میکروفاسیس و محیط بخش ۵ سازند گچساران در میدان نفتی منصورآباد

فرخ ناصری کریم وند
دانشجوی دکتری رسوب‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد
سید رضا موسوی حرمی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ دریافت: ۹۳/۷/۲۸ تاریخ پذیرش : ۹۶/۳/۱۴

Fnaseri50@yahoo.com

چکیده

سازند گچساران به عنوان پوش سنگ مخزن نفتی آسماری در حوضه زاگرس محسوب می‌شود که در مناطق فروافتادگی دزفول- لرستان تا حوضه خلیج‌فارس گسترش دارد. ضخامت لایه‌های تشکیل‌دهنده این بخش به تدریج از قاعده به سمت بالا، کاهش پیدا کرده و عمده لیتولوژی آن شامل انیدریت، مارن‌های خاکستری و قرمز، نمک و میان لایه‌های آهکی می‌باشد. مطالعات پتروگرافی این بخش بافت‌های نودولار، جانشینی، انترالیتیک، پورفیروبلاستیک، جریانی، اسفرولیتی، لانه‌زنبوری، چوب کبریتی مشاهده شده است. در مطالعات پتروگرافی ۳ کمربند محیط بالای جزر و مدی (Supratidal)، بین جزر و مدی (Intertidal) و لاگون (Lagoon) که همگی مربوط به ناحیه پشت رمپی یک پلاتفرم کربناته می‌باشند، شناسایی شد. تغییرات عمودی میکروفاسیس‌ها محیط رسوبگذاری بخش ۵ سازند گچساران را یک پهنه وسیع سبخایی لاگونی توصیف می‌کند. که در هر مرحله پیشروی دریا، مارن‌ها و کربنات‌های محیط لاگونی و مادستون‌های فاقد فسیل پهنه‌های جزر و مدی تشکیل گردیده‌اند. سپس افزایش تبخیر سبب ایجاد یک‌فاز پسروی شده که در نتیجه آن بلورهای انیدریت (ژیپس) در یک محیط سبخایی گسترش یافته‌اند. پسروی دریا در آخرین مراحل، منجر به شکل‌گیری یک کفه نمکی شده که لایه‌های نمکی در آن رسوب نموده‌اند. اهمیت سازند گچساران پوش‌سنگ مخازن نفت و گاز و همچنین نقش اساسی آن به عنوان مرز میان سازندهای پرفشار و کم‌فشار (نقطه جداره گذاری) سبب شده که این سازند در مطالعات رسوب‌شناسی و چینه‌شناسی مورد توجه قرار گیرد.

کلمات کلیدی: *میکروفاسیس، لاگون، سبخا، پلاتفرم کربناته*

مقدمه

سازند گچساران به عنوان پوش سنگ مخزن آسماری در منطقه زاگرس و از جمله میدان منصورآباد به شمار می‌رود. این سازند با سن میوسن پیشین مابین آهک‌های سازند آسماری در پایین و مارن های خاکستری و آهک‌های رسی سازند میشان در بالا قرار دارد. این سازند فاقد یک برش نمونه کامل در سطح زمین می‌باشد. از اینرو برش نمونه آن در چاه‌های میادین گچساران، پازنان و آغاجاری انتخاب شده است. بطورکلی این سازند به ۷ بخش تقسیم شده است و در مجموع ضخامت این سازند حدود ۱۶۰۰ متر می‌باشد.

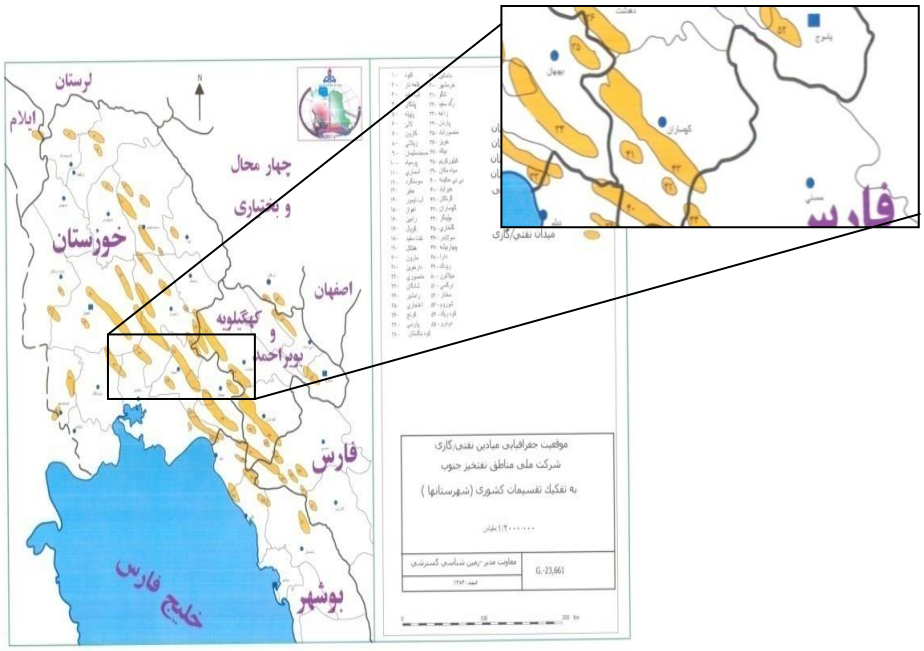
رسوبات تبخیری در اثر تبخیر آب‌های شور در شرایط آب و هوایی گرم و خشک و در جایی تشکیل می‌شوند که میزان تبخیر بیشتر از میزان آب ورودی به حوضه باشد (Schereiberand El Tabakh, 2000). سازند تبخیری گچساران در حوضه رسوبی زاگرس با وسعتی بسیار زیاد از شمال شرق سوریه تا جنوب غرب ایران گسترش دارد. عده‌ای عقیده دارند که رسوبات تبخیری سازند گچساران متعلق به مرداب‌ها و باتلاق‌های نمکی می‌باشد و در طی میوسن ارتباط دریای تتیس در طول حوضه باریک فورلند مسدود شده و تبخیری‌های گچساران شروع به ته‌نشست در پیش ژرفای (Foredeep) قبلی می‌کنند (Ziegler, 2001).

(BahroudiandKoyi, 2004) عقیده دارند که سازند گچساران در زیر حوضه‌هایی با چرخش ضعیف آب دریا که در حوضه فورلند زاگرس قرار داشته و بوسیله سدهایی که در عرض حوضه ایجاد شده بودند، تشکیل‌شده‌اند. هدف از انجام این پژوهش، تعیین محیط رسوبی حاکم بر بخش ۵ سازند گچساران درمیدان نفتی منصورآباد، با استفاده از شواهد پتروگرافی است.میدان‌های نفتی منصورآباد در ۱۰ کیلومتری شمال شرقی شهرستان بهبهان قرار دارد.

این میدان از سال ۱۳۸۰ با حفاری چاه شماره یک کشف شد که لایه آسماری آن دارای پتانسیل تولید اقتصادی نفت می‌باشد در حال حاضر این میدان در برنامه توسعه و بهره‌برداری قرارگرفته است (شکل ۱).

روش مطالعه

به منظور تعیین محیط رسوبی دیرینه و جهت بررسی دقیق تغییرات سنگ‌شناسی، تعداد ۵۰ مقطع نازک از خرده‌سنگ‌های حفاری از یکی از چاه-های حفاری شده در میدان مذکور تهیه و مورد مطالعه قرار گرفتند(جدول ۱). برای انجام این مطالعات از میکروسکوپ پلاریزان استفاده شد. درصد فراوانی آلوکم‌های نمونه‌های کربناته نیز با استفاده از چارت‌های مقایسه‌ای (Flugel, 2004) و (Wilson, 1975) تعیین و برای سنگ‌شناسی از طبقه‌بندی (Dunham, 1962) استفاده گردید.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی میدان منصورآباد

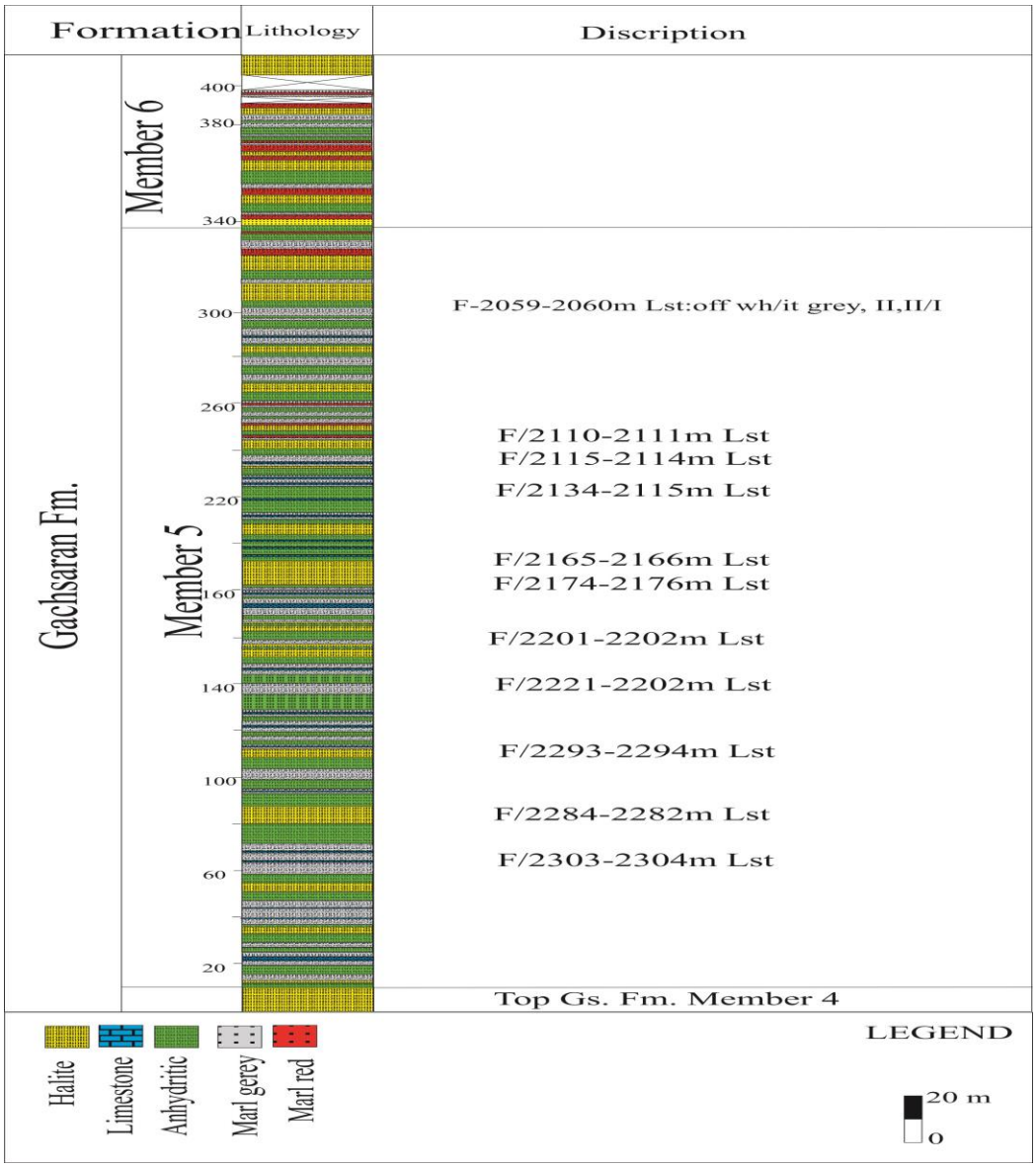
جدول ۱. ویژگی‌های بخش‌های هفت‌گانه سازند گچساران در برش نمونه تلفیقی

بخش	سنگ‌شناختی	ضخامت (متر)
۷	تناوب انیدریت، مارن خاکستری و سنگ‌آهک (قابل تقسیم به ۵ زون)	۱۳۷
۶	انیدریت، مارن های قرمز و آهک (در پایین)، سنگ نمک (وسط) انیدریت و مارن (در بالا)	۲۷۸
۵	تناوب انیدریت، مارن قرمز، سنگ نمک و لایه‌های نازک سنگ‌آهک	۳۰۸
۴	تناوب سنگ نمک ضخیم، مارن‌های خاکستری، انیدریت، کمی لایه‌های آهک	۸۳۴/۵
۳	انیدریت، مارن‌های خاکستری ضخیم	۲۲۵
۲	سنگ نمک، انیدریت، مارن خاکستری، باندهای نازک آهک	۱۱۳/۵
۱	۵ تبخیری شامل انیدریت، مارن، آهک و کمی شیل بیتومین دار	۴۰

بحث

بخش ۵ سازند گچساران در میدان منصورآباد دارای ضخامت ۳۲۰ متر می‌باشد. ضخامت لایه‌های تشکیل‌دهنده آن به‌تدریج از قاعده به سمت بالا، کاهش پیدا کرده و عمده ترکیب سنگ‌شناسی این بخش شامل تناوبی از انیدریت، مارن‌های خاکستری و قرمز، نمک و لایه‌های نازک آهک می‌باشد. بخش پنجم از قاعده آخرین تجمع‌های مارن قرمز بخش شش شروع می‌شود و در ابتدای اولین لایه نمک ضخیم شاخص بخش چهار خاتمه می‌یابد.

مارن‌های موجود در آن بسیار چسبنده و سیلتی هستند. لازم به ذکر است که تعداد و تراکم مارن‌های قرمز در بخش ۵ نسبت به بخش۶ کمتراست (شکل ۲). رخساره‌های سنگی سازند گچساران در بخش ۵ میدان منصورآباد در مقاطع مورد مطالعه بر اساس اطلاعات بدست آمده، سه رخساره سنگی متفاوت در این ناحیه مشخص می‌باشد.



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی بخش ۵ سازند گچساران در میدان نفتی منصوری آباد (با استفاده از داده‌های حفاری چاه شماره ۶، گزارش داخلی).

رخساره تبخیری

محیط سبخائی گرم و خشک یا پهنه‌های بالای جزر و مدی رخساره تبخیری (A): این رخساره بیشترین نقش در توالی‌های تشکیل‌دهنده سازند گچساران را دارد. کانی‌های اصلی رخساره تبخیری شامل ژیپس ($CaSO4$)، انیدریت ($CaSO4$) و نمک طعام یا هالیت ($NaCl$) می‌باشند. کانی‌های تبخیری که به‌طور طبیعی پدید می‌آیند بسیار زیادند که از این میان نمک‌های پتاسیم و منیزیم (سیلویت، کارنالیت، پلی هالیت، کاینیت و کیزریت) از ترکیبات مهم برخی از رسوبات نمکی دریایی هستند (موسوی حرمی و محبوبی، ۱۳۸۳).انیدریت در سازند گچساران به صورت لایه‌بندی و نودول و نیز به صورت سیمان وجود دارد. نودول‌ها تنوع زیادی در اندازه و شکل از خود نشان می‌دهند (دارای اندازه mm تا dm) شاخص‌ترین بافت‌هایی که در داخل رسوبات انیدریتی و ژیپسی مشاهده شد بافت ندولی می‌باشد که همراه با الگوهای انترالیتیک و قفس مرغی، نشان از ویژگی‌های رشد جانشینی در رسوبات میزبان است. علاوه بر بافت‌های مذکور بلورهای انیدریت در بخش مورد مطالعه بافت‌های جناغی، پورفیروبلاستیک، اسفرولیتی (بادبزنی)، شعاعی، دانه درشت و اسپاری، و میکروکریستالین و لامینه‌ای را از خود نشان می‌دهد. سیمان‌های انیدریتی به‌صورت، Laths درهم قفل شده، فیبر مانند و جهت یافتگی آن‌ها به‌صورت تصادفی می‌باشد. سنگ‌های آهکی ممکن است به وسیله انیدریت تک بلورین بزرگ سیمانی شوند که به صورت سنگ‌فرشی یا Poikilotopic جایگزین قسمتی و یا تمام ترکیبات کربناته (صدف، پلوئید، اووئید) شوند. انیدریت دارای تنوع بافتی

گسترده است. این گستره وسیع بافتی اطلاعات ارزنده‌ای را در خصوص محیط رسوب‌گذاری و دیاژنتیکی انیدریت‌ها فراهم می‌کند (شکل۳).

رخساره مارنی

این گروه بخش مهمی از سازند گچساران را تشکیل می‌دهند و به‌طور متناوب در بین لایه‌های دیگر قرارگرفته‌اند. در بخش ۵ سازند گچساران میدان نفتی منصورآباد رسوبات مارنی پس از انیدریت‌ها فراوان‌ترین لیتولوژی را تشکیل می‌دهند. این رسوبات عمدتاً به‌صورت توده‌ای بوده و دارای بافت یکنواخت می‌باشند. همراه این رسوبات انیدریت، ژیپس، ذرات کوارتز، مواد آلی و سولفید دیده می‌شوند. گاه شکستگی‌ها و درزه‌هایی در داخل آن‌ها دیده می‌شود که عمدتاً به‌وسیله رسوبات سولفاته پرشده است. این رسوبات گاه آثاری از جریان یافتگی و چین‌خوردگی را با رسوبات دانه‌ریز انیدریتی همراه خود نشان می‌دهند.

رخساره‌های کربناته

الف: رخساره‌های پهنه بین جزر و مدی(Intertaidal):

مادستون با پورفیروتوپ‌های انیدریت (D): این میکروفاسیس برخلاف مادستون‌های پهنه‌های جزر و مدی دارای اشکال مربوط به خروج از آب (Subaerial exposure) نمی‌باشد (شکل ۴. الف و ب). عدم وجود این نوع آثار نشان می‌دهد که مادستون‌های مذکور در شرایط بین جزر و مدی تشکیل شده‌اند. در این رخساره پلاگ‌های بزرگی از انیدریت (بافت جانشینی) مشاهده می‌شود. پدیده دولومیتی شدن نیز یکی از مهمترین فرآیندهای دیاژنزی این رخساره به شمار می‌آید. بلورهای موزائیکی دولومیتی اغلب بی‌شکل و از نوع غیر صفحه‌ای(Non-planar) می‌باشند.

با توجه به مطالعات میکروسکوپی فاقد تخلخل است. امروزه مشابه این رخساره‌ها در برخی پلات‌فرم‌های کربناته و گرم و خشک با میزان تبخیر بالا نظیر خلیج فارس مشاهده می‌شوند (Tucker, 1999). رخساره مادستون با پورفیروتوپ‌های انیدریت معادل کمربند رخساره‌ای شماره ۹ ویلسون (Wilson, 1975) است.

رخساره مادستون ماسه‌ای (C): شامل حدود ۲۵ درصد ذرات تخریبی کوارتز است که در زمینه میکرایت پراکنده می‌باشند. دانه‌های کوارتز ریزدانه تا متوسط دانه هستند و یک چهارم سنگ را تشکیل می‌دهند(شکل ۵). این رخساره زمانی تشکیل می‌شود که امکان ورود ذرات تخریبی به درون حوضه زیاد باشد. به نظر می‌رسد که ذرات تخریبی در زمان پایین بودن سطح آب دریا و توسط کانال‌هایی به این محیط وارد شده‌اند.

دولومادستون (G2): مجموع آلوکم‌های موجود در آن کمتر از ۵ درصد می‌باشد که به علت حضور مواد آلی اغلب به رنگ تیره مشاهده می‌شوند. همچنین به میزان ۵ درصد دانه‌های ماسه‌ای در مقطع حضور دارند. این رخساره به شدت تحت تأثیر فرآیند دولومیتی شدن قرار گرفته و اغلب بلورهای دولومیتی آن از نوع غیر صفحه‌ای هستند. میزان تخلخل در آن کم می‌باشد. همه ویژگی‌های گفته شده دال بر محیط لاگونی به سمت ساحل را دارد (شکل۸).

رخساره وکستون بایوکلاستی (G3): این زیر رخساره دارای بیشترین فراوانی در بین رخساره‌ها مورد مطالعه است که در بردارنده بایوکلاست‌های مختلف می‌باشد. عمده فسیل‌های موجود در آن همگی از نوع کف زی هستند. از مهمترین دانه‌های غیراسکلتی این زیر رخساره پلت (کمتر از ۱۰ درصد) هستند. پدیده دولومیتی شدن نیز در این رخساره تأثیر گذاشته است. نکته قابل ذکر این است که با بالا آمدن سطح نسبی دریا و ارتباط محیط لاگون با خط ساحلی، مقدارباز رسوبات ماسه‌ای محیط ساحلی با گرد شدگی و جور شدگی نسبتاً خوب وارد محیط لاگونی شده‌اند. این پدیده در (شکل ۹ الف و ب) مشاهده می‌شود. استراکودها شاخص محیط لاگونی با اندازه ۲/۵ میلی‌متر در آهک دانه‌ریز و مارن‌های خاکستری بخش بالایی سازند گچساران یافت می‌شوند. همچنین در مقطع دیگری از این زیر رخساره تجمعی از فسیل‌های روتالیا، میلولیدا از نوع دو جهتی، دندریتینا، خرده‌های دوکفه‌ای و جلبک مشاهده می‌شوند. در هر دو برش انحلال دانه‌های اسکلتی موجب ایجاد تخلخل قالبی به میزان تقریباً ۵ درصد در سنگ‌ها شده است (شکل ۹، فلش قرمز).

سودواوولیت وکستون–پکستون: سودواوولیت از مهمترین اجزاء غیراسکلتی این رخساره هستند که مقدار آن‌ها در بعضی نمونه‌ها بیش از ۱۰ درصد است. سودواوولیت بیضوی کروی شکل و دارای جور شدگی خوبی‌اند (شکل ۱۰، فلش آبی). اغلب آن‌ها میکرایتی بوده و تحت تأثیر پدیده دیاژنز قرار گرفته‌اند، اما متن به‌طور کامل دچار پدیده نئومورفیسم قرار گرفته‌اند. (شکل ۱۰). این رخساره معادل رخساره‌های استاندارد شماره ۲۰ فلوگل در نظر گرفته‌شده و به بخش لاگون نسبت داده می‌شود.

آن می‌باشد. رخساره دولومادستون بیشتر در بخش ۳ بالایی سازند گچساران بوده و معادل کمربند رخساره‌های شماره ۹ ویلسون (Wilson, 1975) است (شکل۶).

ب- کمربند رخساره‌ایی لاگون

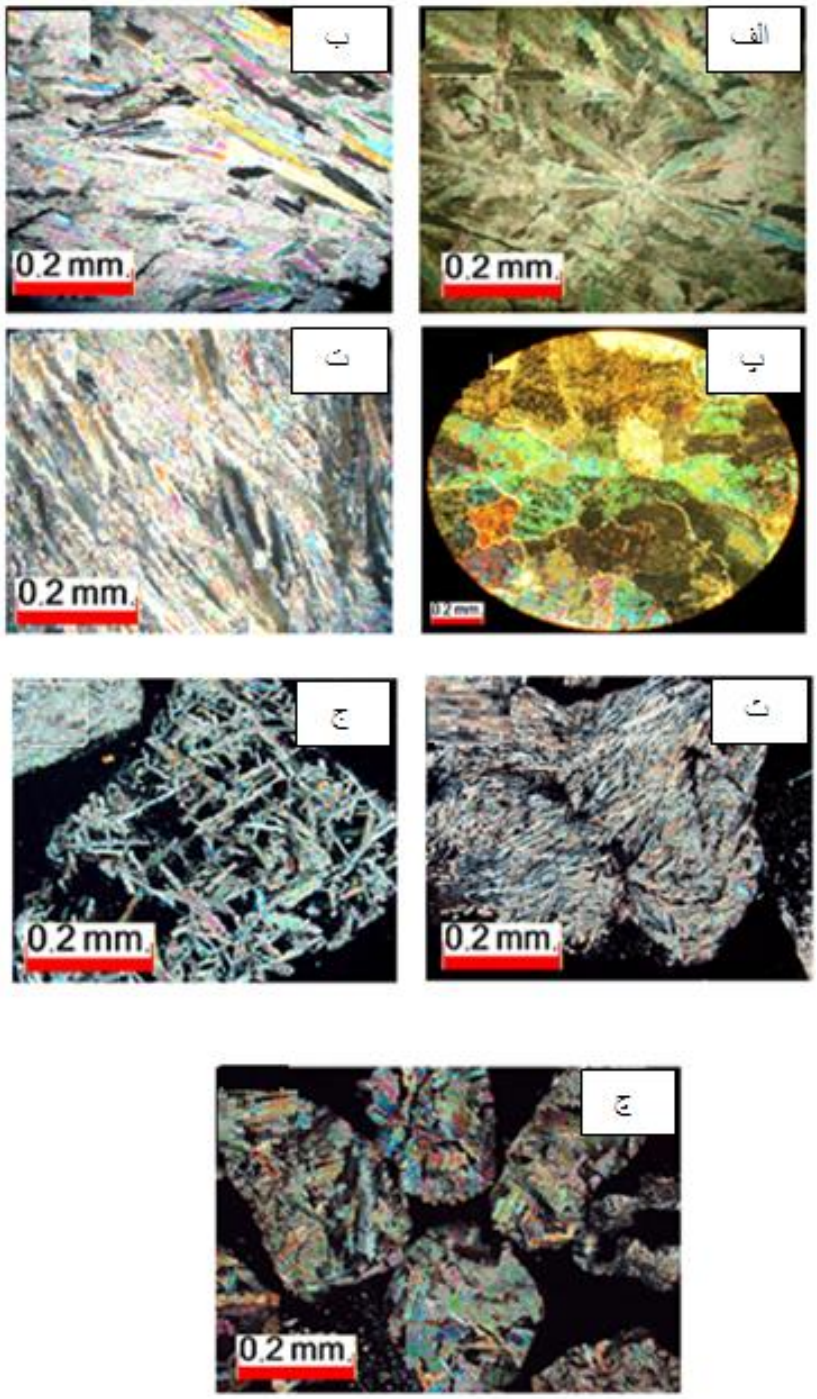
رخساره مادستون بایوکلاستی(F): مجموعه آلوکم‌های اسکلتی و غیراسکلتی موجود در این رخساره کمتر از ۱۰ درصد است. اغلب میکروفسیل‌هایی آن از نوع بنتیک و شامل Rotalia, Miliolids می‌باشد. زمینه سنگ در اثر پدیده تبلور مجدد تخریب شده است. این رخساره در قسمت آرام و کم انرژی لاگون قرار دارد. به میکروفسیل استاندارد شماره ۲۰ فلوگل (Flugle, 2004) نسبت داده می‌شود (شکل۷).

مجموعه زیر رخساره‌های وکستون (G)

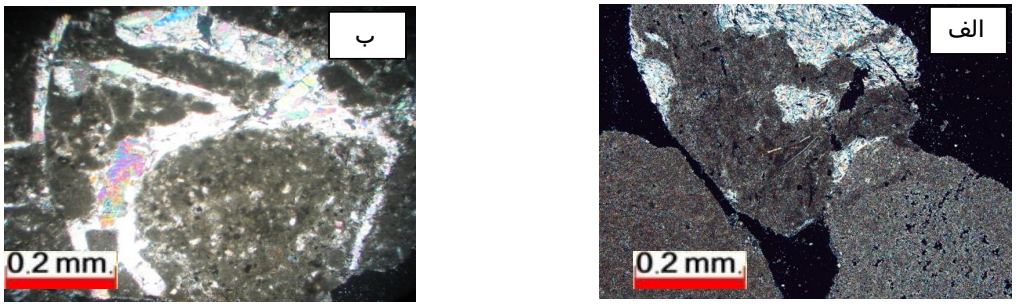
رخساره دولووکستون (G2): مجموع آلوکم‌های موجود در آن کمتر از ۲۰ درصد می‌باشد و عمده آلوکم‌های آن اسکلتی هستند که به علت حضور مواد آلی اغلب به رنگ تیره مشاهده می‌شوند. همچنین به میزان ۵ درصد دانه‌های ماسه‌ای در مقطع حضور دارند. این رخساره به شدت تحت تأثیر فرآیند دولومیتی شدن قرار گرفته و اغلب بلورهای دولومیتی آن از نوع غیر صفحه‌ای هستند. میزان تخلخل در آن کم می‌باشد. همه ویژگی‌های گفته شده دال بر محیط لاگونی به سمت ساحل را دارد (شکل۸).

رخساره وکستون بایوکلاستی (G3): این زیر رخساره دارای بیشترین فراوانی در بین رخساره‌ها مورد مطالعه است که در بردارنده بایوکلاست‌های مختلف می‌باشد. عمده فسیل‌های موجود در آن همگی از نوع کف زی هستند. از مهمترین دانه‌های غیراسکلتی این زیر رخساره پلت (کمتر از ۱۰ درصد) هستند. پدیده دولومیتی شدن نیز در این رخساره تأثیر گذاشته است. نکته قابل ذکر این است که با بالا آمدن سطح نسبی دریا و ارتباط محیط لاگون با خط ساحلی، مقدارباز رسوبات ماسه‌ای محیط ساحلی با گرد شدگی و جور شدگی نسبتاً خوب وارد محیط لاگونی شده‌اند. این پدیده در (شکل ۹ الف و ب) مشاهده می‌شود. استراکودها شاخص محیط لاگونی با اندازه ۲/۵ میلی‌متر در آهک دانه‌ریز و مارن‌های خاکستری بخش بالایی سازند گچساران یافت می‌شوند. همچنین در مقطع دیگری از این زیر رخساره تجمعی از فسیل‌های روتالیا، میلولیدا از نوع دو جهتی، دندریتینا، خرده‌های دوکفه‌ای و جلبک مشاهده می‌شوند. در هر دو برش انحلال دانه‌های اسکلتی موجب ایجاد تخلخل قالبی به میزان تقریباً ۵ درصد در سنگ‌ها شده است (شکل ۹، فلش قرمز).

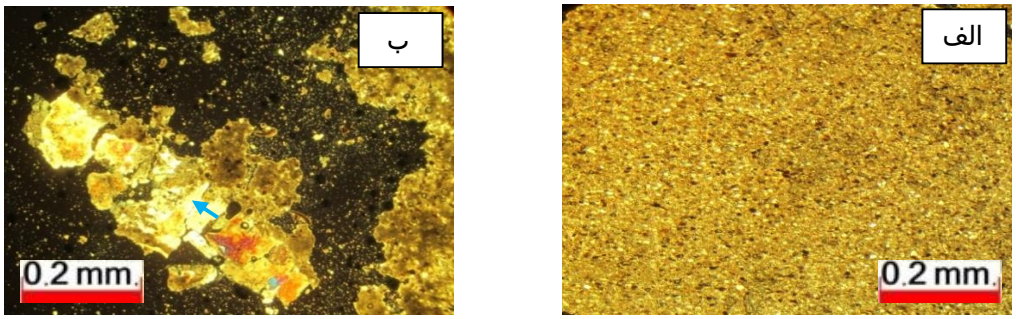
سودواوولیت وکستون–پکستون: سودواوولیت از مهمترین اجزاء غیراسکلتی این رخساره هستند که مقدار آن‌ها در بعضی نمونه‌ها بیش از ۱۰ درصد است. سودواوولیت بیضوی کروی شکل و دارای جور شدگی خوبی‌اند (شکل ۱۰، فلش آبی). اغلب آن‌ها میکرایتی بوده و تحت تأثیر پدیده دیاژنز قرار گرفته‌اند، اما متن به‌طور کامل دچار پدیده نئومورفیسم قرار گرفته‌اند. (شکل ۱۰). این رخساره معادل رخساره‌های استاندارد شماره ۲۰ فلوگل در نظر گرفته‌شده و به بخش لاگون نسبت داده می‌شود.



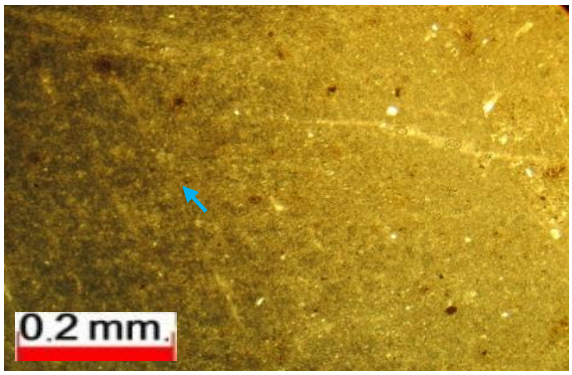
شکل۳.الف) تصاویر میکروسکوپی رخساره تبخیری، ب)بلورهای کشیده همراه با بافت جناغی(chevron) در داخل انیدریت، پ) بافت شعاعی انیدریت، ث)جریان یافتگی بلورهای سوزنی (lath) انیدریتی همراه با بلورهای ژیپس، ج و چ) بافت بلوکی در بلورهای انیدریتی که در آن بافت جریانی در اثر فشارهای وارده به وضوح قابل مشاهده است. بافت‌های قفس مرغی بلورهای انیدریتی که به‌صورت الواری و اسفرولیتی خود را نشان می‌دهند.



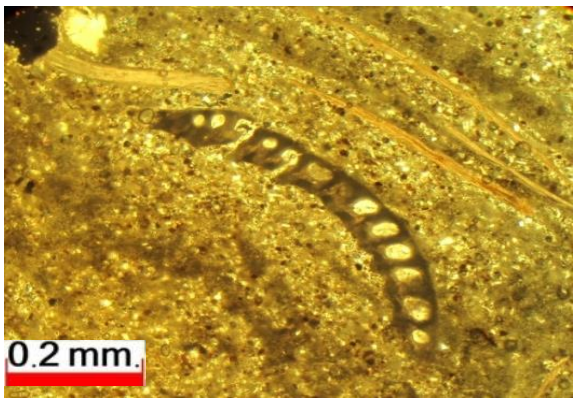
شکل ۴.الف و ب) مادستون با پورفیروتوپ‌های انیدریت در آهک‌های بخش ۵ میدان منصورآباد



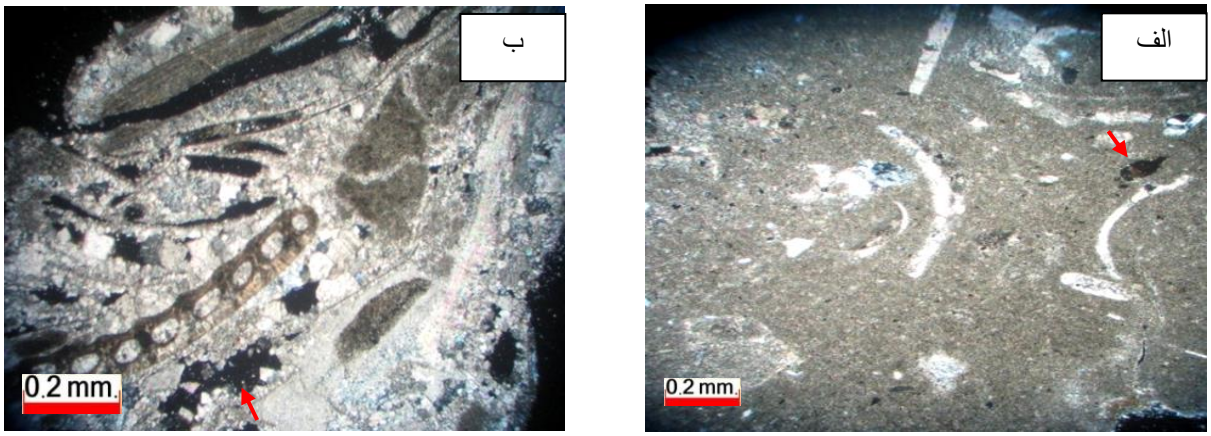
شکل ۵. الف) مادستون حاوی آثاری از دولومیت‌های بسیار ریز بلور، انیدریت به‌صورت پراکنده نیز دیده می‌شوند. ب) آثاری از چرت (فلش آبی) و دولومیت در رخساره دلومادستون مشاهده می‌شود.



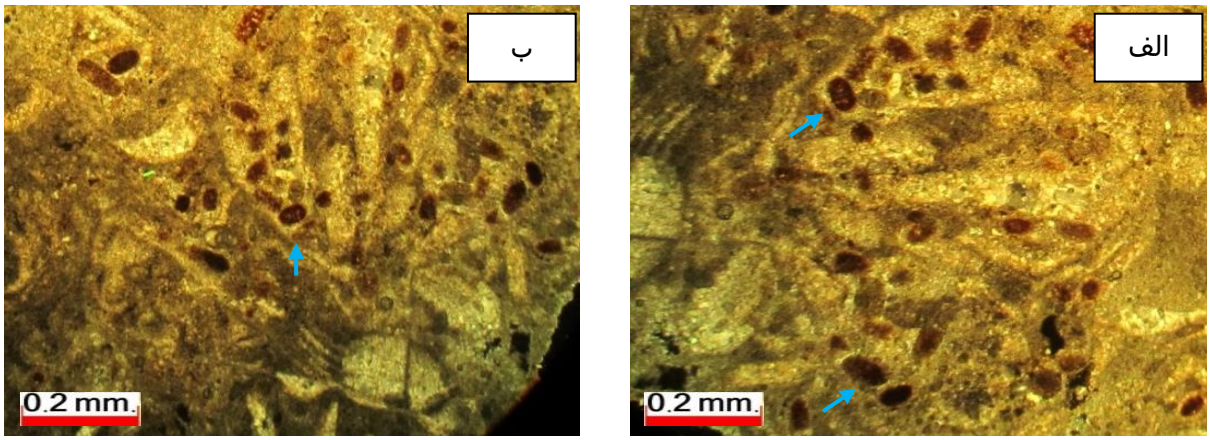
شکل ۶. دولومادستون که به علت حضور مواد آلی گاهی به رنگ تیره مشاهده می‌شوند.



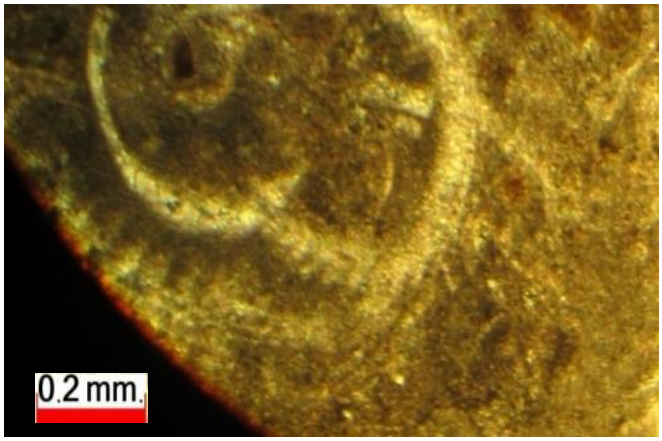
شکل ۷ . مادستون بایوکلاستی: مجموعه آلوکم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی



شکل۸. رخساره دولووکستون که به علت حضور مواد آلی اغلب به رنگ تیره مشاهده می‌شوند.



شکل ۹. الف و ب) تصاویر میکروسکوپی از رخساره وکستون بایوکلاستی



شکل ۱۰. الف و ب) سودواالوولیت وکستون –پکستون

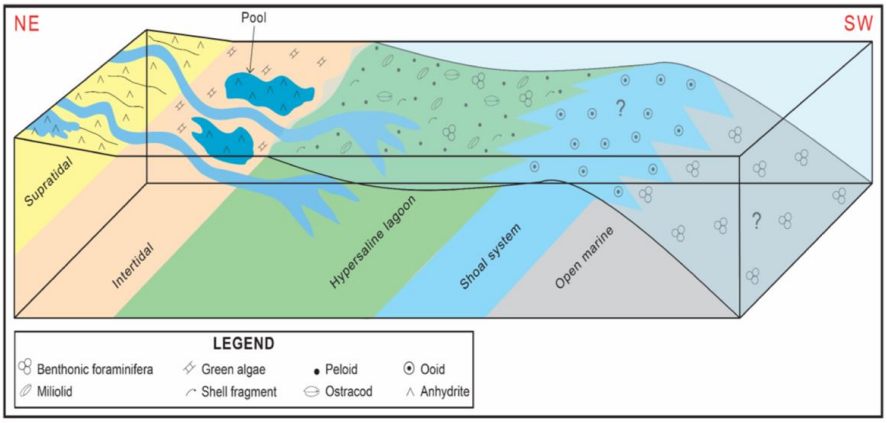
محیط رسوبی

سازند نمک‌دار گچساران حاصل رسوب‌گذاری در یک محیط تبخیری است. این محیط توسط عواملی نظیر جزایر سدی از دریا جداشده و آب و هوای خشک بر محیط حکمفرما بوده است. رسوبات تشکیل شده در این محیط همانند تمامی سنگ‌های تبخیری، حاصل تبخیر آب‌های نمک‌دار (عمدتاً آب دریا) است (موسوی حرمی، ر، محبوبی، ا. ۱۳۸۳). اگرچه فرایند رسوب‌گذاری نمک‌ها بسیار پیچیده است ولی بر اساس نظریه‌های موجود

هنگامی که کولاب یا لاگون از دریا جدا می‌شود ابتدا رس‌ها و مواد معلق در آب ته‌نشین شده و سپس کربنات‌ها شروع به رسوب‌گذاری می‌کنند. در ادامه تبخیر رسوبات سولفاته (عمدتاً ژیپس) و در نهایت نمک‌ها تشکیل می‌شوند. درنتیجه سیکل رسوبی محیط‌های کولابی از پایین به بالا عمدتاً شامل: یک‌لایه رسی یا مارنی، یک‌لایه نازک کربناته، یک‌لایه سولفاته و یک‌لایه نمکی است. در صورتی که شرایط محیط رسوبی تغییر نماید، به‌طور طبیعی تغییراتی در سیکل رسوبی مربوطه ایجاد می‌گردد (متقی، س ف.، ۱۳۹۱).

وجود اجزاء اسکلتی موجوداتی که در بخش کم انرژی تالاب زندگی می‌کنند مانند میلولیدا، روتالیا و جلبک‌های سبز به مقدار زیاد دلیلی دیگر بر رسوب رخساره‌های فوق در بخش کم انرژی این محیط می‌باشد. مادستون‌های همراه با ذرات تخریبی که توسط کانال‌های منشأ گرفته از منطقه سوپراتایدال تغذیه می‌شوند، همگی نشانگر رسوب‌گذاری در پهنه‌های جزر و مدی می‌باشد. همچنین لایه‌های ضخیم مارن‌های قرمز که توسط عملکرد طوفان به محیط وارد شده‌اند، رخساره دولومادستون با توجه به فقدان فسیل و همچنین میکروکریستالین بودن نشانگر چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات در یک محیط سابخایی بالایی جزر و مدی است(Flugel, 2004). حضور رخساره‌هایی همچون وکستون پکستون پلت‌دار، وکستون بایوکلاستی در سازند گچساران نشان دهنده پیشروی نسبی دریا نسبت به بخش‌های پایینی و توسعه رخساره‌های لاگون می‌باشد (عبدالرحیمی، ق.، ۱۳۹۱).

پس از رسوب‌گذاری مارن و کربنات، افزایش تبخیر سبب ایجاد یک فاز پسروی شده که در نتیجه‌ی آن یک محیط سبخایی گسترش یافته است و با افزایش غلظت شورآبه در این محیط، بلورهای ژیپس شکل گرفته‌اند. سپس، افزایش درجه شوری و فشار کم دی اکسیدکربن باعث ناپایدارشدن ژیپس و تشکیل انیدریت به‌صورت نودول‌های سبخایی مجزا و به هم پیوسته‌ی ریز بلور شده است. پسروی دریا در آخرین مراحل منجر به شکل‌گیری یک کفه نمکی شده که بطور مکرر در معرض سیلاب، تغلیظ و خشک‌شدگی قرار می گرفته و لایه‌های نمکی را در خود رسوب می‌داده است. با تلفیق اطلاعات فوق می‌توان محیط رسوبی را یک پهنه وسیع سبخایی- لاگونی برای بخش ۵ سازند گچساران در میدان منصور آباد پیشنهاد نمود (شکل ۱۱).



شکل ۱۱. مدل شماتیک رسوب‌گذاری بخش ۵ سازند گچساران در میدان نفتی منصورآباد

نتیجه‌گیری

بافت‌های دیاژنتیکی مشاهده‌شده در انیدریت‌ها شامل موارد زیر است، فرآیندهای دیاژنزی مختلفی رسوبات بخش مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده که جمله‌ی آن‌ها می‌توان به انیدریتی شدن و نودولار، جانشینی، انترالیتیک، پورفیروبلاستیک، جریانی، اسفرولیتی، لانه‌زنبوری، و چوب کبریتی،رشد و دولومیتی شدن اشاره نمود. ضمن اینکه آثاری از فرایندهای میکریتی شدن، تخلخل و پیریتی شدن نیز در برخی از مقاطع مشاهده می‌گردد. ساخت جریانی در بعضی از لایه‌های انیدریتی نشانه تأثیر فشار و خاصیت پلاستیسیته بوده، ممکن است در عمل انتقال عناصر نیز مؤثر باشد.

با توجه به محیط رسوبی تبخیری سازند گچساران و همچنین عدم وجود شرایط مناسب برای رشد و تکثیر انواع گونه‌های جانوری و گیاهی، گونه‌های فسیلی اندکی در این بخش از سازند گچساران شناسایی شده‌اند.سنگواره‌های جانوری موجود در سازند گچساران متعلق به محیط‌های کولابی و لب‌شور به‌طور عموم شامل Rotalia به همراه Dendritinarangi و Miliolids در بخش ۵ سازند گچساران یافت می‌شود افزایش درجه شوری به سمت پایین این بخش می‌تواند در ارتباط با تغییر شرایط آب و هوایی، و یا پسروی دریا در زمان رسوب‌گذاری این بخش گچساران باشد. با توجه به نتایج به دست آمده از مطالعات پتروگرافی می‌توان محیط رسوب‌گذاری بخش ۵ سازند گچساران را یک محیط سبخایی-لاگونی دانست که این محیط در بیشتر مواقع تحت تأثیر قاره، و در بعضی مواقع تحت تأثیر دریا قرار می‌گرفته است. با توجه به محیط رسوبی و شرایط سنگ‌شناسی سازند گچساران فشارهای غیرعادی این سازند قابل پیش‌بینی می‌باشد که با در نظر داشتن تغییرات سنگ‌شناسی تا رسیدن به مخزن آسماری با سنگ‌شناسی و محیط رسوبی کاملاً متفاوت می‌توان نقطه صحیح جداره گذاری را در چاه‌های نفت و گاز را تعیین کرد که در نتیجه سازندهای کم‌فشار مخزنی از سازند پرفشار گچساران جدا خواهد شد.

منابع

عبدالرحیمی، ق.، ۱۳۹۱. مطالعه سنگ‌شناسی و مدل ساختمانی سازند گچساران در میدان نفتی مارون با استفاده از روش‌های زمین آماری، مجله‌ی زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۶، ص ۲۱-۳۱.

متقی، س ف.، ۱۳۹۱. بررسی اثر سازند گچساران بر سبک چین‌خوردگی واحدهای سنگ پوشاننده آن در محدوده میدان‌های نفتی لالی، پاپیله و زیلایی، کمربند زاگرس چین خورده – رانده، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۴، جلد ۱، ص ۷۱-۸۱.

موسوی حرمی، ر، محبوبی، ا.، ۱۳۸۳، سنگ‌شناسی رسوبی، انتشارات جهاد دانشگاهی مشهد، ۴۹۳ص۴۵

Bahroudi, A., and Koey, H.A., 2004, Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin, Marine and Petroleum Geology, v. 21, p. 1295-1310

Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, Ham, W.E., ed., Classification of Carbonate Rocks: Memoir, American Association of Petroleum Geologists, P.108-121.

Flugel, E., 2004, Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application New York,Springer-Verlag, 976 p

Schereiber, B. C., and El Tabakh, M., 2000, Depositional and early alteration of evapotate,Sedimentology, v. 47, p. 215-238

Tucker, M. E., 1999, Sabkha cycles, stacking patterns and controls: Gachsaran (Lower Fars/Fatha) Formation, Miocene, Mesopotamnian Basin, Iraq. NeuesJahrbuchfürGeologie und Paleontologie, Abhandlungen, 214, p. 45-69.

Wilson, J. L., 1975, Carbonat facies in Geological History, HeidelbergSpringer, 471 p.145

Ziegler, M. A., 2001, Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences, GeoArabia, Vol. 6, No. 3