فصلنامه زمینشناسی کاربردی سال ٦ (۱۳۸۹)، شماره ۲: ۱۲۸–۱۱۸ www.appliedgeology.ir



میکروفاسیسها و دیاژنز سازند آسماری در میدان نفتی لالی

على عيناللهي* و ميررضا موسوى

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

دریافت مقاله ۸۸/۸/۱۰ ؛ دریافت اصلاح شده ۸۹/٤/۱ ؛ پذیرش ۸۹/٤/۱۷

مٍكيده

سازند آسماری در میدان نفتی لالی واقع در ٤٠ کیلومتری شمال غرب مسجد سلیمان، یک توالی ضخیم آهکی، آهک شیلی و آهک دولومیتی-انیدریتی (جمعاً حدود ٤٠٠ متر)، با سن میوسن زیرین می،باشد. این سازند در میدان یاد شده، فاقد آسماری تحتانی بوده و دارای عضو تبخیری کلهر و انیدریت قاعدهای است. مطالعهی ١٦٠ مقطع نازک حاصل از مغزهها (٣٠ عدد) و خردههای حفّاری سازند آسماری در چاههای ٢٠ و ٢٢ میدان نفتی لالی، منجر به شناسایی ١٠ میکروفاسیس در شش کمربند رخسارهای شامل سوپراتایدال، اینترتایدال، لاگون، سدّ ماسهای یا شول، دریای باز کمعمق و حاشیه حوضه، شده و مشخص گردید که این سازند در یک محیط رمپ کربناته از نوع هموکلاین نهشته شده است. از فرآیندهای دیاژنزی در سازند آسماری، می توان به تراکم فیزیکی و شیمیایی، سیمانی شدن، انحلال و ایجاد تخلخلهای عمدتاً حفرهای و کانالی، نوشکلی، دولومیتی شدن، انیدریتی شدن، فابریک ژئوپتال، شکستگیها، میکرایتی شدن و فرآیندهای زیستی اشاره کرد. در رابطه با کیفیّت مخزنی سازند، تخلخلهای حاصل از شکستگیها، نقش مهمتری را ایف نمودهاند و تخلخلهای حفرهای و کانالی به دلیل گستردگی کمتر، نقش چندانی را نداشته اند. این فرایندهای حاصل از شکستگیها، نقش مهمتری را ایف نمودهاند و تخلخلهای حفرهای و کانالی به دلیل گستردگی کمتر، نقش چندانی را نداشتهاند. این فرآیندها در سه محیط دیاژنز دریایی، میتری را ایفا نمودهاند.

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

۱– مقدّمه

سازند آسماری، یک سکانس ضخیم کربناته با سن الیگوسن- میوسن، از اصلی ترین مخازن نفتی واقع در جنوب غربی ایران به شیمار می آید (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 سنگ شناسی، با آهکها، آهکهای میباشد (مطیعی ۱۳۸۲). از نظر سنگ شناسی، با آهکها، آهکهای دولومیتی و آهکهای شیلی مشخص می شود .(Mossadegh et al (Mossadegh et al) می مشخص می شود .(ملیعی کلهر با دولومیتی و آهکهای سازند آسماری میانی، به صورت بین انگشتی تداخل می یابد، در حالی که در جنوب شرقی آن حوضه، عضو ماسه سنگی اهواز می یابد، در حالی که در جنوب شرقی آن حوضه، عضو ماسه سنگی اهواز آسماری دو زمانه (dichronous) بوده، به طوری که در امتداد میادین شمالی فروافتادگی دزفول، مانند میدان لالی، قاعده ای سازند آسماری با انیدریت قاعده ای و با سن آکیتانین، مشخص می شود. در این حالت، شیل و مارنهای فوقانی سازند پابده، معادل الیگوست بوده (Mynd) و آسماری زیرین وجود ندارد (مطیعی ۱۳۸۲). سازند آسماری

در میدان مورد مطالعه با ضخامت حدود ۲۰۰ متر، بهصورت تدریجی روی سازند پابده و زیر سازند گچساران قرار گرفته است (تصویر ٦). هدف از این مطالعه، تعیین میکروفاسیسها، محیط رسوبی، تشخیص فرآیندهای دیاژنزی و تأثیر آن بر خصوصیّات مخزن آسماری میباشد.

۲- موقعیّت مغرافیایی و زمینشناسی

حوضهی زاگرس به سه زون شامل زون ماگماتیتی 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 گسل خوردهی زاگرس قرار گرفته است. این میدان در ۰. کیلومتری شمال غرب مسجد سلیمان (جنوب غرب ایران) قرار دارد. موقعیّت 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، ۱٦٠ مقطع نازک از

زمینشناسی کاربردی- سال ۲ - شماره ۲ 🗤

مغزهها (۳۰ عدد) و خردههای حفّاری (۱۳۰ عدد) موجود چاههای شد. شماره ۲۰ و ۲۲، مورد مطالعهی دقیق میکروسکوپی قرار گرفتند. نامگذاری رخسارههای کربناته با استفاده از طبقهبندی دانهام بر (Dunham 1962)، انجام گردیده و در صورت امکان، با کمربندهای آسما رخسارهای فلوگل (Flügel 2004)، تطبیق داده شدهاند.

در نهایت، محیط تشکیل هر میکروفاسیس، مشخّص 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– بمٹ و برّرسی

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

۴–۱– میکروفاسیسها و ممیط رسوبی

بر اساس مطالعات پتروگرافی ۱۹۰ مقطع نازک، رخسارههای سازند آسماری در منطقهی مورد مطالعه ۱۰ میکروفاسیس متعلّق به شش کمربند رخسارهای تشکیل شدهاند که از سمت ساحل بهطرف حوضه، عبارتند از (تصویر ۲):

A– میکروفاسیسهای پهنهی جزر و مدی

A1- میکروفاسیس کمربند رخسارهای بالای پهنهی جزر و مدی MF1- دولومادستون (Dolomudstone): این رخساره شامل دولومیکرایت تا دولومیکرواسپارایت حاوی ندولهای انیدریتی با بافت قفس مرغی (chicken wire) میباشد (تصویر ۲) که گاهی شبههایی از آلوکمها، نظیر فرامینیفرهای بنتیک (احتمالاً بورلیس و دندریتینا) به



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

میزان ۱ تا ۵ درصد و پلوئید، در آن دیده می شود. ندول ها، دارای بلورهای سوزنی و ریز (lath-shaped) انیدریتی می باشند. این بلورها مطابق تاکر (Tucker 2001)، ریز بلورهای انیدریتی هستند که در محیط سبخا، با بالا رفتن غلظت سیالات منفذی (بیش از ۱٤۵ درصد) بر اثر تبخیر شدید (دمای بیش از ۲۲ درجهی سانتیگراد)، جایگزین (displace) بلورهای ژیپس شدهاند.

A2- میکروفاسیس های کمربند رخساره ای بین پهنهی جزر و مدی MI23- مادستون (Mudstone): این رخساره به صورت گل میکرایتی کربناته، دارای کمی کوارتز در حد سیلت و بیوکلست های خیلی ریز (هر یک کمتر از ۱ درصد) میباشد (تصویر ۲). این رخساره، معادل میکروفاسیس رمپ کربناته ی شماره ۱۹ (RMF19) فلوگل Flügel) (Flügel مربوط به منطقه ی پریتایدال از رمپ پشتی میباشد. با توجه به فراوانی کم و تنوع محدود موجودات و همچنین نبود ساختارهای نشاندهنده ی شکلهای خروج از آب مانند بافت چشم پرنده ای و قرارگیری آن در بالای رخساره های لاگونی، میتوان گفت که این رخساره، در بخش محدود شده ی پلتفرم (restricted) به سمت پهنه ی جزرومدی، شکل گرفته است (2002 Evans & Cou).

MF3- پکستون تا وکستون پلوئیدی MF3 (Peloidal packstone to (wackestone) این رخساره شامل پکستون تا وکستون پلوئیدی همراه با شبههایی از فرامینیفرهای بنتیک میلیولید، بورلیس و دندریتینا (جمعاً حدود ٥ درصد) میباشد. میزان پلوئید در پکستونها به بیش از ٥٠ درصد میرسد (تصویر ۲). این رخساره در بخشهای داخلی پلتفرم کم عمق، شامل محیطهای دریایی کم عمق 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 طورکلّی رخساره های پهنه ی جزرومدی (MF3 تا MF1)، در نواحی پشت رمپ (back-ramp) در محیطی کمانرژی تا با انرژی متوستط و با آب و هوای خشک تا نیمه خشک نهشته شدهاند (Flügel 2004).

B– میکروفاسیس،های کمربند رخسارهای لاگون

(Burrowed و کستون تا مادستون حفرشده ی فرامینیفری Berrowed) این (benthic foraminiferal wackestone to mudstone) این رخساره، عمدتاً شامل و کستون و کمتر مادستون می باشد که در معرض (bioturbation) و آشفتگی زیستی (bioturbation) موجودات حفار قرار گرفته است (تصویر ۲). حفره ها در اکثر موارد با پلتهای مدفوعی و سیمان شفاف اسپاری بین آن ها و یا با گل کربناته،

پر شدهاند (تصویر ۲، فلش زرد). در این رخساره، لولههای کرم، بهصورت گروهی و منفرد دیده شده است (تصویر ۲، فلش آبی). MF5- وكستون تا يكستون ميليولينادار Miliolina wackestone) (to packstone: این رخساره شامل وکستون و پکستون بدون آشفتگی زیستی و حفرشدگی و حاوی فرامینیفرهای بنتیک کوچک فراوان (عمدتاً از زیر راسته میلیولینا) میباشد. از آلوکمهای اصلی در میکروفاسیس های لاگون، فرامینیفرهای بنتیک کوچک از زیر راستهی میلیولینا (دندریتینا و میلیولیدها) قابل ذکر هستند. میزان فراوانی فرامینیفرهای بنتیک کوچک در وکستونها، بین ۲۰ تا ۳۰ درصد مىباشد (تصوير ٢). اين رخساره، معادل ميكروفاسيس رمپ كربناتهى شماره ۲۰ (RMF20) فلوگل (Flügel 2004)، واقع در بخش لاگون رمپ داخلی میباشد. رخساره های لاگون، به همراه فرامینیفرهای با پوستهی بدون منفذ، مشخّص کنندهی محیط کمانرژی، منطقهی نوری بالا (upper photic zone) و محيط تەنشستى كمعمق 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 می گردد. علاوه بر این، وجود موجودات محیط دریای باز در این رخسارهها، نشاندهندهی ارتباط دریای باز با محیط لاگون می باشد.

C: میکروفاسیسهای کمربند رخسارهای سد یا شول MF6- گرینستون بیوکلستی با پوشش میکرایتی (Coated) فافتری بیوکلستهای تشکیل دهنده ی این رخساره عمدتاً از نوع دوکفه ای ها 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 می شوند. تشکیل پوشش میکرایتی، در نتیجهی میکرایتی شدن بیوکلستها بر اثر فعالیت موجودات میکروحفار، در محیطهای بسیار کم عمق دریا صورت می گیرد (Flügel 2004).

MF7- پکستون تا گرینستون بیوکلستی همراه با فرامینیفرهای بنتیک فراوان Bioclastic packstone to grainstone with (Bioclastic packstone to grainstone with) (عاری متشکل از پکستون عا گرینستون بیوکلستی همراه با فرامینیفرهای بنتیک کوچک فراوان (۲۰ تا ۵۰ درصد) شامل بورلیس، دندریتینا و میلیولید و نیز آلوکمهای اصلی دیگر شامل نرمتنان (گاستروپود و دوکفهای) و خردههای اکینوئید به میزان ۱۰ تا ۱۵ درصد و اجزای فرعی روتالیا، الفیدیوم،

دیسکوربیس، تکستولاریا، ولوولینید، استراکود، بیولامپ، گلوبیژرینا، اینتراکلست، پلوئید و کوارتز تخریبی میباشد (تصویر ۲). وجود اینتراکلستهای گرد شده و نیز فراوانی بیشتر سیمان اسپاری نسبت به میکرایت، نشاندهنده یا انرژی متوسط تا بالای محیط همراه با حرکت مداوم و حمل دوباره ی بیوکلستها 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 کربناته ی شماره شولهای ماسهای در رمپ داخلی میباشد.

D میکروفاسیسهای کمربند رخسارهای دریای باز کمعمق (Bioclastic مادستون تا وکستون بیوکلستی استراکوددار Bioclastic) (mudstone to wackestone with ostracods) بهصورت مادستون و کمتر وکستون بیوکلستی، همراه با صدفهای استراکود (۲ تا ۵ درصد) میباشد. بیوکلستها در این رخساره، ریز هستند. از آلوکمهای اصلی، استراکودها و فرامینیفرهای بنتیک کوچک (آمونیا، روتالیا، الفیدیوم، میلیولید، تکستولارید، دیسکوربیس، بورلیس و دندریتینا) و از آلوکمهای فرعی، خردههای اکینوئید و جلبک قرمز (اغلب نشان دهنده بخش جلوی سدی)، فرامینیفرهای پلانکتونیک (تصویر ۲). این رخساره در چاه ۲۲ میدان لالی، گسترش بیشتری دارد و با میکروفاسیس رمپ کربناتهی شماره ۱۸ (RMF18) فلوگل و با میکروفاسیس رمپ کربناتهی شماره ۱۸ (RMF18) واقع در انتهای رمپ داخلی و ابتدای رمپ میانی نزدیک به سطح اساس مواج عادی قابل مقایسه است.

MF9- وکستون تا مادستون بیوکلستی حاوی فرامینیفرهای بنتیک کوچک Small benthic foraminiferal bioclastic wackestone) (small benthic foraminiferal bioclastic wackestone) (or mudstone) این رخساره، بیشتر از نوع وکستون و کمتر مادستون است. اجزای اصلی تشکیلدهنده ی آن شامل فرامینیفرهای بنتیک کوچک (دندریتینا، بورلیس، روتالیا، آمونیا، میلیولید دیسکوربیس، الفیدیوم و تکستولارید) و خردههای اکینوئید و اجزای فرعی آن نیز شامل بریوزوئر، استراکود، گاستروپود، دوکفهای، فرامینیفرهای پلانکتونیک (گلوبیژرینا) و کوارتز تخریبی میباشد (تصویر ۲). نبود رخسارههای ریفی مشخصکننده ی سد، باعث شده است که در میکروفاسیسهای این کمربند رخسارهای، آثاری از قطعات درشت

دیده نشده و بیوکلستهای بسیار کوچک، سازندههای آنها باشند. در کمربند رخسارهای دریای باز کمعمق، فرامینیفرهای پلاژیک (گلوبیژرینا) بیشتری نسبت به محیط انتهای لاگون، مشاهده شده است.

- هیکروفاسیس کمربند رخسارهای حاشیه حوضهای -MF10 مادستون تا وکستون با فرامینیفرهای 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، فرامینیفر پلاژیک گلوبیژرینا (حدود ٥ درصد- تصویر ٢، فلش سبز) و آلوکمهای فرعی شامل خردههای ریز اکینوئید، استراکود، فرامینیفرهای بنتیک (بورلیس، میلیولید، دیسکوربیس، روتالیا، آمونیا) و کوارتز تخریبی می باشند (Tong ۲). این رخساره با میکروفاسیس رمپ کربناته ی شماره ٥ قابل مقایسه و نشاندهنده ی شرایط محیطی نسبتاً عمیق و آرام می باشد. به علّت حضور بیوکلستهای همراه فرامینیفرهای پلانکتونیک، نمی توان محیط تشکیل این رخساره را بخش های بسیار عمیق حوضه تصور نمود (Corda & Brandano 2003).

به عقیده 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 توجّه به تنوع رخسارهای و همچنین حضور موجودات پلانکتونیک در کنار موجودات بنتیک که نشاندهنده ی نبود سلای پیوسته بهعنوان جداکننده ی بخش لاگون از دریای باز است و بهدلیل تغییر تدریجی رخسارههای ساحلی به رخسارههای عمیق تر حوضه، عدم مشاهده ی آثار لغزشی، برشی شدن و توربیدایتها، 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)، توسّط افرادی دیگر مانند اخروی و همکاران (Aqrawi 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.



تصویر ۲– میکروفاسیس.های سازند آسماری در میدان نفتی لالی، MF4 و MF9 در نور معمولی و بقیّه در نور پلاریزه گرفته شدهاند.



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

۴–۴– فراً یندهای دیاژنزی

مطابق بررسی های دقیق میکروسکوپی انجام شده بر روی مقاطع موجود، فرآیندهای دیاژنزی زیر در سازند آسماری شناسایی گردید که عبارتند از تراکم (فیزیکی و شیمیایی)، سیمانی شدن، انحلال، نوشکلی (neomorphism)، دولومیتی شدن، انیدریتی شدن، میکرایتی شدن، فرآیندهای زیستی، فابریک ژئوپتال (geopetal fabric) و شکستگی ها. این فرآیندها در سه محیط دیاژنزی دریایی، متئوریک و دفنی رخ دادهاند.

فرآیند تراکم مکانیکی منجر به ایجاد شکستگی در ذرّات و توده-سنگ، تغییر شکل ذرّات یا به عبارتی لهشدن آلوکمها (عمدتاً فرامینیفرها- تصویر a -٤) و تشکیل آرایش نزدیک بههم آنها شده است. این فرآیند، عمدتاً با فرآیند انحلال فشاری همراه بوده است. بسیاری از رسوبات، بهدنبال تراکم فیزیکی، در معرض تراکم شیمیایی نيز قرار گرفته و توسّط انحلال فشارى و تشكيل استيلوليتها و درزههای انحلالی که اغلب با شکستگیها همراهاند، مشخّص می شوند (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 تقسيمبندي لوگان و سمنيوک (Logan & Semeniuk 1976)، از نوع دسته های نازک آناستوموزینگ (anastomosing wispy) (seams) واگرا یا همگرا و به شکل دماسبی (horse-tail) دیده می شوند (تصویر b - ٤). استیلولیتها که در اعماق بیشتری نسبت به درزههای انحلالی شکل می گیرند (Tucker & Wright 1990)، در سازند آسماری بهصورت میکرواستیلولیتها (با دامنه حدود ۲۰۰ میکرومتر) مشاهده میشوند و حاوی مواد تجمّعی تیرهی باقیمانده از انحلال (stylocumulates) بوده (تصویر ٤- c) و در تغییر شکل و انحلال بخشي ألوكمها نقش دارند.

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

(تصویر ٤- d). نقش سیمانهای بلوکی کلسیتی و سولفاته، بهصورت پرکنندهی شکستگیها و حفرات میباشد. سیمانهای هممحور نیز که ظاهری شفاف در مقاطع نازک دارند، مربوط به محیط دیاژنزی دفنی (Flügel 2004) بوده و اطراف ذرات اکینوئیدی مشاهده می شوند، بهطوریکه گاهی بهصورت پوئی کیلوتوپیک درآمده و بعضاً نیز دولومیتی شدهاند (تصویر e -٤). سیمانهای سولفاته در مراحل انتهایی دیاژنز، فضاهای باقیمانده را بهصورت حفره پرکن (pore filling) اشغال کرده و گاهی نیز در رخسارهی لاگونی عضو کلهر، بهصورت جانشینی در آلوکمها مشاهده میشوند (تصویر f -٤). بهنظر میرسد که رابطهای میان دولومیتی شدن و انیدریتی شدن وجود داشته باشد، چرا که این دو پدیده اغلب با هم و در کنار یکدیگر یافت می شوند (تصویر ٤- g). این پدیده، می تواند در اثر دولومیتی شدن 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 این که دولومیتی شدن، منجر به افزایش یون کلسیم اضافی در محل خواهد شد. سیمانهای دولومیتی نیز بهصورت بلورهای شفاف دانهدرشت و اغلب شکلدار با مرزهای مسطّح، حفرات باقیمانده و شکستگیها را در مراحل انتهایی دیاژنز پر کردهاند (تصویر h -٤). اکسید آهن نیز عمدتاً در محل درزههای انحلالی، رسوب کرده است (تصویر b-b).

دولومیتهای سازند آسماری به ٤ دسته شامل دولومیکرایتها، دولومیکرواسپارها، دولواسپارها و سیمانهای دولومیتی (آدابی ۱۳۸۳) قابل تقسيم هستند. دولوميكرايتها در بخش فوقاني توالي آسماري، به صورت بلورهای کوچک (کمتر از ۱۶ میکرومتر) و متراکم، دارای مرزهای مسطّح نیمه شکلدار همراه با ندولهای انیدریتی سبخا دیده می شوند (تصویر ۲- MF1). دولومیکرایتها، در زمینه ی گلی کربناته رخسارههای سوپراتایدال و اینترتایدال همزمان با نهشت رسوب یا در مراحل بسيار اوليّه دياژنزي تشكيل شدهاند (Aqrawi et al. 2006). دولومیکرواسپارها و دولواسپارهای سازند مورد مطالعه، از فراوانی كمترى برخوردار بوده و اغلب در كنار هم يافت مىشوند. بافت بلورها در دولومیکرواسپارها بهصورت موزائیکهای متراکم یونی مدال با اندازهی بین ۳۰ تا ۷۲ میکرون (میانگین ۵۵ میکرون) با مرزهای مسطّح (plannar-s-Sibley & Gregg 1987, Mazzullo نيمه شكلدار (plannar-e) و در دولواسپارها عمدتاً بهصورت خودشكل (plannar-e) ديده مي شوند (تصوير i -٤). اين نوع از دولوميتها، حاصل تبلور مجدد دولومیکرایتها در مدل نشتی- برگشتی (seepage-reflux) مي باشند (Aqrawi et al. 2006, Hips & Argyelan 2007).

سیمانهای دولومیتی نیز که قبلاً به آنها اشاره گردید، اگر در دمای بالاتر از حد بحرانی (٦٠ درجه) تشکیل شوند، میتوانند بهطور موضعی، بلورهای موزائیکی شکلدار با مرزهای مسطّح 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 سنگ آهکهای دانهریز منجر به افزایش (نئومورفیسم افزایشی) اندازه ی بلورها و ایجاد موزائیکهایی از بلورهای میکرواسپار (بین ۵ تا ۱۰ میکرون) و بلورهای درشت تر سودواسپار (بیش از ۳۰ میکرون) شده است (تصویر ٤- j). نوشکلی، از نوع تبدیل (inversion) پوسته ی آراگونیتی نرمتنان به پوسته ی کلسیتی و نیز از نوع جانشینی (replacement) پوسته ی آراگونیتی و کلسیت پرمنیزیم توسط سیمان ژیپس نیز در مقاطع نازک مورد مطالعه، دیده می شود (تصویر ٤- f).

فابریک ژئوپتال نیز، بهصورت پرشدگی حجره صدف گاستروپودها (ژئوپتال داخلی) توسط میکرایت و سیمان اسپاری در سازند آسماری دیده شده است (تصویر k-٤).

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

را در رخساره های سدی به وجود آورده است. حفّاری در رسوبات نرم رخساره های لاگون، در مقیاس بزرگ و کوچک رخ داده که در موارد کوچک مقیاس، با پلت های مدفوعی و سیمان اسپاری پر شده اند (تصویر ٤- 1). آشفتگی های زیستی (حفّاری بزرگ مقیاس در رسوب نرم) موجب گردیده تا با یکنواخت شدن زمینه، مادستون در کنار وکستون یا پکستون در کنار گرینستون دیده شود (تصویر ٤- m).

انحلال در سازند آسماری، منجر به ایجاد تخلخلهای حفرهای (تصویر ٤- n)، کانالی (تصویر ٤- 0) و قالبی (تصویر ٤- f) شده است. تخلخلهای قالبی عمدتاً با سیمانهای سولفاته پر شدهاند. دیگر تخلخلهای سازند آسماری شامل بین بلوری و شکستگیها (تصویر ٤- q) می باشند.

تخلخلهای بین بلوری، گسترش کمتری داشته که عمدتاً در بین بلورهای دولواسپارها دیده می شوند، ولی تخلخلهای حاصل از شکستگیها گسترش بیشتری دارند و مهمترین عامل بهبود کیفیّت مخزن آسماری به حساب می آیند. شکستگیهای مشاهده شده بر سطح مغزهها، اغلب زاویه یقائم نسبت به قاعده ی مغزهها داشته که با توجّه به ساختار تاقدیسی سازند آسماری در میدان نفتی لالی، می توان گفت که این شکستگیها، منشأ تکتونیکی دارند و در ستیغ این این ساختار در اثر فرآیندهای کششی ایجاد شدهاند.



تصویر ٤- 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.

ثانویهی قالبی پر شده با سیمان و یا میکرایت، نقشی در افزایش کیفیّت 💿 سازند آسماری، در تصویر ٥ نشان داده شده است. مخزن آسماری نداشته و تنها تخلخلهای ثانویهی حفرهای، کانالی،

تخلخلهای اوّلیّهی بین دانهای و درون دانهای و نیز تخلخل ناشی از شکستگی و بعضاً بین بلوری، باعث افزایش کیفیّت مخزن شدهاند. حفّاریهای موجودات حفّار، در رسوبات سخت و نرم و نیز تخلخل توالی فرآیندهای دیاژنزی و تأثیر آنها بر کیفیّت مخزن (تخلخل)

Diagenesis	Early	Late
Micritization ,Bioturbation & Geopetal fabric		
Gypsum/Anhydrite growth	nodular growth displacive gypsum/anhydrite in sabkha s	late stage replacive laths and cements setting
Calcite Cementation	marine (stubby bladed)/meteoric	Blocky pore-filling/ poikilitopic clear syntaxial
Dolomitization	evaporative (sabkha) recrys	stallized 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 کیفیّت مخزن (تخلخل) کربناتها در سازند آسماری میدان مورد مطالعه.



LL# 20



تصویر ٦- توالی سازند آسماری به همراه تغیرات سنگشناسی و نمودارهای گاما و نوترون در دو چاه ۲۰ و ۲۲ میدان مورد مطالعه. اقتباس با تغییراتی از نمودار شلامبرژر و شرکت ملی نفت ایران.

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.

Aqrawi, A. A. M., Keramati, M., Ehrenberg, S. N., Pickard, N., Moallemi, A., Svånå, 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

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 پشتی، 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 سولفاته، هم محور، پوئی کیلوتوپیک و اکسیدآهنی)، انحلال (ایجاد تخلخلهای عمدتاً حفرهای و کانالی)، نوشکلی، دولومیتی شدن، انیدریتی شدن، شکستگیها، میکرایتی شدن، فابریک ژئوپتال و فرآیندهای زیستی (حفّاری در رسوبات نرم و سخت) شده است که در سه محیط دیاژنزی دربایی، متئوریک و دفنی، اتفاق افتادهاند.

- در سازند آسماری، ارتباطی بین فابریک اولیّهی سنگ و کیفیّت مخزنی مشاهده نمی شود. فرآیندهای دیاژنزی که منجر به کاهش کیفیّت مخزن آسماری شدهاند عبارتند از سیمانی شدن، تراکم و آشفتگی زیستی. فرآیندهای بهبود کیفیّت مخزن نیز، شامل دولومیتی شدن تا حد دولواسپار، انحلال، شکستگیها و همچنین انواع تخلخارهای کانالی، حفرهای و ندرتاً قالی می باشند.

– شکستگیها، از مهمترین عوامل بهبود کیفیّت مخزن آسماری بودهاند که عموماً بهصورت عمود بر قاعدهی مغزهها، گسترش داشته و از چینخوردگیها بهوجود آمدهاند.

تشکّر و قدردانی

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

مراجع

آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳، "ژئوشیمی رسوبی"، *انتشارات آرین زمین، ٤٤٨* ص.

مطیعی، ۵.، ۱۳۸۲، "زمین شناسی ایران: چینه شناسی زاگرس"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۱۳ ص.

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.*