حضور قطعات جلبک سبز همراه با بافت گل‌پشتیبان بیانگر رسوب‌گذاری در شرایط محیطی کم انرژی و نسبتاً بسته و محدود مانند زیرمحیط لاگون است (فلوگل، ۲۰۰۴؛ حاجی‌کاظمی و همکاران، ۲۰۱۰). رخساره‌های این مجموعه با رخساره استاندارد RMF20 (فلوگل، ۲۰۰۴) قابل مقایسه‌اند (شکل ۵، N).

۴-۲- فرایندهای دیاژنزی

فرایندهای دیاژنزی شناسایی‌شده در این پژوهش شامل میکرایتی‌شدن، انحلال، تبلور مجدد، سیمانی‌شدن، دولومیتی‌شدن، سیلیسی‌شدن، زیست‌آشفستگی، نوشکلی، تراکم، پیریتی‌شدن و شکستگی می‌باشد. در زیر به طور مختصر، شرح مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی شناسایی‌شده که بر کربنات‌های سازند سروک در چاه‌های مورد مطالعه اثرگذار بوده، آورده شده است.

انحلال: حفره‌ها و قالب‌های انحلالی در مقیاس‌های مختلف (ماکروسکوپی و میکروسکوپی) به فراوانی در بالاترین بخش‌های سازند سروک گسترش دارند و به صورت شبکه‌های حفره‌ای مرتبط و مجزا مشاهده می‌شوند (شکل ۶، A). برخی از این حفرات به طور کامل و یا بخشی به وسیله انواع مختلف سیمان‌ها پر شده‌اند و بخشی نیز حالت کاملاً باز تا نیمه‌بسته دارند. بخش ناچیزی از حفره‌های انحلالی در مجاورت استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی مشاهده می‌شوند. بخشی از انحلال‌های گسترش یافته در افق‌های کارستی‌شده به صورت مخرب فابریک عمل کرده و تمامی اجزاء سنگ و زمینه را حل نموده‌اند (شکل ۶، B). و اغلب به وسیله سیمان‌ها پر شده‌اند. بخشی از این انحلال‌ها نیز به صورت کامل و یا بخشی حفظ شده‌اند. عوارض انحلالی را می‌توان در تمام چاه‌های مطالعه‌شده با شدت و گسترش متفاوتی مشاهده کرد.

سیمانی‌شدن: سیمان‌های حاشیه‌ای هم‌ضخامت در اطراف بایوکلاست‌ها، پلوییدها و به ویژه در اطراف آلوکوم‌های متعلق به زیرمحیط پشته‌های زیرآبی، تشکیل شده‌اند (شکل ۶، C). این سیمان‌ها عمدتاً شفاف بوده و

نوشکلی: انحلال گسترده اجزاء ناپایدار (آراگونیتی) و نیمه پایدار (کلسیت پرمیزیم) از نظر کانی‌شناسی و سپس سیمانی‌شدن آن‌ها به وسیله سیمان‌های کلسیتی کم‌میزیم، به صورت قالب‌های حل‌شده و سیمانی‌شده انواع مختلف بایوکلست‌ها نظیر رودیست‌ها و سایر دوکفه‌ای‌ها در افق‌های تحت انحلال و کارستی‌شده سازند سروک دیده می‌شوند (شکل ۶، I). این عوارض را می‌توان به وضوح در رخساره‌های دانه‌پشتیبان (گرینستون-پکستون) متعلق به واریزه‌های ریف‌های پراکنده رودیستی در چاه‌های اهواز و آب‌تیمور مشاهده کرد.

تراکم: آثار و شواهد مربوط به فشردگی مکانیکی شامل خمیدگی و شکستگی بایوکلست‌ها و تغییرشکل پلوییدها و آئیدها در بخش‌هایی از سازند سروک قابل مشاهده هستند (شکل ۶، J). تدفین‌شدن بیش‌تر رسوبات تا اعماق چند هزار متری سبب ایجاد عوارض ناشی از انحلال-فشاری نظیر رگچه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها در رخساره‌های مختلف شده است (شکل ۶-K). استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی مهم‌ترین محصول تراکم شیمیایی در رسوبات کربناتی سازند سروک هستند. استیلولیت‌های مشاهده‌شده در این سازند اغلب همراهی نزدیکی با دولومیت و آغشتگی‌های هیدروکربوری دارند و همچنین تمرکز مواد باقی‌مانده در مسیر آن‌ها دیده می‌شوند.

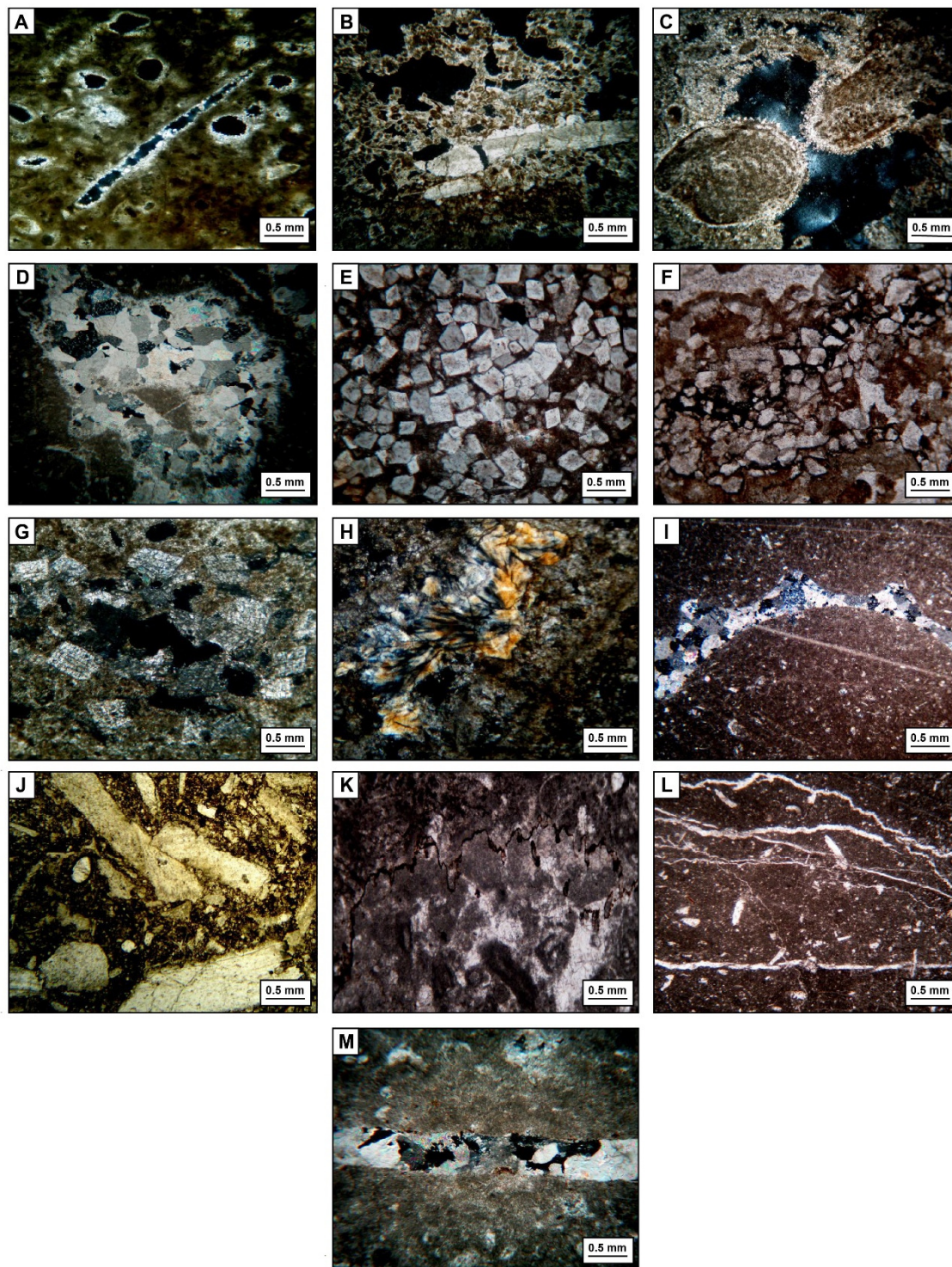
شکستگی‌ها: آنچه که در بررسی‌های پتروگرافی مشخص شده این است که شکستگی‌های باز در سازند سروک نقش نسبتاً مهمی در بهبود کیفیت مخزنی اعمال می‌نماید. بخش اعظم شکستگی‌ها در این سازند توسط سیمان‌های دفنی کاملاً پر شده‌اند و بخش دیگری از آن‌ها حالت نیمه‌بسته تا کاملاً باز دارند (شکل ۶، L و M). این مسئله حاکی از این است که حضور شکستگی‌ها در بالا بردن پارامترهای مخزنی از جمله تراوایی قابل‌ملاحظه می‌باشد. این عوارض به خصوص در مخازن شکسته از اهمیت بسیار بالایی برخوردار می‌باشند (آر، ۲۰۰۸؛ لوسیا، ۲۰۰۷). البته مطالعه دقیق شکستگی‌های سازند سروک در میادین مورد مطالعه از اهداف پژوهش حاضر نبوده اما براساس شواهد پتروگرافی، مطالعه همه جانبه آن‌ها از دیدگاه زمین‌شناسی و مخزنی توصیه می‌گردد.

فراوانی بالایی دارند. سیمان‌های کلسیتی بلوکی شفاف، سیمان‌های کلسیتی دروزی و سیمان‌های کلسیتی هم‌بعد تا بلوکی با رخ‌های ضعیف به صورت پرکننده حفره‌های انحلالی، قالب‌های حل‌شده بایوکلست‌ها و شکستگی‌ها دیده می‌شوند (شکل ۶، D). عوارض سیمانی‌شدن را می‌توان در تمام چاه‌های مطالعه شده و در بخش‌های مختلف سازند سروک مشاهده کرد. البته که در افق‌های بالایی سازند سروک، این سیمان‌ها از فراوانی بیش‌تری برخوردار هستند.

دولومیتی‌شدن: بخش عمده‌ای از دولومیت‌های مشاهده شده در سازند سروک ارتباط نزدیکی با عوارض انحلال-فشاری (استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی) دارند. این فرایند اغلب در رخساره‌های گل‌پشتیبان (مادستونی-وگستونی) روی داده است. دولومیت‌هایی که در امتداد این عوارض دیده می‌شوند، اغلب دانه‌ریز و خودشکل بوده و به صورت کدر، قهوه‌ای تا زردرنگ هستند (شکل ۶، F).

علاوه بر این، در نمونه‌های بسیار اندکی، دولومیت‌هایی با بلورهای نسبتاً درشت و خودشکل با شفافیت بالا مشاهده می‌شوند که هیچگونه ارتباطی با استیلولیت و رگچه‌های انحلالی ندارند. اینگونه دولومیت‌ها را می‌توان با توجه به ویژگی‌های بافتی مطرح‌شده، به مدل اختلاطی نسبت داد (تاکر، ۱۹۹۳؛ شارپ و همکاران، ۲۰۱۰؛ شکل ۶، E). نکته مهم در مورد این نوع دولومیت‌ها آن است که عوارض دولومیت‌زدایی دیده می‌شوند. در این حالت در اغلب موارد قالب‌های حل‌شده لوزی‌شکل همراه با دولومیت‌های حفظ‌شده مشاهده می‌شوند. در برخی موارد نیز انحلال بخشی از بلورهای دولومیتی دیده می‌شوند (شکل ۶، G). دولومیت‌های مرتبط با استیلولیت‌ها را می‌توان در تمام چاه‌های مطالعه‌شده مشاهده کرد.

سیلیسی‌شدن: سیلیس جانشینی به صورت پرکننده حفرات انحلالی ایجادشده در زمینه و یا حفرات ایجادشده در پوسته‌های فسیلی نظیر خرده‌های رودیستی در برخی افق‌های واقع در زیر ناپیوستگی‌ها و افق‌های کارستی‌شده مشاهده می‌شوند (شکل ۶، H). این سیلیس به صورت چرت و یا سایر انواع سیلیس‌های جانشینی در چنین افق‌هایی به ثبت رسیده‌اند و به شستشوی سیلیس از افق‌های بالاتر و حمل آن‌ها به افق‌های زیرین و جانشینی صدف‌ها و خرده‌های فسیلی نسبت داده شده‌اند.

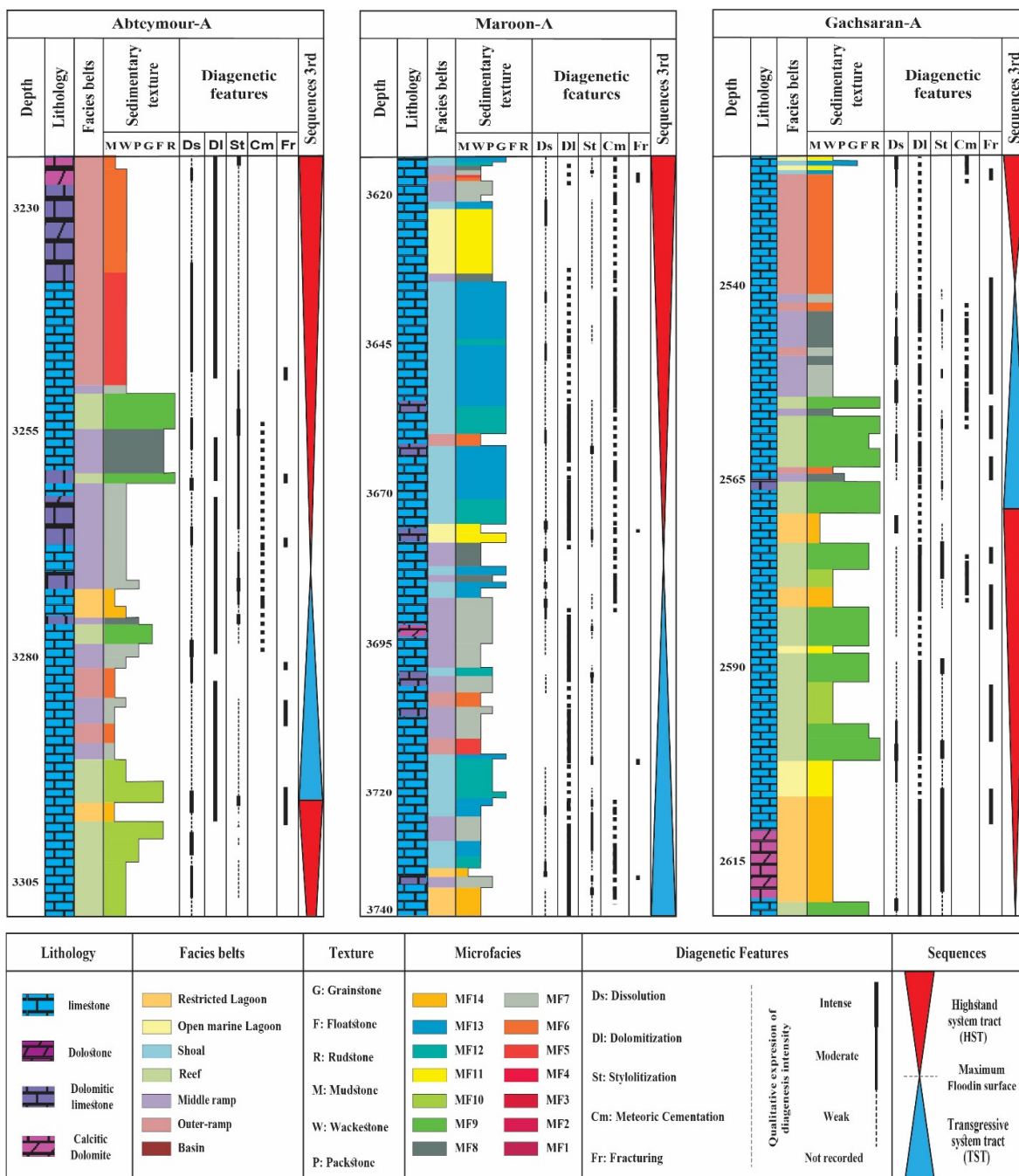


شکل ۶. مهم‌ترین عوارض دیاژنزی سازند سروک در میدین مورد مطالعه. A: انحلال انتخاب‌کننده فابریک، B: انحلال غیرانتخاب‌کننده، C: سیمانی‌شدن حاشیه‌ای هم‌ضخامت، D: سیمان کلسیتی دروزی، E: دولومیت‌های صفحه‌ای شکل‌دار، F: دولومیتی‌شدن در راستای استیلولیت، G: دولومیت‌زدایی، H: سیلیسی‌شدن، I: نوشکلی، J: فشردگی مکانیکی، K: استیلولیتی‌شدن، L: شکستگی باز، M: شکستگی پرشده با سیمان.

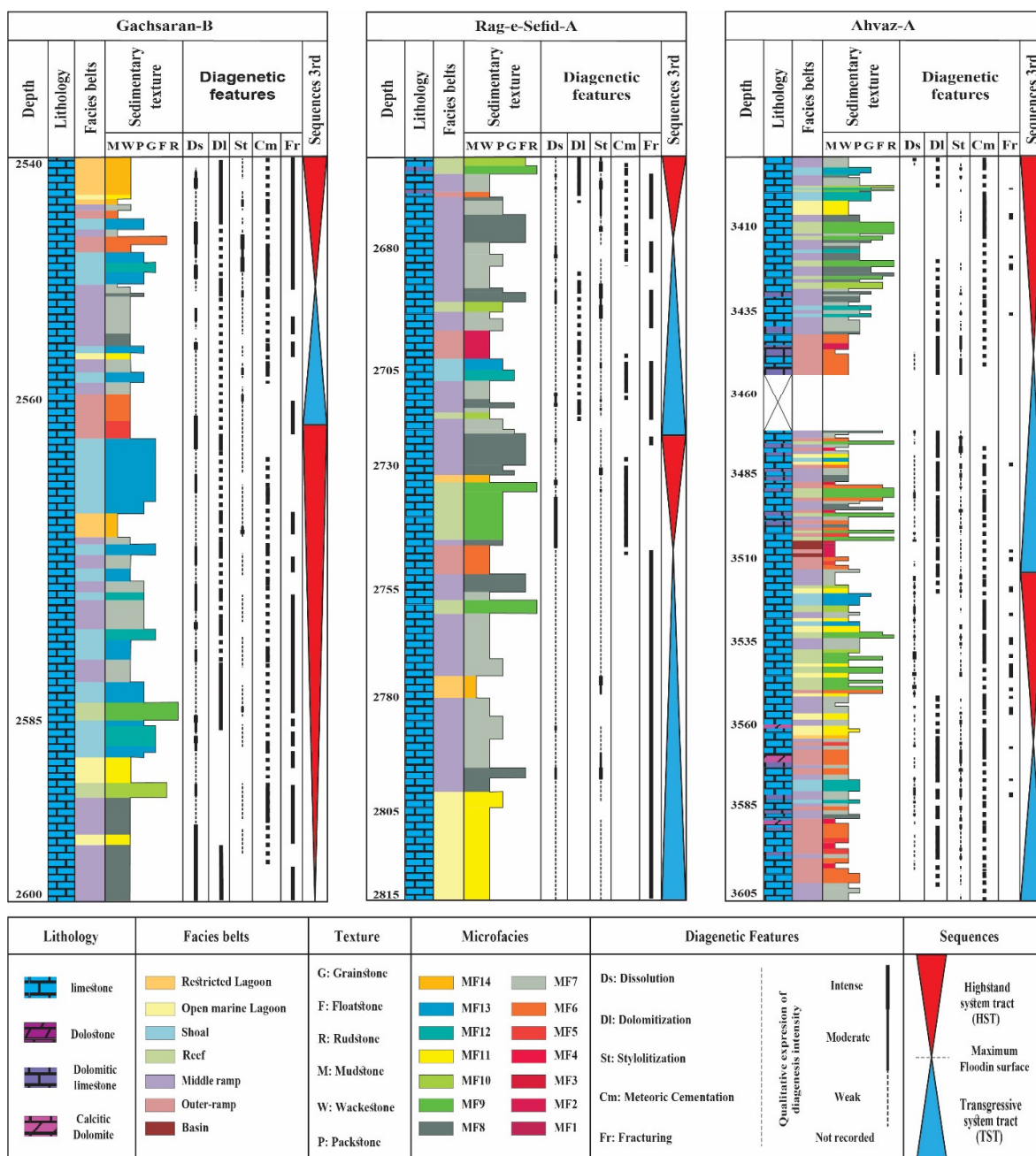
۳-۴ - سکانس‌های رسوبی

با توجه به داده‌های در دسترس و با کمک گرفتن از نتایج مطالعه‌های رسوب‌شناسی شامل تغییرات عمودی رخساره‌ها و مجموعه‌های رخساره‌ای، عوارض دیاژنزی مرتبط با مرزهای سکانسی در تلفیق با داده‌های پتروفیزیکی (نمودار گاما) و تغییرات ضمایم فسیلی، اقدام

به تفکیک سکانس‌های رسوبی شد. بر همین اساس، ۲ سکانس رسوبی در بازه زمانی سنوماین میانی تا تورونین میانی (برای اطلاعات بیشتر در خصوص سن نسبی توالی‌های مورد مطالعه رجوع شود به امیدوار و همکاران، ۲۰۱۴) در این سازند تفکیک شدند (شکل‌های ۷ و ۸ و جدول ۲).



شکل ۷. نمودار رسوب‌شناسی سه چاه مطالعه‌شده از میدان آب تیمور، مارون و گچساران



شکل ۸. نمودار رسوب‌شناسی سه چاه مطالعه شده از میدان گچساران، رگ سفید و اهواز

سکانس اول (SQ1) - سنومانین

این سکانس با ضخامت حداکثری ۹۲ متر در میدان‌های اهواز و رگ‌سفید شناسایی شده است. در برگزیده بخش بالایی سازند سروک بوده و دارای سن سنومانین میانی تا پسین است (امیدوار و همکاران، ۲۰۱۴). این سکانس شامل دو دسته رخساره‌ای تراز پیش‌رونده^۱ و تراز پسرونده^۲

در میدان‌های اهواز و رگ‌سفید می‌باشد. دسته رخساره‌ای تراز پیش‌رونده از رخساره‌های گل‌غالب (عمدتاً وکستون و مادستون) تشکیل شده است و خصوصیات عمیق‌شوندگی به سمت بالا (ماهیت زیادشونده به سمت بالا در لاگ گاما، افزایش محتوای فونای پلانکتونیک و کاهش سطح انرژی به سمت بالا) را نشان می‌دهند. سطح حداکثر سیلابی

² Regressive Systems Tract

¹ Transgressive Systems tract

می‌باشد. این سطح از لحاظ سنی می‌تواند قابل تطابق با MFS-K140 در صفحه عربی باشد (شارلند، ۲۰۰۱). پس از گذر از سطح حداکثر سیلابی، روند تغییرات رخساره‌ای معکوس شده و دسته رخساره‌ای تراز بالا در یک روند کم‌عمق‌شوندگی به سمت بالا با گسترش رخساره‌های عمدتاً دانه‌غالب تشکیل یافته است. مرز بالایی این سکناس نیز منطبق بر یک ناپیوستگی فرسایشی قابل ملاحظه است که اساساً یک مرز سکناسی نوع یک به‌شمار می‌رود. برشی شدن‌های ریزشی-انحلالی ناشی از ریزش شبکه‌های کارستی و آغستگی به اکسیدهای آهن به همراه گسترش محدود افق‌های خاک دیرینه (شامل بوکسیت-لاتریت) از جمله مهم‌ترین شواهد دیاژنزی این مرز سکناسی هستند. این مرز در تمامی چاه‌های مورد مطالعه قابل شناسایی و تطابق بوده و در واقع معرف مرز بین سازندهای ایلام و سروک است و منطبق بر ناپیوستگی تورونین میانی می‌باشد (شکل‌های ۷ و ۸). این ناپیوستگی در بسیاری از مطالعات دیگر انجام شده در جنوب و جنوب‌باختری ایران و کشورهای همجوار نیز گزارش شده است (حاجی کاظمی و همکاران، ۲۰۱۲؛ اقروی و همکاران، ۲۰۱۰؛ ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۱؛ رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۲ و ۲۰۱۳).

۵- تفسیر نتایج

۵-۱- مدل رسوبی

براساس مطالعه‌ها و تفسیرهای رخساره‌ای ارائه شده و مقایسه با زیرمحیط‌های تعیین شده با محیط‌های عهدحاضر و مدل‌های استاندارد و همچنین مقایسه با نتایج مطالعه‌های پیشین در بخش‌های مختلف صفحه عربی و حوضه زاگرس (تقوی و همکاران، ۲۰۰۶؛ رازین و همکاران، ۲۰۱۰؛ ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۱؛ مهدی و همکاران، ۲۰۱۳؛ مهدی و اقروی، ۲۰۱۴؛ وینسنت و همکاران، ۲۰۱۵؛ رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۳؛ حاجی کاظمی و همکاران، ۲۰۱۰؛ اسرافیلی دیزجی و همکاران، ۲۰۱۵؛ مهربانی و رحیم‌پوربناب، ۲۰۱۴)، مجموعه رخساره‌های رسوبی سازند سروک در میدان‌های مطالعه شده از بخش مرکزی و جنوبی زون فروافتادگی دزفول گویای نهشت این توالی‌ها در سکوی کربناته‌ای از نوع رمپ هم‌شیب است (شکل ۹).

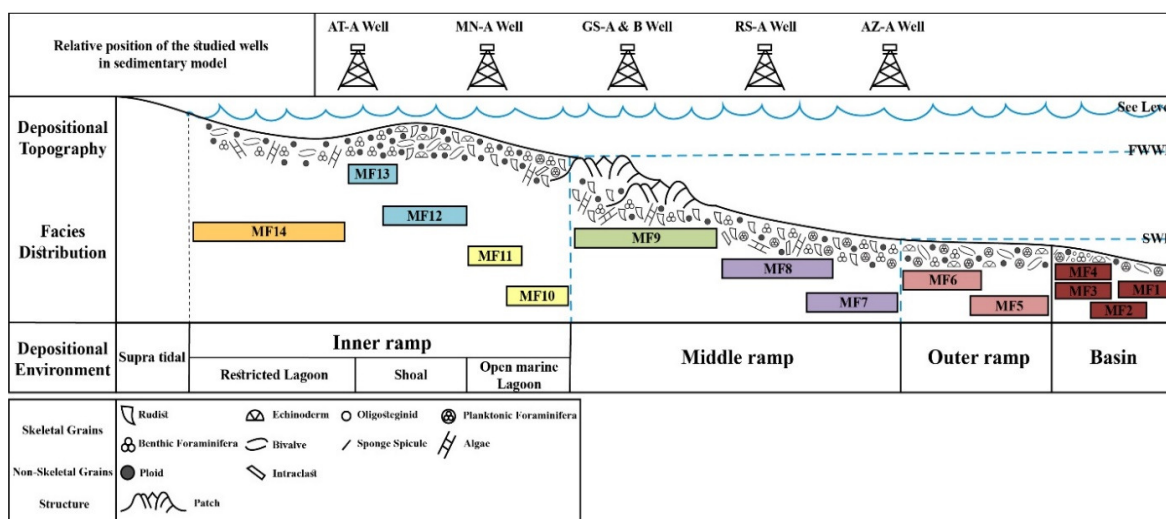
براساس چنین مشخصاتی شناسایی شده و نمایانگر عمیق‌ترین رخساره‌ها در این سکناس (رخساره‌های رمپ بیرونی و حوضه) است و از لحاظ سنی می‌تواند قابل تطابق با MFS-K130 در صفحه عربی باشد (شارلند، ۲۰۰۱). پس از گذر از سطح حداکثر سیلابی یک روند کم‌عمق-شوندگی به سمت بالا تا رسیدن به مرز سکناسی مشاهده می‌گردد که دسته رخساره‌ای تراز بالا (پس‌رونده) را شامل می‌شود. این دسته رخساره از رخساره‌های گل تا دانه‌غالب تشکیل شده است. در انتهای این سکناس، تغییرات رخساره‌ای و شواهد دیاژنز جوی، حاکی از یک مرز سکناسی نوع یک است که با یک ناپیوستگی فرسایشی قابل ملاحظه (احتمالاً مربوط به ناپیوستگی سنومانین-تورونین) مشخص می‌باشد. انحلال‌های گسترده جوی (کارستی شدن) به همراه آغستگی به اکسیدهای آهن از جمله مهم‌ترین شواهد دیاژنزی این مرز سکناسی هستند. این مرز قابل ردیابی در بین تمامی چاه‌های مورد مطالعه می‌باشد. ناپیوستگی سنومانین-تورونین به جنوب‌باختری ایران و برخی بخش‌ها از سکوی عربی محدود می‌شود که در مطالعات انجام شده در این بخش‌ها گزارش شده است (ستوده‌نیا، ۱۹۷۸؛ ون‌بوخم و همکاران، ۱۹۹۶ و ۲۰۰۲ و ۲۰۱۱؛ ایمن‌هاسر و همکاران، ۲۰۰۰؛ بیرانوند و همکاران، ۲۰۰۷؛ رازین و همکاران، ۲۰۱۰؛ شارپ و همکاران، ۲۰۱۰؛ وینسنت و همکاران، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۵؛ حاجی کاظمی و همکاران، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۲؛ هالیس، ۲۰۱۱؛ رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۳؛ مهربانی و همکاران، ۲۰۱۵).

سکناس دوم (SQ2) - تورونین

حداکثر ضخامت این سکناس با ۱۲۷ متر در میدان مارون و حداقل ضخامت آن (۲۳ متر) در میدان گچساران اندازه‌گیری شده است. در برگزیده بخش بالایی سازند سروک بوده و متعلق به تورونین پیشین است (امیدوار و همکاران، ۲۰۱۴). این سکناس شامل دو دسته رخساره‌ای تراز پیش‌رونده و پس‌رونده در پنج چاه مورد مطالعه می‌باشد. دسته رخساره‌ای تراز پیش‌رونده این سکناس نیز از رخساره‌های عمدتاً گل‌غالب تشکیل شده که با یک روند عمیق‌شوندگی به سطح حداکثر سیلابی می‌رسد. سطح حداکثر سیلابی مربوط به این سکناس نیز با استفاده از همان شواهدی که در بالا ذکر گردید قابل شناسایی

خصوصیات	نام چاه	سکناس اول (SQ1)		سکناس دوم (SQ2)	
		HST	TST	HST	TST
ضخامت (متر)	#AT-A	۲۸	۲۵	۴۶	۴۶
	#AZ-A	۳۹	۷۰	۵۰	۵۰
	#MN-A	۶۷	۵۷	۷۰	۷۰
	#RS-A	۲۶	۴۳	۱۹	۱۹
	#GS-A	۳۴	۱۴	۹	۹
	#GS-B				
ریزخساره غالب	#AT-A	ریزخساره ۱۰	ریزخساره ۷	ریزخساره ۶ و ۷	ریزخساره ۶ و ۷
	#AZ-A	ریزخساره ۶	ریزخساره ۷	ریزخساره ۶	ریزخساره ۶ و ۷
	#MN-A		ریزخساره ۷	ریزخساره ۷	ریزخساره ۱۳
	#RS-A	ریزخساره ۷	ریزخساره ۸	ریزخساره ۷	ریزخساره ۷
	#GS-A	ریزخساره ۶ و ۷	ریزخساره ۱۱ و ۱۳		
	#GS-B		ریزخساره ۱۳	ریزخساره ۷	ریزخساره ۱۳
مجموعه رخنساره‌های غالب	#AT-A	رمپ داخلی	رمپ میانی	رمپ میانی	رمپ میانی
	#AZ-A	رمپ بیرونی	رمپ میانی	رمپ بیرونی - حوضه	رمپ میانی
	#MN-A		رمپ میانی	رمپ داخلی	رمپ داخلی
	#RS-A	رمپ میانی	رمپ میانی	رمپ میانی	رمپ میانی
	#GS-A	رمپ میانی	رمپ داخلی		
	#GS-B		رمپ داخلی	رمپ میانی	رمپ داخلی
بافت غالب	#AT-A	گل غالب	گل غالب	گل غالب	گل غالب
	#AZ-A	گل غالب	گل غالب	دانه غالب	دانه غالب
	#MN-A		دانه غالب	دانه غالب	دانه غالب
	#RG-A	گل غالب	دانه غالب	گل غالب	دانه غالب
	#GS-A	گل غالب	گل غالب		
	#GS-B	دانه غالب	گل غالب	گل غالب	گل غالب
فرایندهای دیباژنی غالب	#AT-A	سیمیانی شدن	انحلال	انحلال	انحلال
	#AZ-A	استیلولیتی شدن	سیمیانی شدن	انحلال	انحلال
	#MN-A		انحلال	دولومیتی شدن	سیمیانی شدن
	#RG-A	انحلال	سیمیانی شدن	انحلال	انحلال
	#GS-A	انحلال	انحلال	دولومیتی شدن	انحلال
	#GS-B		دولومیتی شدن	انحلال	سیمیانی شدن

جدول ۲. خصوصیات کلی سکناس‌های رسوبی شناسایی شده در سازند سروک در چاه‌های مورد مطالعه



شکل ۹. مدل دوبعدی رسوبی پیشنهادی برای سازند سروک همراه با توزیع ریزخساره‌های شناسایی شده در این سازند در میدان‌های مطالعه‌شده از بخش‌های مرکزی و جنوبی فروفاتادگی دزفول

پس از بررسی دقیق عوارض مختلف دیاژنزی موثر بر توالی‌های کربناته سازند مخزنی سروک در میدان‌های مورد مطالعه و بررسی روابط بافتی (تقدم و تأخر) بین آن‌ها، مشخص شد که این توالی‌ها در سه محیط دیاژنزی اصلی یعنی محیط دریایی، جوی (شامل محیط‌های دیاژنزی جوی ائوزنتیک و تلوزنتیک) و دفنی (شامل محیط‌های دیاژنزی دفنی کم‌عمق و عمیق) دچار تحولات و دگرسانی شده‌اند. توالی وقوع این فرایندها در شکل ۱۰ آورده شده است. با توجه به شرایط اقلیمی حاکم بر سکوه‌های کربناته کرتاسه منطقه خاورمیانه (اقلیم گرم و مرطوب استوایی) و فعالیت‌های شدید زمین‌ساختی و نوسانات محدود و منطقه‌ای سطح آب دریای توصیف شده برای این منطقه، در بازه زمانی سنومانین-تورونین مشخص می‌شود که تاریخچه دیاژنزی سازند سروک در میدان‌های مختلف متفاوت می‌باشد (رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۲؛ حاجی‌کاظمی و همکاران، ۲۰۱۰؛ تقوی و همکاران، ۲۰۰۶). در میدان‌های نفتی گچساران، آب‌تیمور و رگ‌سفید وجود ناپیوستگی‌های مرز سنومانین-تورونین و تورونین میانی سبب شده تا سرگذشت دیاژنزی سازند سروک در این میدان‌ها در مقایسه با میدان‌های نفتی اهواز و مارون که تنها یک ناپیوستگی در آن‌ها به ثبت رسیده است، کاملاً متفاوت باشد. بنابراین تاریخچه دیاژنزی و تحولات مربوطه در این دو گروه از میدان‌ها با یکدیگر تفاوت دارند (مهرابی و رحیم‌پوربناب، ۲۰۱۴). به این ترتیب، تاریخچه دیاژنزی کلی سازند سروک را می‌توان به شرح زیر توضیح داد:

دیاژنزی دریایی: ابتدا نهشته‌های این سازند در طی کرتاسه میانی در رمپ کربناته‌ای که تحت اقلیم گرم و مرطوب قرار داشته نهشته شده است. تحت این شرایط در محیط دریایی، دیاژنزی کمی در این نهشته‌ها روی داده که بیش‌تر به صورت میکرایتی‌شدن آلومک‌ها و تشکیل محدود سیمان‌های دریایی در برخی زون‌های پراثرژی محیط رمپ بوده است (شکل ۱۰).

دیاژنزی جوی: دیاژنزی جوی ائوزنتیک و تلوزنتیک تحت آب وهوای گرم و مرطوب اثرات قابل‌توجهی بر کربنات‌های حاشیه شمال‌خاوری صفحه عربی در دوره کرتاسه میانی تا پسین داشته (سازندهای سروک و ایلام و معادل‌های آن)،

پشته‌های زیرآبی بایوکلستی-پلوییدی یکی از ویژگی‌های مهم سکوه‌های کربناته از نوع رمپ‌های هم‌شیب است و این در حالی است که چنین رسوباتی در سکوه‌های کربناته از نوع شلف حضور ندارند. علاوه بر این رسوبات توربیدیتی، ریزشی در سکوه‌های کربناته از نوع شلف‌لبه‌دار و رمپ‌های با انتهای شیب‌دار گسترش زیادی دارند (فلوگل، ۲۰۱۰؛ رید، ۱۹۸۲ و ۱۹۸۵). رودیست‌ها در رمپ‌های کربناته کرتاسه فراوانند و با تشکیل دسته‌های تکه‌ای و مجزا نقش مهمی را در ایجاد کمربندهای ریفی گسترده ایفا کرده‌اند (فلوگل، ۲۰۱۰). ریف‌های تشکیل‌شده توسط رودیست‌ها عموماً دارای ارتفاع اندک و مقاومت کمی در برابر امواج و توفان‌ها می‌باشند و لذا ساختمان‌های ریفی سدی بزرگ ایجاد نمی‌کنند (سعدونی، ۲۰۰۵). به همین سبب است که رخساره‌های حفظ شده و برجای رودیستی از فراوانی بسیار کمی برخوردارند. اغلب بصورت واریزه‌های ریفی (خرده‌های رودیستی) مشاهده می‌شوند (اسرافیلی دیزجی و همکاران، ۲۰۱۵). این ویژگی در مورد اغلب سازندهای کربناته مخزنی کرتاسه در خاورمیانه و سایر نقاط دنیا صدق می‌کند (سعدونی، ۲۰۰۵؛ اقروی و همکاران، ۲۰۱۰؛ ساندرز، ۱۹۹۸). اصولاً رمپ‌ها در دوره‌هایی گسترش یافته‌اند که موجودات چارچوب‌ساز مهم، خصوصاً مرجان‌ها (مرجان‌های هرماتیپیک^۱) غایب بوده‌اند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). حضور پشته‌های زیرآبی، فقدان رسوبات حاصل از جریان‌های توربیدیتی، رسوبات ریزشی و لغزشی، فراوانی بسیار کم جلبک‌ها و نبود وجود موجودات چارچوب‌ساز ریفی نظیر مرجان‌های هرماتیپیک که باعث ایجاد ریف‌های سدی اسکلت‌ساز گسترده می‌شوند، عدم حضور آنکوئیده‌ها، پیژوئیده‌ها و دانه‌های تجمعی که خاص شلف‌های کربناته هستند (فلوگل، ۲۰۱۰) و همچنین حضور محدود رخساره‌های مربوط به واریزه‌های ناشی از ریف‌های تکه‌ای رودیستی همراه با تغییرات تدریجی رخساره‌ها از جمله مواردی هستند که چنین مدلی را تأیید می‌کنند.

۵-۲- تاریخچه دیاژنزی

همانطور که گفته شد، تاریخچه تکتونیکی این منطقه در کرتاسه میانی پیچیده بوده و این منجر به توالی پاراژنزی مختلفی برای سازند سروک در قسمت‌های مختلف فروافتادگی دزفول شد (مهرابی و رحیم‌پوربناب، ۲۰۱۴).

¹ Hermatypic

بود. شدت دیاژنز جوی با چند پارامتر کنترل می‌شود که عبارت‌اند از، اقلیم که کنترل‌کننده میزان آب‌های عبوری از رسوبات است، کانی‌شناسی اولیه رسوبات و دامنه و بقای نوسانات سطح آب دریا که موجب رخنمون‌یافتن آن‌ها و قرارگیری در معرض سیالات و شرایط جوی شده و کنترل‌کننده عمق تأثیر سیالات جوی، درجه شستگی و سیمانی‌شدن آن‌هاست (تاگر، ۱۹۹۳). در سازند سروک پارامتر اصلی که موجب شدت دیاژنز شده است غلبه اقلیم گرم و مرطوب در کرتاسه (خصوصاً در کرتاسه میانی و بالایی) است. هر چند کانی‌شناسی غالب این سازند کلسیتی همراه با مقادیر آلومک‌های آراگونیتی بوده است، اما ورود زیاد سیالات جوی تحت‌اشباع از کربنات موجب ایجاد شرایط دیاژنزی سیستم باز شده است که در آن، ابتدا دیاژنز به صورت انتخاب‌کننده فابریک روی داده و آلومک‌های آراگونیتی حل شده‌اند (شکل ۱۰).

و در نتیجه تغییرات عمده‌ای در این سنگ‌های مخزنی ایجاد شده است (هالیس، ۲۰۱۱؛ رحیم‌پوریناب و همکاران، ۲۰۱۲؛ مهرابی و رحیم‌پوریناب، ۲۰۱۴؛ جیمز و چوکت، ۱۹۸۴؛ هریس و همکاران، ۱۹۸۴؛ تقوی و همکاران، ۲۰۰۶؛ ویدلیچ، ۲۰۱۰). بر اثر بیرون‌زدگی کربنات‌های دریایی، تحت اقلیم گرم و مرطوب، شرایط ایجاد فرایندهای دیاژنز جوی فراهم می‌شود. به طور کلی اقلیم حاکم بر محیط دیاژنز جوی بسیار مهم است، به گونه‌ای که در اقلیم گرم و مرطوب (همانند شرایط اقلیمی کرتاسه و دیاژنز سازند سروک)، شدت فرایندهای دیاژنزی جوی بالا بوده و رسوبات دچار تغییرات مهمی می‌شوند. ولی در اقلیم‌های گرم و خشک، به علت نبود یا کمبود آب‌های جوی، شدت دیاژنز جوی پایین بوده و گاهی برای زمان‌های طولانی، رسوبات دچار تغییرات مهمی نمی‌شوند. مدت زمان قرارگیری رسوبات در منطقه دیاژنز جوی بسیار مهم است و هر قدر این زمان طولانی‌تر باشد، دیاژنز شدیدتر خواهد

Diagenetic Processes	Diagenetic environments				
	Marine	Eogenetic meteoric	Shallow burial	Telogenetic meteoric	Deep burial
Micritization	████████████████████				
Isopachous cementation	████████████████████	██			
Dissolution (eogenetic)	████████████████████	████████████████████			
Solution-collapse brecciation		████████████████████		████████████████████	
Mosaic/Drusy cementation		████████████████████		████████████████████	
Dolomitization (Mixing-type)	████████████████████	████████████████████		████████████████████	
Recrystallization			████████████████████		████████████████████
Blocky cementation			████████████████████		████████████████████
Dissolution (telogenetic)				████████████████████	
Silicification		████████████████████		████████████████████	
Dedolomitization		████████████████████		████████████████████	
Stylolitization					████████████████████
Dolomitization (Stylolite-related)					████████████████████
Fracturing			████████████████████	████████████████████	████████████████████
Dominant pore types	Microporosity Intergranular Intragranular Growth framework	Vuggy Intercrystalline Moldic	Vuggy Intercrystalline	Vuggy Moldic Microporosity	Intercrystalline Stylolitic Fracture Vuggy

شکل ۱۰. توالی پارازنزی مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی موثر بر کربنات‌های سازند سروک در میداین مطالعه‌شده از بخش‌های مرکزی و جنوبی فروافتادگی دزفول همراه با تغییرات انواع اصلی تخلخل در گذر از محیط‌های دیاژنزی مختلف

در نتیجه، بالاترین قسمت سروک میانی، که در زیر ناپیوستگی سنومانین-تورونین واقع شده است، مراحل طی فاز دیاژنز جوی ائوژنز و سپس تلوژنز را تجربه کرده است. رخداد تلوژنتیک پس از نهشته شدن سروک بالایی و بالآمدگی آن به سبب رخدادهای تکتونیکی و بالآمدگی بلندی‌های دیرینه و پایین آمدن سطح آب دریا در طول تورونین میانی در میدان‌های آب‌تیمور، گچساران و رگ‌سفید روی داده است. این بالآمدگی منطقه‌ای تورونین میانی یک ناپیوستگی در سطح حوضه را تشکیل داده است (ستوده‌نیا، ۱۹۷۸؛ الشرحان و نایرن، ۱۹۹۳؛ شارلند و همکاران، ۲۰۰۱). که در بخش‌های سطحی و زیرسطحی بسیاری از مناطق سکوی عربی حوضه زاگرس شرح داده شده است (سعدونی، ۲۰۰۵؛ تقوی و همکاران، ۲۰۰۶؛ بیرانوند و همکاران، ۲۰۰۷؛ رازین و همکاران، ۲۰۱۰؛ حاجی‌کاظمی و همکاران، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۲).

رخنمون بلند مدت نهشته‌های کربناته سازند سروک در این میدان‌ها موجب گسترش عوارض دیاژنزی و کارستی شدن فراوان شده است. کارست‌ها مهم‌ترین محصولات رخنمون و دیاژنز جوی کربناته‌ها تحت شرایط اقلیمی گرم و مرطوب می‌باشند (الشرحان و کندال، ۱۹۹۱؛ ایمن‌هاسر و همکاران، ۲۰۰۰؛ فیلیپ و همکاران، ۱۹۹۵؛ های، ۲۰۰۸؛ هابر و همکاران، ۲۰۰۲؛ کلر و همکاران، ۲۰۰۸). در سازند سروک طی دوره‌های رخنمون‌یافتن در اقلیم گرم و مرطوب استوایی (در سازند سروک در زیر سطوح ناپیوستگی سنومانین میانی، مرز سنومانین-تورونین و در تورونین میانی حفاصل سازندهای سروک و ایلام) گسترش یافته‌اند. لذا عوارض کارستی قابل‌ملاحظه‌ای در بخش بالایی سازند سروک قابل مشاهده است (شکل ۱۰).

دیاژنزی دفنی کم‌عمق و عمیق: پس از آن‌که نهشته‌های سازند سروک تحت تأثیر فرایندهای دیاژنزی محیط جوی (در مراحل مختلف) قرار گرفته و سنگ شدند، تدفین شده و تحت شرایط جدید دچار تغییرات مهمی شدند. در حالی که مجموع نهشت و دیاژنز جوی حدود چند میلیون سال به طول انجامیده است، سازند مورد مطالعه برای چندین میلیون سال در محیط دفنی تحت فرایندهای دیاژنزی مختلف قرار داشته که منجر به تغییرات مهم بافتی در آن‌ها شده است. محیط دیاژنزی تدفینی را فریاتیکی عمیق یا مزوزنتیک نیز می‌نامند و بخش مهمی از عمر رسوبات کربناته سروک در این محیط

در میدان‌های نفتی مورد مطالعه گچساران و آب تیمور رخنمون یافتن بخش میانی سازند سروک، گردش شدید سیالات جوی تحت شرایط اقلیمی مرطوب گرمسیری باعث دیاژنز شدید (دیاژنز جوی ائوژنتیک)، به ویژه انحلال انتخاب‌کننده فابریک و پایدارشدن مواد نیمه‌پایدار در بالاترین بخش سروک میانی شده است (رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۴). با توجه به بارش‌های شدید، دگرسانی جوی این کربناته‌ها به بیش‌تر قسمت‌های سازند سروک میانی گسترش یافت و ویژگی‌های کارستی گسترده‌ای ایجاد کرد و کیفیت مخزن استثنایی ایجاد کرد (تقوی و همکاران، ۲۰۰۶؛ رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۲). شدیدترین و گسترده‌ترین فرایندهای دیاژنزی جوی در چاه‌های گچساران (A و B) رخ داده است در حالی که این فرایندها در چاه‌های رگ‌سفید و آب تیمور شدت کم‌تری دارند. در سایر میداین نفتی مورد مطالعه (از جمله میدان‌های نفتی اهواز و مارون)، اثرات ساختارهای قدیمه خیلی مهم نبوده و پارائز کاملاً متفاوت است. در این مکان‌ها، تنها یک ناپیوستگی مهم در بالای سروک فوقانی ثبت شده است و این همزمان با کاهش سطح آب دریا در تورونین میانی و رخنمون تحت‌الجوی است. این انحلال مرتبط با ناپیوستگی در مقایسه با سایر مناطق دارای شدت توسعه کم‌تری در این میدان‌های نفتی است، که نشان دهنده کاهش بالا آمدن در آن زمان است. دیاژنز جوی ائوژنتیک در طی برآمدگی در تورونین میانی منجر به توسعه شبکه‌های میکروکارست در سروک فوقانی در بعضی از نقاط شد. در این مکان‌ها، سروک فوقانی از کیفیت مخزن بهتری نسبت به قسمت‌های میانی و تحتانی این مخزن کربناته کارستی برخوردار است (رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۴).

در طول تورونین میانی، پایین آمدن سطح آب دریا منجر به فاز جدید برآمدگی همراه با دیاژنز جوی گردید (رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۴). این رویداد دیاژنزی جدید باعث تغییر شدید جوی کربناته‌های سخت نشده فوقانی سروک شد، که در مرحله قبل در کربناته‌های سروک میانی که اکنون سنگ شده‌اند نیز اثر گذاشته و باعث انحلال غیرانتخاب‌کننده فابریک می‌شود. در طی این بازه زمانی، مرحله دوم تغییر دیاژنزی جوی (تلوژنز) سروک میانی، ناشی از گردش عمیق سیالات جوی، حتی به سطح فرسایشی سنومانین-تورونین و واحد زیر آن رسیده است.

پیدایش این بلندی‌های قدیمه در طول رسوب‌گذاری کربنات‌های سنومانین-تورونین منجر به تغییرات در رخساره‌های رسوبی و تاریخچه دیاژنزی شده است (نظرآقایی، ۱۹۸۶؛ اشرف‌زاده، ۱۹۹۹؛ سپهر و کاسگروف، ۲۰۰۴؛ علوی، ۲۰۰۴ و ۲۰۰۷؛ رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۲). وجود چندین بلندی قدیمه در فروافتادگی دزفول توسط مطالعه‌های لرزه‌نگاری ثبت شده است (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۰۱). از این‌رو، میدان‌های نفتی گچساران، رگ‌سفید و آب‌تیمور بر روی بلندی قدیمه واقع هستند (نظرآقایی، ۱۹۸۶؛ اشرف‌زاده، ۱۹۹۹؛ سپهر و کاسگروف، ۲۰۰۴؛ ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۰۱؛ رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۲).

کم‌عمق شدن دریا در اواخر آلبین تا سنومانین میانی باعث رسوب مقادیر زیادی از آهک‌های کم‌عمق بخش‌های پایینی و میانی سازند سروک در پهنه وسیعی از حوضه زاگرس شده است (مطیعی، ۱۹۹۳). سازند سروک در زمان سنومانین (سنومانین پیشین تا سنومانین پسین) در یک سکوی غیرفعال نهشته شده است (شارلند و همکاران، ۲۰۰۱؛ سپهر و کاسگروف، ۲۰۰۴؛ علوی، ۲۰۰۴ و ۲۰۰۷). در برخی نواحی زاگرس در سنومانین میانی، سازند سروک از آب خارج شده و تحت رخنمون تحت‌الجوی قرار می‌گیرد. بر اثر این رخنمون یافتن، بخش‌های بالایی سازند سروک پایینی فرسایش می‌یابد و ناپیوستگی فرسایشی سنومانین میانی در این مناطق ثبت می‌گردد. ناپیوستگی سنومانین میانی از نظر منطقه‌ای قابل تطابق در سرتاسر سکوی عربی و حوضه زاگرس است که مطابق با رخداد پایین آمدن سطح آب دریا در مقیاس جهانی می‌باشد (الشرحان و نایرن، ۱۹۹۷؛ شارلند و همکاران، ۲۰۰۱؛ رازین و همکاران، ۲۰۱۰؛ شارپ و همکاران، ۲۰۱۰؛ هالیس، ۲۰۱۱؛ رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۳).

با پیش‌روی مجدد آب دریا در سنومانین پسین رسوب‌گذاری سازند سروک ادامه می‌یابد. گذر از سنومانین به تورونین، حاشیه شمال‌خاوری صفحه عربی از یک حاشیه قاره‌ای غیرفعال به یک حاشیه تکتونیکی فعال تغییر پیدا می‌کند (شارلند و همکاران، ۲۰۰۱؛ سپهر و کاسگروف، ۲۰۰۴؛ علوی، ۲۰۰۴ و ۲۰۰۷). بالاآمدگی ناحیه‌ای در پایان سنومانین سبب رخنمون یافتن بخش میانی سازند سروک (و معادل‌های آن) در دو مورد از میدان‌های نفتی مورد مطالعه (گچساران و آب‌تیمور) و

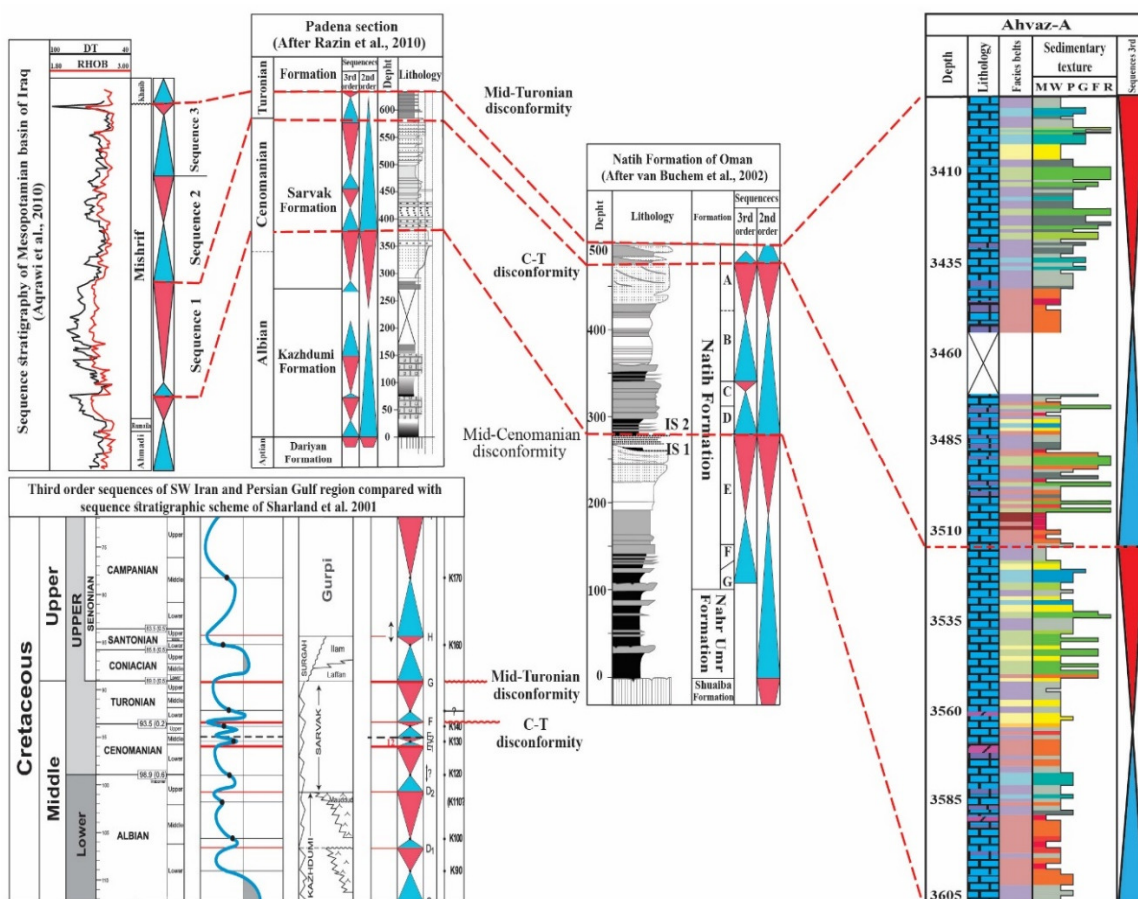
سپری شده است و فقط فرسایش، بالاآمدگی زمین‌ساختی (عملکرد بلندی‌های دیرینه) و خشکی‌زایی‌های مهم ناحیه‌ای موجب قرارگیری مجدد این واحدها در محیط‌های نزدیک به سطح (دیاژنز تلوزنتیک) شده است. در محیط دیاژنزی تدفینی، فرایندهای بسیار پیچیده‌تری بر روی سازند سروک موثر بوده‌اند که شامل تراکم فیزیکی (مکانیکی) و از دست دادن آب، تراکم شیمیایی (فشار- انحلال)، سیمانی‌شدن زیرزمینی، دگرسانی کانی‌های آبدار به انواع بدون آب، واکنش‌های حرارتی پایدارسازی کانی‌هاست (شکل ۱۰).

۵-۳- تحلیل تاریخچه رسوب‌گذاری-دیاژنزی سازند سروک در چارچوب سکانس

با توجه به تعداد و ضخامت سکانس‌ها و نیز انطباق آن‌ها با مطالعه‌های پیشین و سکانس‌های تعیین‌شده در صفحه عربی، به نظر می‌رسد سکانس‌های تعیین‌شده در مطالعه حاضر، رده سوم باشند. این دو سکانس به ترتیب از قدیم به جدید با نشانه‌های اختصاری SQ1 و SQ2 نام‌گذاری شده‌اند (شکل ۱۲). تطابق سکانس‌های رسوبی سازند سروک با مدل سکانس مرجع ارائه‌شده برای نواحی جنوب باختری ایران و صفحه عربی در شکل ۱۱ آورده شده است. به طور کلی، کرتاسه میانی (سنومانین-تورونین) به عنوان یک دوره گرم در سراسر جهان و خاورمیانه به‌شمار می‌رود. در این زمان صفحه عربی (و حوضه زاگرس) در نیمکره شمالی و نزدیک خط استوا واقع بوده‌اند (هابر و ابرین، ۲۰۲۰). بنابراین انتظار می‌رود در کرتاسه میانی، سازند سروک در سکویی تحت تأثیر اقلیم استوایی گرم و مرطوب همراه با بارش‌های سنگین قرار گرفته و تشکیل شده باشد (مهرابی و رحیم‌پوربناب، ۲۰۱۴). فعالیت مجدد گسل‌های پی‌سنگی به همراه حرکات هالوکینتیکی سری نمکی هرگز باعث شده کرتاسه میانی از نظر تکتونیکی فعال باشد (کوپ و استنلی، ۱۹۸۲؛ گلنی، ۲۰۱۰؛ معتمدی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مک‌گویلان، ۱۹۹۱؛ شرکتی و همکاران، ۲۰۰۵؛ بوردناو و هگر، ۲۰۰۵؛ سپهر و کاسگروف، ۲۰۰۴؛ حیدری، ۲۰۰۸). این فعالیت‌های تکتونیکی باعث شکل‌گیری چندین بلندی قدیمه در قسمت‌های مختلف کمر بند رانده-چین‌خورده زاگرس، از جمله فروافتادگی دزفول شده است (مهرابی و همکاران، ۲۰۱۵).

موجب فرسایش قسمت‌های بالایی نهشته‌های آهکی شده است. آثار این ناپیوستگی فرسایشی با عوارضی مانند انحلال‌های گسترده جوی و کارست‌شدگی به همراه آغستگی به اکسیدهای آهن نمایان است.

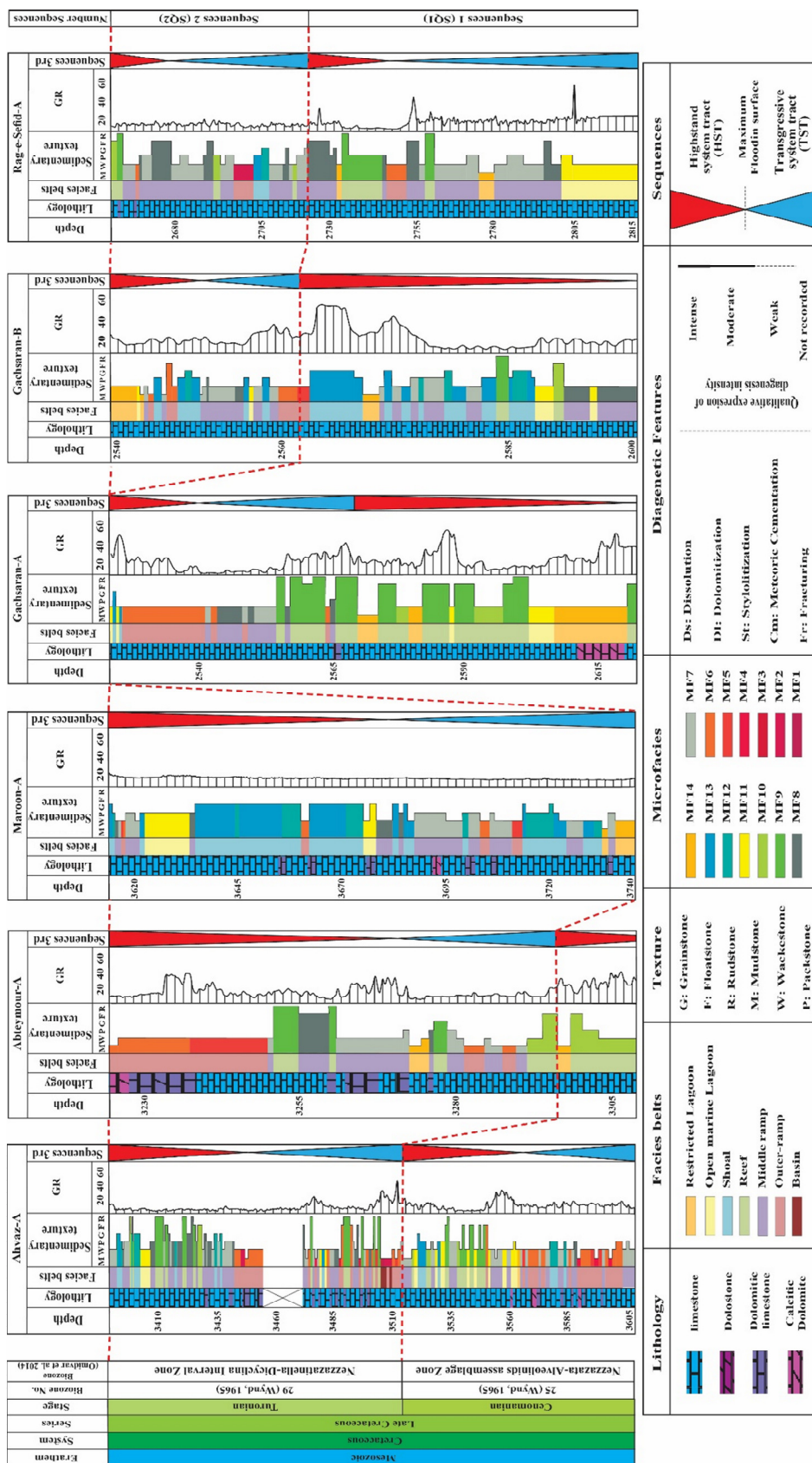
همچنین برخی از مکان‌های دیگر در فروافتادگی دزفول، زیر مرز سنومانین-تورونین برای حدود یک میلیون سال گردیده است (جیمز و وایند، ۱۹۶۵؛ ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۰۱؛ مهربانی و رحیم‌پوریناب، ۲۰۱۴) که در نتیجه،



شکل ۱۱. تطابق سکناس‌های رسوبی تفکیک‌شده در سازند سروک در چاه-A میدان اهواز با سکناس‌های مرجع تعیین‌شده برای نواحی جنوب‌باختری ایران و صفحه عربی (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۰۲؛ رازین و همکاران، ۲۰۰۲؛ شارلند و همکاران، ۲۰۰۱)

صورت گرفته و موجب حذف قسمت‌هایی یا تمامی رسوب‌های متعلق به این اشکوب شده است. این ناپیوستگی فرسایشی ناحیه‌ای با توسعه رسوبات آهن‌دار و قطع‌شدگی رسوبی در این ناحیه مشخص می‌شود. فعالیت بلندی‌های قدیمه در میدان‌های آب‌تیمور، گچساران و رگ‌سفید منجر به رخنمون طولانی مدت شده است که باعث حذف بخشی یا کامل رسوبات سنومانین بالایی و تورونین زیرین شده است. در این حالت سطوح ناپیوسته سنومانین-تورونین و تورونین میانی در چاه-A میدان گچساران با یکدیگر ادغام شده است.

در زمان تورونین که حاشیه شمال‌خاوری صفحه عربی (زاگرس) فعال شده، بخش بالایی سازند سروک طی این مدت نهشته شده است. مجدداً در طی تورونین، زون دزفول شروع به فرونشست می‌نماید (مطیعی، ۱۹۹۳). از طرفی نیز با افزایش نسبی سطح آب دریا در این زمان (مهربانی و رحیم‌پوریناب، ۲۰۱۴) دوباره شرایط رسوب‌گذاری بر روی سکوی زاگرس آغاز می‌گردد که نتیجه آن سازند سروک بالایی از تورونین پیسن تا تورونین میانی نهشته شد. اما به صورت محلی در برخی نواحی بلندی‌های قدیمی از آب بیرون آمده و موجب توسعه نبود چینه‌شناسی شده‌اند (مطیعی، ۱۹۹۳). در آخر تورونین بالآمدگی ناحیه‌ای



شکل ۱۲. تطابق سکانس‌های رسوبی سازند سروک در میدان‌های مطالعه‌شده از بخش‌های مرکزی و جنوبی فرفرافادگی دزفول. زون‌های زیستی به منظور تعیین رده‌های سکانسی و مشخص نمودن سن نسبی توالی‌های مورد مطالعه از مطالعه امیدوار و همکاران (۲۰۱۴) اقتباس و آرایه شده‌اند.

متفاوت باشد. بنابراین تاریخچه دیاژنز و تحولات مربوطه در این دو گروه از میدان‌ها با یکدیگر تفاوت دارند.

۴- بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی منجر به شناسایی دو سکانس رسوبی (رده سوم) در توالی مورد مطالعه از سازند سروک (سنومانین میانی-تورونین پیشین) شد. سکانس اول (SQ1) دارای سن سنومانین میانی تا بالایی بوده و معادل با سکانس MFS-K130 در صفحه عربی است؛ همچنین سکانس دوم (SQ2) با سن تورونین میانی معادل با سکانس MFS-K140 در صفحه عربی است. این سکانس‌های رسوبی در میداین مورد مطالعه تطابق داده شدند و با سکانس‌های مرجع ارایه شده برای توالی‌های معادل در صفحه عربی مقایسه گردیده‌اند.

۵- گسترش ناپیوستگی‌های فرسایشی و تغییرات رخساره‌ای در کنار نوسانات چشمگیر در ضخامت سکانس‌ها، همگی موید تأثیرات قابل‌ملاحظه فعالیت‌های تکتونیکی (به‌ویژه گسل‌های پی‌سنگی) بر رسوب‌گذاری سازند سروک در میداین مورد مطالعه می‌باشند. بر همین اساس، محیط رسوبی و تاریخچه تحولات دیاژنزی این سازند به میزان زیادی وابسته به جایگاه تکتونیکی آن دارد.

تشکر و قدردانی

از دانشگاه تهران به جهت فراهم آوردن امکانات مورد نیاز برای انجام این پژوهش قدردانی می‌شود. از شرکت ملی نفت ایران جهت ارایه برخی اطلاعات مورد نیاز تشکر می‌نماییم. از سردبیر محترم و همکاران ایشان در مجله رسوب‌شناسی کاربردی و نیز داوران محترمی که با نظرات خود موجب پیشرفت این پژوهش شدند، قدردانی می‌شود.

منابع

اسعدی، ع.، هنرمند، ج.، رحمانی، ع.، رئیسی، ع. ر (۱۳۹۴) شناسایی و تفسیر رخساره‌های رسوبی و دیاژنزی از طریق مفهوم رخساره لاگ‌ها، مطالعه موردی از مخزن سروک در یکی از میداین میداین بزرگ نفتی جنوب‌باختری ایران. دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۳، شماره ۶، ص ۱۰۳-۱۱۹.

جدیری‌آقایی، ر.، رحیم‌پورناب، ج.، توکلی، و.، کدخدائی ایلخچی، ر.، یوسف‌پور، م. ر (۱۳۹۶) مطالعه واحدهای جریان‌ی و رخساره‌های الکتریکی در سازند میشریف (بخش بالایی سازند سروک) و تخمین ضخامت زون مخزنی در

در مقابل، پایین بودن ارتفاع ساختاری در میدان‌های اهواز و مارون و میزان کم‌تر پایین آمدن سطح آب دریا سبب شده مدت زمان رخنمون کوتاه‌تر باشد و شدت اثرات حاصل از رخنمون یافتن کم‌تر شود. از این‌رو، توالی‌های تورونین در چاه-A میدان گچساران وجود ندارد اما در سایر چاه‌ها ضخامت‌های متفاوتی از این توالی‌ها به ثبت رسیده است (شکل ۱۲). نبود توالی‌های تورونین در این چاه با دو فرضیه قابل تأمل است: نهشته‌های مذکور تشکیل نشده باشند و یا اینکه این نهشته‌ها پس از تشکیل، در اثر رخنمون طولانی مدت و فرسایش، حذف شده باشند.

۶- نتیجه‌گیری

در این پژوهش، با انجام مطالعه‌های رخساره‌ای، دیاژنزی و نیز چینه‌نگاری سکانسی بر روی سازند مخزنی سروک در میدان‌های هیدروکربوری مرکز و جنوب فرفاقتادگی دزفول نتایج زیر حاصل گردید:

۱- مطالعه‌های ریزرخساره‌ای منجر به شناسایی ۱۴ ریزرخساره رسوبی در شش مجموعه رخساره‌ای شامل حوضه، رمپ بیرونی، رمپ میانی، لاگون دریای باز، پشته‌های زیرآبی و لاگون محصور شده در توالی مورد مطالعه از سازند سروک در میدان‌های هیدروکربوری فرفاقتادگی دزفول (آب‌تیمور، اهواز، مارون، رگ‌سفید، گچساران) شد و محیط رسوب‌گذاری سازند سروک در این مناطق، سکوی کربناته از نوع رمپ هم‌شیب پیشنهاد گردید.

۲- مهم‌ترین عوارض دیاژنزی که توالی‌های کربناته این سازند را تحت تأثیر قرار داده‌اند شامل انحلال، سیمانی شدن، دولومیتی‌شدن، دولومیت‌زدایی، سیلیسی‌شدن، نوشکلی، تراکم و شکستگی است. این عوارض دیاژنزی در سه محیط دیاژنزی اصلی یعنی محیط دریایی، جوی (شامل محیط‌های دیاژنزی جوی ائوژنتیک و تلوزنتیک) و دفنی (شامل محیط‌های دیاژنزی دفنی کم‌عمق و عمیق) رخ داده‌اند.

۳- در میدان‌های نفتی گچساران، آب‌تیمور و رگ‌سفید وجود ناپیوستگی‌های مرز سنومانین-تورونین و تورونین میانی سبب شده تا سرگذشت دیاژنزی سازند سروک در این میدان‌ها در مقایسه با میدان‌های نفتی اهواز و مارون که تنها یک ناپیوستگی در آن‌ها به ثبت رسیده است، کاملاً

- Devonian reef tract on northeastern Banks Island. *Canadian Journal of Petroleum Geology*, 19: 51.
- 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.
- Esfarafi-Dizaji, B., Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Afshin, S., Kiani Harchegani, F., Shahverdi, N (2015) Characterization of rudist-dominated units as potential reservoirs in the middle Cretaceous Sarvak Formation, SW Iran. *Facies*, 61: 14.
- Falcon, N. L (1961) Major earth-flexing in me Zagros Mountains of southwest Iran. *Geological Society, London*, 117: 367-376.
- Flügel, E (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer Verlag, New York, 976 p.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, second ed. Springer, Berlin, 984 p.
- James, G. A., and Wynd, J. G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 49: 2182-2245.
- Glennie, K. W (2010) Structural and stratigraphic evolution of Abu Dhabi in the context of Arabia. *Arabian Journal of Geosciences*, 3: 331-349.
- Hajikazemi, E., Al-Aasm, I. S., Coniglio, M (2010) Subaerial exposure and meteoric diagenesis of the Cenomanian-Turonian Upper Sarvak Formation, southwestern Iran. *Geological Society, London, Special Publication*, 330: 253-272.
- Hajikazemi, E., Al-Aasm, I. S., and Coniglio, M (2012) Chemostratigraphy of cenomanian-turonian carbonates of the sarvak formation, Southern Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 35: 187-206.
- Hajikazemi, E., Al-Aasm, I. S., and 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.
- Harris, P. M., Frost, S. H., Seiglie, G. A., Schneidermann, N (1984) Regional unconformities and depositional cycles, Cretaceous of the Arabian Peninsula. In *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 36: 67-80.
- Hay, W. W (2008) Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. *Cretaceous Research*, 29: 725-753.
- Heydari, E (2008) Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of میدان‌های سیری (خلیج فارس)، دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۵، شماره ۹، ص ۹۸-۸۶.
- فرامرزی، س.، رحیم‌پوربناب، ح.، رنجبران، م (۱۳۹۷) پخش واحدهای جریان‌سازند سروک در چارچوب چین‌نگاری سکانسی در یکی از میدان‌های نفتی دشت آبادان، جنوب-باختری ایران. دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۶، شماره ۱۲، ص ۲۵-۳۹.
- Ahr, W (2008) *Geology of Carbonate Reservoirs*. John Wiley and Sons, Chichester, 296 p.
- Alavi, M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- Alavi, M (2007) Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307: 1064-1095.
- Alsharhan, A. S., and Kendall, C. G. S. C (1991) Cretaceous chronostratigraphy, unconformities and eustatic sealevel changes in the sediments of Abu Dhabi, United Arab Emirates. *Cretaceous Research*. 12(4): 379-401.
- Alsharhan, A. S., and Nairn, A. E. M (1988) A review of the Cretaceous Formations in the Arabian Peninsula and the Gulf: Part II, Mid-Cretaceous (Wasia Group) Stratigraphy and Paleogeography. *Journal of Petroleum Geology*, 11: 89-112.
- Alsharhan, A. S., and Nairn, A. E. M (1997) *Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East*. Elsevier, Netherlands, 843 p.
- Aqrabi, A., Mahdi, T., Sherwani, G., Horbury, A (2010) Characterization of the Mid-Cretaceous Mishrif Reservoir of the southern Mesopotamian Basin, Iraq. In: *American Association of Petroleum Geologists Conference and Exhibition*, 7-10p.
- Ashrafzadeh, A. R (1999) Paleohighs; their roles and importance in the Dezful embayment. *NIOC Int. Report* (no. 1919).
- Bahroudi, A., and Koyi, H. A (2004) Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 1295-1310.
- Beiranvand, B., Ahmadi, A., Sharafodin, M (2007) Mapping and classifying flow units in the upper part of the mid-Cretaceous sarvak formation (Western Dezful Embayment, SW Iran) based on a determination of reservoir rock types. *Journal of Petroleum Geology*, 30: 16.
- Bordenave, M. L., and Hegre, J. A (2005) The influence of tectonics on the entrapment of oil in the Dezful Embayment, Zagros Foldbelt, Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 28(4): 339-368.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1: 108-121.
- Embry, A. F., and Klován, J. E (1971) A Late

- stratigraphic framework. Elsevier, Amsterdam, 444 p.
- Motamedi, H., Sepehr, M., Sherkati, S., Pourkermani, M (2011) Multi-phase hormuz salt diapirism in the southern Zagros, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 34(1): 29-44.
- Motiei, H. (1993) Stratigraphy of Zagros. Geological Survey of Iran Publication (in Persian), 536p.
- Murris, R. J (1980) Middle East: stratigraphic evolution and oil habitat. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 597-618.
- Nazar-Aghaei, A (1986) Effects of Cenomanian-Turonian unconformity on upper Sarvak carbonates in Rag-e-Safid oilfield and surrounding areas located on Hendyjan paleohigh. National Iranian Oil Company internal report, No 4006, 40 pp.
- Omidvar, M., Mehrabi, H., Sajjadi, F., Bahramizadeh-Sajjadi, H., Rahimpour-Bonab, H., Ashrafzadeh, A (2014) Revision of the foraminiferal biozonation scheme in Upper Cretaceous carbonates of the Dezful Embayment, Zagros, Iran: integrated palaeontological, sedimentological and geochemical investigation. *Revue de Micropaleontologie* 57:97-116.
- Philip, J., Borgomano, J., Al-Maskiry, S (1995) Cenomanian-Early Turonian carbonate platform of northern Oman: stratigraphy and palaeoenvironments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119(1-2): 77-92.
- Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Enayati-Bidgoli, A. H., Omidvar, M (2012) Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a mid Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran. *Cretaceous Research*, 37: 15-34.
- Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Navidtalab, A., Izadi-Mazidi, E (2012) Flow unit distribution and reservoir modelling in cretaceous carbonates of the sarvak formation, abteymour oilfield, dezful embayment, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 35(3): 213-236.
- Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Navidtalab, A., Omidvar, M., Enayati-Bidgoli, A. H., Sonei, R., and 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.
- Razin, P., Taati, F., van Buchem, F. S. P (2010) Sequence stratigraphy of Cenomanian-Turonian carbonate platform margins (Sarvak Formation) in the High Zagros, SW Iran: An outcrop reference model for the Arabian Plate. *Geological Society Special Publication*, 329: 187-218.
- Read, J. F (1982) Carbonate platforms of passive Iran. *Tectonophysics*, 451: 56-70.
- Hollis, C (2011) Diagenetic controls on reservoir properties of carbonate successions within the Albian-Turonian of the Arabian Plate. *Petroleum Geoscience*, 17: 223-241.
- Huber, B. T., Norris, R. D., MacLeod, K. G (2002) Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, 30: 123-126.
- Immenhauser, A., Creusen, A., Esteban, M., Vonhof, H. B (2000) Recognition and interpretation of polygenic discontinuity surfaces in the Middle Cretaceous Shu'aiba, Nahr Umr, and Natih formations of northern Oman. *GeoArabia*, 5: 299-322.
- James, N. P., and Choquette, P. W (1984) Diagenesis of limestones - the meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*, 11: 161-194.
- Keller, G., Adatte, T., Berner, Z., Chellai, E. H., Stueben, D (2008) Oceanic events and biotic effects of the Cenomanian-Turonian anoxic event, Tarfaya Basin, Morocco. *Cretaceous Research*, 29: 976-994.
- Keller, G (2008) Cretaceous climate, volcanism, impacts, and biotic effects. *Cretaceous Research*, 29: 754-771.
- Koop, W., and Stoneley, R (1982) Subsidence History of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent. *Philosophical Transactions, Royal Society of London*, 305: 149-168.
- Lucia, F. J (2007), Carbonate reservoir characterization, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 341 p.
- Mahdi, T. A., and Aqrabi, A. A. M (2014) Sequence stratigraphic analysis of the mid-cretaceous Mishrif Formation, southern Mesopotamian Basin, Iraq. *Journal of Petroleum Geology*, 37(3): 287-312.
- McQuillan, H (1991) The role of basement tectonics in the control of sedimentary facies, structural patterns Diagenesis. Reprint Series Volume 1 of the International Association of Sedimentologists. 312p.
- Mehrabi, H., and Rahimpour-Bonab, H (2014) Paleoclimate and tectonic controls on the depositional and diagenetic history of the Cenomanian-early Turonian carbonate reservoirs, Dezful Embayment, SW Iran. *Facies*, 60: 147-167.
- Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H., Hajikazemi, E., and Jamalian, A (2015) Controls on depositional facies in Upper Cretaceous carbonate reservoirs in the Zagros area and the Persian Gulf, Iran. *Facies*, 61(4): 1-24.
- Middleton, G. V (1973) Johhnes Walther's law of correlation of facies, *Bull. Geol. Soc. of America*, 84: 979-988p.
- Moore, C. H (2001) Carbonate reservoirs porosity evolution and diagenesis in a sequence

- Sedimentology review. Blackwell, Oxford, 51–72p.
- Tucker M. E., and Wright V. R (1990) Carbonate Sedimentology. Blackwell Science, Oxford, 482p.
- van Buchem, F. S. P., Razin, P., Homewood, P., W., Oterdoom, W. H., Philip, J (1996) High-resolution sequence stratigraphy of the Natih formation (Cenomanian/Turonian) in northern Oman: distribution of source rocks and reservoir facies. *Georabia*, 1: 65–91.
- van Buchem F. S. P., Letouzey, J., Gaumet, F., Rudkiewicz, J. L., Mengus, J. M., Baghbani, D., Sherkati, Sh., Asillian, H., Keyvani, F., Ashrafzadeh, R., Ehsani, M. H (2001) The petroleum systems of the Dezful Embayment and Northern Fars (south-west Iran). NIOC Internal Report No 55.729-1.
- van Buchem F. S. P., Razin, P., Homewood, P. W., Oterdoom, W. H., Philip, J (2002) High resolution sequence stratigraphic architecture of Barremian/Aptian carbonate systems in Northern Oman. *Georabia*, 7: 461–500.
- van Buchem, F. S. P., Simmons, M. D., Droste, H. J., Davies, R. B (2011) Late Aptian to Turonian stratigraphy of the eastern Arabian Plate - depositional sequences and lithostratigraphic nomenclature. *Petroleum Geoscience*, 17(3): 211–222.
- Vincent, B., Swennen, R., Jalali, M., Baghbani, D., van Buchem, F (2010) Regional unconformities in the Cenomanian and Turonian limestone of southwest Iran (Sarvak Formation)–subaerial exposures, diagenetic patterns and impact on reservoir properties. In: Extended Abstract, Albian/Cenomanian/Turonian carbonate siliciclastic systems of the Arabian Plate. EAGE Second Arabian Plate Workshop, Abu Dhabi, 24–27p.
- 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.
- Weidlich, O (2010) Meteoric diagenesis in carbonates below karst unconformities: Heterogeneity and control factors. *Geological Society, London, Special Publication*, 329: 1–24.
- (extensional) continental margins: Types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81: 195–212.
- Read, J. F (1985) Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69: 1–21.
- Sadooni, F. N (2005) The nature and origin of Upper Cretaceous basin-margin rudist buildups of the Mesopotamian Basin, southern Iraq, with consideration of possible hydrocarbon stratigraphic entrapment. *Cretaceous Research*, 26: 213–224.
- Sepehr, M., and Cosgrove, J. W (2004) Structural framework of the Zagros fold–thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21(7): 829–843.
- Setudehnia, A (1978) The Mesozoic sequence in southwest Iran and adjacent areas. *Journal of Petroleum Geology*, 1: 3–42.
- Sharland, P. R., Archer, D. M., Casey, R. B., Davies, S. H., Hall, A. P., Heward, A. D., Simmons, M. D (2001) Arabian Plate Sequence Stratigraphy. *GeoArabia Special Publications 2*. Oriental Press, Manama Bahrain. 371p.
- Sharp, I., Gillespie, P., Morsalnezhad, D., Taberner, C., Karpuz, R., Vergés, J., Hunt, D (2010) Stratigraphic architecture and fracture-controlled dolomitization the Cretaceous Khami and Bangestan groups: An outcrop case study, Zagros Mountains, Iran. *Geological Society, London, Special Publication*, 343–396.
- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D., Letouzey, J (2005) Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): Salt mobility, multiple detachments and late basement control. *Journal of Structural Geology*, 27: 1680–1696.
- Sherkati, S., Letouzey, J., and Frizon de Lamotte, D (2006) The Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation and sandbox modeling. *Tectonics*, 25, 4.
- Schlager, W (2005) Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. In: *SEPM concepts in sedimentology and paleontology*, no 8.
- Taghavi, A. A., Mørk, A., Emadi, M. A (2006) Sequence stratigraphically controlled diagenesis governs reservoir quality in the Carbonate Dehluran Field, Southwest Iran. *Petroleum Geoscience*, 12: 115–126.
- Thamer, A., Mahdi, A. A. M., Aqrabi, A. D. H., Sherwani, G. H (2013) Sedimentological characterization of the mid-Cretaceous Mishrif reservoir in southern Mesopotamian Basin, Iraq. *GeoArabia*. 18: 139–174.
- Tucker M. E (1993) Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. In: Wright VP (ed)