

میکروفاسیس‌ها و دیاژنز سازند آسماری در میدان نفتی لالی

علی عین‌اللهی* و میررضا موسوی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده‌ی علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران
(* عهده‌دار مکاتبات)

دریافت مقاله ۸۸/۸/۱۰؛ دریافت اصلاح شده ۸۹/۴/۴؛ پذیرش ۸۹/۴/۱۷

چکیده

سازند آسماری در میدان نفتی لالی واقع در ۴۰ کیلومتری شمال غرب مسجد سلیمان، یک توالی ضخیم آهکی، آهک شیلی و آهک دولومیتی-انیدریتی (جمعاً حدود ۴۰۰ متر)، با سن میوسن زیرین می‌باشد. این سازند در میدان یاد شده، فاقد آسماری تحتانی بوده و دارای عضو تبخیری کلهر و انیدریت قاعده‌ای است. مطالعه‌ی ۱۶۰ مقطع نازک حاصل از مغزه‌ها (۳۰ عدد) و خرده‌های حفاری سازند آسماری در چاه‌های ۲۰ و ۲۲ میدان نفتی لالی، منجر به شناسایی ۱۰ میکروفاسیس در شش کمر بند رخساره‌ای شامل سوپراتایدال، ایترتایدال، لاگون، سد ماسه‌ای یا شول، دریای باز کم‌عمق و حاشیه‌حوضه، شده و مشخص گردید که این سازند در یک محیط رمپ کربناته از نوع هموکلاین نهشته شده است. از فرآیندهای دیاژنزی در سازند آسماری، می‌توان به تراکم فیزیکی و شیمیایی، سیمانی‌شدن، انحلال و ایجاد تخلخل‌های عمدتاً حفره‌ای و کانالی، نوشکلی، دولومیتی‌شدن، انیدریتی‌شدن، فابریک ژئوپتال، شکستگی‌ها، میکرایتی‌شدن و فرآیندهای زیستی اشاره کرد. در رابطه با کیفیت مخزنی سازند، تخلخل‌های حاصل از شکستگی‌ها، نقش مهمتری را ایفا نموده‌اند و تخلخل‌های حفره‌ای و کانالی به دلیل گستردگی کمتر، نقش چندانی را نداشته‌اند. این فرآیندها در سه محیط دیاژنز دریایی، متئوریک و دفنی اتفاق افتاده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سازند آسماری، رمپ، میکروفاسیس، دیاژنز، محیط رسوبی، میوسن زیرین.

۱- مقدمه

در میدان مورد مطالعه با ضخامت حدود ۴۰۰ متر، به‌صورت تدریجی روی سازند پاینده و زیر سازند گچساران قرار گرفته است (تصویر ۶). هدف از این مطالعه، تعیین میکروفاسیس‌ها، محیط رسوبی، تشخیص فرآیندهای دیاژنزی و تأثیر آن بر خصوصیات مخزن آسماری می‌باشد.

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

حوضه‌ی زاگرس به سه زون شامل زون ماگماتیکی ارومیه دختر، زون همپوشان و زون چین‌خورده و گسل‌خورده تقسیم شده است (Alavi 2004). میدان نفتی لالی، در شمال فروافتادگی دزفول و در زون چین‌خورده و گسل‌خورده‌ی زاگرس قرار گرفته است. این میدان در ۴۰ کیلومتری شمال غرب مسجد سلیمان (جنوب غرب ایران) قرار دارد. موقعیت دو چاه ۲۰ و ۲۲ مطالعه شده در این میدان، در تصویر ۱ نشان داده شده است.

۳- روش کار

به‌منظور تعیین رخساره‌ها، محیط رسوبی و تشخیص فرآیندهای دیاژنزی سازند آسماری در میدان نفتی لالی، ۱۶۰ مقطع نازک از

سازند آسماری، یک سکانس ضخیم کربناته با سن الیگوسن-میوسن، از اصلی‌ترین مخازن نفتی واقع در جنوب غربی ایران به‌شمار می‌آید (مطیعی ۱۳۸۲). این سازند بر یک پلاتفرم کربناته واقع در حوضه‌ی زاگرس نهشت کرده و بیشترین گسترش آن در فروافتادگی دزفول می‌باشد (مطیعی ۱۳۸۲). از نظر سنگ‌شناسی، با آهک‌ها، آهک‌های دولومیتی و آهک‌های شیلی مشخص می‌شود (Mossadegh et al. 2009). در شمال غرب حوضه‌ی زاگرس، عضو تبخیری کلهر با سنگ‌آهک‌های سازند آسماری میانی، به‌صورت بین‌انگشتی تداخل می‌یابد، درحالی‌که در جنوب شرقی آن حوضه، عضو ماسه‌سنگی اهواز جایگزین سنگ‌آهک‌ها می‌شود (مطیعی ۱۳۸۲). قاعده‌ی سازند آسماری دو زمانه (dichronous) بوده، به‌طوری‌که در امتداد میادین شمالی فروافتادگی دزفول، مانند میدان لالی، قاعده‌ی سازند آسماری با انیدریت قاعده‌ای و با سن آکیتانین، مشخص می‌شود. در این حالت، شیل و مارن‌های فوقانی سازند پاینده، معادل الیگوسن بوده (Wynd 1965) و آسماری زیرین وجود ندارد (مطیعی ۱۳۸۲). سازند آسماری

شد. مغزه‌ها (۳۰ عدد) و خرده‌های حفّاری (۱۳۰ عدد) موجود چاه‌های

۴-۱- میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی

بر اساس مطالعات پتروگرافی ۱۶۰ مقطع نازک، رخساره‌های سازند آسماری در منطقه‌ی مورد مطالعه ۱۰ میکروفاسیس متعلق به شش کمر بند رخساره‌ای تشکیل شده‌اند که از سمت ساحل به طرف حوضه، عبارتند از (تصویر ۲):

A- میکروفاسیس‌های پهنه‌ی جزر و مدی

A1- میکروفاسیس کمر بند رخساره‌ای بالای پهنه‌ی جزر و مدی

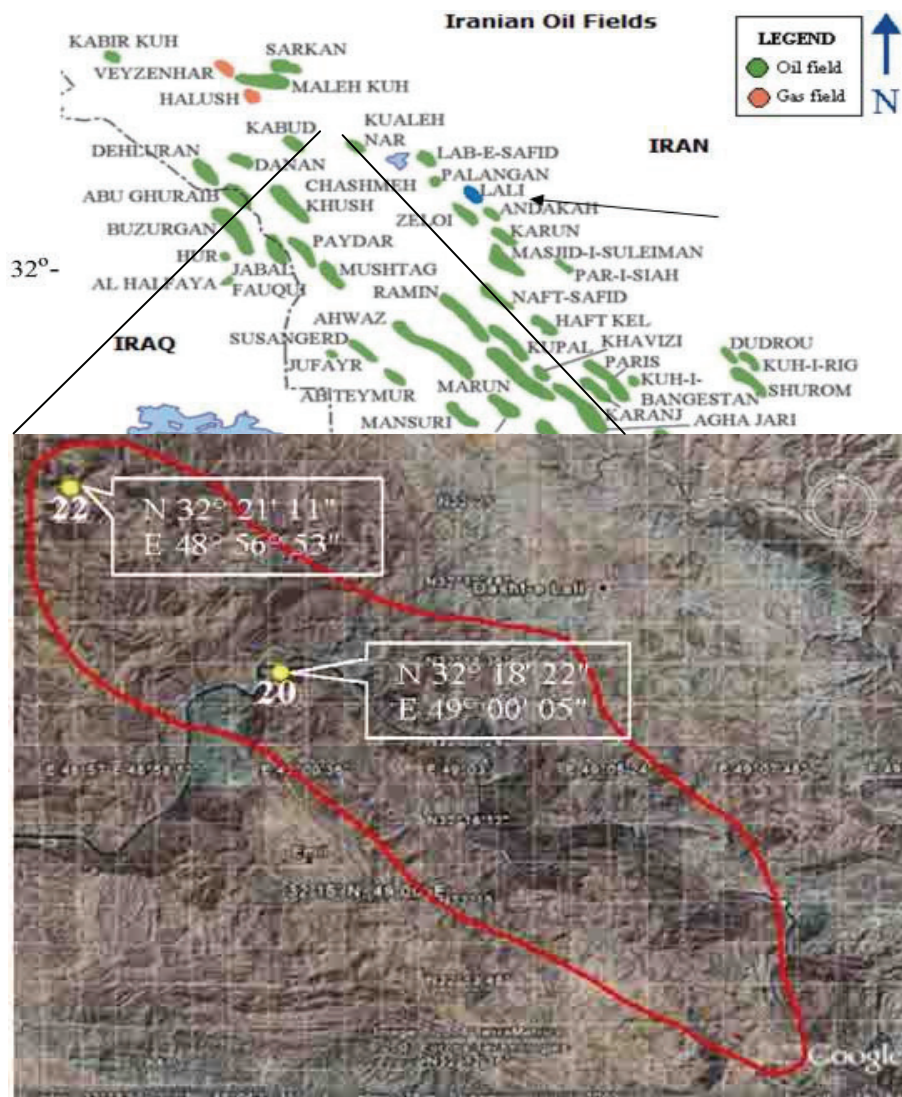
MF1- دولومادستون (Dolomudstone): این رخساره شامل دولومیکریت تا دولومیکرواسپارایت حاوی ندول‌های انیدریتی با بافت قفس مرغی (chicken wire) می‌باشد (تصویر ۲) که گاهی شبه‌هایی از آلومک‌ها، نظیر فرامینیفرهای بتتیک (احتمالاً بورلیس و دندرتینا) به

شماره ۲۰ و ۲۲، مورد مطالعه‌ی دقیق میکروسکوپی قرار گرفتند. نام‌گذاری رخساره‌های کربناته با استفاده از طبقه‌بندی دان‌هام (Dunham 1962)، انجام گردیده و در صورت امکان، با کمر بندهای رخساره‌ای فلوگل (Flügel 2004)، تطبیق داده شده‌اند.

در نهایت، محیط تشکیل هر میکروفاسیس، مشخص و بر اساس توالی میکروفاسیس‌ها، مدل محیط رسوبی سازند آسماری ارائه گردیده است. در این مطالعه، تخلخل‌ها بر اساس چوکت و پری (Choquette & Pray 1970) طبقه‌بندی شده‌اند.

۴- بمت و برّس

در اینجا ابتدا میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی شرح داده می‌شوند و سپس به تشریح فرآیندهای دیاژنزی در سازند آسماری پرداخته خواهد



تصویر ۱- نقشه‌ی ناحیه‌ای از میداین نفتی و یا گازی نواحی نفت‌خیز جنوب (www.gregcroft.com)، که در آن موقعیت میدان لالی و چاه‌های مطالعه شده در یک تصویر ماهواره‌ای (Google Earth 2008) نشان داده شده است.

پر شده‌اند (تصویر ۲، فلش زرد). در این رخساره، لوله‌های کرم، به صورت گروهی و منفرد دیده شده است (تصویر ۲، فلش آبی).

MF5- وکستون تا پکستون میلیولینادار (Miliolina wackestone to packstone): این رخساره شامل وکستون و پکستون بدون آشفستگی زیستی و حفرشدگی و حاوی فرامینیفراهای بتتیک کوچک فراوان (عمدتاً از زیر راسته میلیولینا) می‌باشد. از آلوم‌های اصلی در میکروفاسیس‌های لاگون، فرامینیفراهای بتتیک کوچک از زیر راسته میلیولینا (دندرتینا و میلیولیدا) قابل ذکر هستند. میزان فراوانی فرامینیفراهای بتتیک کوچک در وکستون‌ها، بین ۲۰ تا ۳۰ درصد می‌باشد (تصویر ۲). این رخساره، معادل میکروفاسیس رمپ کربناته‌ی شماره ۲۰ (RMF20) فلوگل (Flügel 2004)، واقع در بخش لاگون رمپ داخلی می‌باشد. رخساره‌های لاگون، به همراه فرامینیفراهای با پوسته‌ی بدون منفذ، مشخص‌کننده‌ی محیط کم‌انرژی، منطقه‌ی نوری بالا (upper photic zone) و محیط ته‌نشستی کم‌عمق لاگون از بخش داخلی رمپ می‌باشد (Romero et al. 2002). با نزدیک‌تر شدن به سد و افزایش انرژی محیط، از رخساره‌های وکستونی و مقدار میکرایت کاسته و بر رخساره‌های پکستونی و مقدار اسپارایت افزوده می‌گردد. علاوه بر این، وجود موجودات محیط دریای باز در این رخساره‌ها، نشان‌دهنده‌ی ارتباط دریای باز با محیط لاگون می‌باشد.

C: میکروفاسیس‌های کمر بند رخساره‌ای سد یا شول

MF6- گریستون بیوکستی با پوشش میکرایتی (Coated bioclastic grainstone): بیوکست‌های تشکیل‌دهنده‌ی این رخساره عمدتاً از نوع دوکفه‌ای‌ها و گاستروپودها می‌باشند (تصویر ۲). رسوبات پوشش دار این میکروفاسیس، در شرایط با شوری نرمال دریایی و عمل ثابت امواج در بالای سطح اساس امواج عادی یا بین سطح اساس امواج عادی و سطح اساس امواج طوفانی، تشکیل می‌شوند. تشکیل پوشش میکرایتی، در نتیجه‌ی میکرایتی‌شدن بیوکست‌ها بر اثر فعالیت موجودات میکروحفرار، در محیط‌های بسیار کم‌عمق دریا صورت می‌گیرد (Flügel 2004).

MF7- پکستون تا گریستون بیوکستی همراه با فرامینیفراهای بتتیک فراوان (Bioclastic packstone to grainstone with abundant benthic foraminifera): این رخساره متشکل از پکستون تا گریستون بیوکستی همراه با فرامینیفراهای بتتیک کوچک فراوان (۲۰ تا ۵۰ درصد) شامل بورلیس، دندرتینا و میلیولید و نیز آلوم‌های اصلی دیگر شامل نرمتان (گاستروپود و دوکفه‌ای) و خرده‌های اکتینوئید به میزان ۱۰ تا ۱۵ درصد و اجزای فرعی روتالیا، الفیدوم،

میزان ۱ تا ۵ درصد و پلوئید، در آن دیده می‌شود. ندول‌ها، دارای بلورهای سوزنی و ریز (lath-shaped) انیدریتی می‌باشند. این بلورها مطابق تاکر (Tucker 2001)، ریز بلورهای انیدریتی هستند که در محیط سبخوا، با بالا رفتن غلظت سیالات منفذی (بیش از ۱۴۵ درصد) بر اثر تبخیر شدید (دمای بیش از ۲۲ درجه‌ی سانتیگراد)، جایگزین (displace) بلورهای ژپس شده‌اند.

A2- میکروفاسیس‌های کمر بند رخساره‌ای بین پهنه‌ی جزر و مدی MF2- مادستون (Mudstone): این رخساره به صورت گل میکرایتی کربناته، دارای کمی کوارتز در حد سیلت و بیوکست‌های خیلی ریز (هر یک کمتر از ۱ درصد) می‌باشد (تصویر ۲). این رخساره، معادل میکروفاسیس رمپ کربناته‌ی شماره ۱۹ (RMF19) فلوگل (Flügel 2004)، مربوط به منطقه‌ی پرتایدال از رمپ پستی می‌باشد. با توجه به فراوانی کم و تنوع محدود موجودات و همچنین نبود ساختارهای نشان‌دهنده‌ی شکل‌های خروج از آب مانند بافت چشم پرنده‌ای و قرارگیری آن در بالای رخساره‌های لاگونی، می‌توان گفت که این رخساره، در بخش محدود شده‌ی پلتفرم (restricted) به سمت پهنه‌ی جزرومدی، شکل گرفته است (Wilson & Evans 2002).

MF3- پکستون تا وکستون پلوئیدی (Peloidal packstone to wackestone): این رخساره شامل پکستون تا وکستون پلوئیدی همراه با شبه‌هایی از فرامینیفراهای بتتیک میلیولید، بورلیس و دندرتینا (جمعاً حدود ۵ درصد) می‌باشد. میزان پلوئید در پکستون‌ها به بیش از ۵۰ درصد می‌رسد (تصویر ۲). این رخساره در بخش‌های داخلی پلتفرم کم‌عمق، شامل محیط‌های دریایی کم‌عمق حفاظت شده با چرخش متوسط آب (انرژی متوسط) و در جایگاه رمپ داخلی ایجاد شده، ولی مطابق فلوگل (Flügel 2004) می‌تواند در نواحی تبخیری و خشک پلتفرم نیز، به وجود آید. به طور کلی رخساره‌های پهنه‌ی جزرومدی (MF1 تا MF3)، در نواحی پشت رمپ (back-ramp) در محیطی کم‌انرژی تا با انرژی متوسط و با آب و هوای خشک تا نیمه خشک نهشته شده‌اند (Flügel 2004).

B- میکروفاسیس‌های کمر بند رخساره‌ای لاگون

MF4- وکستون تا مادستون حفرشده‌ی فرامینیفری (Burrowed benthic foraminiferal wackestone to mudstone): این رخساره، عمدتاً شامل وکستون و کمتر مادستون می‌باشد که در معرض حفرشدگی (bioturbation) و آشفستگی زیستی (bioturbation) موجودات حفرار قرار گرفته است (تصویر ۲). حفره‌ها در اکثر موارد با پلت‌های مدفوعی و سیمان شفاف اسپاری بین آن‌ها و یا با گل کربناته،

دیده نشده و بیوکست‌های بسیار کوچک، سازنده‌های آن‌ها باشند. در کمر بند رخساره‌ای دریای باز کم‌عمق، فرامینفرهای پلاژیک (گلوبیژرینا) بیشتری نسبت به محیط انتهایی لاگون، مشاهده شده است.

E- میکروفاسیس کمر بند رخساره‌ای حاشیه‌حوضه‌ای

MF10- مادستون تا وکستون با فرامینفرهای پلانکتونیک (Planktonic foraminiferal mudstone to wackestone): این رخساره در بخش زیرین عضو کلهر دیده شده و عمدتاً مادستونی و کمتر وکستونی است. آلوکم اصلی سازنده آن، فرامینفر پلاژیک گلوبیژرینا (حدود ۵ درصد- تصویر ۲، فلش سبز) و آلوکم‌های فرعی شامل خرده‌های ریز اکیئوئید، استراکود، فرامینفرهای بتیک (بورلیس، میلیولید، دیسکوربیس، روتالیا، آمونیا) و کوارتز تخریبی می‌باشند (تصویر ۲). این رخساره با میکروفاسیس رمپ کربناته‌ی شماره ۵ (RMF5) (Flügel 2004)، مربوط به رمپ میانی تا خارجی قابل مقایسه و نشان‌دهنده‌ی شرایط محیطی نسبتاً عمیق و آرام می‌باشد. به‌علت حضور بیوکست‌های همراه فرامینفرهای پلانکتونیک، نمی‌توان محیط تشکیل این رخساره را بخش‌های بسیار عمیق حوضه تصور نمود (Corda & Brandano 2003).

به عقیده‌ی فلوگل (Flügel 2004)، رخساره‌های عمیق رمپ‌های کربناته خصوصاً از نوع هموکلاین، باوکستون‌ها، مادستون‌ها و مارن‌های فسیل‌دار، همراه با جانوران دریای باز (به‌صورت پراکنده) مشخص می‌شوند و از این نظر، جایگاه نهشت این میکروفاسیس را می‌توان رمپ میانی و اوایل رمپ خارجی در نظر گرفت. با توجه به تنوع رخساره‌ای و همچنین حضور موجودات پلانکتونیک در کنار موجودات بتیک که نشان‌دهنده‌ی نبود سد پیوسته به‌عنوان جداکننده‌ی بخش لاگون از دریای باز است و به‌دلیل تغییر تدریجی رخساره‌های ساحلی به رخساره‌های عمیق‌تر حوضه، عدم مشاهده‌ی آثار لغزشی، برشی شدن و توریدایت‌ها، مدل محیط رسوبی سازند آسماری در میدان نفتی لالی را می‌توان یک رمپ هموکلاین تصور کرد (تصویر ۳). حوضه خلیج فارس، مشابه این مدل در عهد حاضر می‌باشد.

این مدل (رمپ هموکلاین)، توسط افرادی دیگر مانند اخروی و همکاران (Aqrabi et al. 2006)، وزیری‌مقدم و همکاران (Vaziri-Moghaddam et al. 2006) و امیر شاه‌کرمی و همکاران (Amirshahkarami et al. 2007)، برای سازند آسماری در جنوب غرب ایران پیشنهاد شده است.

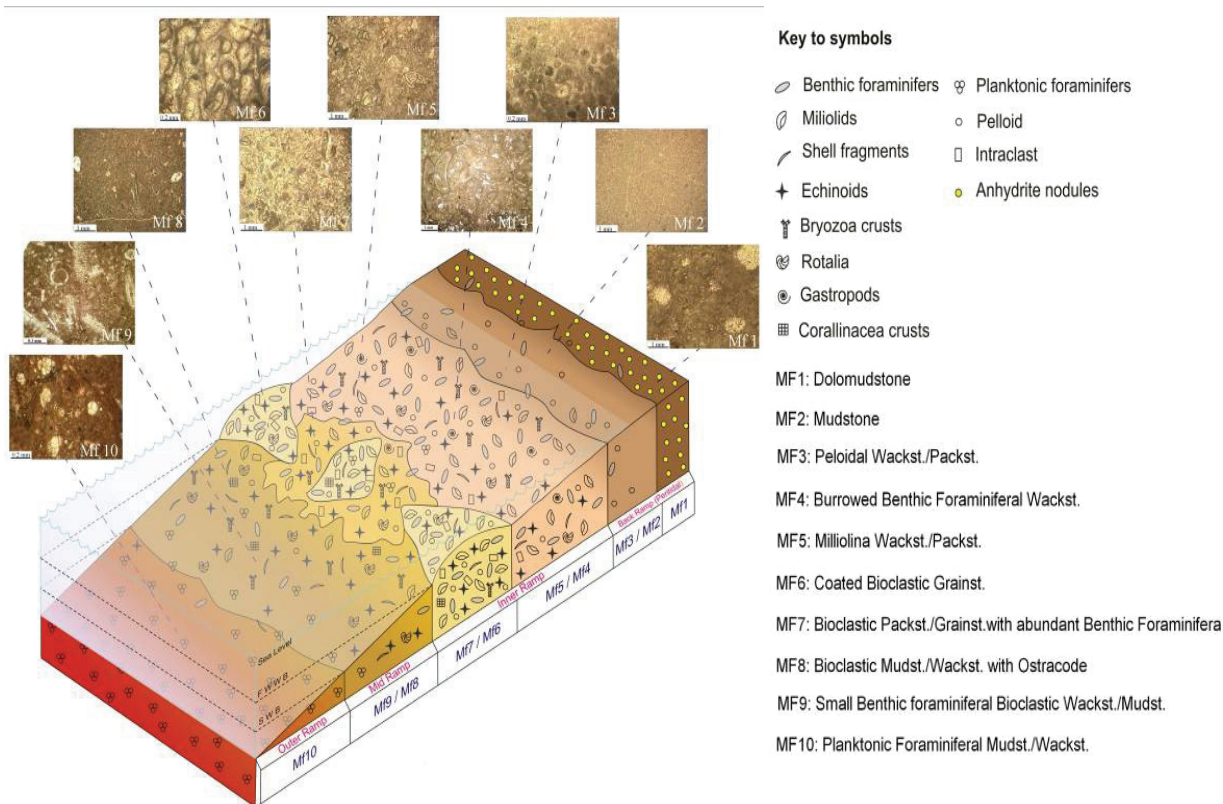
دیسکوربیس، تکستولاریا، ولولینید، استراکود، بیولامپ، گلوبیژرینا، اینتراکست، پلوئید و کوارتز تخریبی می‌باشد (تصویر ۲). وجود اینتراکست‌های گرد شده و نیز فراوانی بیشتر سیمان اسپاری نسبت به میکرایت، نشان‌دهنده‌ی انرژی متوسط تا بالای محیط همراه با حرکت مداوم و حمل دوباره‌ی بیوکست‌ها می‌باشد. این رخساره مربوط به رمپ داخلی است. مشابه این رخساره نیز توسط امیرشاه‌کرمی و همکاران (Amirshahkarami et al. 2007) از سازند آسماری، گزارش شده است. این رخساره با میکروفاسیس رمپ کربناته‌ی شماره ۲۷ (RMF27) فلوگل (Flügel 2004)، مطابقت دارد و مربوط به شول‌های ماسه‌ای در رمپ داخلی می‌باشد.

D- میکروفاسیس‌های کمر بند رخساره‌ای دریای باز کم‌عمق

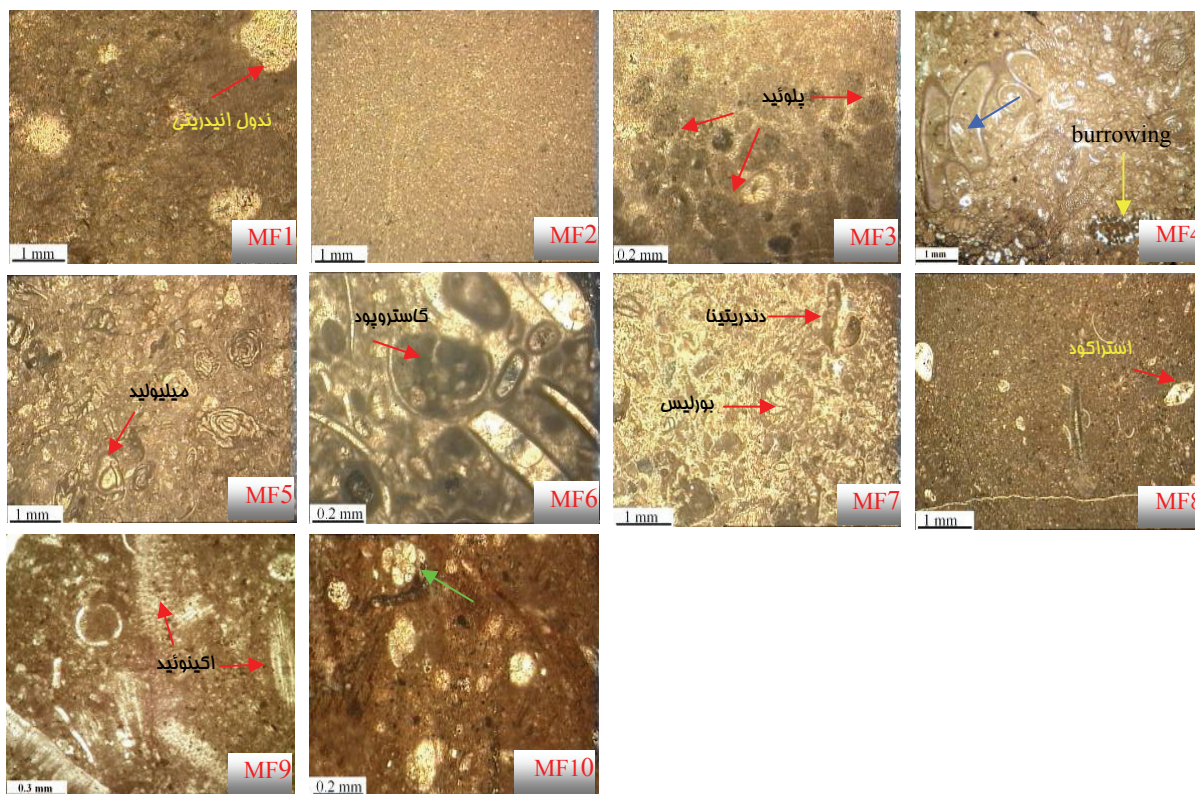
MF8- مادستون تا وکستون بیوکستی استراکوددار (Bioclastic mudstone to wackestone with ostracods): این رخساره اغلب به‌صورت مادستون و کمتر وکستون بیوکستی، همراه با صدف‌های استراکود (۲ تا ۵ درصد) می‌باشد. بیوکست‌ها در این رخساره، ریز هستند. از آلوکم‌های اصلی، استراکودها و فرامینفرهای بتیک کوچک (آمونیا، روتالیا، الفیدیوم، میلیولید، تکستولارید، دیسکوربیس، بورلیس و دندرتینا) و از آلوکم‌های فرعی، خرده‌های اکیئوئید و جلبک قرمز (اغلب نشان دهنده بخش جلوی سدی)، فرامینفرهای پلانکتونیک (گلوبیژرینا)، پلوئید و کوارتز تخریبی در حد سیلت قابل ذکر هستند (تصویر ۲). این رخساره در چاه ۲۲ میدان لالی، گسترش بیشتری دارد و با میکروفاسیس رمپ کربناته‌ی شماره ۱۸ (RMF18) فلوگل (Flügel 2004)، از دریای محدود شده (restricted marine) واقع در انتهایی رمپ داخلی و ابتدای رمپ میانی نزدیک به سطح اساس امواج عادی قابل مقایسه است.

MF9- وکستون تا مادستون بیوکستی حاوی فرامینفرهای بتیک

کوچک (Small benthic foraminiferal bioclastic wackestone to mudstone): این رخساره، بیشتر از نوع وکستون و کمتر مادستون است. اجزای اصلی تشکیل‌دهنده‌ی آن شامل فرامینفرهای بتیک کوچک (دندرتینا، بورلیس، روتالیا، آمونیا، میلیولید دیسکوربیس، الفیدیوم و تکستولارید) و خرده‌های اکیئوئید و اجزای فرعی آن نیز شامل بریوزوئر، استراکود، گاستروپود، دوکفه‌ای، فرامینفرهای پلانکتونیک (گلوبیژرینا) و کوارتز تخریبی می‌باشد (تصویر ۲). نبود رخساره‌های ریفی مشخص‌کننده‌ی سد، باعث شده است که در میکروفاسیس‌های این کمر بند رخساره‌ای، آثاری از قطعات درشت



تصویر ۲- میکروفاسیس‌های سازند آسماری در میدان نفتی لالی، MF4 و MF9 در نور معمولی و بقیه در نور پلاریزه گرفته شده‌اند.



تصویر ۳- مدل محیط رسوبی سازند آسماری در میدان نفتی لالی (در ترسیم شیب رمپ هموکلاين، به خصوص در بخش جلوی سدی، اغراق شده است)

۴-۲- فرآیندهای دیاژنی

مطابق بررسی‌های دقیق میکروسکوپی انجام شده بر روی مقاطع موجود، فرآیندهای دیاژنی زیر در سازند آسماری شناسایی گردید که عبارتند از تراکم (فیزیکی و شیمیایی)، سیمانی‌شدن، انحلال، نوشکلی (neomorphism)، دولومیتی‌شدن، انیدریتی‌شدن، میکرایتی‌شدن، فرآیندهای زیستی، فابریک ژئوپتال (geopetal fabric) و شکستگی‌ها. این فرآیندها در سه محیط دیاژنی دریایی، متئوریک و دفنی رخ داده‌اند.

فرآیند تراکم مکانیکی منجر به ایجاد شکستگی در ذرات و توده-سنگ، تغییر شکل ذرات یا به عبارتی له‌شدن آلوک‌ها (عمدتاً فرامینفرها- تصویر ۴- a) و تشکیل آرایش نزدیک به هم آن‌ها شده است. این فرآیند، عمدتاً با فرآیند انحلال فشاری همراه بوده است. بسیاری از رسوبات، به دنبال تراکم فیزیکی، در معرض تراکم شیمیایی نیز قرار گرفته و توسط انحلال فشاری و تشکیل استیلولیت‌ها و درزه‌های انحلالی که اغلب با شکستگی‌ها همراه‌اند، مشخص می‌شوند (Logan 1984). با در نظر گرفتن تقسیم‌بندی ساخت‌های انحلال فشاری از باکستون و سیبلی (Buxton & Sibley 1981) و نیز بترست (Bathurst 1987)، محصولات انحلال فشاری در سازند آسماری به دو دسته شامل درزه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها قابل تفکیک هستند. درزه‌های انحلالی اغلب، دانه‌ها را دور زده و بدون قطع آن‌ها گسترش پیدا می‌کنند. این درزه‌ها در سازند مورد مطالعه، بر اساس تقسیم‌بندی لوگان و سمنیوک (Logan & Semeniuk 1976)، از نوع دسته‌های نازک آناستوموزینگ (anastomosing wispy seams) واگرا یا همگرا و به شکل دم‌اسبی (horse-tail) دیده می‌شوند (تصویر ۴- b). استیلولیت‌ها که در اعماق بیشتری نسبت به درزه‌های انحلالی شکل می‌گیرند (Tucker & Wright 1990)، در سازند آسماری به صورت میکرواستیلولیت‌ها (با دامنه حدود ۲۰۰ میکرومتر) مشاهده می‌شوند و حاوی مواد تجمعی تیره‌ی باقیمانده از انحلال (stylocumulates) بوده (تصویر ۴- c) و در تغییر شکل و انحلال بخشی آلوک‌ها نقش دارند.

از انواع سیمان‌های سازند آسماری، می‌توان به سیمان‌های کربناته تیغه‌ای، بلوکی، هم‌محور، پوئی کیلوتوپیک و نیز سیمان‌های سولفات‌ه (ژپس و انیدریت)، دولومیتی و اکسیدآهنی اشاره کرد. در این سازند سیمان‌های تیغه‌ای، گسترش کمی داشته و اغلب در رخساره‌های سدی، اطراف آلوک‌ها را به صورت بلورهای ضخیم و کوتاه (stubby bladed)، با بافت هم ضخامت پوشانده‌اند. این نسل از سیمان دریایی با نسل بعدی سیمان‌های متئوریک و دفنی (بلوکی) دنبال شده‌اند

(تصویر ۴- d). نقش سیمان‌های بلوکی کلسیتی و سولفات‌ه، به صورت پرکننده‌ی شکستگی‌ها و حفرات می‌باشد. سیمان‌های هم‌محور نیز که ظاهری شفاف در مقاطع نازک دارند، مربوط به محیط دیاژنی دفنی (Flügel 2004) بوده و اطراف ذرات اکتیویدی مشاهده می‌شوند، به طوری که گاهی به صورت پوئی کیلوتوپیک درآمده و بعضاً نیز دولومیتی شده‌اند (تصویر ۴- e). سیمان‌های سولفات‌ه در مراحل انتهایی دیاژنز، فضاهای باقیمانده را به صورت حفره پرکن (pore filling) اشغال کرده و گاهی نیز در رخساره‌ی لاگونی عضو کلهر، به صورت جانیشینی در آلوک‌ها مشاهده می‌شوند (تصویر ۴- f). به نظر می‌رسد که رابطه‌ای میان دولومیتی‌شدن و انیدریتی‌شدن وجود داشته باشد، چرا که این دو پدیده اغلب با هم و در کنار یکدیگر یافت می‌شوند (تصویر ۴- g). این پدیده، می‌تواند در اثر دولومیتی‌شدن و افزایش تخلخل و فراهم شدن زمینه برای ورود آب‌های گرم حاوی سولفات کلسیم و تشکیل انیدریت در فضاهای باقیمانده حاصل گردد (Hips & Argyelan 2007). ضمن این‌که دولومیتی‌شدن، منجر به افزایش یون کلسیم اضافی در محل خواهد شد. سیمان‌های دولومیتی نیز به صورت بلورهای شفاف دانه‌درشت و اغلب شکل‌دار با مرزهای مسطح، حفرات باقیمانده و شکستگی‌ها را در مراحل انتهایی دیاژنز پر کرده‌اند (تصویر ۴- h). اکسید آهن نیز عمدتاً در محل درزه‌های انحلالی، رسوب کرده است (تصویر ۴- b).

دولومیت‌های سازند آسماری به ۴ دسته شامل دولومیکرایت‌ها، دولومیکرواسپارها، دولواسپارها و سیمان‌های دولومیتی (آدابی ۱۳۸۳) قابل تقسیم هستند. دولومیکرایت‌ها در بخش فوقانی توالی آسماری، به صورت بلورهای کوچک (کمتر از ۱۶ میکرومتر) و متراکم، دارای مرزهای مسطح نیمه شکل‌دار همراه با ندول‌های انیدریتی سیخا دیده می‌شوند (تصویر ۲- MF1). دولومیکرایت‌ها، در زمینه‌ی گلی کربناته رخساره‌های سوپراتایدال و اینترتایدال هم‌زمان با نهشت رسوب یا در مراحل بسیار اولیه دیاژنی تشکیل شده‌اند (Aqrabi et al. 2006). دولومیکرواسپارها و دولواسپارهای سازند مورد مطالعه، از فراوانی کمتری برخوردار بوده و اغلب در کنار هم یافت می‌شوند. بافت بلورها در دولومیکرواسپارها به صورت موزائیک‌های متراکم یونی مدال با اندازه‌ی بین ۳۰ تا ۷۲ میکرون (میانگین ۵۵ میکرون) با مرزهای مسطح نیمه شکل‌دار (plannar-s-Sibley & Gregg 1987, Mazzullo 1992) و در دولواسپارها عمدتاً به صورت خودشکل (plannar-e) دیده می‌شوند (تصویر ۴- i). این نوع از دولومیت‌ها، حاصل تبلور مجدّد دولومیکرایت‌ها در مدل نشتی- برگشتی (seepage-reflux) می‌باشند (Aqrabi et al. 2006, Hips & Argyelan 2007).

را در رخساره‌های سدّی به وجود آورده است. حفّاری در رسوبات نرم رخساره‌های لاگون، در مقیاس بزرگ و کوچک رخ داده که در موارد کوچک مقیاس، با پلت‌های مدفوعی و سیمان اسپاری پر شده‌اند (تصویر ۴-۱). آشفستگی‌های زیستی (حفّاری بزرگ مقیاس در رسوب نرم) موجب گردیده تا با یکنواخت شدن زمینه، مادستون در کنار وکستون یا پکستون در کنار گریستون دیده شود (تصویر ۴-۳).

انحلال در سازند آسماری، منجر به ایجاد تخلخل‌های حفره‌ای (تصویر ۴-۳)، کانالی (تصویر ۴-۵) و قالبی (تصویر ۴-۶) شده است. تخلخل‌های قالبی عمدتاً با سیمان‌های سولفات‌پر شده‌اند. دیگر تخلخل‌های سازند آسماری شامل بین بلوری و شکستگی‌ها (تصویر ۴-۶) می‌باشند.

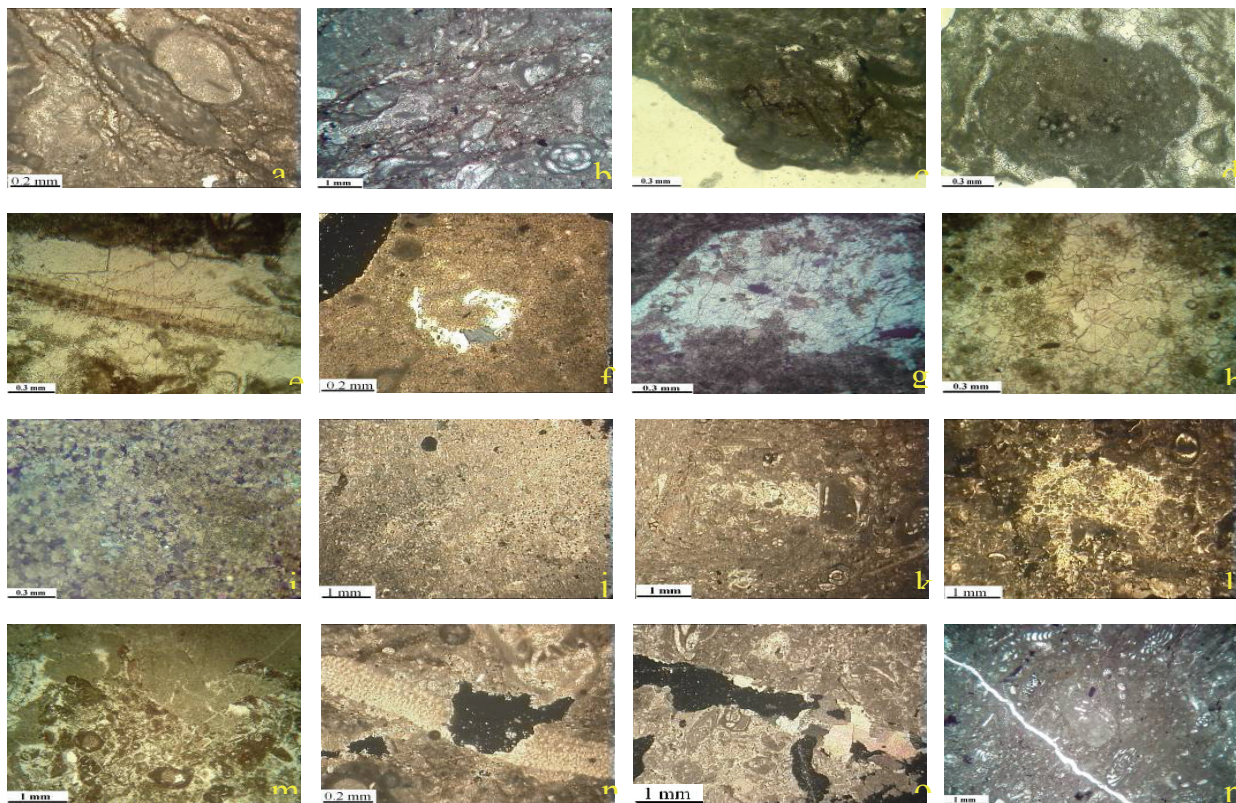
تخلخل‌های بین بلوری، گسترش کمتری داشته که عمدتاً در بین بلورهای دولواسپارها دیده می‌شوند، ولی تخلخل‌های حاصل از شکستگی‌ها گسترش بیشتری دارند و مهمترین عامل بهبود کیفیت مخزن آسماری به حساب می‌آیند. شکستگی‌های مشاهده شده بر سطح مغزه‌ها، اغلب زاویه‌ی قائم نسبت به قاعده‌ی مغزه‌ها داشته که با توجه به ساختار تاقدیسی سازند آسماری در میدان نفتی لالی، می‌توان گفت که این شکستگی‌ها، منشأ تکتونیکی دارند و در ستیغ این این ساختار در اثر فرآیندهای کششی ایجاد شده‌اند.

سیمان‌های دولومیتی نیز که قبلاً به آنها اشاره گردید، اگر در دمای بالاتر از حد بحرانی (۶۰ درجه) تشکیل شوند، می‌توانند به‌طور موضعی، بلورهای موزائیکی شکل‌دار با مرزهای مسطح تشکیل دهند (Muzzullo 1992)، که این امر در سازند آسماری اتفاق افتاده است.

نوشکلی در سازند آسماری عمدتاً از نوع تبلور دوباره (recrystallization) بوده که در سنگ‌آهک‌های دانه‌ریز منجر به افزایش (نئومورفیسیم افزایشی) اندازه‌ی بلورها و ایجاد موزائیک‌هایی از بلورهای میکرواسپار (بین ۵ تا ۱۰ میکرون) و بلورهای درشت‌تر سودواسپار (بیش از ۳۰ میکرون) شده است (تصویر ۴-۷). نوشکلی، از نوع تبدیل (inversion) پوسته‌ی آراگونیتی نرمتان به پوسته‌ی کلسیتی و نیز از نوع جانشینی (replacement) پوسته‌ی آراگونیتی و کلسیت پرمینزیم توسط سیمان ژپس نیز در مقاطع نازک مورد مطالعه، دیده می‌شود (تصویر ۴-۸).

فابریک ژئوپتال نیز، به‌صورت پرشدگی حجره صدف گاستروپودها (ژئوپتال داخلی) توسط میکرایت و سیمان اسپاری در سازند آسماری دیده شده است (تصویر ۴-۹).

فرآیندهای زیستی در سازند آسماری، شامل میکرایتی شدن، حفّاری زیستی درون رسوبات نرم (burrowing) و سخت (boring) و آشفستگی زیستی (bioturbation) می‌باشند. میکرایتی شدن، کورتونیدها



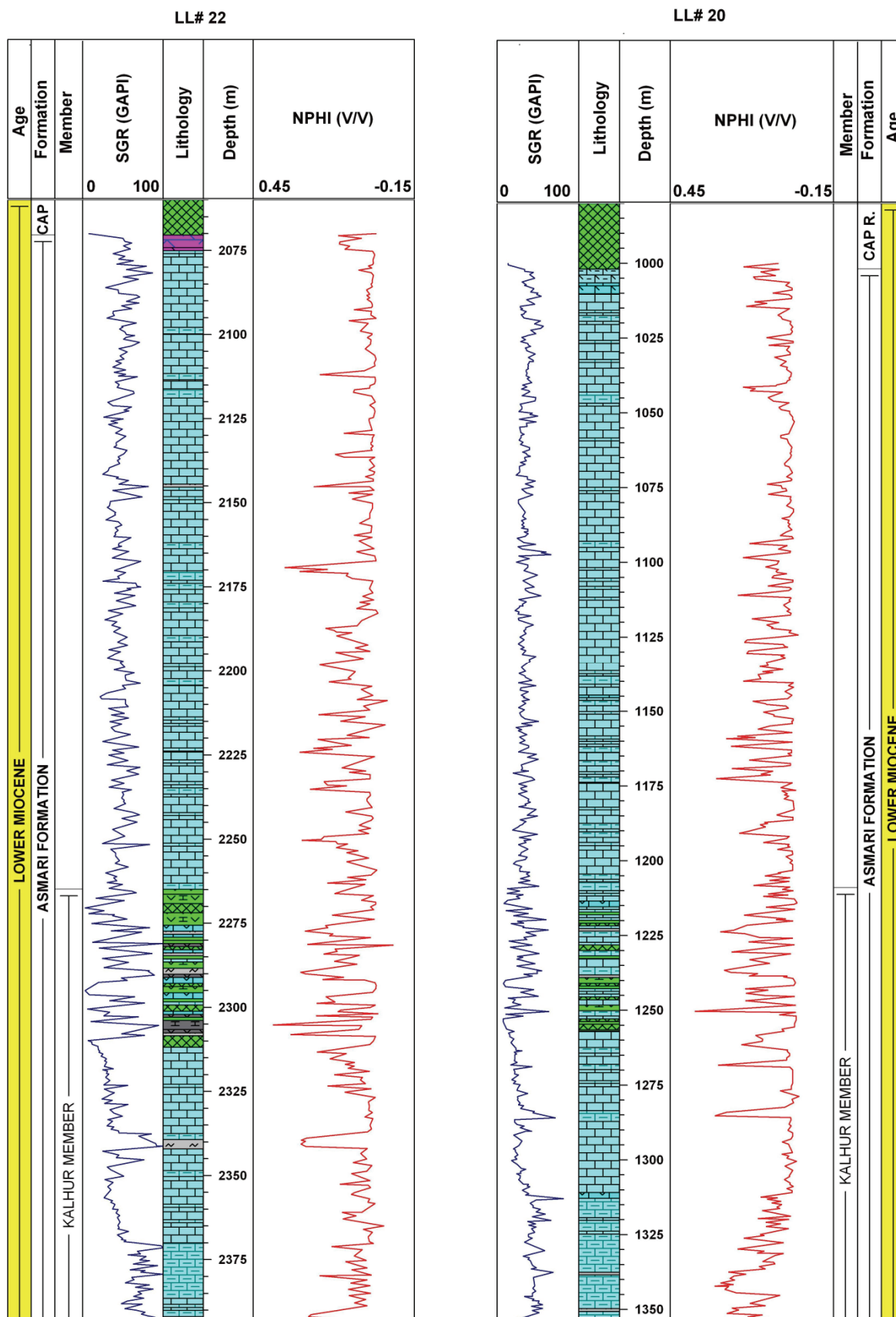
تصویر ۴- فرآیندهای دیاژنزی اتفاق افتاده در سازند آسماری در میدان نفتی لالی (توضیح در متن). تصاویر b, c, d, e, h, m, p در حالت نور معمولی (ppl) و بقیه در نور پلاریزه (xpl) گرفته شده‌اند.

شکستگی و بعضاً بین بلوری، باعث افزایش کیفیت مخزن شده‌اند. توالی فرآیندهای دیاژنزی و تأثیر آن‌ها بر کیفیت مخزن (تخلخل) سازند آسماری، در تصویر ۵ نشان داده شده است.

تخلخل‌های اولیه بین دانه‌ای و درون دانه‌ای و نیز تخلخل ناشی از حفاری‌های موجودات حفار، در رسوبات سخت و نرم و نیز تخلخل ثانویه قالبی پر شده با سیمان و یا میکرایت، نقشی در افزایش کیفیت مخزن آسماری نداشته و تنها تخلخل‌های ثانویه حفره‌ای، کانالی،

Diagenesis	Early	Late
Micritization, Bioturbation & Geopetal fabric	---	
Gypsum/Anhydrite growth	nodular growth displacive gypsum/anhydrite in sabkha setting	late stage replacive laths and cements
Calcite Cementation	marine (stubby bladed)/meteoric	Blocky pore-filling/ poikilitopic clear syntaxial
Dolomitization	evaporative (sabkha)	recrystallized dolomite dolomite cement
Compaction	mechanical	chemical: (solution seams) (stylolites)
Aggrading Neomorphism	in calcite matrices in dolomite matrices	
Dissolution (moldic, vuggy & channel porosity)	aragonite	calcite (bioclasts+undolomitized matrix sediment)
Fracturing		microfractures fractures+folding-related fractures
	----- Porosity reduction	----- Porosity neutral ----- Porosity enhancement

تصویر ۵- فرآیندهای دیاژنزی و تأثیر آن‌ها بر کیفیت مخزن (تخلخل) کربنات‌ها در سازند آسماری میدان مورد مطالعه.



تصویر ۶- توالی سازند آسماری به همراه تغییرات سنگشناسی و نمودارهای گاما و نوترون در دو چاه ۲۰ و ۲۲ میدان مورد مطالعه. اقتباس با تغییراتی از نمودار شلامبرزر و شرکت ملی نفت ایران.

۵- نتیجه‌گیری

بررسی و مطالعات پتروگرافی سازند آسماری در دو مقطع تحت‌الارضی چاه‌های شماره ۲۰ و ۲۲ در میدان نفتی لالی، نتایج زیر را در برداشته است.

- سازند آسماری با ۱۰ میکروفاسیس در شش کمربند رخساره‌ای شامل سوپراتایدال، اینترتایدال، لاگون، سد یا شول، دریای باز کم‌عمق و حاشیه‌حوضه، در یک رمپ کربناته از نوع هموکلاین نهشته شده است. این رمپ، از چهار بخش رمپ پستی، رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی تشکیل شده است.

- سازند آسماری، متحمل فرآیندهای دیاژنزی مختلف از قبیل تراکم فیزیکی و شیمیایی (درزه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها)، سیمانی شدن (سیمان‌های تیغه‌ای، بلوکی کلسیتی، دولومیتی و سولفات، هم‌محور، پوئی کیلوتوپیک و اکسید آهنی)، انحلال (ایجاد تخلخل‌های عمدتاً حفره‌ای و کانالی)، نوشکلی، دولومیتی شدن، انیدریتی شدن، شکستگی‌ها، میکرایتی شدن، فابریک ژئوپتال و فرآیندهای زیستی (حفراری در رسوبات نرم و سخت) شده است که در سه محیط دیاژنزی دریایی، متوریک و دفنی، اتفاق افتاده‌اند.

- در سازند آسماری، ارتباطی بین فابریک اولیه سنگ و کیفیت مخزنی مشاهده نمی‌شود. فرآیندهای دیاژنزی که منجر به کاهش کیفیت مخزن آسماری شده‌اند عبارتند از سیمانی شدن، تراکم و آشفتنگی زیستی. فرآیندهای بهبود کیفیت مخزن نیز، شامل دولومیتی شدن تا حد دولواسپار، انحلال، شکستگی‌ها و همچنین انواع تخلخل‌های کانالی، حفره‌ای و ندرتاً قالبی می‌باشند.

- شکستگی‌ها، از مهمترین عوامل بهبود کیفیت مخزن آسماری بوده‌اند که عموماً به صورت عمود بر قاعده‌ی مغزه‌ها، گسترش داشته و از چین‌خوردگی‌ها به وجود آمده‌اند.

تشکر و قدردانی

این پژوهش با همکاری اعضای شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب به انجام رسیده که لازم است از مساعدت این عزیزان نهایت تشکر و قدردانی به عمل آید.

مراجع

آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳، "ژئوشیمی رسوبی"، انتشارات آراین زمین، ۴۴۸ ص.

مطیعی، ه.، ۱۳۸۲، "زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۳ ص.

Alavi, M., 2004, "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution", *American Journal of Science*, Vol. 304: 1-20.

Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H. & Taheri, A., 2007, "Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 29(5-6): 947-959.

Aqrabi, A. A. M., Keramati, M., Ehrenberg, S. N., Pickard, N., Moallemi, A., Svåná, T., Darke, G., Dickson, J. A. D. & Oxtoby, N. H., 2006, "The origin of dolomite in the Asmari Formation Oligocene-Lower Miocene, Dezful Embayment, SW Iran", *Journal of Petroleum Geology*, Vol. 29(4): 381-402.

Armenteros, I., 2010, "Chapter 2 Diagenesis of carbonates in continental settings", *Developments in Sedimentology*, Vol. 62: 61-151.

Bathurst, R. G. C., 1987, "Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction", *Sedimentology*, Vol. 34(5): 749-778.

Buxton, T. M. & Sibley, D. F., 1981, "Pressure solution features in a shallow buried limestone", *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 51(1): 19-26.

Choquette, P. W. & Pray, L. C., 1970, "Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 54(2): 207-244.

Corda, L. & Brandano, M., 2003, "Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy", *Sedimentary Geology*, Vol. 161(1-2): 55-70.

Dunham, R. J., 1962, "Classification of carbonate rocks according to depositional texture", In: Ham, W. E. (ed.), "Classification of carbonate rocks" *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Vol. 1: 108-121.

Flügel, E., 2004, "Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application", Springer, 976 pp.

Hips, K. & Árgyelán B., G., 2007, "Controls on diagenesis of the Triassic Kurrachine dolomite, Syria", *GeoArabia*, Vol. 12 (2): 41-64.

Logan, B. W., 1984, "Pressure responses (deformation) in carbonate sediments and rocks analysis and application", In: Purcell, P. G., (ed.), *The Canning Basin, W.A.- Proceedings of the Geological Society of Western Australia/Petroleum Exploration Society of Australia*, 235-251, Perth.

Logan, B. W. & Semeniuk, V., 1976, "Dynamic metamorphism: Processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin, Western Australia", *Special Publication- Geological Society of Australia Incorporated*, No. 6, 138 pp.

Mazzullo, S. J., 1992, "Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: A review", *Carbonates and Evaporates*, Vol. 7(1): 21-37.

Mossadegh, Z. K., Haig, D. W., Allan, T., Adabi, M. H. & Sadeghi, A., 2009, "Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation

deposition, Zagros Mountains, Iran", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 272 (1-2): 17-36.

Romero, J., Caus, E. & Rosell, J., 2002, "A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain)", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 179 (1-2): 43-56.

Sibley, D. F. & Gregg, J. M., 1987, "Classification of dolomite rock textures", *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 57(6): 967-975.

Tucker, M. E., 2001, "Sedimentary petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks", *Wiley-Blackwell*, 272 pp.

Tucker, M. E. & Wright, V. R., 1990, "Carbonate sedimentology", *Wiley-Blackwell, London*, 496 pp.

Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M. & Taheri, A., 2006, "Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran", *Facies*, Vol. 52(1): 41-51.

Wilson, M. E. J. & Evans, M. J., 2002, "Sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkalihat Peninsula, Borneo: implications for subsurface reservoir quality", *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 19 (7): 873-900.

Wynd, J. G., 1965, "Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area IOOC", *Report No. 1082, Unpublished*.