

## تفسیر ساختاری و محیط‌رسوبی سازند گچساران با تاکید بر توالی بخش ۱ این سازند در میدان نفتی گچساران، فروافتادگی دزفول جنوبی

محسن لیاقت<sup>۱\*</sup>، محمدرضا نورائی نژاد<sup>۱</sup>، محمدحسین آدابی<sup>۲</sup> و احسان اقبال‌پور<sup>۳</sup>

۱ و ۳- دانشجوی دکترا رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۲- استاد دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۳- شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب

نویسنده مسئول: Liaghat.mohsen@yahoo.com

دریافت: ۹۹/۴/۲۱ پذیرش: ۹۹/۵/۲۵

نوع مقاله: پژوهشی

### چکیده

یکی از مهم‌ترین واحدهای چینه‌شناسی در حوضه رسوبی زاگرس ایران و کشورهای همجوار سازند تبخیری گچساران بوده که به عنوان مهم‌ترین سنگ‌پوش مخازن سازند آسماری از اهمیت اقتصادی بالایی برخوردار است. این سازند در حدود ۱۲۰۰ تا ۱۶۰۰ متر در فروافتادگی دزفول جنوبی ضخامت داشته که در میدان نفتی گچساران توالی بخش ۱ آن به ضخامت حدود ۵۵ متر می‌باشد. به منظور شناخت بهتر تغییرات سنگ‌شناسی، فابریک‌های رسوبی و محیط‌رسوبی سازند گچساران در چاه X، میدان نفتی گچساران در فروافتادگی دزفول جنوبی مورد مطالعه قرار گرفت. عمده فابریک‌های رسوبی مورد مطالعه در این سازند تحت تاثیر فرآیند دیاژنز ناشی از تبدیل ژیبس به انیدریت بوده که از مهم‌ترین آن‌ها فابریک‌های الواری، انترولیتیک و بافت‌های جریان‌ی می‌باشند. بر اساس مطالعات صحرایی و داده‌های چاه‌پیمایی آنچه در منطقه مورد مطالعه رخنمون یافته تاقدیسی برگشته بوده و تغییرات عمقی واحدهای مختلف حاکی از آن است که بخش ۴ سازند گچساران هسته آن می‌باشد و این برگشتی ناشی از کوتاه‌شدگی صورت گرفته است. با توجه به آلوکم‌ها، بافت، ساخت و خصوصیات سنگ‌شناسی مورد مطالعه در رسوبات این سازند سه رخساره اصلی کربنات، تبخیری و شیلی در این سازند مطالعه شد که حاکی از رسوب‌گذاری آن‌ها در یک پلت‌فرم کربناته- تبخیری متشکل از کمربندهای رخساره‌ای جزرومدی (سبزا و کفه‌های نمکی) و لاگونی در زمان میوسن می‌باشد. بر اساس مطالعات آنالیزهای ژئوشیمیایی، پراش پرتوایکس و نیز مطالعات میکروسکوپ الکترونی در زمان تشکیل رسوبات مورد مطالعه سه مرحله سیلابی، تغلیظ و خشک‌شدگی در کانی‌های تبخیری مورد مطالعه قرار گرفت. هم‌چنین روند تغییرات مقدار برم در طول ستون چینه‌شناسی حاکی از ورود و تبخیر متناوب آب دریا در زمان تشکیل تبخیری‌های سازند گچساران در زمان رسوب‌گذاری است.

واژگان کلیدی: سازند گچساران، فروافتادگی دزفول، پوش‌سنگ، دیاژنز

### ۱- پیشگفتار

سازند و بخش‌های آن توسط محققین مورد مطالعه قرار گرفته است که از جمله می‌توان به (کنارد و همکاران، ۱۹۹۹؛ ارنبرگ و سوانا، ۲۰۰۱؛ ابریل و همکاران، ۲۰۰۱؛ دلیوس و همکاران، ۲۰۰۱؛ بهرودی و کوی، ۲۰۰۴؛ بهرودی، ۲۰۱۱؛ اقدم و همکاران، ۲۰۱۲؛ گورجین و همکاران، ۲۰۱۲؛ گورجین و همکاران، ۲۰۱۳؛ سلیمانی و بهرودی، ۲۰۱۵؛ رضایی و سالاری، ۲۰۱۶؛ مهرگینی و همکاران، ۲۰۱۶؛ علیزاده و همکاران، ۲۰۱۶؛ امینی و همکاران، ۲۰۱۸؛ خان و همکاران، ۲۰۱۹؛ رحیمی و همکاران، ۲۰۱۹؛ دهقانیان و همکاران، ۲۰۱۹؛ میرزایی

سازند گچساران که نام خود را از میدان نفتی گچساران در جنوب ایران گرفته، به سن میوسن بوده و اولین سازند از گروه فارس با خصوصیات سنگ‌شناختی غالب انیدریت و سنگ‌آهک همراه با شیل‌های بیتومن‌دار، نمک و مارن‌های قرمز و خاکستری می‌باشد (ستوده‌نیا، ۱۹۷۲؛ جیمز و وایند، ۱۹۶۵). این سازند اولین بار توسط گیل و آلا (۱۹۷۴) تحت عنوان رسوب‌شناسی سازند گچساران (سری‌های فارس زیرین) در جنوب‌باختر ایران مورد مطالعه قرار گرفت. هم‌چنین در نواحی مختلف، این

تقسیم می‌باشد (اشتوکلین، ۱۹۶۸؛ فالکن، ۱۹۷۴؛ بربریان، ۱۹۹۵؛ سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۵؛ جودکی و همکاران، ۲۰۱۶؛ ل‌گزریک و همکاران، ۲۰۱۹) (شکل ۱، A)، به طوری که کمربند چین‌خورده ساده کوهستان‌های زاگرس به مناطق فارس، ایذه، فروافتادگی دزفول و لرستان قابل تقسیم است (جیمز و وایند، ۱۹۶۵؛ سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۴؛ معتمد و قره‌بیگلی، ۲۰۱۸). فروافتادگی دزفول به صورت یک فروافتادگی ساختاری در مقابل زون چین‌خورده ایذه گسترش یافته و فرونشینی آن در ارتباط با گسترش پیش عمیق در کمربند چین‌خورده و گسلی زاگرس (ZFTB) بوده (ساین، ۲۰۱۸؛ سیوتقلو و همکاران، ۲۰۱۸) (شکل ۱ B) و گسل‌های بالارود و کازرون به ترتیب در سمت باختر و خاور این حوضه واقع شده‌اند (سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۵؛ فرد و همکاران، ۲۰۰۶؛ ورج و همکاران، ۲۰۱۸). در این پژوهش به مطالعه رسوبات سازند گچساران در میدان نفتی گچساران که به شکل تاقدیسی با طول حدود ۷۰ کیلومتر و عرض ۶ تا ۱۵ کیلومتر قرار دارد پرداخته شده است (شکل ۱ C). این سازند با لیتولوژی نمک، ژپس، انیدریت و مارن‌های قرمز تا خاکستری رنگ می‌باشد به لحاظ تحرک ساختاری این سنگ‌ها معروف بوده (لس و ریچاردستون، ۱۹۴۰؛ ابرین، ۱۹۵۰؛ سیتز، ۱۹۶۴) در تقسیم‌بندی اُبرین (۱۹۵۰) به گروه متحرک بالایی تعلق دارد (بهرودی و کوی، ۲۰۰۴). سازند گچساران با ضخامتی در حدود ۲۰۰۰ متر در قاعده به سازند آسماری و در راس به سازند آجاجاری و در برخی نواحی به سازند میشان ختم شده (شکل ۲، A) و در فروافتادگی دزفول این سازند در قاعده به سازند آسماری و در راس به سازند آجاجاری ختم می‌شود. در مجموع در ناحیه مورد مطالعه سازند گچساران متشکل از ۷ بخش اصلی با لیتولوژی تبخیری، شیل و مارن همراه با آهک‌های میان‌لابه‌ای است (شکل ۲، B).

### ۳- روش کار و شیوه انجام مطالعه

در این پژوهش نام‌گذاری برش‌های نازک میکروسکوپی مربوط به مغزه‌ها و خرده‌های حفاری سازند گچساران از طبقه‌بندی دانهام (۱۹۶۲) استفاده شده است.

محمودآبادی، ۲۰۲۰) اشاره نمود. در میدان نفتی گچساران این سازند به عنوان پوش‌سنگ اصلی سنگ مخزن سازند آسماری که دارای شکستگی فراوان است بوده و مهم‌ترین ویژگی این میدان تولید بالای نفت (حدود ۸۰۰۰۰ بشکه نفت در روز از یکی از چاه‌های این میدان) می‌باشد (مک‌کولین، ۱۹۸۵). علی‌رغم اهمیت بالای این سازند مطالعات گسترده و جامعه‌ای از لحاظ محیط‌رسوبی ویژگی‌های ساختاری و نیز مطالعه شرایط رسوب‌گذاری تبخیری‌ها در این سازند با توجه به خصوصیات سنگ‌شناسی مختلف در آن (شامل کربنات، تبخیری- مارن و شیل) صورت نگرفته است. هدف از این پژوهش، مطالعه واحدهای مختلف این سازند از جنبه خصوصیات تکتونیکی و توالی‌های آن در زیر سطح براساس اطلاعات نیم‌رخ ساختمانی و نیز بررسی فابریک‌ها و محیط‌رسوبی با توجه به مطالعات میکروسکوپی خرده‌های حفاری در چاه X از میدان نفتی گچساران می‌باشد. بر اساس مطالعات صورت گرفته در این سازند تکامل رسوبات موجود در این سازند در یک کفه نمکی همراه با سه مرحله اصلی مرحله سیلابی، تغلیظ و خشک‌شدگی صورت گرفته است. لذا به منظور بررسی جزئی‌تر مطالعه تغییرات کانی‌شناسی و تاثیر فرآیندهای مختلف در زمان رسوب‌گذاری در این سازند از مطالعات میکروسکوپ الکترونی و نیز آنالیزهای ژئوشیمیایی<sup>۱</sup> برم نیز استفاده شده است.

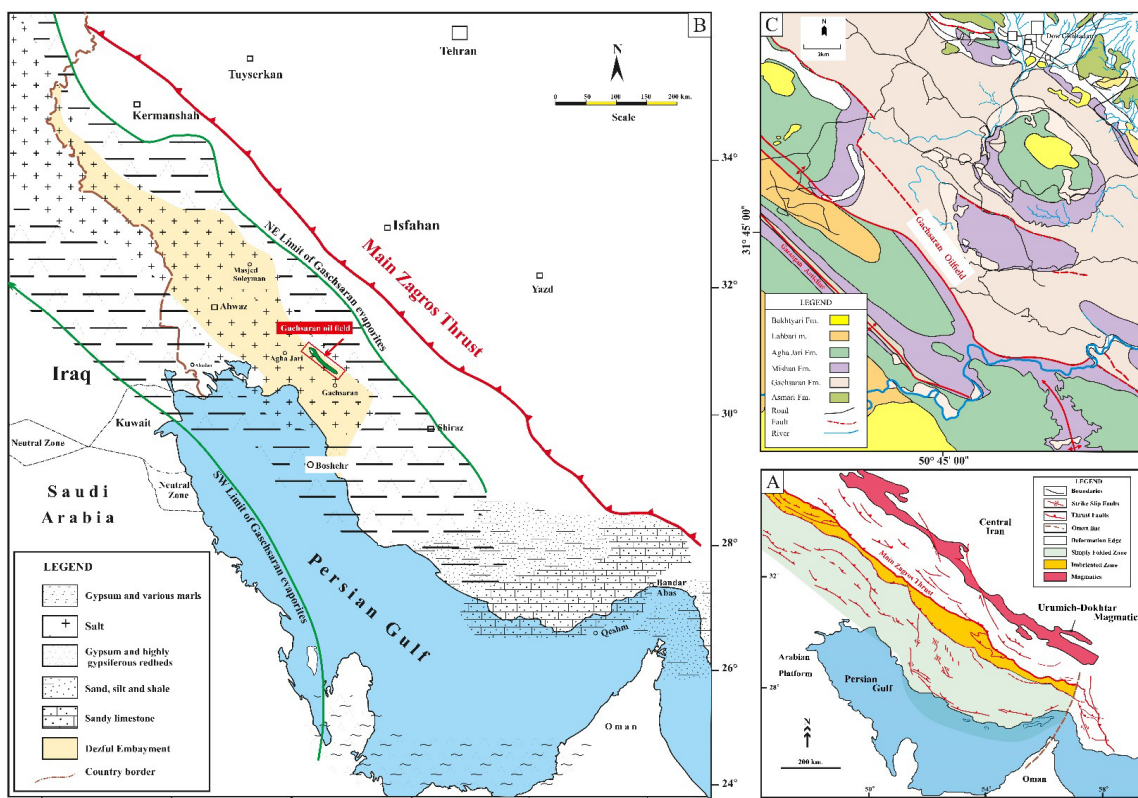
### ۲- تاریخچه و چینه‌شناسی نهشته‌های مورد مطالعه

کوهستان‌های زاگرس از جنوب‌خاور تا شمال‌خاور عراق و نیز تا جنوب‌باختر ایران گسترش یافته است. این ساختارهای توپوگرافی حاصل کمربند کوهزایی ناشی از برخورد صفحه عربی به صفحه ایران بوده که از زمان کرتاسه تا عهد حاضر دگرشکلی‌هایی را موجب شده است (نوروزی، ۱۹۷۲؛ مک‌کولیت، ۱۹۷۳؛ عبدلهی‌فرد و همکاران، ۲۰۱۸؛ ساین، ۲۰۱۸) و رخداد زمین‌لرزه‌های مختلف حاکی از تداوم آن تا عهد حاضر است. بر اساس تقسیم‌بندی فالکن (۱۹۶۹) کوهزاد زاگرس به: ۱- پیش عمیق<sup>۲</sup>، ۲- زون چین‌خورده ساده و ۳- زون فلسی<sup>۳</sup> قابل

<sup>1</sup> X-Ray-EDX

<sup>2</sup> Foredeep

<sup>3</sup> Imbricate



شکل ۱. A) موقعیت زاگرس چین خورده ساده، زون فلسی و پیش عمیق در کوهستان‌های زاگرس (با اقتباس و تغییرات از علوی، ۲۰۰۷)؛ B) گسترش رخساره‌های سازند گچساران در مناطق جنوبی ایران (با اقتباس و تغییرات از اشتوکلین، ۱۹۶۸؛ گیل و آلا، ۱۹۷۴) همراه با موقعیت فروافتادگی دزفول و C) موقعیت میدان نفتی گچساران و گسترش سازندهای مختلف پیرامون این میدان (با تغییرات از برگه E ۲۰۸۴۱ سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور).

تبخیری‌های دریاچه نمکی<sup>۱</sup> هستند که در یک حوضه بین کراتونی در بخش قاره‌ای و در قسمت برآمده<sup>۲</sup> حوضه فورلند در جبهه سلسله جبال زاگرس که در حال بالا آمدن است، تشکیل شده‌اند (شکل ۴ A). در این حوضه رسوبات تبخیری میوسن به علت اهمیت اقتصادی آن‌ها به عنوان پوش‌سنگ مخازن آهکی آسماری در کمر بند زاگرس، به خوبی شناخته شده‌اند. این نمک‌ها در بخش عمیق فورلند مجزای سوچر زاگرس نهشته شده‌اند و سازندهای گروه فارس و گچساران را در بخش شمالی خلیج فارس تشکیل می‌دهند (علوی، ۲۰۰۴؛ گردس و همکاران، ۲۰۰۴؛ وارن، ۲۰۱۶). این نمک‌ها در کل حوضه با روندی شمال‌باختری- جنوب‌خاوری گسترش داشته و در ارتباط با رسوبات زیرین نقش پوش‌سنگ را دارند (شکل ۴ B).

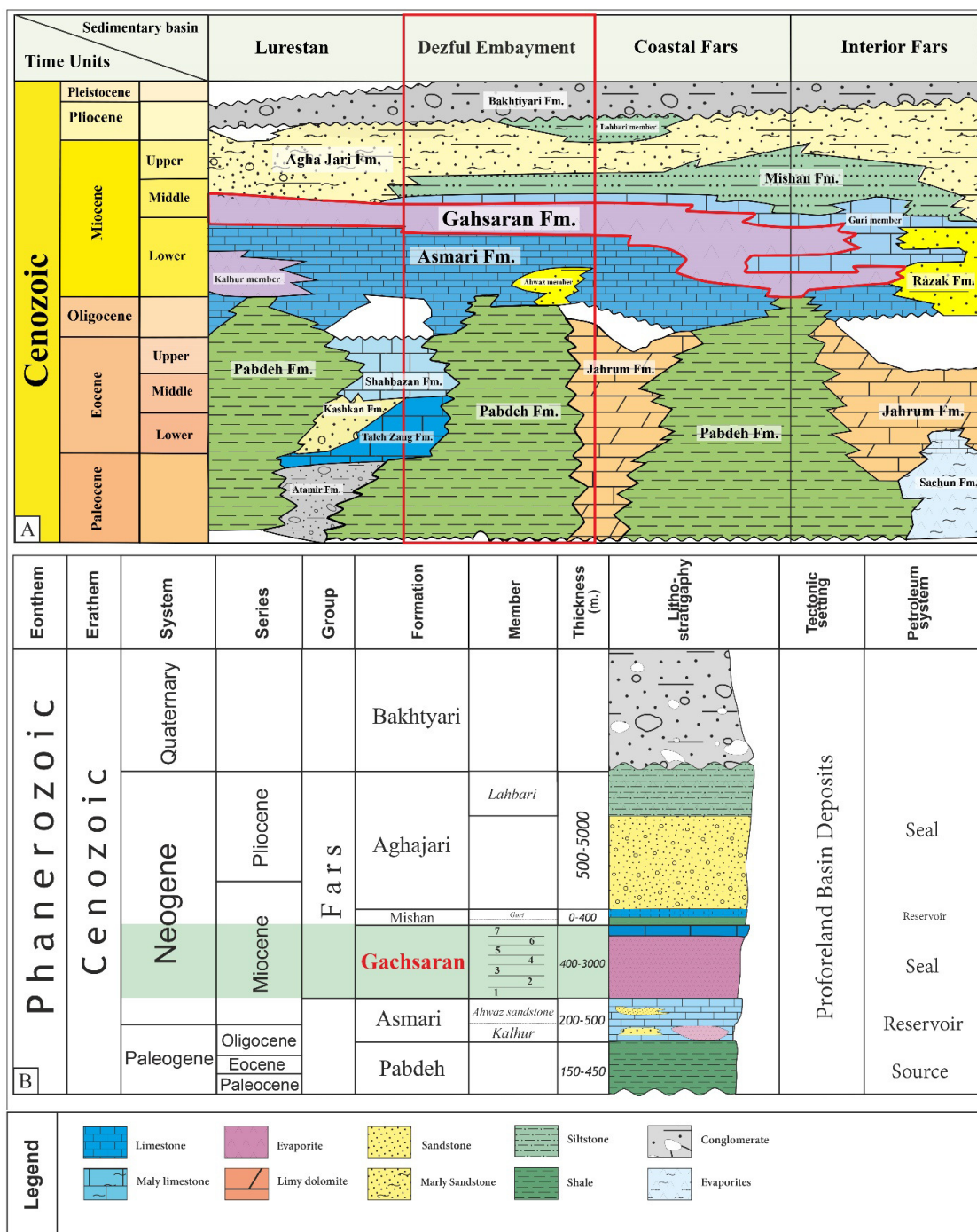
در مطالعات زیرسطحی از داده‌های لاگ‌های الکتریکی و اطلاعات پروفایل‌های لرزه‌ای دوبعدی جهت مطالعه ساختاری و تکنیکی همراه با تفکیک خصوصیات سنگ‌شناسی مختلف استفاده شد. به منظور مطالعات تکمیلی از آنالیزهای ژئوشیمیایی پراش پرتو ایکس (XRD) و نیز آنالیز برم همراه با شناسایی و تفکیک بلورهای مختلف هالیت، انیدریت و ژپس از تصاویر میکروسکوپ الکترونی (۱۰ نمونه در دانشگاه شهید بهشتی) استفاده شد.

#### ۴- بحث و تحلیل یافته‌های پژوهش

مخازن سنوزویک بخش شمالی خلیج فارس که مربوط به رخساره‌های کربناته پلت‌فرمی و آب‌های عمیق هستند (سازندهای آسماری، یوفرات، جریب) دارای تولید بالایی بوده و با لایه‌های نمک سازند گچساران (فارس زیرین) به سن میوسن میانی و رسوبات معادل آن پوشیده شده‌اند (وارن، ۲۰۱۶) (شکل ۳). این تبخیری‌ها از نوع

<sup>1</sup> Saltran

<sup>2</sup> Bulge



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی واحدهای رسوبی، (A) سنوزوئیک در زاگرس چین‌خورده و پراکندگی سازند گچساران در نواحی مختلف (با تغییرات و اقتباس از جیمز و وایند، ۱۹۶۵، B) توالی سنوزوئیک در فروافتادگی دزفول همراه با موقعیت چینه‌شناسی سازند گچساران (با اقتباس و تغییرات از کلمن ساد، ۱۹۷۸ و گزارشات داخلی شرکت ملی نفت ایران).

۴-۱- انحلال‌پذیر و متحرک بوده (گیل و آلا، ۱۹۷۴) و این ویژگی منجر به نبود توالی کامل این سازند در نواحی مختلف شده است (ستوده‌نیا، ۱۹۷۲). بر اساس مطالعات واتسون (۱۹۶۰) در این سازند ۷ بخش متفاوت معرفی

۴-۱- تقسیمات ساختاری و تکتونیکی در سازند گچساران سازند گچساران به لحاظ جایگاه تکتونیکی یک واحد نامقاوم می‌باشد که در پاسخ به فشار تفریقی به شدت

متعدد. در این میدان بر روی تاقدیس آسماری انواع مختلف چین و گسل از محل افق بخش ۴ گچساران به طرف سطح وجود دارد که تقاون دگرشکلی‌ها در پایین و بالای واحد ۴ در این سازند نشان‌دهنده نقش زون جداکننده این واحد می‌باشد. همچنین توالی‌های زیرین سازند گچساران به احتمال زیاد حاصل چین‌خوردگی بر روی سطح جدایشی یا دکولمانی بوده که در سازند هیت تشکیل شده‌اند.

شده است. در محدوده میدان نفتی گچساران بر اثر چین‌خوردگی و راندگی زاگرس این رسوبات دگرشکل شده که دو قسمت کاملاً مجزا در این توالی‌ها قابل تشخیص می‌باشند: ۱- واحد زیر بخش ۴ سازند گچساران که به صورت تاقدیس بوده و این شکل تاقدیسی در بخش‌های زیرین سازند گچساران، آسماری و سازندهای زیرین قابل شناسایی است، ۲- واحد بالایی واقع در راس بخش ۴ سازند گچساران با چین‌خوردگی‌ها و راندگی‌های

System		Series		Saudi Arabia	Southwestern Iraq	Coastal Fars, Iran	
Tertiary	Eocene	Pliocene	Upper	Hofuf	Dibdibba	Bakhtyari	
		Miocene	Middle	Dam ? ?	Lower Fars ? Jeribe ? (basinwide)	Agha Jari	
			Lower	Hadruk	Euphrates Ghar	Mishan	
	Paleogene	Oligocene	Pre-Neogene unconformity				Fars Group
		Eocene	Middle	Dammam	Alat Mbr.	Asmari	
					Khobar Lst. Member		
					Alveolina Lst. Member		
					Saila Sh. Mbr.		
	Midra Sh. Mbr.						
	Lower	Rus (platform evaporite)	Rus (platform evaporite)	Jahrum			
Paleocene	Um er Radhuma	Um er Radhuma	Pabdeh				

شکل ۳. تصویر شماتیک چین‌شناسی رسوبات سنوزویک خلیج فارس در عربستان سعودی، عراق و ایران همراه با موقعیت چین‌شناسی سازند گچساران (اقتباس از تل، ۱۹۷۳؛ شارلند و همکاران، ۲۰۰۱؛ علوی، ۲۰۰۴؛ وارن، ۲۰۱۶).

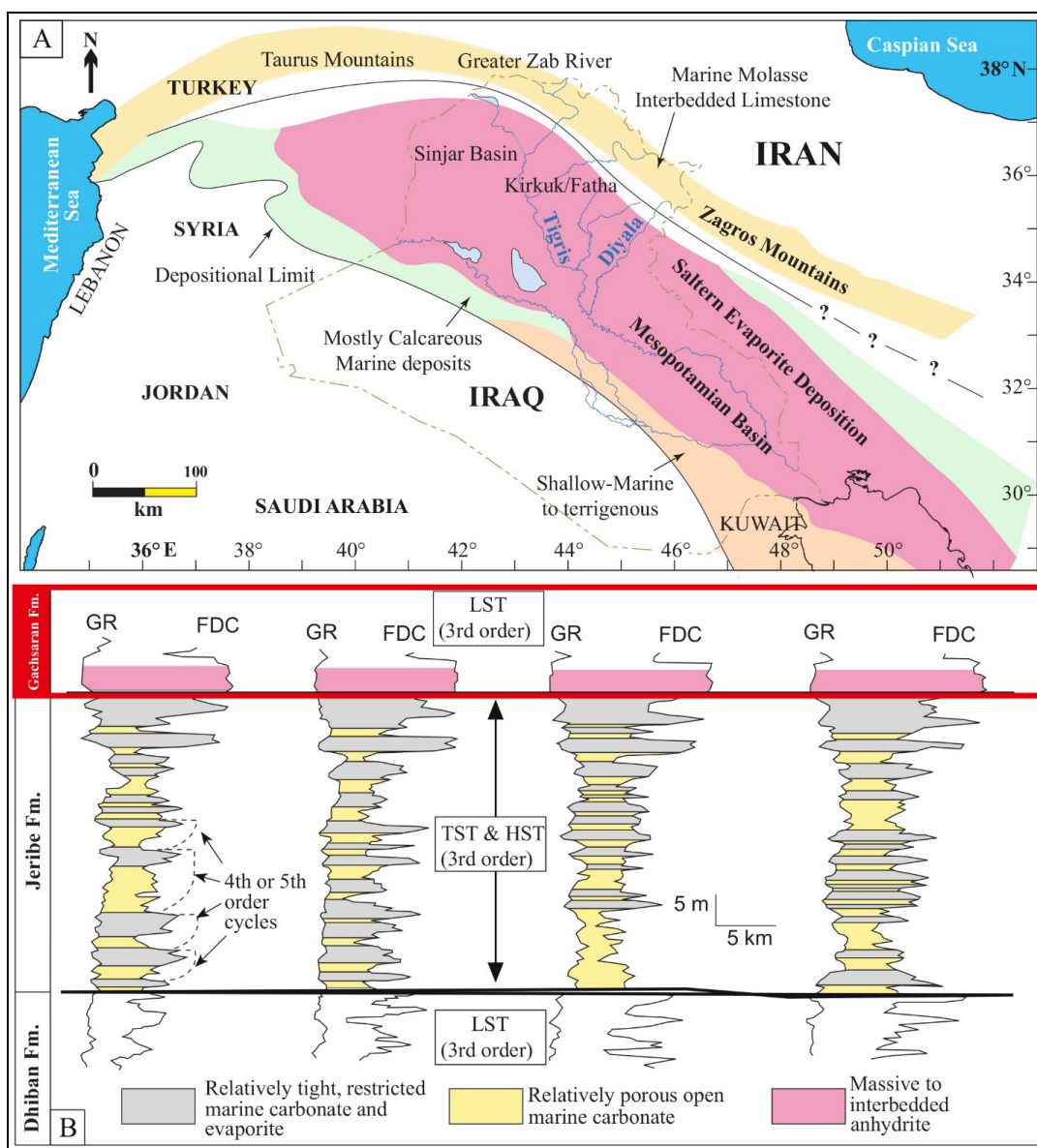
بردن به سبک دگرشکلی در سازند گچساران در نظر گرفت. هندسه ساختاری سازند گچساران در بالای تاقدیس زیرسطحی آسماری در منطقه مورد مطالعه با حضور چاه X قرار دارد، که به صورت شماتیک در شکل ۶ نشان داده شده است. به منظور ترسیم این نیمرخ ساختاری مقطعی عرضی عمود بر یال شمال‌خاوری تاقدیس آسماری در میدان گچساران زده شده است (در امتداد  $S35^{\circ}W, N35^{\circ}E$ )، و از داده‌های مربوط به برداشت‌ها و پیمایش‌های صحرائی و نیز داده‌های حاصل از حفاری استفاده شد. این مقطع عرضی برآیند مقاطع عرضی مطالعه شد در منطقه می‌باشد.

#### ۴-۲- تفسیر نیمرخ ساختاری

با توجه به داده‌های مربوط به راس واحدهای چین‌شناسی حاصل از چاه و داده‌های به دست آمده از نقشه کنترولی زیرسطحی راس سازند آسماری<sup>۱</sup> و برداشت‌های صحرائی (شکل ۵)، یک نیمرخ ساختاری برای ناحیه‌ای که چاه X گچساران در آن واقع شده است، ترسیم گردید. در این نیمرخ، هندسه ساختاری موجود در سازند گچساران و نیز سازند آسماری و طبقات زیرین طراحی شده‌اند. در واقع بر اساس اطلاعات موجود، میدان نفتی گچساران را می‌توان به عنوان پنجره‌ای جهت پی

<sup>1</sup> Top As. UGC map

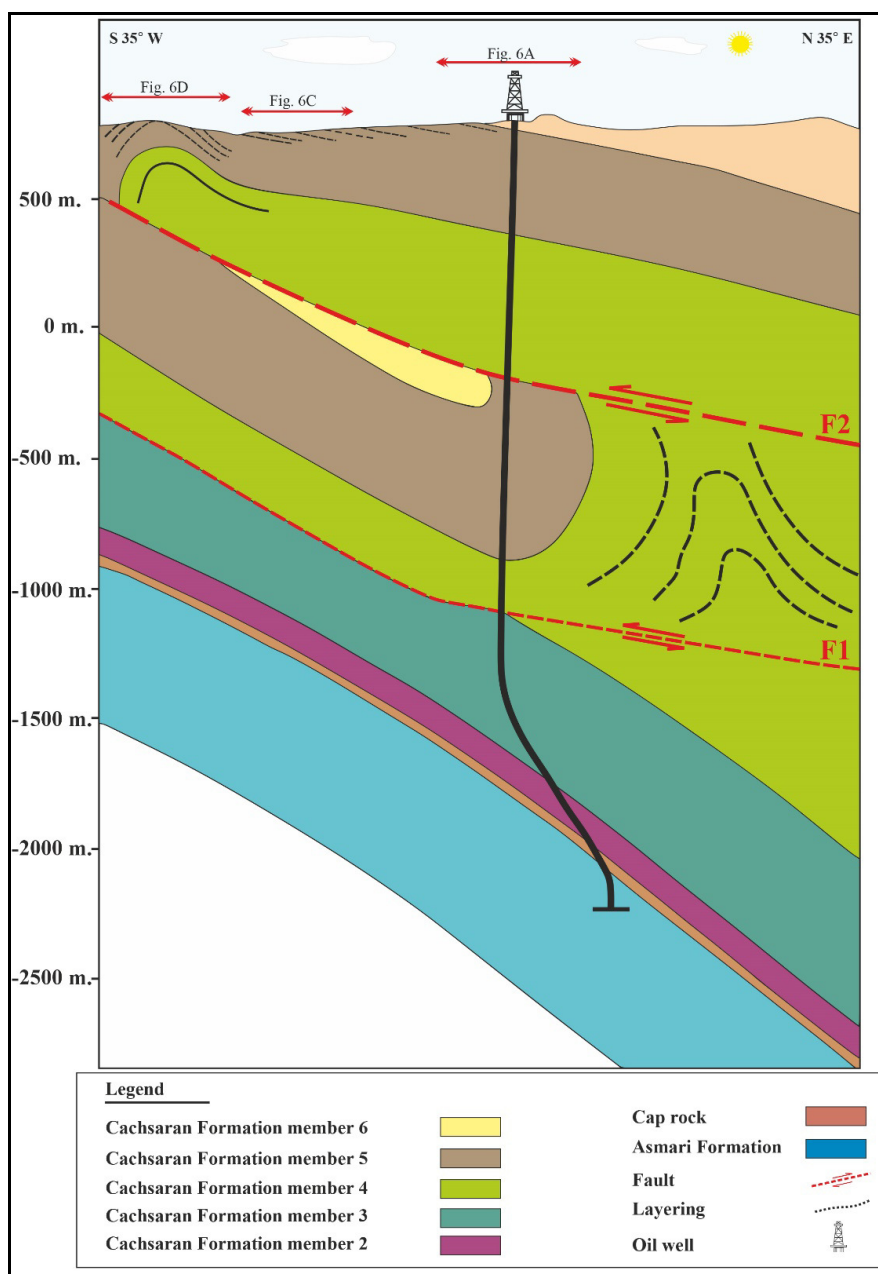




شکل ۴. پوش‌سنگ میوسن میانی سازند گچساران در بخش شمالی خلیج فارس. (A) نقشه پراکنده‌گی توزیع تبخیری‌های سازند گچساران و معادلات آن در حوضه مزوپتامین و موقعیت حوضه‌های فاتا/کروک و زیرحوضه سینجار (اقتباس از الجبیری و مک‌کان، ۲۰۰۸؛ المورانی، ۱۹۸۶؛ سان و استبان، ۱۹۹۴؛ وارن، ۲۰۱۶). (B) برش عرضی توالی میوسن زیرین در خاورمیانه، بخش مرکزی عراق (المورانی، ۱۹۸۶؛ سان و استبان، ۱۹۹۴؛ وارن، ۲۰۱۶).

داده‌های ژئوفیزیکی با اطلاعات حاصله، منجر به تعیین روند کلی ساختار مورد نظر شده که با توجه به محدودیت در انتشار اطلاعات موجود (از سوی شرکت ملی نفت ایران) فقط خروجی داده‌ها و چاه مورد مطالعه ارائه شده است. در سطح زمین از سمت شمال‌خاور به طرف جنوب باختر (از راست به چپ نیمرخ شکل ۵) شواهد زیر بدست آمد:

در تهیه برش عرضی برای هر چاه از اطلاعات مربوط به چاه‌های مجاور، داده‌های لرزه‌ای و اطلاعات مربوط به برداشت‌های سطحی و پیمایش‌های صحرایی استفاده شده است. لذا نتایج حاصل از شیب لایه‌ها در زیرزمین بر اساس چاه‌های حفاری شده در محدوده مورد مطالعه این چاه بوده و نتایج آن با داده‌های چاه‌پیمایی و اطلاعات حاصل از خرده‌های حفاری تایید شده است (تعیین شیب لایه‌ها و تایید داده‌های زیرسطحی). هم‌چنین تلفیق



شکل ۵. نیم‌رخ ساختمانی ترسیم شده از میدان گچساران در محل حفر چاه X، (عضو ۱ معادل پوش سنگ می‌باشد).

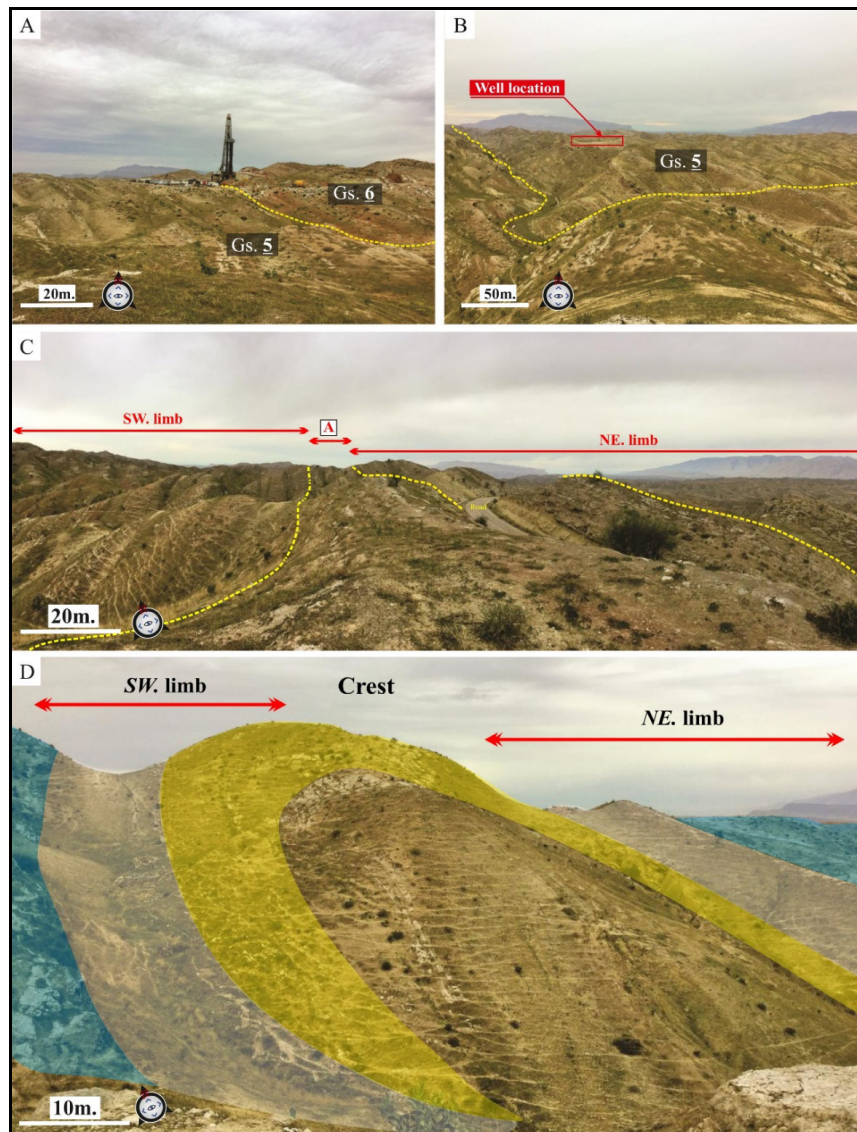
طوری که هم ناحیه محوری و هم یال دیگر یعنی یال جنوب‌باختری نیز قابل شناسایی هستند (شکل ۶ C و D).

در مجموع پیرامون میدان نفتی گچساران، آنچه در سطح زمین رخنمون یافته تاقدیسی برگشته بوده که از سمت جنوب‌باختر بریده و رانده شده است. از میان واحدهای چینه‌شناسی متأثر شده در این شکل ساختاری (تاقدیس برگشته) بخش‌های ۵ و ۶ سازند گچساران در سطح زمین رخنمون یافته‌اند. تغییرات عمقی واحدهای

۱- بخش ۶ سازند گچساران که در آن طبقات به طور عمومی حدوداً ۲۰ درجه به سمت شمال‌خاور شیب دارند (شکل ۶، A)؛ چاه X گچساران تقریباً در مرز بخش ۶ و بخش ۵ قرار دارد (شکل ۶، A)؛ ۳- طبقات شیب‌دار بخش ۵ تقریباً ۲۰ درجه به سمت شمال‌خاور شیب دارند (شکل ۶، B)؛ ۴- این طبقات شیب‌دار به سمت منتهی‌الیه جنوب‌باختری نیم‌رخ به طور کاملاً مشخص شیب‌شان بیشتر می‌شود (۵۰ درجه به سمت شمال خاور) و در ادامه شکل تاقدیسی را نشان می‌دهند، به

تاق‌دیس برگشته‌ای را تصویر نمود که هسته آن بخش ۴ بوده و حرکات در درون زون جدایشی<sup>۱</sup> بخش ۴ منجر به تشکیل آن شده است.

مختلف در منطقه مورد مطالعه در شکل ۵ قابل مشاهده هستند. به طور کلی، از بخش ۴ به سمت بالا سبک ساختاری با زیر بخش ۴ کاملاً متفاوت است. بر اساس اطلاعات موجود، در قسمت بالای بخش ۴ می‌توان



شکل ۶. موقعیت میدانی سازند گچساران و واحدهای مارنی، تبخیری و کربناته پیرامون میدان نفتی گچساران، (A) نمایی از طبقات رخنمون یافته از سازند گچساران در محل چاه با نگاه به سوی شمال‌باختر (به وضعیت شیب طبقات دقت شود)، (B) نمایی از طبقات رخنمون یافته از سازند گچساران در جنوب‌باختر محل چاه با نگاه به سوی شمال‌باختر، (C) نمایی از طبقات رخنمون یافته از سازند گچساران در منتهی‌الیه جنوب‌باختری خط مقطع با نگاه به سوی شمال‌باختر (در شکل یک تاق‌دیس کامل قابل تشخیص است)، (D) در این تصویر که یال جنوب‌باختری تصویر C با بزرگنمایی بالا است شکل تاق‌دیس برگشته در طبقات بخش ۵ سازند گچساران را نشان می‌دهد. این بخش توسط گسل  $F2$  بریده شده و بر روی یال تاق‌دیس دیگری که زون جدایشی دیگری که گسل  $F1$  از بخش ۴ آن را به وجود آورده، رانده شده است. در زیر بخش ۴ طبقات بخش‌های ۲، ۳ و پوش‌سنگ از شکل ساختاری ایجاد شده در سازند آسماری (تاق‌دیس آسماری به پایین میدان گچساران) تبعیت می‌کنند.

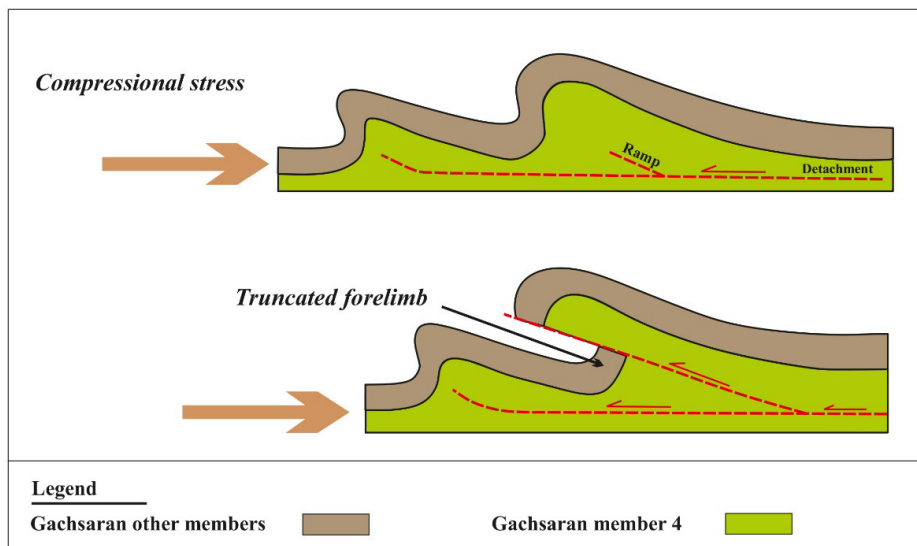
<sup>1</sup> Detachment zone



پدیدار شود واحد چینه‌شناسی بسیار مناسبی است. حرکت در این زون جدایشی و تجمع مواد در محل‌هایی که این حرکت متوقف شده منجر به تشکیل چین‌های جدایشی شده است. در ادامه کوتاه‌شدگی تحت تنش فشارشی، این چین می‌توانند برگشته شده و حتی در یال جلویی<sup>۱</sup> آن، رمپ تراستی به وجود آمده‌اند و در ادامه کل چین بر روی یال جلویی (یال جنوب‌باختری) رانده شده و احتمالاً تا مسافت‌های طولانی می‌تواند جابجا شده باشد. بخش ۴ با توجه به ویژگی‌های خود قابلیت تشکیل چین‌های مشابه را داشته که در ادامه با تداوم کوتاه‌شدگی این چین‌ها بر روی هم رانده می‌شوند (شکل ۷). در ابتدای کوتاه‌شدگی، این زون‌های جدایشی در بخش ۴ افقی بوده و در ادامه کوتاه‌شدگی و تشکیل چین، توالی‌های سازند آسماری و رسوبات زیرین در سطوح جدایشی نیز شیب‌دار شده‌اند.

#### ۳-۴- بحثی پیرامون کینماتیک شکل‌گیری ساختارهای موجود در بخش ۴ به بالای سازند گچساران

در منطقه مورد مطالعه سازند گچساران در اواخر پلیوسن تحت تاثیر فعالیت تکتونیکی فشارشی قرار گرفته است (عبداللهی‌فرد، ۱۳۸۵)، که بر اثر آن دیاپریسم، چین‌خوردگی‌های نامنظم و آشفته، روراندگی و تغییرات ضخامت در آن به وجود آمده است. این فرآیندها نه تنها تحت تاثیر حرکات فشارشی و شناوری نبوده بلکه وزن چینه‌های رشدی (مانند سازند آغاچاری) که همزمان با فرونشست ناودیس‌های حاشیه‌ای پر شده‌اند، این پدیده‌ها را شتاب بخشیده است (تویس و مورس، ۱۹۹۲). در میدان نفتی مورد مطالعه بخش ۴ سازند گچساران با حجم بالای لایه‌های نمکی، هنگامی که تحت تنش فشارشی قرار می‌گیرد، برای تبدیل شدن به یک زون جدایشی که در بالای آن می‌تواند چین‌خوردگی جدایشی



شکل ۷. مدلی شماتیکی از نحوه تشکیل ساختارهای درونی سازند گچساران در بالای بخش ۴. بخش ۴ به عنوان یک زون جدایشی بوده و علت ایجاد تاقدیس‌های جدایشی موجود در بالای خود بوده که ادامه کوتاه‌شدگی، ایجاد رمپ تراستی و رانده شدن این تاقدیس‌ها بر روی یکدیگر را موجب شده است. یال جلویی با تراست بریده شده و قادر است تا مسافت‌های نسبتاً زیادی جابجا شود.

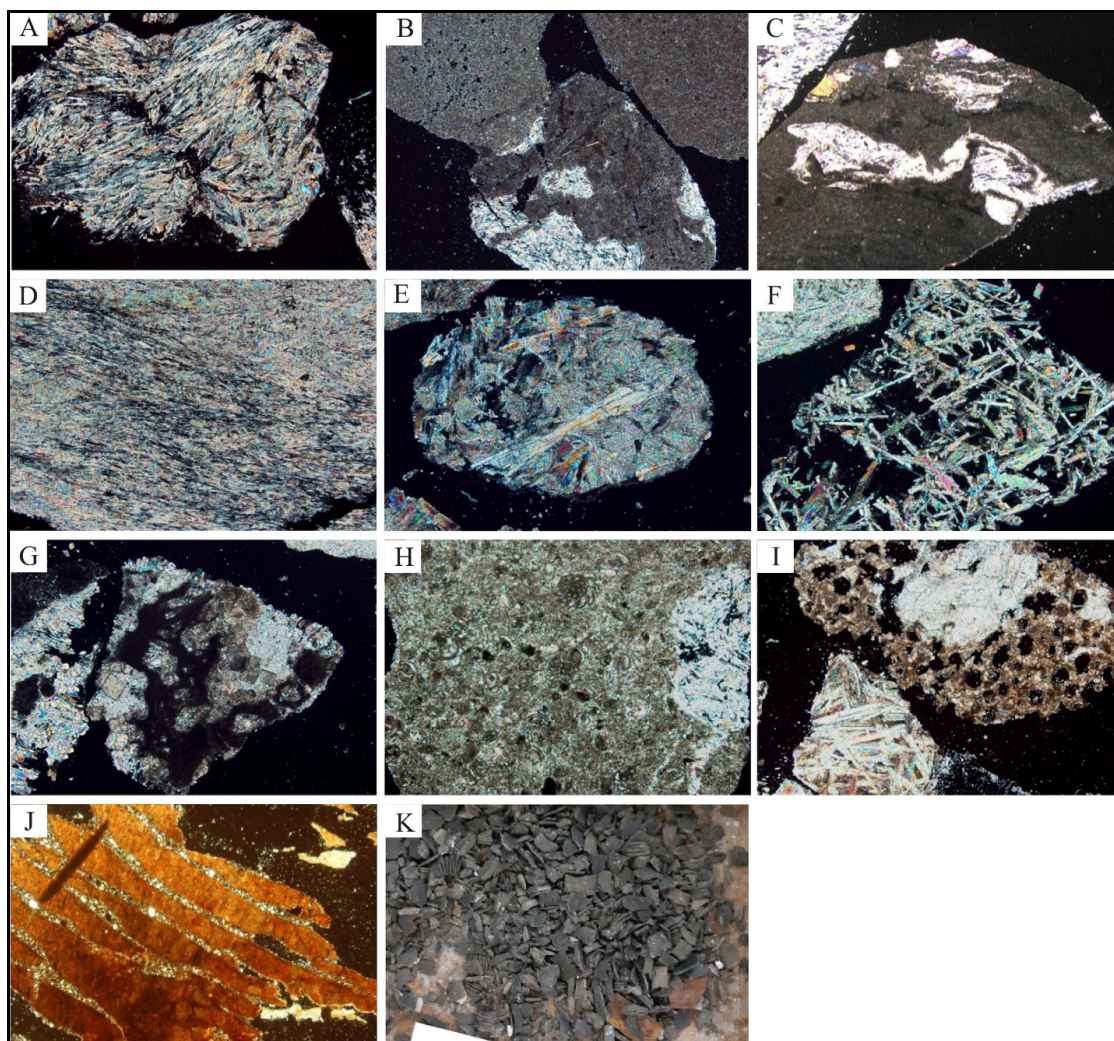
فابریک‌های متنوعی از رسوبات تبخیری به صورت مجزا یا همراه با رسوبات غیرتبخیری را نشان می‌دهد. عمده این فابریک‌ها به صورت ثانویه بوده و ناشی از تبدیل ژپیس به انیدریت در طی فرآیند دیاژنز تشکیل شده‌اند. این فابریک‌ها در شکل ۸ ارائه شده‌اند.

#### ۴-۴- مطالعات پتروگرافی و مدل رسوبی

##### ۴-۴-۱- فابریک‌های میکروسکوپی

با توجه به برش‌های نازک میکروسکوپی مربوط به خرده‌های حفاری سازند گچساران در میدان نفتی گچساران مطالعه پتروگرافی ۸۰ برش‌نازک میکروسکوپی،

<sup>1</sup> Forelimb



شکل ۸. تصویر انواع فابریک‌ها و خصوصیات سنگ‌شناختی مورد مطالعه در برش‌های نازک میکروسکوپی سازند گچساران. (A) نودول‌های انیدریت با بافت الواری، (B) فابریک انترولیتیک انیدریتی درون مادستون‌ها، (C) فابریک پورفیروبلاستی، (D) انیدریت با بافت جریان‌ی، (E) انیدریت با بافت شعاعی و اسفرولیتی، (F) بافت لانه مرغی در بلورهای الواری و اسفرولیتی انیدریت، (G) سیمان پوئیکیلوتاپیک دولومیت درون انیدریت، (H) نودول‌های انیدریت درون مادستون، (I) بافت لانه زنبوری درون مادستون تا وکستون، (J) شیل‌های بیتومینه در برش‌های نازک میکروسکوپی و (K) شیل‌های بیتومینه مربوط به خرده‌های حفاری.

#### ۴-۵- رخساره‌ها و محیط‌رسوبی

از مهم‌ترین عوامل اصلی در تفسیر محیط‌های دیرینه، شناسایی رخساره است (سلی، ۱۹۹۶). به طور کلی یک رخساره رسوبی جهت معرفی نیازمند خصوصیات سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی مشخصی است تا به آسانی از دیگر رخساره‌ها قابل تفکیک باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). تفاوت عوامل رسوب‌شناسی و زیستی علت اصلی اختلاف در رخساره‌های میکروسکوپی است. این عوامل شامل فعالیت موجودات، انرژی آب، میزان اکسیژن، عمق آب، شدت نور، درجه شوری آب، حرارت آب، نرخ ورود مواد آواری و جنس بستر است (فلوگل، ۲۰۱۰؛ تاکر، ۲۰۰۹).

سازند گچساران در میدان نفتی گچساران متشکل از انیدریت، نمک، مارن‌های خاکستری و قرمز رنگ همراه با میان لایه‌های نازک کربناته می‌باشد. با مطالعه برش‌های نازک میکروسکوپی مربوط به خرده‌های حفاری چاه X در این میدان در مجموع سه گروه رخساره‌ای متفاوت شامل کربناته، آواری و مارنی-تبخیری از یکدیگر تفکیک شده‌اند که در ادامه شرح داده می‌شوند. در مجموع با توجه به مطالعات صورت گرفته رخساره‌های مورد مطالعه در ۲ کمر بند رخساره پهنه جزرومدی (متشکل از سیخا و کفه‌های شورابه) و لاگون تشکیل شده‌اند.

## ۴-۵-۱- مجموعه رخساره‌های کربناته

این مجموعه شامل ۷ رخساره به شرح زیر است.

## مجموعه رخساره‌های پهنه جزرومدی

**رخساره مادستون:** این رخساره عمدتاً از گل‌آهکی تشکیل شده است که حاوی کمتر از ۵ درصد خرده‌های اسکلتی است. در بعضی از نمونه‌های مورد مطالعه، این رخساره حاوی بلورهای ریز انیدریت است (شکل ۱۰، A). بر اساس مطالعات صورت گرفته و ویژگی‌های این رخساره همچون فقدان فسیل و دانه‌ریز بودن و رخساره‌های پیرامون آن در طول ستون چینه‌شناسی این رخساره در یک محیط سبخای ساحلی بالای جزر و مدی تشکیل شده است. فقدان فسیل در این رخساره نشانه چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات دریایی است (الشهران و کندال، ۲۰۰۲).

**رخساره مادستون ماسه‌دار:** رخساره مادستون ماسه‌دار متشکل از گل‌آهکی با ذرات کوارتز با حدود ۳۰ درصد فراوانی در اندازه‌های ۰/۵ تا ۰/۱ میلی‌متر می‌باشد (شکل ۹، B). وجود رخساره‌های کربناته با مواد آواری حاکی از تنه‌نشست آن‌ها در شرایط مزو تا میکروتایدال می‌باشند (دیل و همکاران، ۲۰۰۵). وجود ذرات کوارتز در این رخساره می‌تواند نشان‌دهنده عملکرد فرآیندهای مختلف از جمله جریان‌های ساحلی و توفان‌های موقتی در محیط لاگونی یا پهنه‌های جزرومدی است که منجر به حمل این ذرات آواری می‌شوند (مارتین شیولت و همکاران، ۱۹۹۵). در طول ستون چینه‌شناسی سازند گچساران این رخساره دارای فراوانی ۳۰ تا ۳۵ درصد بوده و متشکل از ذرات آواری کوارتز ریز تا متوسط بلور، زاویه‌دار تا کمی گرد شده در زمینه‌ای گلی است (شکل ۹، B).

**رخساره دولومادستون:** دولومیت‌های سازند گچساران در توالی‌های مورد مطالعه همراه با دیگر رخساره‌های کربناته و میان لایه‌های تبخیری به صورت بلورهای بسیار ریز تقریباً یک اندازه و فاقد فسیل مورد مطالعه قرار گرفتند (شکل ۹، C). وجود دولومیت‌های صفحه‌ای<sup>۱</sup> (سیلی و گرگ، ۱۹۸۷) نشان‌دهنده تنه‌نشست و تشکیل این نوع دولومیت‌ها در شرایط همزمان با رسوب‌گذاری

است. دولومادستون‌ها نشان‌دهنده محیط سبنا یا بخش داخلی یک پهنه گلی جزر و مدی می‌باشند (شین، ۱۹۸۳؛ آدابی، ۲۰۰۹) دولومیت‌های ریز بلور بین لایه‌های همراه با کانی‌های تبخیری، به طور معمول از شورابه‌های تبخیری محیط‌های سبخایی، همانند سبخای کواترنری خلیج فارس می‌توانند نشأت گرفته باشند (وارن، ۲۰۱۶).

## مجموعه رخساره‌های لاگونی

**رخساره اینتراکلاست پکستون:** این رخساره از اینتراکلاست‌های میکربیتی زاویه‌دار همراه با پلوییدهای در اندازه ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر (با فراوانی کم‌تر) تشکیل شده است (شکل ۹، D) که در نمونه‌های مورد مطالعه اینتراکلاست‌ها حدود ۶۰ تا ۷۰ درصد فراوانی دارند. از ویژگی‌های بارز این رخساره فرآیند دیاژنزی است که باعث جایگزینی انیدریت پیرامون اینتراکلاست‌ها شده است. در این رخساره عدم وجود فسیل و میکربیتی بودن اینتراکلاست‌ها حاکی از کنده‌شدگی آن‌ها از بستر گلی می‌باشد. با توجه به ویژگی این رخساره و نیز رخساره‌های پیرامون آن، اینتراکلاست پکستون در سازند گچساران ناشی از عمکرد جریان‌های بین جزرومدی تشکیل شده است.

**رخساره بیوکلاست وکستون:** این رخساره مربوط به محیط لاگون در سازند گچساران متشکل از فرامینیفراهای بنتیک مانند روتالیا، میلیولید با فراوانی ۲۵ تا ۳۰ درصد همراه با ذرات فرعی از قبیل دانه‌های پراکنده کوارتز در اندازه سیلت یا ماسه بسیار دانه‌ریز می‌باشد که در زمینه‌ای میکربیتی دولومیتی شده قرار گرفته‌اند (شکل ۹، E). این رخساره با موجودات بنتیک فراوان نشان‌دهنده محیط‌های لاگونی مجاور پهنه‌های جزر و مدی و یا سبخاها است (لخدر و همکاران، ۲۰۰۶) که در رسوبات سازند گچساران نشان‌دهنده شوری بیش از حد نسبت به آب دریای طبیعی است که کم بودن و پراکنده بودن فسیل‌های محیط‌های ساحلی یکی از نشانه‌های آن است (سن و هرسی، ۲۰۰۲).

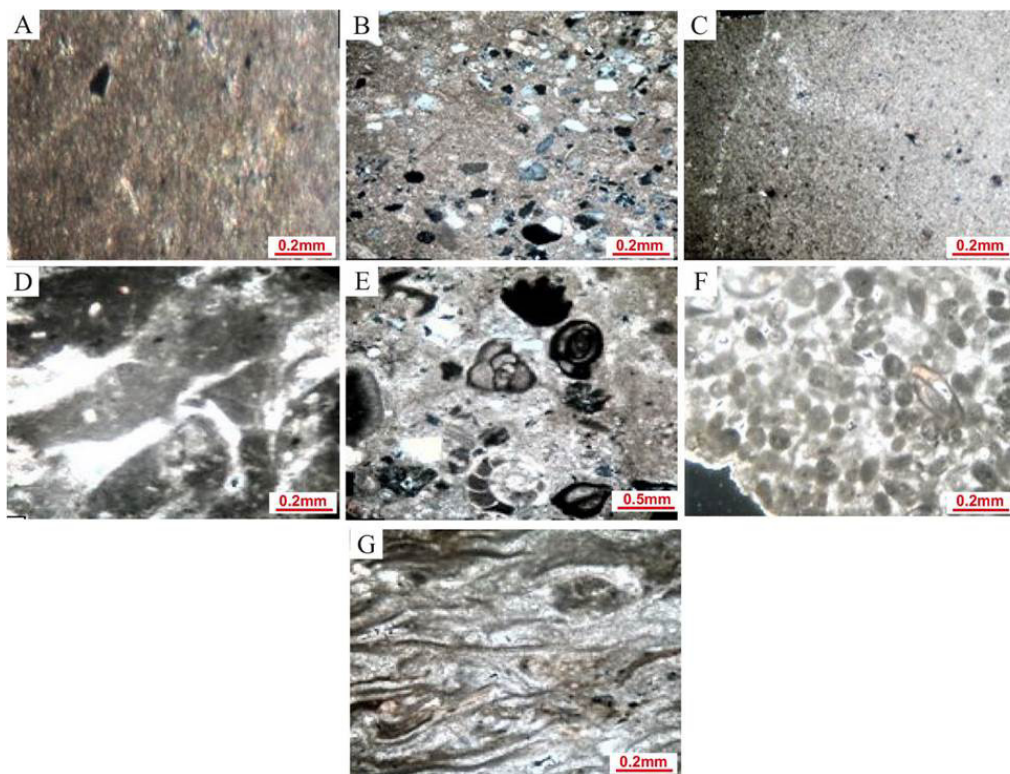
**رخساره پلویید پکستون:** یکی از بارزترین آلوکم‌ها در رسوبات مورد مطالعه سازند گچساران پلوییدها هستند که اندازه‌ای در حدود ۰/۱ میلی‌متر داشته و دارای حدوداً ۶۰ درصد فراوانی هستند که به همراه آن‌ها فرامینیفراهای بنتیک به صورت محدود نیز حضور دارند

<sup>1</sup> Planar



بیوکلاست پکستون: این رخساره متشکل از حدود ۷۰ درصد خرده‌فسیل‌های دوکفه‌ای بوده و اجزاء اسکلتی موجود تحت تاثیر فرآیند دیازنزی میکربیتی شدن و نئومورفیسم قرار گرفته‌اند (شکل ۹، G). در برخی از رسوبات متعلق به این رخساره از حوضه رسوبی سازند گچساران بلورهای تبخیری جایگزین میکربیت شده‌اند. این رخساره در طول ستون چینه‌شناسی سازند گچساران بیش‌تر در رسوبات بخش‌های D و F مورد مطالعه قرار گرفت.

(شکل ۹، F). با توجه به جورشدگی و گردشدگی خوب پلوئیدها که می‌تواند حاکی از اختصاصات پلوئیدهای مدفوعی باشد (باگز، ۲۰۱۶)؛ این رخساره همراه با رخساره‌های مجاور در طول ستون چینه‌شناسی به محیط لاگون سازند گچساران تعلق دارد. لازم به ذکر است که این آلوکم‌ها در سواحل جنوبی خلیج فارس بخش اعظم رسوبات آهکی مناطق لاگونی را تشکیل می‌دهند (قضبان، ۲۰۰۷).



شکل ۹. تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های کربناته مورد مطالعه در سازند گچساران، (A) رخساره مادستون، (B) رخساره مادستون ماسه‌دار همراه با دانه‌های زاویه‌دار تا گرد شده ماسه، (C) رخساره مادستون دولومیتی شده که بلورها در اندازه دولومیکربیت هستند، (D) رخساره اینتراکلاست پکستون، (E) رخساره بیوکلاست پکستون محیط لاگون با فراوانی فرامینیفرها، (F) رخساره پلوئید پکستون با پلوئیدهای تقریباً گرد تا بیضوی شکل و (G) رخساره بیوکلاست پکستون که عمیق‌ترین رخساره کربناته سازند گچساران در محیط لاگون این سازند در نظر گرفته شد.

### رخساره‌های مارنی

رخساره بین ۱ تا ۱۵ متر ضخامت داشته و به رنگ‌های خاکستری و قرمز دیده می‌شود (شکل ۶، A و B). معمولاً رخساره مارنی خاکستری رنگ سازند گچساران در تناوب با انیدریت و در مواردی با سنگ‌آهک می‌باشد. تناوب انیدریت با مارن در حوضه‌هایی مانند مسینین اسپانیا (سری، ۲۰۱۹؛ ولف و همکاران، ۲۰۱۹؛ مایکلزیک، ۱۹۹۱) و زشتاین لهستان (بیرنکا و همکاران، ۲۰۰۵)

مارن‌ها رسوبات دانه‌ریزی هستند که از نسبت‌های مختلف رس و کلسیت یا آراگونیت تشکیل شده‌اند (ولف و همکاران، ۲۰۱۹). این واژه بیش‌تر برای توصیف رسوبات دریاچه‌ای یا مردابی مورد استفاده قرار می‌گیرد اما ممکن است در رسوبات دریایی نیز به کار برده شود (شرنبرگر و همکاران، ۲۰۰۳). در منطقه مورد مطالعه این



جان‌شینی ژئوپس تشکیل می‌شود (آدامز و دیاموند، ۲۰۱۹؛ التبخ و همکاران، ۱۹۹۸). مهم‌ترین فرآیند تشکیل انیدریت از دست دادن آب ژئوپس در هنگام تدفین در اعماق چندمتری یا اعماق بیش‌تر بوده (کاسله و همکاران، ۲۰۱۹؛ اوتری و اسلاونی، ۲۰۰۴؛ اسپنسر و لونس‌تین، ۱۹۹۰) و یا می‌تواند ناشی از سبخزایی سالی‌نا در ادامه نوسانات سطح آب دریا در محیط‌های کم عمق ساحلی صورت گرفته باشد (بیتزر، ۲۰۰۴).

#### رخساره‌های شیلی

کانی‌های جزء مهمی از رسوبات تبخیری پرکننده حوضه‌های بزرگ و کانی اصلی در دریاچه‌های نمکی و حوضچه‌های شور عهد حاضر است (سنسی و همکاران، ۲۰۲۰؛ تاکر، ۲۰۰۹) به‌رودی و خوبی (۲۰۰۴) حجم زیاد نمک سازند گچساران را مربوط به فرسایش نمک سری هرمز تفسیر کرده‌اند که بر اثر فعالیت‌های تکتونیکی، حوضه زاگرس بالا آمده و در معرض آب‌های متاوریکی قرار گرفته است. با توجه به تشکیل این کانی در محیط‌های دریایی و غیردریایی، به منظور شناخت نوع محیط تشکیل این کانی در ادامه بحثی ارائه شده است.

تبخیری‌های دریایی و غیردریایی با محتوی برم موجود در آن‌ها قابل تفکیک هستند (سنسی و همکاران، ۲۰۲۰؛ وارن، ۲۰۱۰؛ تابرر و همکاران، ۲۰۰۰؛ هاردی، ۱۹۸۴). نظریات مختلف در این زمینه عبارتند از: ۱- پرتسمن و هولسر (۱۹۸۸) که به عقیده ایشان هالیت دریایی معمولاً از آب‌هایی با مقدار برم ( $ppm$  ۴۰ تا ۲۰۰) رسوب می‌کند، اما هالیت مربوط به چرخه دوم (هالیت غیردریایی) ناشی از انحلال سنگ‌های نمک، مقدار برم کمتری دارد (کمتر از  $ppm$  ۲۰)، ۲- تاکر (۲۰۰۹) مقدار برم در کانی‌های هالیت غیردریایی را کمتر از ( $ppm$  ۵۰) گزارش کرد و تغییرات برم هالیت در یک توالی چینه‌ای را ارائه نمود (شکل ۱۰، A). مقادیر برم نمک بخش ۴ سازند گچساران بین ( $ppm$  ۷۳ تا ۹۷) است (شکل ۱۰، B) که بر اساس مطالب عنوان شده توالی نمک منطقه مورد مطالعه در محدوده هالیت دریایی قرار می‌گیرد. مقایسه نتایج حاصل از این آنالیز با نمودارهای روند تغییرات مقدار برم در یک توالی (شکل ۱۰، B) نشان می‌دهد که به احتمال زیاد این نمک‌ها بر اثر انحلال دی‌انژنی و ته‌نشست مجدد آن‌ها در آب‌های درون

گزارش شده است که در مجموع به عنوان افت سطح آب دریا تفسیر شده‌اند. نوع دیگری از رخساره ماری سازند گچساران، مارن‌های قرمز رنگی هستند که بیش‌ترین گسترش را در عضوهای ۵ و ۶ دارند. بر اساس مطالعات مختلف منشاء این مارن‌های قرمز در سازند گچساران بادی (گیل و آلا، ۱۹۷۴)، محصول فعالیت‌های شیمیایی (حاجب ۱۳۶۶) و یا محیط‌های دریایی یا شبه‌دریایی<sup>۱</sup> (تاکر، ۱۹۹۹) در نظر گرفته شده است.

#### ۴-۵-۲- رخساره‌های شیلی

با توجه به مطالعات صورت گرفته در سازند گچساران بر اساس برش‌های نازک میکروسکوپی (شکل ۸، A) و خرده‌های حفاری (شکل ۸، K)، بخشی از رسوبات این سازند از شیل‌های بیتومینه تشکیل شده‌اند که بر اساس رخساره‌های مجاور این رسوبات مربوط به دوره پسروری آب دریا همراه با کاهش عمق محیط‌رسوبی می‌باشند. از ویژگی‌های بارز این رخساره فراوانی ماسه‌های بسیار ریزدانه با آن بوده که در مجموع حاکی از ته‌نشست در محیط لاگون می‌باشند.

#### ۴-۵-۳- رخساره‌های تبخیری

علاوه بر رخساره‌های کربناته و شیلی عنوان شده در سازند گچساران، تبخیری‌ها نیز یکی از مهم‌ترین رسوبات تشکیل‌دهنده این سازند هستند. بر اساس مطالعات پتروگرافی سولفات‌ها و نیز آنالیزهای ژئوشیمیایی (پتانسیومتری)، پراش پرتوایکس و نیز تصاویر میکروسکوپ SEM حاصل از خرده‌های حفاری، در سنگ‌های تبخیری چاه X میدان نفتی گچساران، اجزاء اصلی تشکیل‌دهنده رخساره تبخیری کانی‌های هالیت، ژئوپس، انیدریت و نمک هستند.

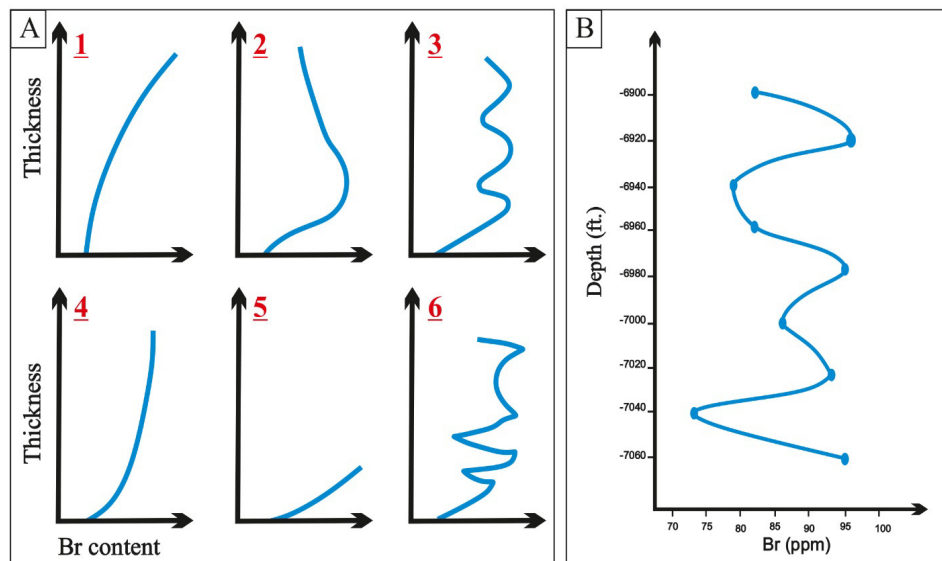
#### رخساره انیدریت

نهشته‌های انیدریتی در میدان نفتی گچساران ضخامتی در حدود ۱ تا ۱۰ متر داشته و عمدتاً بر روی رخساره ماری و در زیر رخساره هالیت واقع شده‌اند. این توالی‌ها عمدتاً به رنگ سفید و خاکستری (ناشی از ناخالصی) هستند. کانی انیدریت به استثناء محیط‌های سبخایی به ندرت به شکل اولیه تشکیل می‌شود و عمدتاً بر اثر

<sup>1</sup> Quasi-marine

تبخیری غیردریایی و عدم تشکیل کانی‌های تبخیری دریایی سری پتاسیم و منیزیم بوده که این امر می‌تواند موید تشکیل آن‌ها در یک کفه نمکی دریایی با شدت تبخیر کم یا تغذیه مکرر آب‌های شیرین باشد. در ادامه نحوه تشکیل نمک‌های موجود در این سازند همراه با شواهد از میکروسکوپ الکترونی و نیز آنالیز پراش پرتو اشعه ایکس (*X-Ray*) مورد بحث قرار گرفته‌اند.

حفره‌ای با مقدار برم کم تشکیل شده‌اند. بنابراین می‌توان کم بودن مقدار برم و تغییرات آن در توالی نمک مورد مطالعه را نتیجه تاثیر فرآیندهای رسوبی (شدت کم تبخیر یا به عبارتی عدم تشکیل کانی‌های تبخیری دریایی سری پتاس و منیزیم مانند سیلویت و کارنالیت که مستلزم تبخیر و شوری زیاد می‌باشند) و دیاژنزی دانست. هم‌چنین نتایج حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی رسوبات سازند گچساران نشان‌دهنده فقدان کانی‌های



شکل ۱۰. A) روندهای احتمالی مقدار برم در حالتی مربوط به توالی‌های رسوبی مختلف (اقتباس از تاکر ۲۰۰۹)، ۱- افزایش برم در حالت نتیجه افزایش شوری شورابه داخل حوضه، ورود کم آب دریایی و عدم خروج شورابه از حوضه، ۲- کاهش برم حالت نتیجه ورود مقدار قابل توجه آب دریایی به داخل حوضه، ۳- تغییر در پروفیل برم حاکی از ورود و تبخیر متناوب آب، ۴- مقدار نسبتاً یکنواخت برم در سراسر توالی. حالت، شوری تقریباً یکسان و ثابتی را در حوضه نشان می‌دهد. برای برقراری چنین حالتی نه تنها ورود منظم آب دریایی به داخل حوضه لازم است بلکه خروج شورابه تلخ از حوضه نیز ضروری است، ۵- حوضه تبخیری به طور کامل خشک شده که این امر باعث افزایش بسیار زیاد مقدار برم در حالت می‌شود و ممکن است در این افق‌ها نمک‌های پتاسیم و منیزیم نیز وجود داشته باشد و ۶- پروفیل نامنظم برم بیانگر نوسانات آشفته میزان شوری شورابه یا انحلال و رسوب مجدد دیاژنزی حالتی در آب‌های دارای برم کم است. و B) مقدار برم اندازه‌گیری شده در نمونه‌های سازند گچساران که بر اساس آن و مقایسه با شکل A، ورود و تبخیر متناوب آب در زمان رسوب‌گذاری و تشکیل تبخیری‌های سازند گچساران صورت گرفته است.

گولداشتاین، ۲۰۰۰). به طور کلی تکرار چرخه‌های کفه نمکی باعث شکل‌گیری حالت لایه لایه با روی هم قرار گرفتن پوسته‌های نازک لایه نمکی شده و با میان لایه‌های گلی، مواد آلی یا سطوح انحلالی از هم جدا می‌شوند. هر چرخه کفه نمکی شامل سه مرحله سیلابی، تغلیظ و خشک شدن می‌باشد (لون‌استین و هاردی، ۱۹۸۵). در ادامه هریک ویژگی این مراحل ارائه شده است.

#### ۴-۶- سیکل کفه نمکی در سازند گچساران

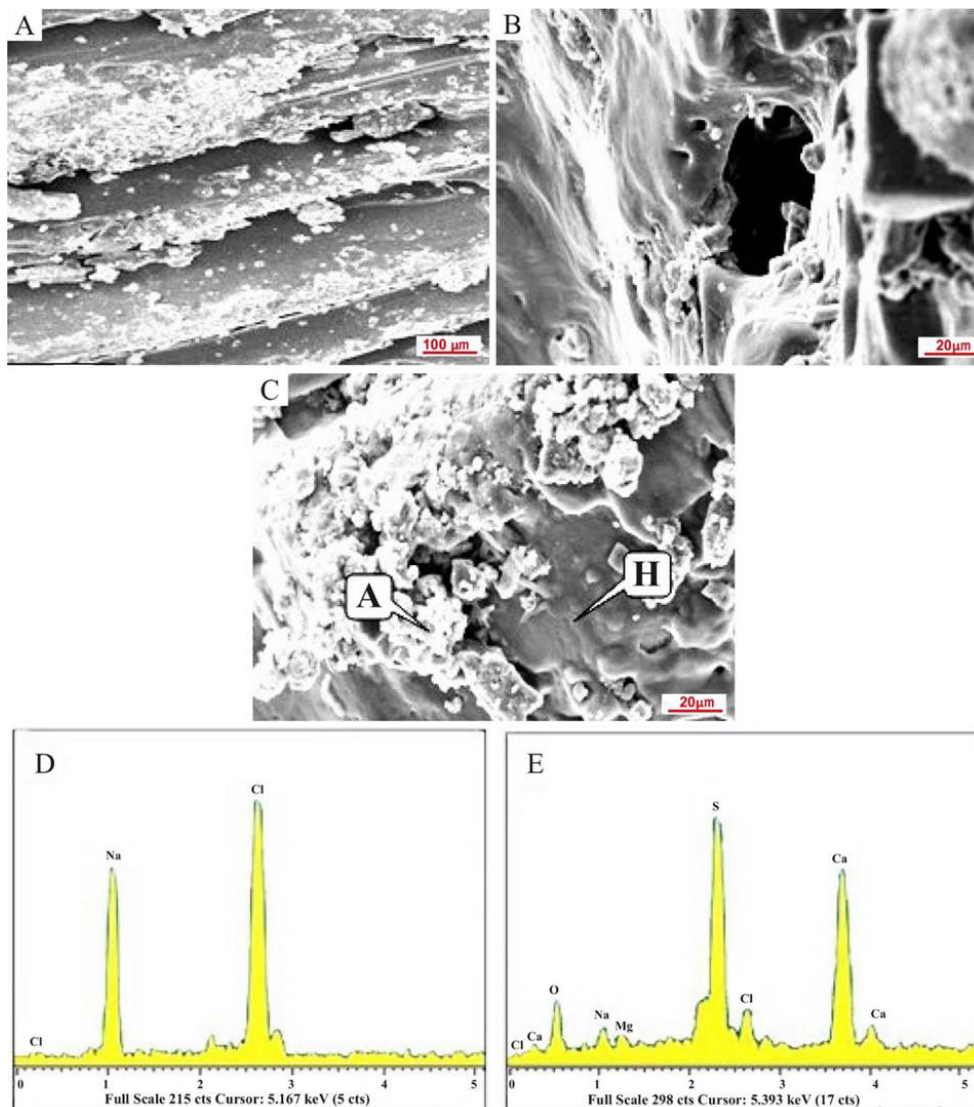
تشکیل بلورهای حالت در دریاچه‌های دائمی نمک، پهنه‌های گلی نمکی و هم‌چنین کفه‌های نمکی صورت می‌گیرد. کفه نمکی<sup>۱</sup> منطقه‌ای با شرایط آب و هوایی خشک بوده که در مجموع از لایه‌های نمک پوشیده شده است و می‌تواند در محیط‌های دریایی و غیردریایی تشکیل شود (ایساجی و همکاران، ۲۰۲۰؛ بنیسون و

<sup>1</sup> Saline pan

۴-۶-۱- مرحله سیلابی<sup>۱</sup>

در این مرحله سیلاب و هجوم آب به درون یک کفه نمکی باعث تشکیل دریاچه‌ای شور و موقتی شده که گسترش اشکال انحلالی مانند حفرات انحلالی را به تحت اشباع بودن آب نسبت به نمک نسبت می‌دهند. این حفرات انحلالی درون پوسته‌های حالت خود در مرحله خشک‌شدگی به وجود آمده‌اند. در تصاویر SEM حفرات انحلالی به دو صورت حفره‌ای و سطوح صاف بین

پوسته‌های شناسایی شدند. نتایج آنالیز نقطه‌ای<sup>۲</sup> در نقطه ۱ فراوانی عناصر کلر و سدیم را نشان می‌دهد که حاکی از وجود کانی‌هالیت است. در نقطه ۲ که رنگ روشن‌تری دارد عناصر گوگرد، کلسیم و اکسیژن از فراوانی بیشتری برخوردار هستند که به عنوان قشر ژیبسی تفسیر می‌شوند و در اعماق بر اثر فرآیند آب‌زدایی به انیدریت تبدیل شده‌اند (شکل ۱۱).



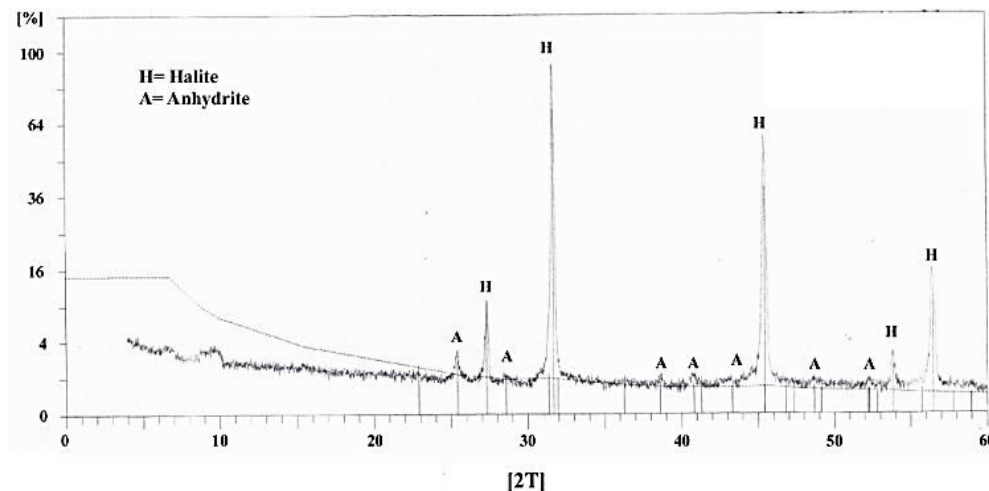
شکل ۱۱. تصاویر میکروسکوپ SEM از سطوح انحلالی صاف بین پوسته‌های حالت (رنگ تیره) و بلورهای انیدریتی (رنگ روشن)، (A) انحلال حفره‌ای، (B) محل آنالیز نقطه‌ای بلورهای حالت (H) و انیدریت (A) را نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی آن‌ها به ترتیب در D و E نشان داده شده است (عمق ۶۹۹۰ فوتی).

<sup>۱</sup> Fresh water flooding Stage

<sup>۲</sup> EDX

مورد آنالیز، یک شرایط محیطی آبی کم عمقی را برای آن می‌توان تفسیر نمود که به صورت دوره‌ای در معرض پیشروی دریایی و انحلال قرار داشته است. از آنجایی که سازند گچساران به تبخیری‌های پلاتفرمی تعلق دارد (تاکر، ۱۹۹۹)؛ بنابراین پیشروی دریا و انحلال به خوبی در آن گسترش داشته است.

همراهی بلورهای انیدریت و هالیت در آنالیز پراش پرتوایکس بر روی قشرهای نمک نیز این موضوع را تایید می‌کند (شکل ۱۲). از آنجایی که پدیده انحلال در محیط‌های شورابه‌ای دائمی تنها به صورت سطوح انحلالی صاف دیده می‌شود (وارن، ۲۰۱۶)؛ لذا با توجه به حضور همزمان حفرات و سطوح انحلالی صاف در نمونه‌های



شکل ۱۲. نمودار (XRD) یک نمونه از نمک متعلق به بخش ۱ سازند گچساران در میدان نفتی گچساران. با توجه به شکل تنها نمک موجود هالیت می‌باشد. انیدریت نیز بین پوسته‌های هالیت و بر روی سطوح انحلالی تشکیل شده که با نتایج میکروسکوپ الکترونی مطابقت دارد (عمق نمونه ۶۹۹۰ فوتی).

بر اثر رشد انتخابی بیش‌تر گوشه‌ها و لبه‌های بلوری به وجود می‌آیند (هنفورد، ۱۹۹۰).

#### ۴-۶-۳ مرحله خشک‌شدگی<sup>۸</sup>

آخرین مرحله سیکل کفه نمکی باعث خشک‌شدگی کامل دریاچه موقتی می‌شود. در طی این مرحله سطح آب در زیر بستر کفه نمکی قرار گرفته و باعث شکسته شدن بستر کفه نمکی به صورت پوسته‌های چندوجهی از هالیت می‌شود (لون‌استین و هاردی، ۱۹۸۵). به اعتقاد کاساس و لوانستین (۱۹۸۹) تشکیل بلورهای شکل‌دار پرننده حفرات و نیز هم رشدی هالیت روشن در این مرحله صورت می‌گیرد. مرحله خشک‌شدگی در سازند گچساران با بلورهای تجمعی بی‌شکل و مکعبی شفاف

#### ۴-۶-۲- مرحله تغلیظ<sup>۱</sup>

با ادامه تبخیر و نیز انحلال پوسته‌های موجود در بستر، درجه شوری آب دریاچه بالا رفته و شورابه‌ها به حالت فوق اشباع در می‌آیند. در چنین شرایطی، بلورهای هالیت اولین بلورهای نمک تشکیل شده در یک شورابه بوده که در سطح شورابه- هوا به صورت شناور<sup>۲</sup> تشکیل می‌شوند. هنگامی که وزن این بلورها از کشش سطحی شورابه بیش‌تر شود، آن‌ها به صورت تجمعاتی<sup>۳</sup> از بلورهای هالیت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و فاقد جهت‌یافتگی در کف حوضه ته‌نشست می‌یابند (مالوین، ۱۹۹۱؛ وارن، ۲۰۱۶). در سازند گچساران بلورهای تجمعی به صورت تراکمی از اشکال مستطیل<sup>۴</sup> (شکل ۱۳، A)، ورقه‌های<sup>۵</sup> مستطیل شکل (شکل ۱۳، B)، بلورهای چهار وجهی قیفی شکل یا هاپر<sup>۶</sup> (شکل ۱۳؛ C) و یا بلورهایی با سطح پلکانی<sup>۷</sup> (شکل ۱۳؛ D) تشکیل شده‌اند. وجود اشکال بلوری رشد پلکانی از انواع معمول تبلور هالیت در مرز شورابه- هوا بوده که

<sup>2</sup> Floating

<sup>3</sup> Cumulate

<sup>4</sup> Rafts

<sup>5</sup> Plates

<sup>6</sup> Hopper

<sup>7</sup> Stepped face

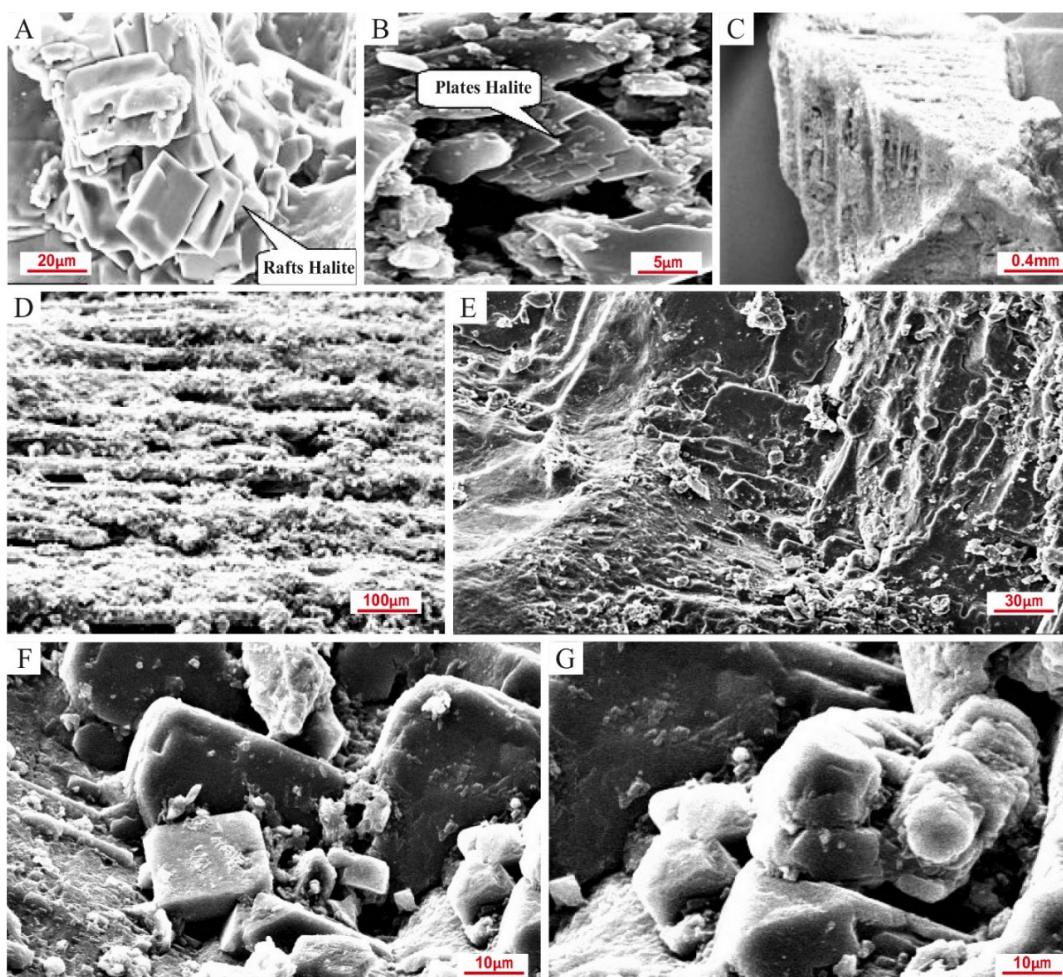
<sup>8</sup> Desiccation Stage

<sup>1</sup> Evaporative concentration Stage

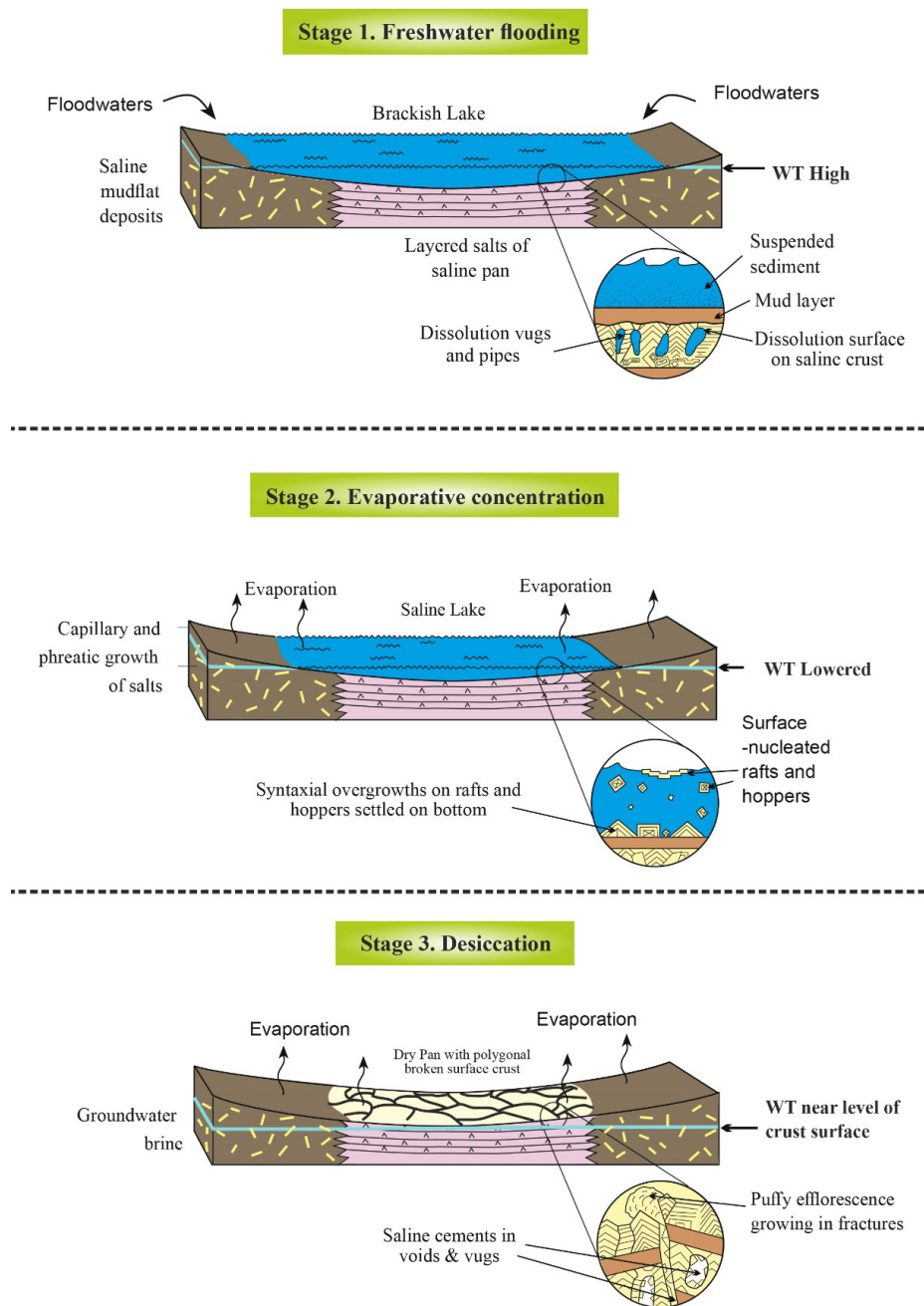


افزایش می‌یابد (روزن، ۱۹۹۴). در این حوضه بر اثر فعالیت مجدد گسل‌های پی‌سنگ در زمان میوسن شرایط محصور حاصل شده که در نتیجه گسترش محیط تشکیل تبخیری‌ها در این سازند را در پی داشته است. این گسل‌ها نقش سد را برای محیط تبخیری داشته‌اند (بهرودی و کوی، ۲۰۰۴) که در مجموع احتمالاً عملکرد عوامل یاد شده منجر به تکرار پیشروی و پسروی‌های دریا و تهنشست توالی ضخیم نمک بخش ۲ سازند گچساران در یک محیط دریایی کم عمق را در پی داشته است. سه مرحله سیکل کفه نمکی در شکل ۱۴ همراه با ویژگی‌های بارز آن‌ها نشان داده شده است.

هالیت در حفرات انحلالی شناسایی شد (شکل ۱۳، E، F و G). این گونه اشکال بلوری که بر اثر انحلال هالیت درجا تشکیل می‌شوند نشان‌دهنده شرایط محیطی خیلی شور در هنگام رسوب‌گذاری بوده (مارتین شیولت و همکاران، ۲۰۰۷) و فراوانی پوسته‌های هالیت سازند گچساران (شکل ۱۳، E) نشان‌دهنده خشک‌شدگی دوره‌ای حوضه می‌باشد. تکرار تشکیل پوسته‌های نمکی از اختصای تبخیری‌های محیط‌های آبی کم‌عمق می‌باشد (کاروزی، ۱۹۹۳). از آنجایی که سازند گچساران در یک حوضه فورلندی (علوی، ۲۰۰۴) تشکیل شده است، بر اثر فرونشست این حوضه‌ها تهنشست رسوبات تبخیری



شکل ۱۳. تصاویر میکروسکوپ الکترونی از اشکال بلوری تهنشست هالیت در مرحله تغلیظ (A تا D) و خشک‌شدگی (E تا G). هالیت تجمعی مستطیل و مکعبی شکل (A)، ورقه‌ای شکل (B) (عمق ۷۰۴۰ فوتی)، بلور هالیت قیفی شکل (C) و نمایی از سطح پلکانی آن (D) (عمق ۶۹۸۰ فوتی)؛ اشکال بلوری هالیت شفاف پرکننده حفرات در مرحله خشک‌شدگی در نمای کلی، که در نمای نزدیک‌تر بلورهای هالیت مکعبی شکل (F) و بلورهای هالیت تجمعی (Cumulate) بی‌شکل (G) نشان داده شده است (عمق ۶۹۹۰ فوتی).



شکل ۱۴. تصویر شماتیک تکامل چرخه رسوبی در یک کفه نمکی همراه با سه مرحله اصلی (با تغییرات و اقتباس از وارن، ۲۰۱۶؛ لوستین و هاردی، ۱۹۸۵).

تبخیری دوران چهارم ارائه شده‌اند نمی‌توانند همیشه به طور مستقیم در مورد سکانس‌های تبخیری قدیمی به کار برده شوند. استفاده از رسوبات تبخیری در تفسیر موقعیت‌های رسوبی به علت فرآیندهای دیاژنزی (کنندال، ۱۹۸۲؛ وارن، ۱۹۸۹)؛ همپوشانی قابل توجه بافت‌های رسوبی موجود در محیط‌های رسوبی مختلف، پتانسیل دگرسانی بالای این رسوبات که در مجموع منجر به از

#### ۴-۷- مدل رسوبی سازند گچساران

تشنه تبخیری‌ها در مقیاس وسیع، نیازمند وجود شرایط تکتونیک و آب و هوایی ویژه‌ای است که امروزه این شرایط وجود ندارد (وارن، ۲۰۱۹؛ ۲۰۱۶؛ ۲۰۱۰؛ ۱۹۹۱). رسوبات تبخیری قدیمه دارای ضخامت و گسترش افقی ۲ تا ۳ برابر رسوبات تبخیری عهد حاضر بوده و بنابراین مدل‌هایی که تنها براساس محیط‌های

تبخیری‌های قدیمی یک محیط آبی کم عمق با آب‌های کم عمق و شرایط آب و هوایی گرم و خشک را می‌توان برای آن پیشنهاد نمود.

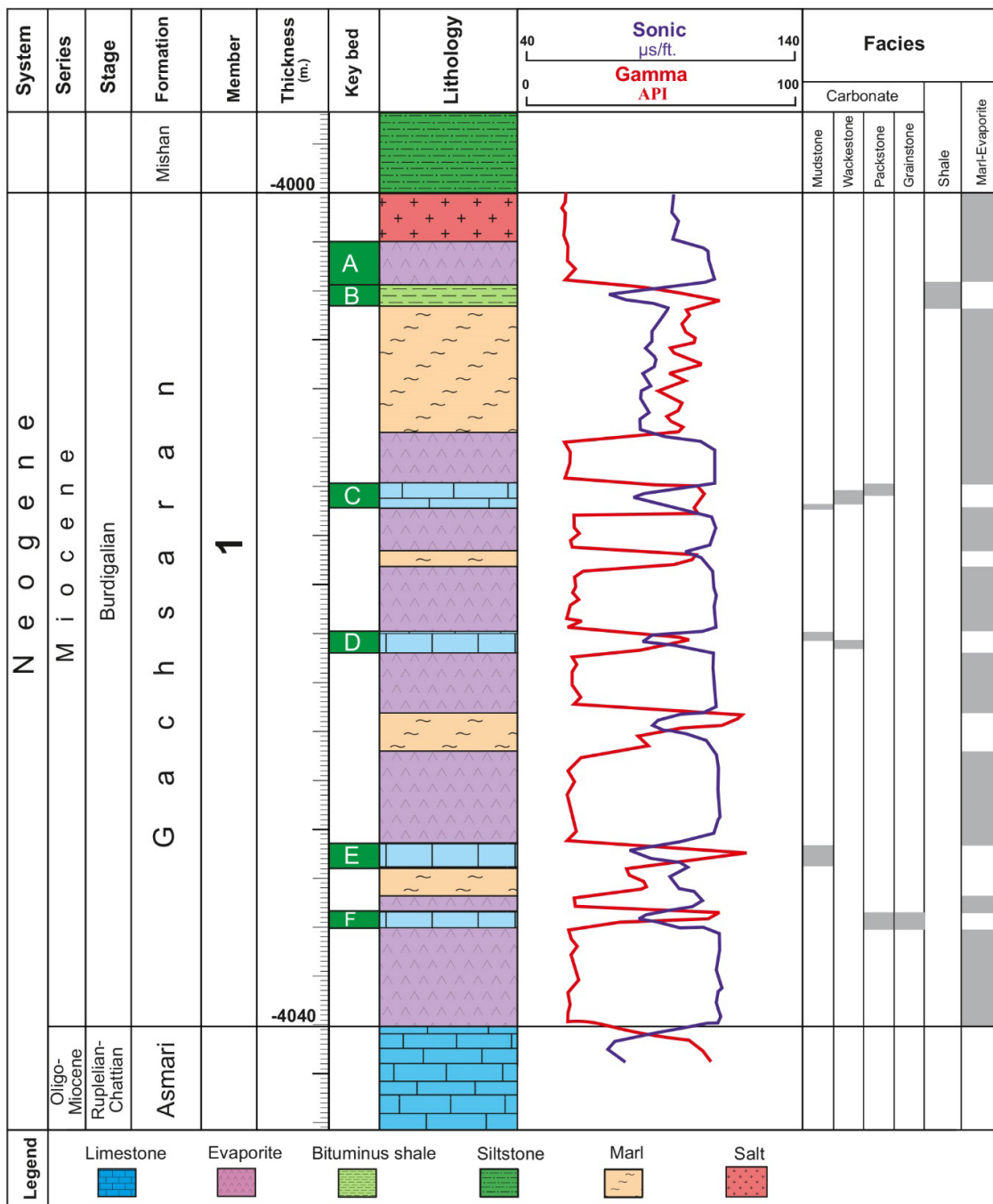
لازم به ذکر است که مکانیسم تشکیل چرخه‌های سبخایی- لاگونی سازند گچساران شباهت زیادی به بسیاری از تبخیری‌های قدیمی مانند سازند عرب به سن ژوراسیک فوقانی دارد (الشهران و کندال، ۲۰۰۲؛ تاکر، ۲۰۰۹).

##### ۵- نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات میدانی، نیمرخ‌های ترسیمی و تغییرات روند توالی سازند گچساران در چاه X میدان نفتی گچساران در رسوبات این سازند دو گسل‌خوردگی تشخیص داده شد که به تشکیل تاقدیسی برگشته در رسوبات این سازند در برش تحت‌الارضی منجر شده است. با توجه به مطالعات پتروگرافی برش‌های نازک میکروسکوپی خرده‌های حفاری فابریک‌های متنوعی به ویژه الواری، انترولیتک و بافت‌های جریان‌ی در نمونه‌های این سازند مورد مطالعه قرار گرفتند. بر اساس مطالعات میدانی و آزمایشگاهی سازند گچساران در چاه X در میدان نفتی گچساران واقع در فروافتادگی دزفول جنوبی از سه رخساره اصلی کرنات، تبخیری- مارن و شیل تشکیل شده است. رخساره‌های عنوان شده در ۲ زیر محیط‌رسوبی شامل پهنه جزرومدی (دارای سبخت) و لاگونی درون یک پلت‌فرم کرناته- تبخیری تشکیل شده‌اند. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی و نیز تصاویر SEM از نمونه‌های این سازند خصوصیات سنگ‌شناسی غالب رسوبات تبخیری این سازند هالیت و ژپس بوده که تغییرات دیاژنزی از قبیل انحلال و هم‌چنین تشکیل پوسته‌های مختلف حاکی از تغییرات سطح آب دریا در هنگام تشکیل رسوبات این سازند می‌باشد. در مجموع بر اساس مطالعات پتروگرافی و آنالیزهای ژئوشیمیایی رخداد چرخه سیلابی، تغلیظ و خشک‌شدگی در رسوبات این سازند تشخیص داده شدند. تغییرات آنالیز ژئوشیمیایی برم در نمونه‌های مورد مطالعه این سازند حاکی از شرایط ورود و تبخیر مکرر آب به حوضه رسوبی سازند گچساران در زمان تشکیل بوده که این پدیده به تناوب در زمان تشکیل این سازند صورت گرفته است.

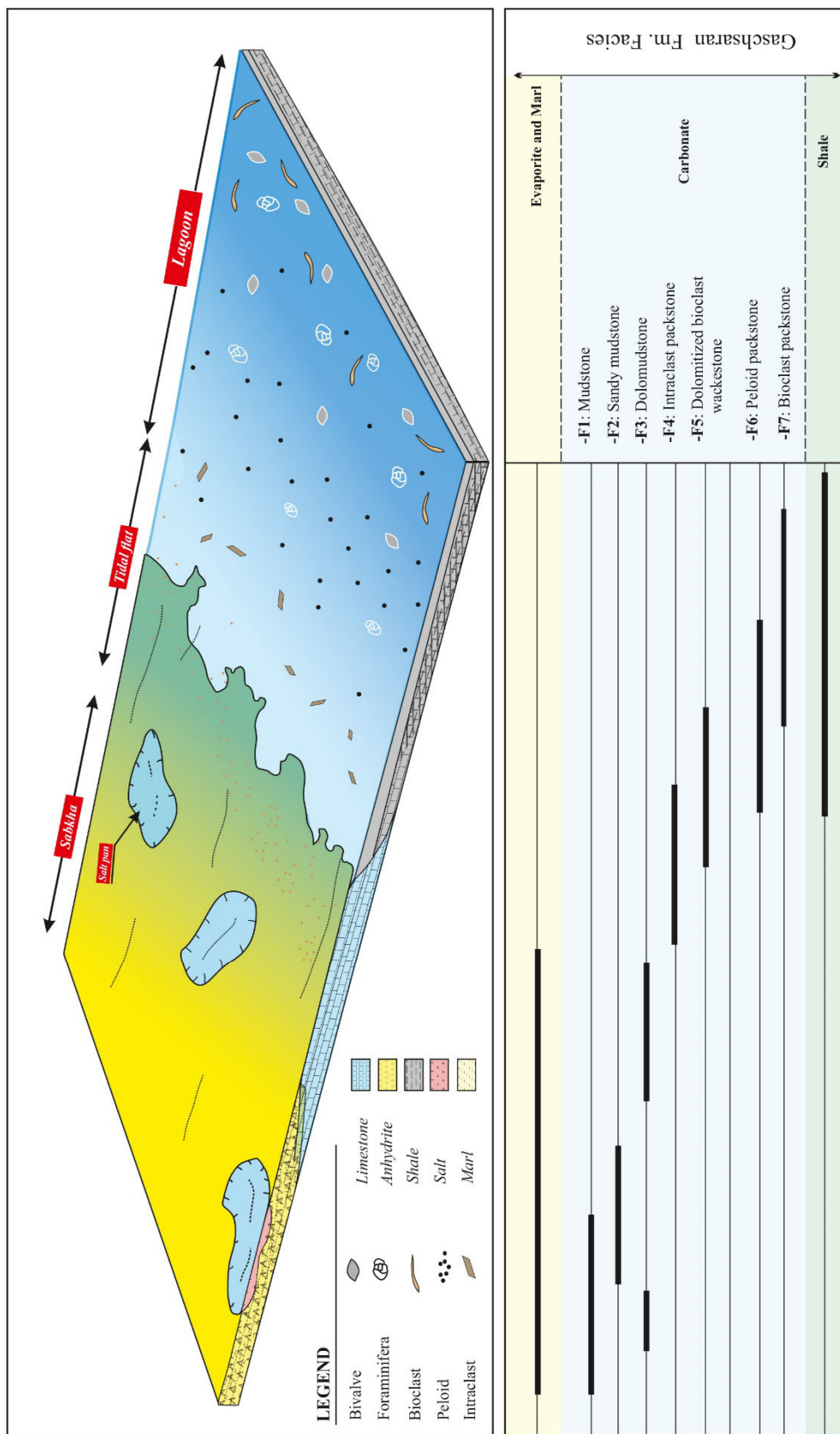
بین رفتن کلی یا جزئی بافت اولیه شده؛ شکل‌های یکسان بافت‌های رسوبی اولیه مانند نودول‌های انیدریتی و برخی از فابریک‌های دیاژنزی ثانویه (مانند ژپس‌های تبدیل شده به نودول انیدریتی) (شرایبر، ۱۹۹۸)، تاثیر تدفین بر نمک‌های دفن شده که می‌تواند منجر به جریان یافتن و چین‌خوردگی به صورت ساختارهای نمکی پیچیده در مقیاس میلی‌متری تا کیلومتری شده و در نهایت تشکیل چین‌های اینترلیتیک ژپس تدفینی که می‌تواند در هنگام تبدیل شدن به انیدریت حاصل شور را به وجود آورد (وارن، ۲۰۱۶؛ ۱۹۸۹).

به طور کلی، سازند گچساران متشکل از توالی‌های رخساره‌ای کرناته، مارن و تبخیری نسبتاً متغییر است. با توجه به ستون چینه‌شناسی مربوطه، تفکیک واحدهای متفاوت لیتولوژیکی بر اساس تفاوت در ترکیب و اختلاف در لاگ‌های الکتریکی صورت می‌گیرد (شکل ۱۵). این سازند در منطقه مورد مطالعه در پهنه‌ای وسیعی و با اختلاف توپوگرافی کم تشکیل شده که در هر مرحله پیشروی دریا، مارن‌ها و کرناته‌های محیط‌های لاگونی (بیوکلاست پکستون، پلوئید پکستون و بیوکلاست وکستون) و پهنه جزر و مدی (مادستون، دولومادستون و اینتراکلاست پکستون) تشکیل شده‌اند. در ادامه، افزایش تبخیر منجر به تشکیل فاز پسروری شده که نتیجه آن گسترش محیط‌های سبخایی در این سازند بوده است. در این محیط رسوب‌گذاری انیدریت و ژپس (که در نهایت بر اثر فرآیندهای دیاژنزی به انیدریت تبدیل شده است) تشکیل شده‌اند. آخرین بقایای پسروری دریا باعث ایجاد کفه نمکی در محیط اولیه شده است (شکل ۱۶). این محیط به طور پی‌درپی در معرض سیلاب، تغلیظ و خشک‌شدگی قرار داشته است. در ابتدای هر چرخه در کفه نمکی، بر اثر پیشروی دریا ناشی از فرونشینی تکتونیکی، اشکال انحلالی به صورت سطوح صاف و حفره‌ای در بستر گسترش یافته‌اند. در ادامه، تبخیر شدید باعث تشکیل بلورهای هالیت تجمعی، ورقه‌ای و قیفی شکل شده است. در مرحله آخر بر اثر خشک شدن، پوسته‌های هالیت در مرکز کفه نمکی تشکیل شده‌اند که با ادامه افزایش تبخیر و ایجاد شرایط محیطی خیلی شور در زیر سطح این پوسته‌ها، حفرات انحلالی موجود با بلورهای هالیت شفاف تجمعی بی‌شکل و مکعبی پر شده است. با مقایسه محیط‌رسوبی سازند گچساران و



شکل ۱۵. تصویر شماتیک کلی ستون چینه‌شناسی از سازند گچساران در چاه X میدان نفتی گچساران





شکل ۱۶. تصویر شماتیک از مدل رسوبی سازند گچساران در میدان نفتی گچساران همراه با پراکنندگی رخساره‌های مورد مطالعه در این سازند

- Jeribe Formation, East Baghdad fi eld, Iraq: doctoral thesis, University of Oxford, Oxford, 256 p.*
- Alsharhan, A. S. and Kendall, C. G. St. C (2002) *Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Arabian Gulf and their ancient an alogues, Earth Science Reviews, 61: 191–243.*
- Alsharhan, A. S. and Whittle, G. L (1995) *Carbonate-evaporite sequences of the Late Jurassic, southern and southwestern Arabian Gulf. AAPG bulletin, 79(11): 1608-1630.*
- Alizadeh, B. Maroufi, K. and Fajrak, M (2018) *Hydrocarbon reserves of Gachsaran oilfield, SW Iran: Geochemical characteristics and origin. Marine and Petroleum Geology, 92: 308-318.*
- Amiri, M. Lashkaripour, G. R. Ghabezloo, S. Moghaddas, N. H. and Tajareh, M. H (2019) *Mechanical earth modeling and fault reactivation analysis for CO<sub>2</sub>-enhanced oil recovery in Gachsaran oil field, south-west of Iran. Environmental earth sciences, 78(4): 112.*
- Bahadori, A. Carranza, E. J. M. and Soleimani. B (2011) *Geochemical analysis of evaporite sedimentation in the Gachsaran Formation, Zeloi oil field, southwest Iran. Journal of geochemical exploration, 111(3): 97-112.*
- Bahrroudi, A., and Koey, H. A (2004) *Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin, Marine and Petroleum Geology, 21: 1295-1310.*
- Benison, K. C. and Goldstein. R. H (2000) *Sedimentology of ancient saline pan: an example from the Permian Opeche Shale, Williston Basin, North Dokota, U.S.A., Journal of Sedimentary Research, 70: 159-169.*
- Berberian, M (1995) *Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics, 241(3-4): 193-224.*
- Biernacka, J. Borysiuk, K. and Raczyński, P (2005) *Zechstein (Ca1) limestone-marl alternations from the North-Sudetic Basin Poland, depositional or diagenetic rhythms? Geological Quarterly, 49: 1–14*
- Bitzere, K (2004) *Estimating paleogeographic, hydrological and climatic conditions in the upper Burdigalian Vallès-Penedès basin Catalunya, Spain, Geologica Acta, 2: 321-331.*
- Boggs, S (2016) *Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Pearson Prentice Hall, 660p.*
- Carozzi, A. V (1993) *Sedimentology Petrology, Prentice Hall, 263 p.*
- Casas, E. and Lowenstein, T. K (1989) *Diagenesis of salinepan halite: comparison of*
- تقدیر و تشکر  
نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از مدیریت اداره زمین‌شناسی گسترشی شرکت مناطق نفت‌خیز جنوب به سبب همکاری و در اختیار قرار دادن کلیه اطلاعات مورد استفاده در این پژوهش تشکر و سپاسگزاری نمایند.
- منابع  
حاجب، ر (۱۳۶۳) مطالعه بخش هفتم سازند گچساران در مناطق نفت‌خیز، گزارش داخلی، بایگانی شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، پ-۳۸۸۳، ۱۸ ص.  
مطیعی، ه (۱۳۶۴) پوش‌سنگ، گزارش شماره پ-۳۹۳۲، ۱۱۵ ص.  
مطیعی، ه (۱۳۷۴) زمین‌شناسی ایران، زمین‌شناسی نفت زاگرس ۱ و ۲، طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۰۹ ص.  
عبداللهی‌فرد، ا (۱۳۸۵) مدل‌های ساختاری جنوب خوزستان با استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری بازتابی، پایان‌نامه دکترا، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۱۷۴ ص.  
نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ گچساران، سازمان زمین‌شناسی ۲۰۸۴ E  
AbdollahieFard, I., Sherkat, S., McClay, K. and Haq, B. U (2019) *Tectono-Sedimentary Evolution of the Iranian Zagros in a Global Context and Its Impact on Petroleum Habitats. In Developments in Structural Geology and Tectonics, 3: 17-28.*
- Adabi, M. H (2009) *Multistage dolomitization of upper Jurassic mozduran formation, Kopet-Dagh Basin, ne Iran. Carbonates and Evaporites, 24(1): 16-32.*
- Adams, A. and Diamond, L. W (2019) *Facies and depositional environments of the Upper Muschelkalk (Schinzach Formation, Middle Triassic) in northern Switzerland. Swiss journal of geosciences, 112(2-3): 357-381.*
- Aghdam, J. A. Raeisi, E. Zare, M. Forti, P. and Capaccioni, B (2013) *Hydrogeology of non-salt Gachsaran formation in iran: an example from the Zagros range-tang Sorkh valley. Carbonates and evaporites, 28(3):309-319.*
- Alavi, M (2007) *Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran American.J Sci, 307:1064–1095.*
- Alavi, M (2004) *Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its pro-foreland evolution. Am J Sci, 304:1–20*
- Al-Juboury, A. I. and T. McCann (2008) *The Middle Miocene Fatha (Lower Fars) Formation, Iraq: Geoarabia, 13: 141–174.*
- Al-Murani, G. S. G (1986) *Sedimentology and petrophysical aspects of the middle Miocene*

- Fard, I. A., Braathen, A., Mokhtari, M. and Alavi, S. A (2006) Interaction of the Zagros Fold-Thrust Belt and the Arabian-type, deep-seated folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment, SW Iran. *Petroleum Geoscience*, 12(4): 347-362.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*, 2nd. Springer, Berlin, 984 p.
- Folk, R. L (1973) *Carbonate petrography in the post-Sorbian age. In Evolving concepts in sedimentology* Johns Hopkins University Press Baltimore, MD, 21: 118-158.
- Ghazban, F (2007) *Petroleum Geology of the Persian Gulf. Joint publication*, Tehran University Press and National Iranian Oil Company, Tehran, 707 pp.
- Gill, W. D., and Ala, M. A (1974) *Sedimentology of Gachsaran Formation Lower Fars Series Southwest Iran*, AAPG, 56(10): 1965-1974.
- Gorjian, M., Memarian, H., Moosavi, M. and Mehrgini, B (2013) Dynamic properties of anhydrites, marls and salts of the Gachsaran evaporitic formation, Iran. *Journal of Geophysics and Engineering*, 10(1): 015001.
- Handford, R. C (1990) Halite depositional facies in a solar salt pond: a key to interpreting physical energy and water depth in ancient deposits? *Geology*, 18: 691-694.
- Hardie, L. A (1984) *Evaporates: Marine or no marine*, American Journal of Sciences, 284: 193-240.
- Isaji, Y., Yoshimura, T., Kuroda, J., Tamenori, Y., Jiménez-Espejo, F. J., Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M., Kawahata, H. and Ohkouchi, N (2019) Biomarker records and mineral compositions of the Messinian halite and K-Mg salts from Sicily. *Progress in Earth and Planetary Science*, 6(1): 60.
- James, G., A. and Wynd, J. G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *AAPG Bulletin*, 49(12): 2182-2245.
- Joudaki, M., Farzipour-Saein, A. and Nilfouroushan, F (2016) Kinematics and surface fracture pattern of the Anaran basement fault zone in NW of the Zagros fold-thrust belt. *International Journal of Earth Sciences*, 105(3): 869-883.
- Khan, R., Al Hanaee, A., Al Tameemi, K., Kurniawan, R., Omonigho, N., Gueddoud, A., Abdelaal, A. and Vantala, A (2019) November. Characterization of Unique Miocene Gachsaran Formation in Relation to Prospective Shallow Biogenic Gas Resources Across Onshore Abu Dhabi, United Arab Emirates. In Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference. Society of Petroleum Engineers.
- petrographic features of modern, Quaternary, and Permian halites, *Journal of Sedimentary Petrology*, 59: 724-739.
- Caselle, C., Bonetto, S. and Comina, C (2019) Comparison of laboratory and field electrical resistivity measurements of a gypsum rock for mining prospecting applications. *International Journal of Mining Science and Technology*, 29(6): 841-849.
- Censi, P., Sirota, I., Zuddas, P., Lensky, N., Merli, M., Saiano, F., Piazzese, D., Sposito, F. and Venturelli, M (2020) Trace element fractionation through halite crystallisation. Geochemical mechanisms and environmental implications. *Science of The Total Environment*, p.137926.
- Colman-Sadd, S. P (1978) Fold development in Zagros simply folded belt, Southwest Iran. *AAPG Bulletin*, 62(6): 984-1003.
- Dehaghani, A. H. S. Taleghani, M. S. Badizad, M. H. and Daneshfar, R (2019) Simulation study of the Gachsaran asphaltene behavior within the interface of oil/water emulsion: a case study. *Colloid and Interface Science Communications*, 33: 100202.
- Delius, H. Kaupp, A, Muller, A. Wohlenberg, J (2001) Stratigraphic correlation of miocene to Plio-/Pleistocene sequences on the New Jersey shelf based on petrophysical measurements from ODP leg 174 A. *Mar Geol*, 175: 149-165.
- Dill, H. G. Berner, Z. Stuben, D. Nasir, S., and Al-Saad, H (2005) *Sedimentary, facies, mineralogy, and geochemistry of the sulphate bearing Miocene Dam Formation in Qatar*, *Sedimentary Geology*, 174: 63-96.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem*, 1: 108-121.
- Eberli, G. P., Anselmetti, F., Kenter, J. A. M., McNeill, D. F., Melim, L. A (2001) Calibration of seismic sequence stratigraphy with cores and logs. *Spec Publ SEPM*, 70: 241-266
- Ehrenberg, S. N., Svana, T. A (2001) Use of spectral gamma-ray signature to interpret stratigraphic surfaces in carbonate strata: an example El Tabakh, M., Utha-Aroon, C., and from the Finnmark carbonate platform (Carboniferous-Permian) Barents Sea. *AAPG Bulletin*, 85: 295-308.
- Falcon, N (1974) Southern Iran: Zagros Mountains. In: Spencer, A., Ed., *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts*, Geological society, London, special publication, 4: 199-211.
- Falcon, N. L (1969) Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range. *Geological Society, London, Special Publications*, 3(1): 9-21.

- Nowroozi, A. A (1972) Characteristic periods of fundamental and overtone oscillations of the earth following a deep-focus earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62(1): 247-274.
- O'Brien, C. A. E (1950) Tectonic problems of the oilfield belt of southwest Iran. In *Proceedings of the 18th International Geological Congress, Great Britain*, 6: 45-58.
- Orti, F., and Salvany, J. M (2004) Coastal salina evaporates of the Triassic-Liassic boundary in the Iberian Peninsula: the Alacon borehole, *Geological Acta*, 2(4):291-304.
- Peretsman, G., and Holser, W. T (1988) Geochemistry of Moroccan evaporates in the setting of the North Atlantic rift, *Journal of American Earth Science*, 7(2): 375-383.
- Rahimi, E. Asgari, G., Shekarian, Y. and Nakini, A (2019) Investigations of Natural Bitumen mineralization in Gilan-e-Gharb exploration block, Iran. *The International Journal of Engineering and Science (IJES)*, 8(5): 55-68.
- Rezaee, P. and Salari, S (2016) Petrography and mineralogy of gachsaran formation in west of Bandar-e-Abbas, Kuh-e-Namaki Khamir section, south of Iran. *Journal of Fundamental and Applied Sciences*, 8(2): 956-969.
- Rosen, M. R (1994) The importance of ground water in playas: a review of classifications and the sedimentology and hydrology of playas, *Geological Society of America, Special Paper*, 289: 1-18.
- Saein, A. F. ed (2018) *Tectonic and Structural Framework of the Zagros Fold-thrust Belt*. Elsevier, 310p.
- Schurrenberger, D., Russell, J. and Kelts, K (2003) Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components, *Journal of Paleolimnology*, 29: 141-154.
- Schreiber, B. C (1998) Sedimentology of the Ceretaceous Maha Sarakham evaporites in the Khorat Plateau of northeastern Thailand, *Sedimentary Geology*, 123: 31-62.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J. W (2005) Role of the Kazerun Fault Zone in the formation and deformation of the Zagros Fold Thrust Belt, Iran. *Tectonics*, 24(5): 1-13.
- Scerri, S (2019) Sedimentary evolution and resultant geological landscapes. In *Landscape and Landforms of the Maltese Islands Springer Cham*, 31-47.
- Seyitoğlu, G., Esat, K., Kaypak, B., Toori, M. and Aktuğ, B (2019) Internal Deformation of Turkish-Iranian Plateau in the Hinterland of Bitlis-Zagros Suture Zone. In *Developments in Structural Geology and Tectonics*, 3: 161-244.
- 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*
- Kennard, J., M. Allen, P., Kirk, R. B (1999) *Sequence stratigraphy: a review of fundamental concepts and their application to petroleum exploration and development in Australia*. *J Aust Geol Geophys*, 17: 77-104.
- Le Garzic, E., Vergés, J., Sapin, F., Saura, E., Meresse, F. and Ringenbach, J. C (2019) Evolution of the NW Zagros Fold-and-Thrust Belt in Kurdistan Region of Iraq from balanced and restored crustal-scale sections and forward modeling. *Journal of Structural Geology*, 124: 51-69.
- Lowenstain, T. K., and Hardie, L. A (1985) Criteria for the recognition of salt-pan evaporate, *Sedimentology*, 32: 627-644.
- Martin Chivelet, J., Ramirez, J., Tronchetti, G., and Babinot, J. F (1995) Paleoenvironment and evolution of the upper Masstrichtian platform in the Betic continental margin, SE Spain, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 1-191.
- McQuillan, H (1985) Fracture-controlled production from the Oligo-Miocene Asmari Formation in Gachsaran and Bibi Hakimeh fields, southwest Iran. In *Carbonate petroleum Reservoirs*, 511-523.
- McQuillan, H (1973) Small-scale fracture density in Asmari Formation of southwest Iran and its relation to bed thickness and structural setting. *AAPG Bulletin*, 57(12): 2367-2385.
- Mehrgini, B. Memarian, H., Dusseault, M. B., Ghavidel, A. and Heydarizadeh, M (2016) Geomechanical characteristics of common reservoir caprock in Iran (Gachsaran Formation), experimental and statistical analysis. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 34: 898-907.
- Melvin, J. L (1991) *Evaporates, Petroleum and Mineral Resources*, Elsevier Science Publishing Company, 556p.
- Mahmoodabadi, R. M (2020) Facies analysis, sedimentary environments and correlative sequence stratigraphy of Gachsaran formation in SW Iran. *Carbonates and Evaporites*, 35(1): 1-28.
- Michalzcic, D (1996) Lithofacies, diagenetic spectra and sedimentary cycles of Messinian Late Miocene-evaporate in SE Spain, *Sedimentary Geology*, 106: 203-222.
- Motamedi, H. and Gharabeigli, G (2019) Structural Style in the Fars Geological Province: Interaction of Diapirism and Multidetachment Folding. In *Developments in Structural Geology and Tectonics*, 3: 145-160
- Moore, C. Wade, W (2013) *Carbonate reservoirs: porosity, evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework: porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework*, 2nd. Elsevier, Amsterdam, 374 p.



- Warren, J. K (1989) *Evaporite Sedimentology*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 285 p.
- Watson, S. E (1960) *Correlation of the Lower Fars key beds in fields*, AIOC Report NO 951(Unpub).
- Warren, J. K (2010) *Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits*. *Earth-Science Reviews*, 98(3-4): 217-268.
- Warren, J. K (2016) *Evaporites: A geological compendium*. Springer. 1822p.
- Wolf, D., Ryborz, K., Kolb, T., Calvo Zapata, R., Sanchez Vizcaino, J., Zöller, L. and Faust, D (2019) *Origins and genesis of loess deposits in central Spain, as indicated by heavy mineral compositions and grain size variability*. *Sedimentology*, 66(3): 1139-1161.
- Sequence Stratigraphy*. *Geo Arabia Special Publication 2*, Gulf PetroLink, Bahrain, 371 p.
- Setudehnia, A (1972) *The Mesozoic sequence in south-west Iran and adjacent areas*. *J Pet Geol*, 1: 3-42.
- Shinn, E. A (1983) *Tidal flat environment*; In Scholle, P. A., Bebout, .G., and Moore, C. H. (eds.), *Carbonate Depositional Environments*, AAPG Mem, 33: 172-210.
- Sibly, D. F., and Greeg, J. M (1987) *Clacification of dolomite rock texture*, *Journal of Sedimentary Petroleum*, 57: 967-975.
- Soleimani, B., Bahadori, A (2015) *The Miocene Gachsaran formation evaporite cap rock, Zeloi oilfield, SW Iran*. *Carbonates Evaporites*, 30: 287-306.
- Spencer, R. J., and Lowenstein, T. K (1990) *Evaporate*. In; Mcllreath, I. A., Morrow, D. W. (eds), *Diagenesis*, *Geoscience Canada Reprint Series*, 4: 141-164.
- Stöcklin, J (1968) *Salt deposits of the Middle East, in Saline: Geol. Soc. America Spec*, 88: 157-181.
- Sun. S. Q., and M. Esteban (1994) *Paleoclimatic controls on sedimentation, diagenesis, and reservoir quality – Lessons from Miocene carbonates: American Association Petroleum Geologists – Bulletin*, 78: 519-543.
- Taberner, C., Cendon, D. I., Pueyo, J. J., and Ayora, C (2000) *The use of environmental markers to distinguish marine vs continental deposition and to quantify the significance of recycling in evaporate basin*, *Sedimentary Geology*, 137: 213-240.
- Tleel, J. W (1973) *Surface geology of the Dammam Dome, Eastern Province, Saudi Arabia: American Association Petroleum Geologists – Bulletin*, 57: 558-576.
- Tucker, M. E (2009) *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. John Wiley & Sons, 272p.
- Tucker, M. E (1999) *Sabkha cycles, stacking and controls, Gachsaran (Lower Fars/Fata) Formation, Miocen, Mesopotamian basin, Iraq, Neues jahrbuch Geologisch und Plaonatologisch Abhandlung*, 124: 45-69.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P (1990) *Carbonate platforms: facies evolution and sequences*. *Int Ass Sed*, 2: 328.
- Twiss, R. J., and Moores, E. M (1992) *Structural Geology*, W.H. Freeman and company, New York, 532p.
- Vergés, J., Emami, H., Garcés, M., Beamud, E., Homke, S. and Skott, P (2019) *Zagros foreland fold belt timing across Lurestan to constrain Arabia-Iran collision*. In *Developments in structural geology and tectonics*, 3: 29-52.