پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و یکم، شماره پیاپی ۶۰، شماره سوم، پاییز ۱۳۹۴
تاریخ وصول: ۱۳۹۴/۰۱/۱۲   تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۳/۲۵
صص ۱-۱۸

فاکتورهای کنترل‌کننده کیفیت مخزنی سازند آسماری در یکی از میادین فروافتادگی دزفول[1]

مهدی دارائی، *دانشجوی دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه تهران، ایران***

عبدالحسین امینی، *استاد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه تهران، ایران*

محمد صدیق، *کارشناس ارشد زمین‌شناسی، شرکت ملی نفت مناطق مرکزی ایران، ایران*

عباسعلی نیک‌اندیش، *کارشناس ارشد زمین‌شناسی، شرکت ملی نفت مناطق مرکزی ایران، ایران*

چکیده

این مطالعه به نقش فرایندهای رسوبی و دیاژنزی در کنترل کیفیت مخزنی سازند آسماری در یکی از میادین فروافتادگی دزفول، جایی که عضو ماسه‌سنگی اهواز گسترش قابل توجهی داشته و به سازند ویژگی مختلط (کربناتی- آواری) داده است، می‌پردازد. بدین منظور، از داده‌های رسوب شناسی و پتروفیزیکی دو چاه در میدان مذکور استفاده شده است و برای درک بهتر نقش تغییرات محیطی و دیاژنزی، از داده‌های ۶ برش سطح‌الارضی واقع در شمال غرب زاگرس نیز استفاده گردیده است. بر اساس یافته‌های این مطالعه، کیفیت مخزنی سازند آسماری در بخش آواری میدان مذکور، توسط شرایط محیطی، به‌ویژه تغییرات رخساره‌ای و در بخش کربناتی، توسط فاکتورهای دیاژنزی، به‌ویژه دولومیتی‌شدن، انحلال و سیمانی‌شدن سولفاتی کنترل شده است. به صورت کلی، سازند آسماری در بخش کربناتی خود به دلیل تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای حاصل از انحلال، دارای ظرفیت ذخیره بالایی است ولی ظرفیت جریان تنها در صورت وجود شکستگی‌ها افزایش یافته است. مهم‌ترین فرایند کاهنده تخلخل و تراوایی نیز در این میدان، سیمانی‌شدنِ سولفاتی تشخیص داده شده است که به‌ویژه اثرات آن در رخساره اُائیدی متعلق به زیر محیط سد قابل ملاحظه است.

کلید واژه‌ها: سازند آسماری، فروافتادگی دزفول، عضو ماسه‌سنگی اهواز، دیاژنز، کیفیت مخزنی

---

[1] این مطالعه توسط شرکت ملی نفت مناطق مرکزی ایران پشتیبانی می‌شود.

* نویسنده مسؤول: ۰۹۱۶۶۶۷۸۷۷۶

Email: DaraeiMehdi@gmail.com

مقدمه

سازند آسماری به عنوان مهم‌ترین سنگ مخزن ایران بیش از ۹۰٪ نفت قابل استحصال این کشور را در خود جای داده است. از نظر لیتولوژی، این سازند به صورت غالب از کربنات (آهک تا دولومیت) تشکیل شده است ولی دو عضو ماسه‌سنگی و تبخیری نیز در این سازند وجود دارند که به ترتیب با عنوان عضو ماسه‌سنگی اهواز و عضو تبخیری کلهر نامگذاری شده‌اند (James and Wynd 1965). عضو ماسه سنگی اهواز معادل سازند آواری غار در عراق و کویت است و بیشتر در بخش مرکزی زاگرس موسوم به فروافتادگی دزفول گسترش دارد، در حالی که عضو تبخیری کلهر عمدتاً در بخش شمال غربی زاگرس موسوم به زون لرستان حضور دارد. در بیشتر مناطق زاگرس، سازند آسماری در یک روند رخساره‌ای پسرونده، بر روی سازند پلاژیک پابده و در زیر سازند تبخیری- آواری گچساران قرار گرفته است. از نظر سنی، این سازند محدوده‌ای از انتهای الیگوسن (روپلین) تا ابتدای میوسن (بوردیگالین) را در برمی‌گیرد (Adams and Bourgeois 1967; Laursen et al. 2006; Laursen et al. 2009).

این سازند به دلیل اهمیت مخزنی بالای خود مورد مطالعات گسترده‌ای قرار گرفته است (e.g. James and Wynd 1965; Adams and Bourgeois 1967; Seyrafian 2000; Seyrafian and Mojikhalifeh 2005; Vaziri-Moghaddam et al. 2006; Amirshahkarami et al. 2007; Ehrenberg et al. 2007; Mossadegh et al. 2009; Dill et al. 2010; Sadeghi et al. 2011).
با این وجود، تاکنون مطالعات محدودی بر روی ویژگی‌های مخزنی این سازند و نیز عوامل کنترل کننده کیفیت مخزنی آن در میادین هیدروکربنی صورت گرفته است (e.g. Aqrawi et al. 2006; Honarmand and Amini 2012). مطالعه حاضر تلاش دارد تا با بررسی نقش عوامل رسوب‌شناسی اولیه (محیطی) و ثانویه (دیاژنزی)، مهم‌ترین فاکتورهای کنترل‌کننده کیفیت مخزنی این سازند را در یکی از میادین فروافتادگی دزفول بررسی نماید.

موقعیت زمین‌شناسی

عقیده غالب در بین زمین‌شناسان بر این است که در زمان سنوزوئیک، یک حوضه فورلندی[1] در محل فعلی کوه‌های زاگرس گسترش داشته است که حاصل برخورد قاره به قاره ورقه عربی[2] به ورقه‌های ایرانی بوده است. این حوضه تقریباً در تمامی حیات خود تحت اقلیم گرم و خشک[3] قرار داشته است و آخرین فاز پیشروی دریایی در آن به نهشت سازند کربناتی آسماری در زمان الیگو- میوسن منجر شده است (cf. Stocklin 1968; Takin 1972; Berberian and King 1981; Alavi 1994, 2004; Heydari 2008).

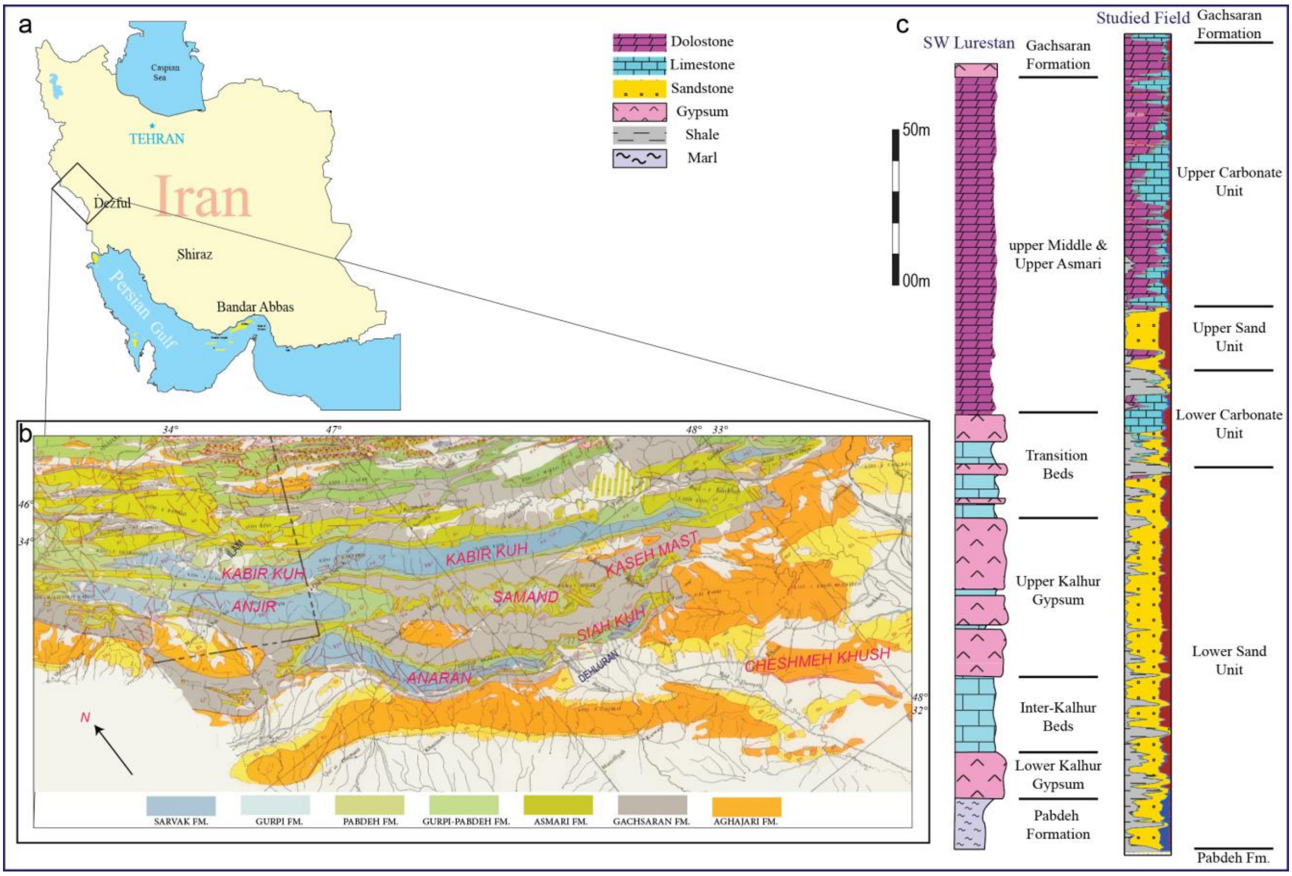
سازند آسماری در برش الگوی خود تقریباً به صورت کامل لیتولوژی کربناتی دارد ولی در بخش جنوب‌غربی منطقه لرستان، به صورت مختلط کربناتی- تبخیری و در منطقه جنوب غربی زاگرس (فروافتادگی دزفول)، به صورت مختلط کربناتی- آواری دیده می‌شود. جهت آشنایی با ویژگی‌های چینه‌شناسی کلی سازند در این مناطق، دو برش چینه‌شناسی از این دو منطقه در شکل ۱ با یکدیگر مقایسه شده‌اند (بخش c). مطالعه حاضر به صورت ویژه بر تاقدیسی در فرافتادگی دزفول تمرکز دارد ولی در کنار آن از اطلاعات برش‌هایی از تاقدیس‌های کبیرکوه، اناران، سیاه کوه، انجیر، سمند و کاسه‌ماست نیز استفاده شده است (شکل ۱).

مواد و روش‌ها

در این مطالعه از داده‌های رسوب‌شناسی و پتروفیزیکی دو چاه از میدانی واقع در فروافتادگی دزفول (منطقه گسترش عضو ماسه‌سنگی اهواز) استفاده شده است. همچنین برای درک بهتر شرایط زمین‌شناسی حوضه آسماری، از اطلاعات شش برش سطح‌الارضی واقع در بخش جنوب غربی زون لرستان[4] (منطقه گسترش عضو کلهر) نیز استفاده شده است. از چاه‌های مورد مطالعه، ۶۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی در

[1] Foreland basin
[2] Arabian Plate
[3] Tropical
[4] Southwestern Lurestan

دسترس بوده است که با روش‌های استاندارد تهیه و رنگ‌آمیزی شده‌اند (Dickson 1965). همچنین از این تعداد، ۱۹۸ مقطع نازک با رزین آبی اشباع شده‌اند تا بررسی تخلخل در آن‌ها به راحتی ممکن گردد. مقاطع نازک تهیه شده، توسط میکروسکوپ پلاریزان تحت مطالعه پتروگرافی قرار گرفته و رخساره‌های اصلی و عوارض دیاژنزی سازند آسماری شناسایی گردیدند. برای طبقه‌بندی و نام‌گذاری رخساره‌های رسوبی از روش دانهام (Dunham 1962) و نیز امری و کلوان (Embry and Klovan 1971) استفاده شده است. همچنین، شرایط محیطی این رخساره‌ها با مقایسه آن‌ها با رخساره‌های استاندارد مشخص شده است (e.g. Wilson 1975; Buxton and Pedley 1989; Burchette and Wright 1992; Pedley 1998; Pomar 2001; Flügel 2004)



شکل ۱- a) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه. این مطالعه بر روی بخش مرکزی و نیز بخش شمال غربی زاگرس انجام شده است، b) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که در آن تاقدیس‌های مطالعه شده نمایش داده شده است (IOOC 1969). c) دو برش چینه‌شناسی از سازند آسماری در فروافتادگی دزفول و منطقه جنوب‌غرب لرستان. واحدهای اصلی سازند آسماری در این مناطق بر روی شکل نمایش داده شده است.

از چاه‌های مذکور، ۹۰۸ داده تخلخل و تراوایی در دسترس بوده است که توسط روش استاندارد صنعت نفت تهیه شده‌اند. توصیف پتروگرافی تخلخل‌های سنگ مخزن نیز، توسط سیستم نام‌گذاری چوکت و پری (Choquette and Pray 1970) صورت گرفته است. در این نوشتار، ابتدا شرایط رسوبی و سپس شرایط دیاژنزی سازند آسماری به عنوان

عوامل اصلی شکل‌دهی یک مخزن هیدروکربنی مورد بررسی قرار می‌گیرند و در انتها نیز نقش این شرایط در کنترل کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان مورد مطالعه مورد بررسی قرار می‌گیرد.

رخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری

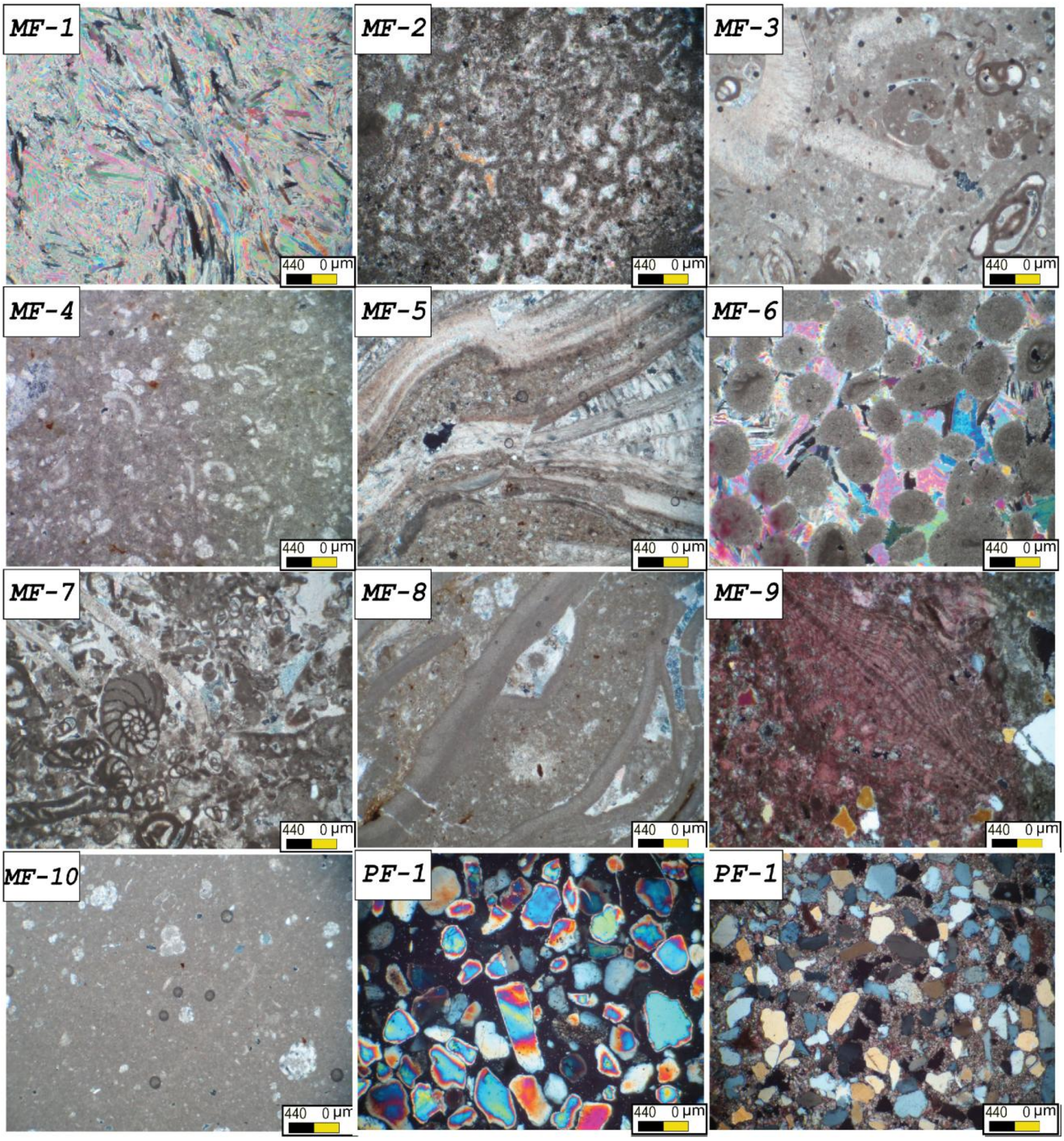
نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که سازند آسماری از ۱۱ رخساره میکروسکوپی تشکیل شده است که این‌ها شامل یک رخساره تبخیری (MF-1)، یک رخساره سیلیسی آواری (PF-1) و ۹ رخساره کربناتی (MF-2 تا MF-10) هستند. مشخصات این رخساره‌ها در جدول ۱ خلاصه شده است، تصاویر میکروسکوپی این رخساره‌ها نیز در شکل ۲ نمایش داده شده است، همچنین، نمونه‌ای از نمودار جامع رسوب‌شناسی و چینه‌شناسی تهیه‌شده برای برش‌های مورد مطالعه در شکل ۳ نمایش داده شده است:

جدول ۱- رخساره‌های شناسایی شده در سازند آسماری و مشخصات آن‌ها.

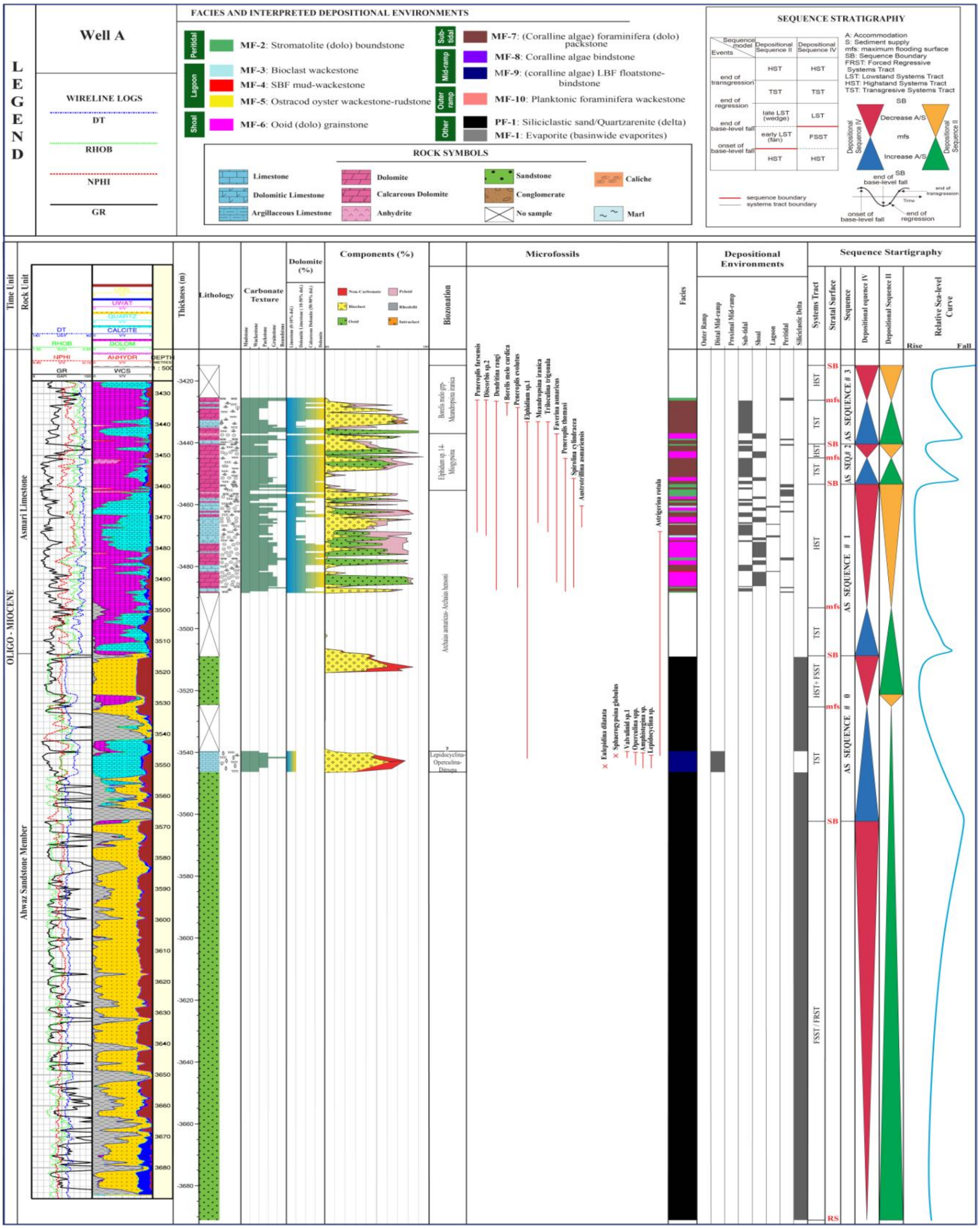
Facies Code	Facies Name	Main Components	Depositional Setting
MF-1	Evaporite	Gypsum phenocrysts	Basinwide evaporites
MF-2	Stromatolite (dolo) boundstone	Blue- green algae	Peritidal
MF-3	Bioclast wackestone	Molluska, echinoids, miliolids	Lagoon
MF-4	Small hyaline benthic foraminifera (SBF) mud-wackestone	Small hyaline benthic foraminifera	Lagoon
MF-5	Ostracoda oyster floatstone-rudstone	Oyster, ostracoda	Lagoon
MF-6	Ooid (dolo) grainstone	Ooid	Marginal shoal
MF-7	(Coralline algae) foraminifera (dolo) packstone	Coralline algae, porcelaneous foraminifera	Subtidal (lagoon to off-shoal subtidal)
MF-8	Coralline algae bindstone	Coralline red algae	Proximal middle ramp
MF-9	(Coralline algae) larger benthic foraminifera (LBF) floatstone-bindstone	LBF, SBF, textularids, valvulinds	Distal middle ramp
MF-10	Planktonic Foraminifera wackestone	Planktonic foraminifera	Outer ramp
PF-1	Siliciclastic sand/Quartzarenite	Quartz	Marginal marine (siliciclastic delta)

توزیع رخساره‌های سازند آسماری در زمان و مکان، نیز مقایسه آن‌ها با رخساره‌های استاندارد، نشان می‌دهد که این سازند در سه موقعیت رسوب‌گذاری متنوع نهشته شده است (شکل ٤). بخش عمده رسوب‌گذاری این سازند در یک پلاتفرم کربناتی کم عرض ولی طویل از نوع رمپ که در امتداد روند کنونی زاگرس قرار داشته است (شمال غرب- جنوب شرق) رخ داده است (شکل ٤، c). با این وجود، این پلاتفرم کم شیب (رمپ)، به صورت محلی دارای دو جایگاه متفاوت رسوب‌گذاری نیز بوده است (شکل ٤، b). در بخشی از آن که امروزه زیرحوضه لرستان (بخش جنوب غربی لرستان) نامیده می‌شود، در اثر فعالیت برخی گسل‌های پی‌سنگی، یک زیرحوضه درون‌شلفی [1] محلی تشکیل شده بود که به دلیل ارتباط ناپیوسته و متناوب با آب‌های آزاد، در درون آن نهشته‌های تبخیری و کربناتی به صورت متناوب (عضو تبخیری کلهر) رسوب می‌کرده‌اند (Daraei et al. 2014). در حاشیه جنوب غربی این حوضه نیز، به دلیل ورود رسوبات آواری حاصل از فرسایش ارتفاعات ناشی از کافت دریای سرخ (Ziegler 2001)، یک حوضه حاشیه‌ای آواری (دلتا) وجود داشته است که در آن رسوب‌گذاری مختلط آواری و کربناتی (ماسه‌های اهواز) رخ می‌داده است.

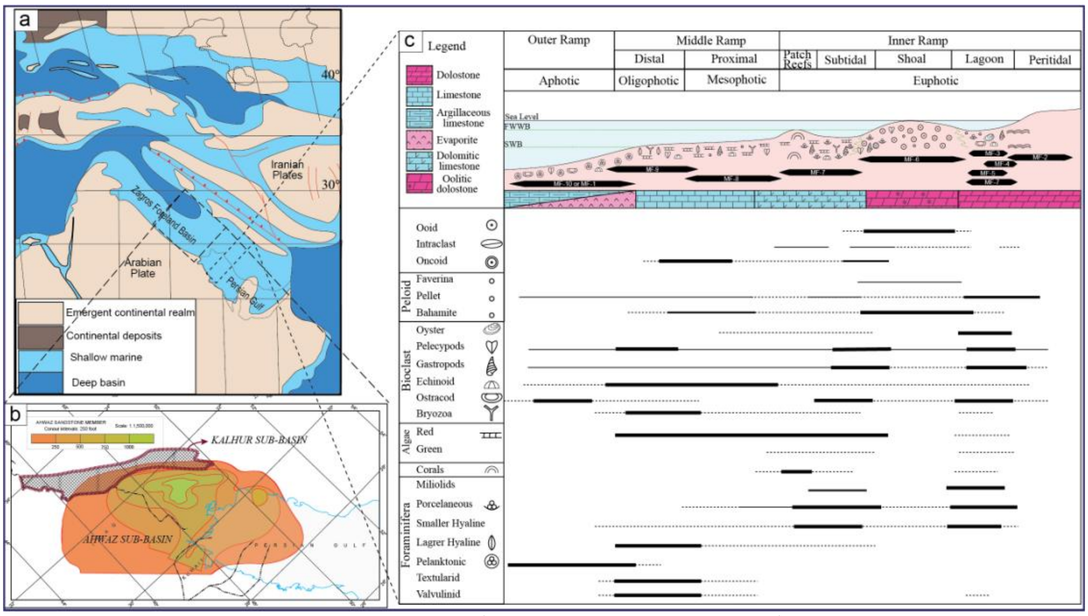
[1] Intrashelf sub-basin



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی از رخساره‌های اصلی سازند آسماری. میکروفاسیس ۱: تبخیری (چاه الف، عمق ۳۴۴۴,۱۸ متر)؛ میکروفاسیس ۲: باندستون استروماتولیتی (چاه ب، عمق ۳۴۶۲,۲۴ متر)؛ میکروفاسیس ۳: وکستون بایوکلاستی (برش کبیرکوه، ۱۱۳ متری قاعده)؛ میکروفاسیس ٤: وکستون تا مادستون دارای فرامینیفرهای بنتیک هیالین (برش کبیرکوه، ۱۹٤ متری قاعده)؛ میکروفاسیس ٥: فلوتستون تا رودستون دارای اویستر و استراکود (برش اناران، ۱٦۷ متری از قاعده)؛ میکروفاسیس ٦: گرینستون اُاُئیدی (چاه الف، عمق ۳٤۷۸,٥ متر)؛ میکروفاسیس ۷: پکستون دارای فرامینیفر پرسلانوز و جلبک قرمز (چاه الف، عمق ۳٤٦٦,٤۷ متر)؛ میکروفاسیس ۸: بایندستون جلبک قرمز (برش سیاه‌کوه، ۲۷ متری قاعده برش)؛ میکروفاسیس ۹: بایندستون تا فلوتستون دارای فرامنیفر بزرگ بنتیک (چاه الف، عمق ۳٥٤٤,۰۸ متر)؛ میکروفاسیس ۱۰: وکستون دارای فرامینیفر پلانکتونیک (برش انازان، ۷۲ متری قاعده)؛ پتروفاسیس ۱: ماسه سیلیسی آواری/کوارتز آرنایت (چاه ب، به ترتیب از چپ به راست عمق‌های ۳٥۳۷,٥۷ و ۳٥۲۱,۲۷).



شکل ۳- نمودار جامع رسوب‌شناسی و چینه‌نگاری چاه الف.



شکل ٤- ویژگی‌های فیزیوگرافی حوضه رسوبی آسماری. a) پالئوژئوگرافی حوضه آسماری در زمان میوسن. در این زمان، یک حوضه فورلندی با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق در امتداد زاگرس گسترش داشته است که نهشت سازند آسماری در آن صورت گرفته است (adopted from Dercourt et al. 2000). b) در حاشیه جنوب غربی این حوضه فورلندی یک محیط سیلیسی آواری دلتایی در اثر ورود رسوبات حاصل از کافت دریای سرخ ایجاد شده بود (modified from Adams 1969). همچنین در بخش شمال غربی این حوضه، یک حوضه درون شلفی تبخیری در اثر فعالیت‌های تکتونیکی تشکیل شده بود (محدوده با حاشیه قرمز در b). c) بخش عمده این حوضه فورلندی تحت سیطره یک محیط رمپی کربناتی قرار داشته است که در آن رسوب‌گذاری کربنات رخ می‌داده است.

دیاژنز

مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی که در سازند آسماری رخ داده‌اند میکرایتی شدن، دولومیتی شدن، انحلال، سیمانی شدن، تراکم فیزیکی و شیمیایی، و به صورت محلی شکستگی‌های ناشی از تغییر شکل‌های ساختاری است:

میکرایتی‌شدن

از فرایندهای رایج دیاژنزی در سازند آسماری است که به ویژه اثرات آن در رخساره‌های اُاُئیدی (MF-6) و لاگونی (MF-3-5) دیده می‌شود (شکل ۵، a-c). در رخساره سد اُاُئیدی (MF-6)، اُاُئیدها در اثر میکرایتی شدن، فابریک رسوبی اولیه خود را از دست داده‌اند و به پلوئیدهای نوع «باهامیت» تبدیل شده‌اند (شکل ۵، a). فرایند میکرایتی‌شدن اثر بسیار زیادی بر روی دیاژنز بعدی رخساره اُاُئیدی داشته است، به نحوی که آن را به شدت مستعد دولومیتی‌شدن کرده است (شکل ۵، b). در رخساره‌های بایوکلاستیِ رمپ داخلی (MF-3-5) نیز، میکرایتی‌شدن حاشیه ذرات اسکلتی به حفظ حاشیه‌ی میکرایتی در مراحل بعدی دیاژنز منجر شده است. سپس، انحلال بخش‌های میکرایتی نشده ذرات اسکلتی مذکور (با ترکیب اولیه آراگونیتی)، به ایجاد تخلخل قالبی در رخساره منجر شده است (شکل ۵، c).

دولومیتی‌شدن

فراگیرترین فرایند دیاژنزی در سازند آسماری است که به عنوان یکی از مهم‌ترین فاکتورهای کنترل‌کننده کیفیت مخزنی سازند آسماری نیز در نظر گرفته شده است (Aqrawi et al. 2006). این فرایند هم به شکل جانشینی (شکل ۵، d) و هم به صورت سیمانی‌شدن (شکل ۵، e) در توالی سازند آسماری دیده می‌شود. به صورت کلی، دولومیت‌های جانشینی در سازند آسماری از نظر اندازه، ریز تا متوسط، از نظر شکل، نیمه‌شکل‌دار، از نظر فابریک، صفحه‌ای نوع (s)[1] و از نظر

[1] Planar-s

ارتباط با فابریک رسوبی، از نوع حفظ کننده فابریک و انتخاب کننده فابریک[1] هستند. بر اساس این مطالعه و نیز مطالعات پیشین (Aqrawi et al. 2006)، مقدار و درصد دولومیتی شدن در نیمه بالایی سازند آسماری، بیشتر از نیمه زیرین است و این امر به محدودیت فضای رسوب‌گذاری و غلبه شرایط محدودتر در زمان نهشت نیمه دوم نسبت داده شده است. برخلاف دولومیتی‌شدن فراگیر[2] در رخساره‌های بخش داخلی پلاتفرم، در رخساره‌های دریای باز (MF-8 تا MF-10)، که بیشتر در نیمه زیرین سازند دیده می‌شوند، این فرایند چندان فراگیر نیست و اغلب نمونه‌ها دولومیتی نشده‌اند و یا درصد دولومیت در آن‌ها بسیار اندک و اغلب به صورت انتخاب‌کننده فابریک و گزینشی[3] است (شکل ٤).

رایج بودن دولومیتی‌شدن در بخش‌های درونی رمپ و عدم رواج آن در بخش دریای باز، غالب بودن «نشان تبخیری[4]» در ویژگی‌های ژئوشیمیای دولومیت‌ها، همراه بودن دولومیت‌ها با گرهک (ندول)ها و سیمان‌های تبخیری، و وجود سیالات درگیر (ادخال‌های سیال) با شوری بالا در دولومیت‌ها، باعث شده است که مکانسیم غالب برای دولومیتی کردن رخساره‌های نیمه بالایی آسماری، مکانیسم تبخیری، (شامل مدل سابخایی و نشتی- بازگشتی[5]) در نظر گرفته شود (Aqrawi et al. 2006). در مقابل، دولومیتی شدن بخشی[6]، در نیمه پایین سازند آسماری را ناشی از سیالات غنی از منیزیم حاصل از شیل‌ها و مارن‌های پابده دانسته‌اند (Aqrawi et al. 2006).

انحلال

بر اساس مطالعات پتروگرافی، این فرایند در مراحل اولیه دیاژنز رخ داده است و عمدتاً به ایجاد تخلخل های نوع قالبی در سنگ‌های سازند آسماری منجر شده است. پرشدن فضاهای حاصل از این انحلال توسط سیمان‌های جوی (متئوریک) و نیز سیمان‌های نسل بعد (دفنی) نشان می‌دهد که این تخلخل‌ها در محیط دیاژنز اولیه ایجاد شده‌اند. این فرایند در رخساره‌های بایوکلاستی (به عنوان مثال MF-3-5)، به صورت انحلال ذرات اسکلتی آراگونیتی، و در رخساره اُاُلیتی (MF-6)، به صورت انحلال اُاُئید نمود دارد (شکل ٥، f-h). تقریباً در همه فواصل، فضا و تخلخل‌های ایجاد شده توسط انحلال، به صورت بخشی (و گاهی به صورت کامل) با یک آستر از سیمان دولومیتی پر شده‌اند (شکل ٥، h و e). در برخی موارد، نسل دیگری از سیمان، با ترکیب سولفاتی نیز بر روی این آستر دولومیتی قرار گرفته است (شکل ٥، k). این سیمان ها که اغلب به صورت متوسط بلور هستند، فاقد آهن در ترکیب خود هستند و احتمالاً همزمان یا اندکی پس از انحلال ایجاد شده‌اند. مطالعات پیشین نیز نشان می‌دهد که هر دو فرایند دولومیتی‌شدن و انحلال، اندکی پس از نهشت رسوبات آسماری و در طی دیاژنز آغازین رخ داده‌اند (Aqrawi et al. 2006). برخلاف این نظریه، با توجه به اقلیم گرم و خشک حوضه رسوبی آسماری و نیز تداوم آن در زمان‌های بعد از نهشت آسماری، فراوانی آب‌های جوی برای ایجاد این انحلال در توالی رسوبی سازند آسماری در پرده‌ای از ابهام قرار می گیرد. از سوی دیگر، فضای حاصل از انحلال، در اغلب موارد توسط سیمان‌های دولومیتی یا سولفاتی (به صورت بخشی) پر شده است و سیمان‌های کلسیتی که اغلب شاهد و نشانگر وقوع انحلال جوی هستند در این فضاها حضور ندارند. این وضعیت نیز، ممکن است مؤید عدم فراوانی آب‌های جوی در زمان دیاژنز آغازین آسماری باشد؛ بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که اگرچه، در بیشتر رکوردهای رسوبی، آب های متئوریک به عنوان عامل اصلی انحلال ذرات ناپایدار کربناتی در مراحل آغازین دیاژنز در نظر گرفته می شوند، ولی در توالی های مخلوط کربناتی- تبخیری، به ویژه رسوبات میوسن، احتمالاً نقش شورابه‌های تبخیری در انحلال ذرات ناپایدار بیشتر از آب‌های جوی بوده است (Qing Sun 1992).

---
[1] Fabric- retentive and fabric- selective
[2] Pervasive dolomitization
[3] Preferential dolomitization
[4] Evaporite signature
[5] Sabkha and seepage-reflux dolomitization
[6] Partial dolomitization

سیمانی‌شدن

سیمان‌هایی که در خلل و فرج رخساره‌های مورد مطالعه دیده می‌شوند، شامل انواع سیمان‌های کلسیتی، دولومیتی و سولفات کلسیم (اغلب به شکل انیدریت) است. همچنین، مطالعات پراش پرتو ایکس (XRD) بر روی نمونه‌های توده‌ای از سنگ‌های آسماری، نشان می‌دهد که مقداری محتوای رسی آواری از نوع ایلیت نیز در این سنگ‌ها حضور دارد. مطالعات پیشین نشان می‌دهد که این رس‌ها ممکن است در تسهیل دولومیتی‌شدن گسترده سازند، نقش کاتالیزوری ایفا کرده‌اند (Aqrawi et al. 2006). سیمان کربنات کلسیم به صورت انواعی از بلورها، از فیبری تا هم‌بعد و بلوکی دیده می‌شود. در برخی افق‌های رخساره اُاُلیتی (MF-6)، این سیمان به صورت بلورهای فیبری با فابریک هم‌قد حاشیه دانه‌ای[1] دیده می‌شود (شکل ۵، i) که بیانگر محیط دریایی برای تشکیل آن‌ها است (James and Choquette 1983; Tucker et al. 1990). سیمان کربنات کلسیم، در بیشترین حجم و مقدار خود به صورت بلورهای هم‌بعد[2] با فابریک غالب دروزی[3] و نیز به صورت اسپار درشت یا بلوکی در توالی سازند آسماری حضور دارد (شکل ۵، j). به صورت کلی، به نظر می‌رسد که مقدار سیمان کلسیتی از بقیه انواع سیمان در سازند آسماری کمتر است.

سیمان دولومیتی رایج‌ترین سیمان در سازند آسماری است که در بیشتر موارد در اندازه‌های کوچک تا متوسط دیده می‌شود، ولی در برخی فضاها، به صورت انواع درشت بلور هم حضور دارد (شکل ۵، k). پرشدن تخلخل‌های حاصل از انحلال دانه‌های ناپایدار (همانند اُاُئیدها و بایوکلاست‌های آراگونیتی) توسط سیمان دولومیتی بدون آهن نشان می‌دهد که این سیمان در مراحل اولیه دیاژنز و اندکی پس از انحلال (شاید توسط همان سیالات و شورابه‌هایی که به انحلال منجر شده‌اند) تشکیل شده است. ترکیب ایزوتوپی و ژئوشیمیایی این دولومیت‌ها نیز نشان از تشکیل آن‌ها از شورابه‌های تبخیری و طی دیاژنز آغازین دارد (Aqrawi et al. 2006). در مطالعه حاضر، دولومیت زین اسبی[4] در توالی سازند آسماری مشاهده نشده است. شواهد پتروگرافی نشان می‌دهد یک فاز سیمانی شدن دولومیتی تأخیری نیز وجود دارد که با بلورهای درشت دولومیتی و نیز ترکیب آهن‌دار آن‌ها مشخص می‌شود.

سیمان سولفات کلسیم به شکل غالب انیدریت، در بیشتر موارد، آخرین فاز سیمانی پر کننده حفرات است و در برخی از خلل و فرج پس از سیمان دولومیتی که در آستر حفرات دیده می‌شود، بقیه فضای حفره را پر کرده است (شکل ۵، k). انیدریت، در بیشتر نمونه‌ها با فابریک کومه‌ای و پویکیلوتوپیک[5] دیده می‌شود (شکل ۵، l) ولی در برخی نمونه‌ها (به‌ویژه در رخساره سدی؛ شکل ۵، a) به صورت فراگیر[6] و پرکننده حفرات نیز دیده می‌شود که در مورد اخیر به کاهش شدید تخلخل منجر شده است (cf. Lucia 2007).

تراکم و شکستگی

تراکم هم به صورت فیزیکی و هم به صورت شیمیایی (انحلال فشاری) در سازند آسماری دیده می‌شود. دانه‌های آرایش مجدد یافته، تغییر شکل یافته، درهم فرورفته، چرخیده و شکسته شده از شواهد تراکم فیزیکی در سازند آسماری اند. تراکم شیمیایی نیز به صورت فابریک‌های چفت شده[7] (شکل ۵، l) و استیلولیت دیده می‌شود. فابریک‌های چفت شده در بافت‌های دانه غالب رخساره اُاُئیدی، گسترش قابل توجهی دارند و اغلب در مرز بین دانه‌های درهم فرو رفته، بقایای تیره رنگی از مواد باقی‌مانده (رس، ماده آلی، اکسید آهن) نیز دیده می‌شود. اگرچه شکستگی از عوامل اصلی افزایش‌دهنده کیفیت مخزنی سازند آسماری است (McQuillan 1985) و اصولاً سازند آسماری به عنوان یک مخزن شکسته در نظر گرفته می‌شود، ولی در میدان مذکور این فرایند گسترش بسیار جزئی دارد. با این وجود، در مکان‌هایی که این فرایند رخ داده

[1] Isopachous rim cement
[2] Equant
[3] Drusy
[4] Saddle dolomite
[5] Patchy and poikilotopic
[6] Even distribution
[7] Fitted fabric

است به شدت بر روی کیفیت مخزنی سازند اثر مثبت داشته است و به ارتباط تخلخل‌های غیرمرتبط سازند و افزایش تراوایی سنگ مخزن در این مناطق منجر شده است.

محیط‌ها و توالی دیاژنزی

سکانس دیاژنزی سازند آسماری، بر اساس مطالعه حاضر، یک روند نرمال از محیط دریایی به محیط‌های جوی و دفنی داشته است. البته در لرستان، یعنی منطقه ای که سازند آسماری رخنمون دارد، پس از مرحله دفنی، یک مرحله تلودیاژنتیک جوی نیز رخ داده است. توالی دیاژنزی سازند آسماری در شکل ٦ نمایش داده شده است.

تخلخل و تراوایی و توزیع آن‌ها

بررسی تخلخل در «چاه الف» (Well A) میدان مذکور نشان می‌دهد که میانگین این فاکتور در آن، ۱۳/٥٤ درصد است. «چاه ب» (Well B) نیز میانگینی نزدیک به همین عدد دارد (۱۳/۱۱ درصد). توزیع تراوایی در این چاه‌ها نشان می‌دهد که این فاکتور در چاه الف میانگینی برابر با ۱٥٤۲/٤۷ میلی‌دارسی، و در چاه ب برابر با ۲۲۲/٥۰ میلی‌دارسی دارد. با این وجود، پراکندگی داده‌های تراوایی در اطراف میانگین‌های مذکور (انحراف معیار) مقدار بالایی را نشان می‌دهد (جدول ۲).

جدول ۲ - برخی ویژگی‌های آماری داده‌های تخلخل و تراوایی در چاه‌های الف و ب میدان مورد مطالعه.

Well No.	Data count		Min & Max		Median		Average		Standard deviation	
	Poro.	Perm.	Poro. (%)	Perm. (mD)	Poro. (%)	Perm. (mD)	Poro. (%)	Perm. (mD)	Poro. (%)	Perm. (mD)
Well A	407	407	0-32.7	0-24096	12.60	4.43	13.54	1542.47	9.10	3849.39
Well B	492	492	0.19-32.52	0-8559.03	12.80	0.98	13.11	222.50	7.64	840.32

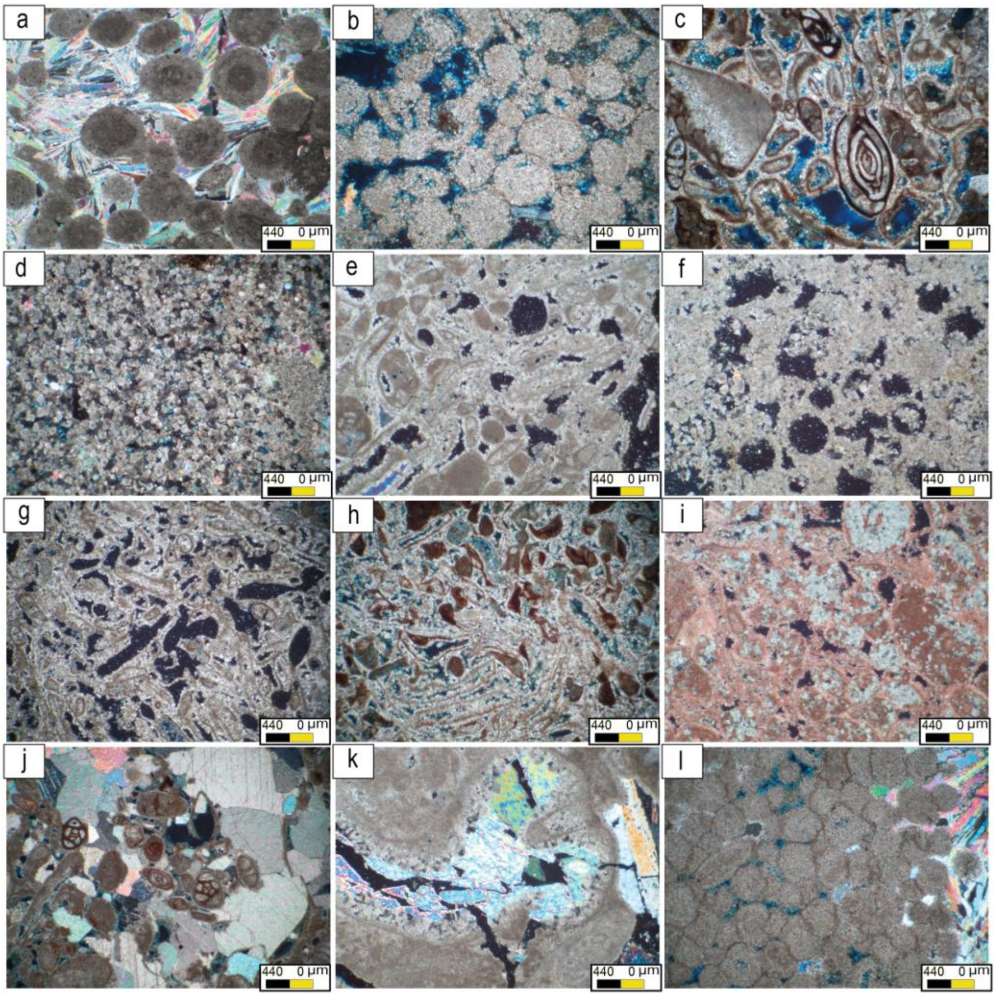
پراکندگی گسترده داده‌های تخلخل و تراوایی بیانگر اثر فاکتورهای احتمالی مختلف (لیتولوژی، ویژگی‌های رسوبی، دیاژنزی، ساختاری) بر روی کیفیت مخزنی سازند آسماری است، که در ادامه سعی می‌شود نقش احتمالی هر کدام بررسی شود. برای درک بهتر نحوه توزیع داده‌های تخلخل و تراوایی در سازند آسماری، در شکل ۷ توزیع این دو فاکتور در چاه‌های مورد مطالعه به صورت هیستوگرام نمایش داده شده است (بخش‌های a و b).

همان‌گونه که دیده می‌شود، تخلخل در این چاه‌ها در محدوده گسترده‌ای توزیع شده است و دیاگرام توزیع تخلخل در این چاه‌ها به صورت پهن[1] است. این امر بیانگر اثر فرایندهای متنوع ناهمگون‌ساز مخزن است. چاه الف دارای سه دسته تخلخل فراوان است. دسته اول که بیشترین فراوانی را دارد (٤٤٪) در حدود بازه ۲-۱۰ درصد تخلخل قرار دارد.

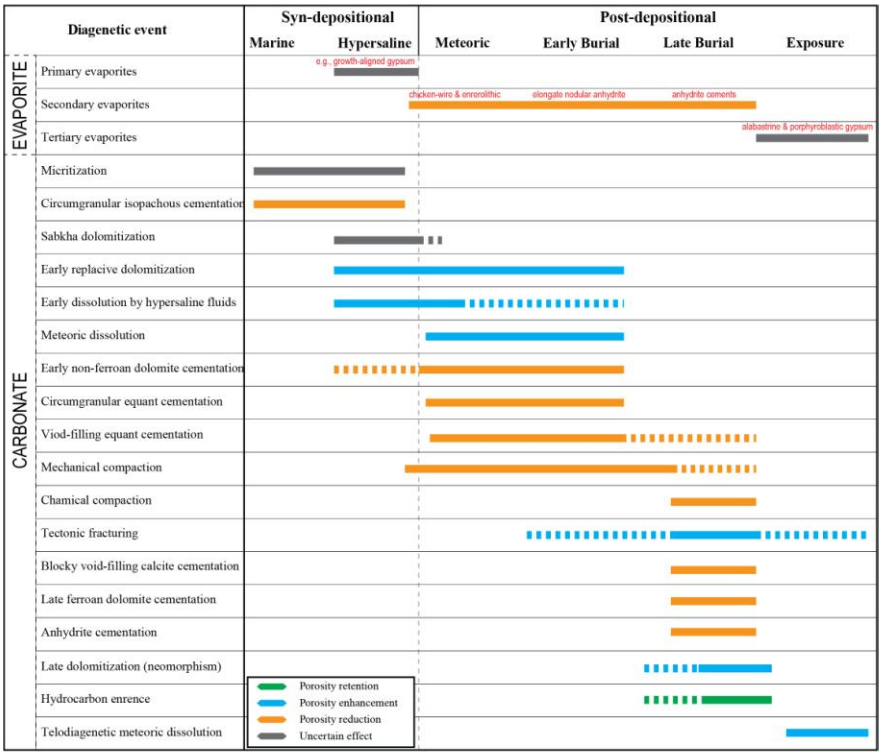
در چاه ب، توزیع تخلخل تقارن بیشتری دارد و فراوان‌ترین تخلخل‌ها به صورت نسبی در بازه ٤-۲٤ درصد تخلخل قرار گرفته‌اند که دربرگیرنده حدود ۸۲ درصد تخلخل‌های چاه است.

توزیع تراوایی در چاه الف تقریباً به صورت متقارن است. بیشترین تراوایی‌ها (مد یا نما) در بازه ۱۰-۱۰۰ میلی‌دارسی واقع شده‌اند. در چاه ب، بیشترین تراوایی‌ها (مد یا نما) در بازه ۰/۱ تا ۱ میلی‌دارسی قرار دارند (شکل ۷).

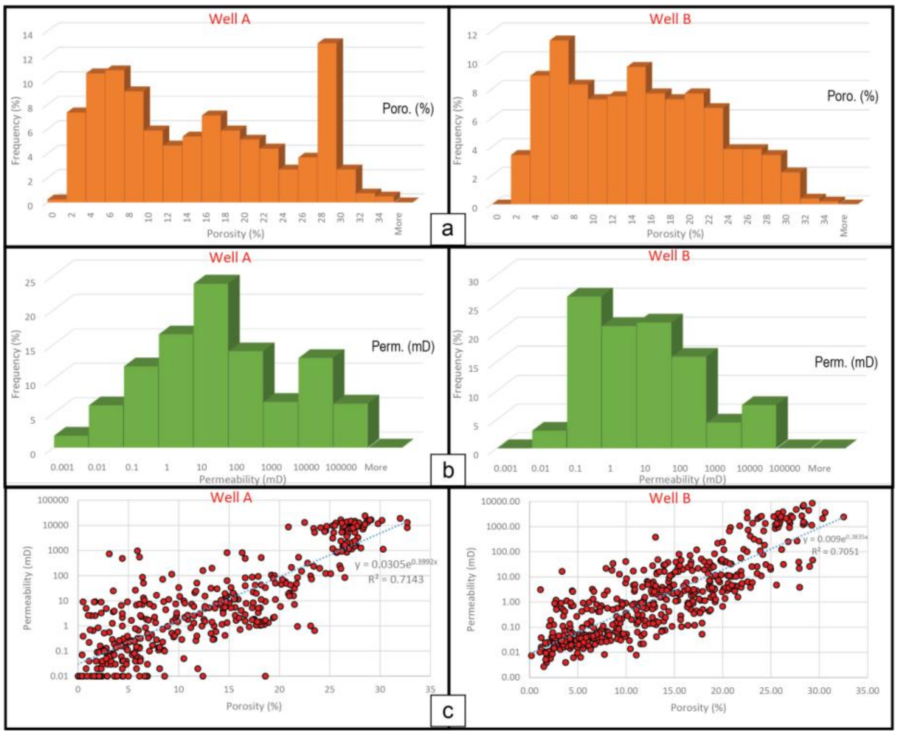
[1] Platykurtic



شکل ۵- فرایندها و عوارض دیاژنزی سازند آسماری. a) میکرایتی‌شدن به از بین رفتن ساختار اولیه اُاُئیدها و مستعد شدن آن‌ها برای دلومیتی‌شدن منجر شده است، سیمان انیدریتی به عنوان آخرین فاز دیاژنزی در این نمونه، تمام فضای بین ذره‌ای را اشغال کرده است و به کاهش شدید تخلخل و تراوایی سنگ منجر شده است (چاه الف، عمق ۳۴۷۸,۵ متر). b) رخساره اُاُئیدی که پس از میکرایتی‌شدن در اثر سیالات و شورابه‌ها به صورت کامل دولومیتی شده است (چاه ب، عمق ۳۵۱۳,۱۹ متر). c) میکرایتی‌شدن به حفظ حاشیه دانه‌های اسکلتی منجر شده است که با انحلال ثانوی بخش‌های درونی اسکلت‌ها به ایجاد تخلخل قالبی در سنگ منجر گردیده است (چاه ب، عمق ۳٤۸۵,۸۲ متر). d) دولومیتی‌شدن جانشینی در رخساره‌های گلی پهنه کشندی و ایجاد فابریک نیمه‌شکل‌دار (چاه ب، عمق ۳۵۱۰,۰٤ متر). e) سیمان دولومیتی به عنوان یک فاز اولیه دیاژنزی فضای حاصل از انحلال و نیز بخشی از فضاهای بین ذره‌ای را پر کرده است (چاه ب، عمق ۳٤۸۰,٤۹ متر). f) فرایند دولومیتی‌شدن و انحلال در رخساره اُاُئیدی (چاه الف، عمق ۳٤۷٦,۵۱ متر). g, h) اثرات انحلال و دولومیتی‌شدن در رخساره‌های بایوکلاستی. سیمان دولومیتی بخشی از فضاهای خالی سنگ را پر کرده است. در بیشتر بایوکلاست‌ها، میکرایتی‌شدن به حفظ حاشیه ذرات در طی دیاژنز منجر شده است که با انحلال بخش‌های میکرایتی نشده، این حاشیه به ایجاد تخلخل قالبی منجر شده است (چاه ب، به ترتیب عمق‌های ۳٤۸۰,٤۹ و ۳٤۸۰,۳۳ متر). i) سیمان حاشیه هم‌قد دانه‌ای در اطراف ذرات رسوبی بیانگر اثرگذاری محیط دریایی بر روی رخساره است (چاه ب، عمق ۳۵۱۲,۱۷ متر). j) اسپار درشت بلور (سیمان بلوکی) با اندازه بزرگ، رخ‌های متقاطع و ادخال‌های سیال خود بیانگر نهشت در محیط دفنی است (چاه ب، عمق ۳٤۸٦,۹۱ متر). k) دو نسل سیمان دولومیتی (آستر) و سیمان سولفاتی در یک فضای خالی حاصل از انحلال (چاه الف، عمق ۳٤٤۱,۵۱ متر). l) فابریک چفت‌شده و حاشیه‌های مضرس بیانگر اثر فرایند تراکم در رخساره سدی. سیمان سولفاتی بخشی از فضای بین ذره‌ای را به صورت پویکیلوتوپیک پر کرده است (چاه ب، عمق ۳۵۰۷,۸۹ متر).



شکل ٦- توالی دیاژنزی سازند آسماری و نقش فرایندهای مختلف بر افزایش یا کاهش تخلخل.



شکل ۷- توزیع تخلخل (a) و تراوایی (b) در چاه‌های مطالعه شده و نیز ارتباط تخلخل و تروایی در آن‌ها (c).

نمودار نیمه‌لگاریتمی ارتباط تخلخل و تراوایی برای چاه‌های الف و ب نیز در شکل ۷ نمایش داده شده است. بر این اساس، دو فاکتور پتروفیزیکی مذکور ارتباط بالایی با یکدیگر نشان می‌دهند، به گونه‌ای که می‌توان با معادلات

نمایی ارائه شده، با تقریب نسبتاً خوبی ارتباط بین این دو فاکتور را برقرار نمود.

فاکتورهای کنترل‌کننده‌ی ویژگی‌های پتروفیزیکی

در ادامه نقش احتمالی مهم‌ترین فاکتورهای اولیه (رسوبی) و ثانویه (دیاژنتیک) در کنترل کیفیت مخزنی سازند آسماری بررسی می‌شود:

۱. فاکتورهای اولیه (رسوبی) مؤثر بر روی کیفیت مخزنی

الف: نقش لیتولوژی سنگ مخزن

در شکل ۸، بخش a، داده‌های تخلخل و تراوایی چاه‌های الف و ب به تفکیک لیتولوژی‌های اصلی (کربنات، آواری و مختلط آواری- کربناتی) مشخص شده‌اند. همان‌گونه که برای سازند آسماری انتظار می‌رود، ارتباط مشخصی بین نوع لیتولوژی اصلی سنگ مخزن و تخلخل و تراوایی مربوطه وجود دارد؛ ماسه‌سنگ‌های اهواز (لیتولوژی آواری) دارای بیشترین تخلخل و تراوایی هستند. به صورت نسبی، سنگ‌های دارای لیتولوژی مختلط آواری- کربناتی، در محدوده حدواسط ماسه‌ها و کربنات‌ها قرار گرفته‌اند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که نوع لیتولوژی سنگ مخزن به عنوان یکی از فاکتورهای رسوبی (اولیه)، نقش مهمی در کنترل ویژگی‌ها و کیفیت مخزنی سازند آسماری داشته است.

ب: نقش رخساره‌های رسوبی

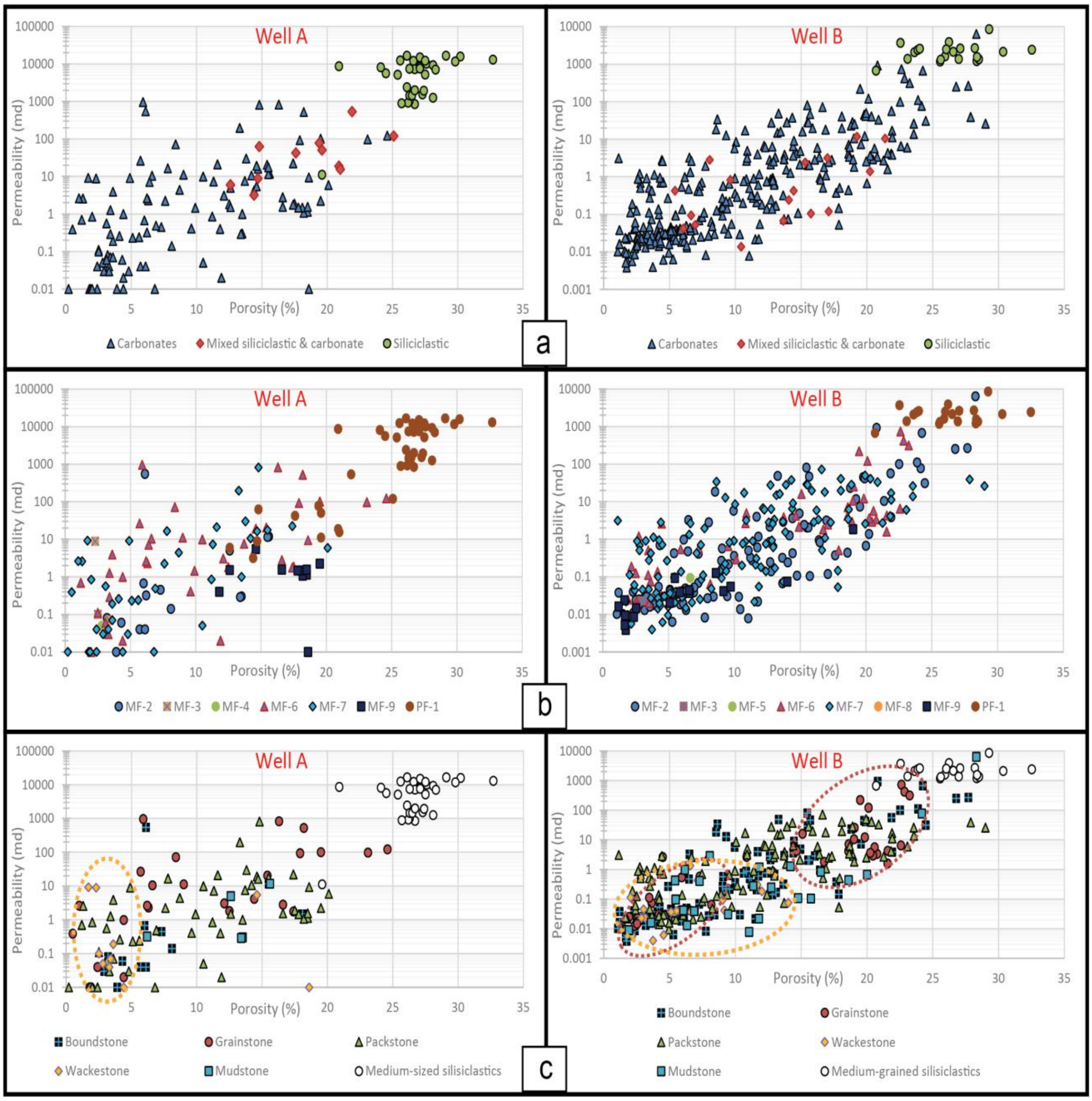
در شکل ۸، بخش b، داده‌های تخلخل و تراوایی برای رخساره‌های مختلف چاه‌های الف و ب نمایش داده شده است. در بیشتر رخساره‌ها ارتباط مشخصی بین تخلخل و تراوایی با نوع رخساره و ویژگی‌های محیطی هویدا نیست و این امر احتمالاً بیانگر نقش مهم‌تر فرایندهای پس از رسوب‌گذاری در تعیین ویژگی‌های پتروفیزیکی سازند آسماری و ناهمگون[1] کردن ویژگی‌های پتروفیزیکی این رخساره‌ها است. با این وجود، در دو رخساره، ارتباط مشخصی بین نوع رخساره و کیفیت مخزنی وجود دارد؛ مشخص‌ترین رابطه در رخساره آواری شماره ۱ (PF-1) دیده می‌شود که معادل عضو ماسه‌سنگی اهواز است. رخساره دیگری که دارای تخلخل و تراوایی مشخص و مرتبط با نوع رخساره است، رخساره شماره ۹ کربناتی (MF-9) است. این رخساره، عمیق‌ترین رخساره رمپ آسماری در دو چاه مذکور است و در موقعیت دریای باز (انتهای رمپ میانی) نهشته شده است، این ویژگی محیطی باعث می‌شده است که منطقه مذکور به دور از سیالات دولومیتی‌سازی باشد که بیشتر آن‌ها حاصل فرایندهای دولومیتی‌شدن تبخیری[2] همزمان با رسوب‌گذاری یا اندکی پس از رسوب‌گذاری بوده‌اند. فقدان دولومیتی‌شدن/ دولومیتی‌شدن اندک این بخش از محیط رسوبی، به حفظ ویژگی‌های تخلخل و تراوایی اولیه این رخساره منجر شده است. سایر رخساره‌های سازند آسماری، در مطالعات پتروگرافی، عوارض دیاژنزی و ثانویه بالایی نشان می‌دهند.

ج: نقش بافت‌های رسوبی

در شکل ۸، بخش c، تخلخل و تراوایی بافت‌های رسوبی مختلف برای چاه‌های مذکور نمایش داده شده است. در دو بافت رسوبی، تا حدودی می‌توان بین نوع بافت و ویژگی‌های پتروفیزیکی ارتباط قائل شد. در چاه ب بافت‌های وکستون و گرینستون، به صورت نسبی در محدوده‌های تقریباً معینی قرار گرفته‌اند. پراکندگی داده‌های تخلخل و تراوایی سایر بافت‌ها، احتمال نقش بیشتر فرایندهای پس از رسوب‌گذاری در هتروژن (ناهمگون) کردن ویژگی‌های پتروفیزیکی سنگ‌های آسماری را تقویت می‌نماید.

[1] Heterogeneous

[2] Evaporative dolomitization



شکل ۸- نقش فاکتورهای رسوبی در توزیع تخلخل و تراوایی سازند آسماری. a) نقش لیتولوژی اصلی سنگ مخزن،b) نقش رخساره رسوبی، c) نقش بافت رسوبی.

۲. فاکتورهای ثانویه (دیاژنتیک)

الف: نقش دولومیتی‌شدن

همان‌گونه که بیان گردید، دولومیتی‌شدن فراگیرترین فرایند دیاژنزی سازند آسماری است. در شکل ۹، بخش a، دیاگرام تخلخل- تراوایی برای رده‌های با درصدهای مختلف دولومیتی‌شدن نمایش داده شده است. اگرچه پراکندگی نسبتاً زیادی در داده‌های تخلخل و تراوایی رده‌های مختلف (سنگ‌های با درصد متفاوت دولومیتی‌شدن) دیده می‌شود، ولی به صورت کلی، کیفیت مخزنی دولومیت‌ها از سنگ‌های آهکی بالاتر است. همچنین، به صورت نسبی، به ویژه در چاه ب، کیفیت مخزنی با افزایش درصد دولومیتی‌شدن، افزایش یافته است. با این وجود، احتمالاً سایر فرایندهای دیاژنزی (یا

تکتونیکی) همانند، تراکم، انحلال یا سیمانی‌شدن نیز، نقش مهمی در تعیین ویژگی‌های مخزنی و پتروفیزیکی داشته‌اند.

ب: نقش سایر فرایندهای دیاژنتیک

این مطالعه نشان می‌دهد که علاوه بر دولومیتی‌شدن، مهم‌ترین فاکتورهای تعیین‌کننده کیفیت مخزنی بخش کربناتی سازند آسماری در میدان مطالعه شده، سه فرایند انحلال، سیمانی‌شدن و تراکم هستند. در مطالعات پیشین نیز این فرایندها به عنوان مهم‌ترین فاکتورهای موثر بر کیفیت مخزنی تعیین شده‌اند (Honarmand and Amini 2012).

مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که فرایند انحلال در بیشتر فواصل کربناتی سازند آسماری اثر نموده است ولی در بیشتر موارد، تنها به افزایش تخلخل منجر شده است و بر روی افزایش تراوایی سنگ مؤثر نبوده است. دلیل این امر، تشکیل تخلخل‌های نوع حفره‌ای و قالبی است که دارای ارتباط فضایی سه‌بعدی با یکدیگر نیستند و بنابراین شبکه‌ای به هم پیوسته از خلل و فرج را نمی‌سازند.

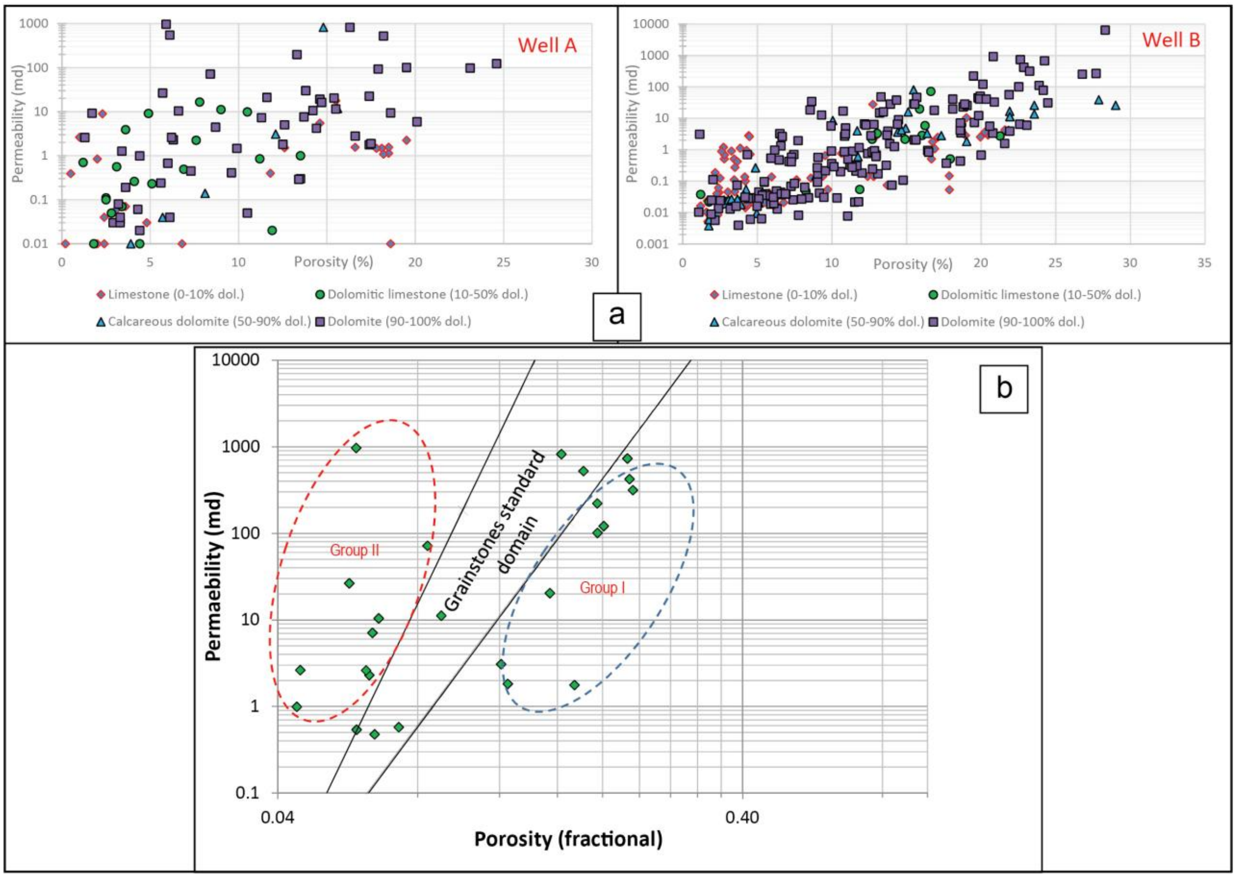
فرایند سیمانی‌شدن، در مؤثرترین شکل خود، به صورت سیمان سولفاتی (انیدریت) دیده می‌شود. بقیه انواع سیمان، چندان بر روی کیفیت مخزنی سازند، اثر قابل توجه نداشته‌اند، ولی این سیمان، بخصوص در رخساره‌های گرینستونی، با پرکردن فضاهای بین دانه‌ای به از بین رفتن تخلخل و تراوایی سنگ منجر شده است (شکل ۵، a).

برای بررسی نقش این دو فرایند (انحلال و سیمانی‌شدن) بر روی کیفیت مخزنی سازند آسماری، داده‌های تخلخل و تراوایی برای رخساره گرینستونی سازند آسماری (MF-6) در شکل ۹، بخش b، نمایش داده شده است. در این شکل محدوده استاندارد مورد انتظار برای تخلخل و تراوایی گرینستون‌ها نیز نمایش داده شده است (adopted from Lucia 2007). همان‌گونه که در شکل مشخص است، اغلب نمونه‌های گرینستونی سازند آسماری، در درون محدوده مورد انتظار قرار نگرفته‌اند؛ گروهی به سمت راست دیاگرام و گروهی به سمت چپ دیاگرام منتقل شده‌اند.

مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که گروه یک در شکل ۹، گرینستون‌هایی هستند که تحت تأثیر فرایند انحلال قرار گرفته‌اند. این فرایند، به ایجاد تخلخل‌های قالبی در آن‌ها منجر شده است. با وجود افزایش تخلخل، به دلیل متصل نبودن این فضاهای خالی به یکدیگر، تراوایی رخساره افزایش پیدا نکرده است و بنابراین، موقعیت سنگ‌های مذکور به سمت راست دیاگرام و محدوده مورد انتظار برای گرینستون‌ها منتقل شده است (افزایش تخلخل اولیه سنگ بدون افزایش تراوایی).

برخلاف گروه پیشین، گروه دو، معرف گرینستون‌هایی است که سیمان انیدریتی به کاهش تخلخل (و گاهی تراوایی) آن‌ها منجر شده است. فرایند سیمانی‌شدن، با کاهش کیفیت مخزنی این سنگ‌ها، به انتقال مقادیر تخلخل و تراوایی آن‌ها به سمت چپ محدوده‌ی مورد انتظار برای گرینستون‌ها منجر شده است.

لازم به ذکر است که از مهم‌ترین فرایندهای مؤثر بر کیفیت مخزنی سازند آسماری در بیشتر میادین نفتی ایران شکستی تکتونیکی است. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که در میدان مورد مطالعه، در فواصلی که این فرایند رخ داده است، تراوایی سنگ مخزن به دلیل ارتباط پیدا کردن خلل و فرج سنگ، افزایش قابل ملاحظه‌ای پیدا کرده است. با این وجود، این فرایند در این میدان اهمیت چندانی ندارد و از ویژگی‌های اصلی مخزن نیست و تنها به صورت محلی و فرعی رخ داده است.



شکل ۹- نقش فاکتورهای دیاژنزی در کنترل کیفیت مخزنی سازند آسماری. a) دولومیتی‌شدن، b) سیمانی شدن و انحلال (adopted from Lucia 2007**).**

نتیجه‌گیری

اگرچه فاکتورهای اولیه (مرتبط با شرایط محیطی) همچون نوع لیتولوژی، بافت رسوبی، و رخساره رسوبی، تاحدودی بر روی کیفیت مخزنی سازند آسماری مؤثر بوده‌اند ولی فرایندهای پس از رسوب‌گذاری به شدت این سنگ مخزن را ناهمگون نموده‌اند و ویژگی‌های پتروفیزیکی اولیه سنگ را تغییر داده‌اند. در بین فاکتورهای اولیه، نقش لیتولوژی اصلی، بر روی کیفیت مخزنی بسیار مهم است، به گونه‌ای که در سازند آسماری، بیشترین تخلخل و تراوایی‌ها و به عبارتی بهترین کیفیت مخزنی، متعلق به سنگ‌های آواری است. بر این اساس، ماسه‌سنگ‌های اهواز بهترین سنگ مخزن سازند آسماری هستند.

مطالعه حاضر نشان می‌دهد که فرایندهای دیاژنزی و پس از رسوب‌گذاری نقش بسیار مهمی در تغییر ویژگی‌های پتروفیزیکی اولیه سازند آسماری به‌ویژه در بخش کربناتی سازند داشته‌اند به نحوی که به ناهمگون شدن بالای مخزن آسماری در این بخش منجر شده‌اند. از این دیدگاه، فرایند دولومیتی‌شدن، تراکم، انحلال، سیمانی‌شدن و در حجم بسیار کم شکستگی‌های ساختاری مهم‌ترین فرایندهای مؤثر بر کیفیت مخزنی سازند بوده‌اند. به نظر می‌رسد، به صورت کلی، تخلخل در سازند آسماری به دلیل وقوع گسترده فرایند انحلال از حالت اولیه و رسوبی خود بالاتر رفته است ولی در بسیاری از فواصل مخزن، این تخلخل از نوع غیرمرتبط است (قالبی و حفره‌ای غیرمرتبط). در مناطقی که شکستگی ساختاری رخ داده است، با مرتبط کردن این تخلخل‌های بالا به همدیگر، شبکه‌ای از فضاهای مرتبط با هم ساخته شده

است که کیفیت مخزنی سازند را به نحو چشمگیری افزایش داده‌اند. بنابراین به صورت یک قاعده کلی، در سازند آسماری، فرایند انحلال، به افزایش ظرفیت گنجایش [1] سازند آسماری منجر شده است ولی تراوایی این سازند فقط در مناطقی که شکستگی‌های ساختاری گسترش یافته، افزایش قابل ملاحظه داشته است. این شکستگی‌ها به افزایش ظرفیت جریان [2] در فواصلی از سنگ مخزن کربناتی منجر شده است. سیمانی‌شدن سولفاتی نیز مهم‌ترین فرایندی است که در کاهش کیفیت مخزنی سازند آسماری مؤثر بوده است. در بخش‌های ماسه‌ای و ماسه‌سنگی، برخلاف بخش کربناتی، این فاکتورهای رسوبی و اولیه هستند که تعیین‌کننده اصلی ویژگی‌های مخزنی هستند. ولی در بخش کربناتی، عمده ویژگی‌های پتروفیزیکی توسط فرایندهای ثانویه دیاژنزی کنترل شده‌اند.

منابع

Adams, C. G., and E. Bourgeois, 1967, Asmari biostratigraphy: Iranian Oil Operation Companies: Geological and Exploration Division, **v**. 1074, p. 1-74.

Adams, T. D., 1969, The Asmari Formation of Lurestan and Khuzestan Provinces: IOOC Report, no. 1154, 34 p.

Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations: Tectonophysics, **v**. 229, no. 3-4, p. 211-238.

Alavi, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: American Journal of Science, **v**. 304, no. 1, p. 1-20.

Amirshahkarami, M., H. Vaziri-Moghaddam and A. Taheri, 2007, Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran: Journal of Asian Earth Sciences, **v**. 29, no. 5-6, p. 947-959.

Aqrawi, A. A. M., M. Keramati, S. N. Ehrenberg, N. Pickard, A. Moallemi, T. Svånå, G. Darke, J. A. D. Dickson, and N. H. Oxtoby, 2006, The origin of dolomite in the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), dezful embayment, SW Iran: Journal of Petroleum Geology, **v**. 29, no. 4, p. 381-402.

Berberian, M., and G. C. P., King, 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian Journal of Earth Sciences, **v**. 18, no. 2, p. 210-265.

Burchette, T. P., and V.P. Wright, 1992, Carbonate ramp depositional systems: Sedimentary Geology, **v**. 79, no. 1-4, p. 3-57.

Buxton, M. W. N., and H. M. Pedley, 1989, Short paper: a standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps: Journal Geological Society (London), **v**. 146, no. 5, p. 746-748.

Choquette, P. W., and L. C. Pray, 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **v**. 54, no. 2, p. 207-250.

Daraei, M., A. Amini and M. Ansari, 2014, Facies analysis and depositional environment study of the mixed carbonate–evaporite Asmari Formation (Oligo-Miocene) in the sequence stratigraphic framework, NW Zagros, Iran: Carbonates and Evaporites, DOI. 10.1007/s13146-014-0207-4

Dercourt, I., M. Gaetani, B. Vrielynck, E. Barrier, B. Biju-Duval, M. E. Brunet, J. P. Cadet, S. Crasquin, and M. Sandulescu, 2000, Atlas Peri-Tethys Palaeogeographical Maps, 24 Maps and Explanatory Note: CCGM/CGMW, Paris.

Dickson, J. A. D., 1965, A Modified staining technique for carbonates in thin section [7]: Nature, **v**. 205, no. 4971, p. 587.

Dill, M. A., A. Seyrafian, and H. Vaziri-Moghaddam, 2010, The Asmari formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), Southwest Iran: Facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy: Carbonates and Evaporites, **v**. 25, no. 2, p. 145-160.

Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: American Association of Petroleum Geologists Memoir, **v**. 1, p. 108-121.

Ehrenberg, S. N., N. A. H. Pickard, G. V. Laursen, S. Monibi, Z. K. Mossadegh, T. A. Svånå, A. A. M. Aqrawi, J. M. McArthur and M. F. Thirlwall, 2007, Strontium isotope stratigraphy of the asmari formation (Oligocene - Lower Miocene), SW Iran: Journal of Petroleum Geology, **v**. 30, no. 2, p. 107-128.

Embry, A. F., and J. E. Klovan, 1971, A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories: Bulletin of Canadian

[1] Storage capacity
[2] Flow capacity

Pedley, M., 1998, A review of sediment distributions and processes in Oligo-Miocene ramps of southern Italy and Malta (Mediterranean divide): Geological Society Special Publication, **v.** 149, p. 163-179.

Pomar, L., 2001, Types of carbonate platforms: A genetic approach: Basin Research, **v.** 13, no. 3, p. 313-334.

Qing Sun, S., 1992, Skeletal aragonite dissolution from hypersaline seawater: a hypothesis: Sedimentary Geology, **v**. 77, no. 3-4, p. 249-257.

Sadeghi, R., H. Vaziri-Moghaddam and A. Taheri, 2011, Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran: Facies, **v**. 57, no. 3, p. 431-446.

Seyrafian, A., 2000, Microfacies and depositional environments of the Asmari Formation, at Dehdez area (a correlation across Central Zagros Basin): Carbonates and Evaporites, **v**. 15, no. 2, p. 121-129.

Seyrafian, A., and A. Mojikhalifeh, 2005, Biostratigraphy of the Late Paleogene- Early Neogene succesion, north-central border of Persian Gulf, Iran: Carbonates and Evaporites, **v**. 20, no. 1, p. 91-97.

Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **v**. 52, no. 7, p. 1229-1258.

Takin, M., 1972, Iranian geology and continental drift in the Middle East: Nature, **v**. 235, no. 5334, p. 147-150.

Tucker, M. E., V. P. Wright, and J. A. D. Dickson, 1990, Carbonate sedimentology, Oxford England ; Boston; Brookline Village, Mass., Blackwell Scientific Publications, xiii, 482 p.

Vaziri-Moghaddam, H., M. Kimiagari, and A. Taheri, 2006, Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran: Facies, **v**. 52, no. 1, p. 41-51.

Wilson, J. L., 1975, Carbonate facies in geologic history, Berlin ; New York, Springer-Verlag, 471 p.

Ziegler, M. A., 2001, Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences: GeoArabia, **v**. 6, no. 3, p. 445-504.

Petroleum Geology, **v**. 19, no. 4, p. 730-781.

Flugel, E., 2004, Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application, Berlin ; New York, Springer, 976 p.

Heydari, E., 2008, Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran: Tectonophysics, **v**. 451, no. 1-4, p. 56-70.

Honarmand, J., and A. Amini, 2012, Diagenetic processes and reservoir properties in the ooid grainstones of the Asmari Formation, Cheshmeh Khush Oil Field, SW Iran: Journal of Petroleum Science and Engineering, **v**. 81, p. 70-79.

IOOC, 1969, Geological Map of South-west Iran. Scale: 1: 1,000,000.

James, G., and J. Wynd, 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: AAPG Bulletin, **v**. 49, no. 12, p. 2182-2245.

James, N. P. and P. W. Choquette, 1983, Diagenesis 6. Limestones - the sea floor diagenetic environment: Geoscience Canada, **v**. 10, no. 4, p. 162-179.

Laursen, G., T. Allen, A. Tahmasbi, Z. Karimi, A. Monibi, B. Vincent, A. Moallemi, and F. Van Buchem, 2006, Reassessment of the age of the Asmari formation, Iran: Abstract, Forums, p. 10-15.

Laursen, G. V., S. Monibi, T. L. Allan, N. A. Pickard, A. Hosseiney, B. Vincent, Y. Hamon, F. S. P. Van-Buchem, A. Moallemi, and G. Druillion, 2009, The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation: Shiraz, First International Petroleum Conference & Exhibition, European Association of Geoscientists and Engineers.

Lucia, F. J., 2007, Carbonate reservoir characterization : an integrated approach, Berlin ; New York, Springer, xii, 336 p.

McQuillan, H., 1985, Fracture-controlled production from the Oligo-Miocene Asmari Formation in Gachsaran and Bibi Hakimeh Fields, SW Iran: Carbonate Petroleum Reservoirs, p. 513-523.

Mossadegh, Z. K., D. W. Haig, T. Allan, M. H. Adabi, and A. Sadeghi, 2009, Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v**. 272, no. 1-2, p. 17-36.