

فرایندهای دیاژنزی و تشخیص کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند آسماری در میدان نفتی کرنج (فروافتادگی دزفول، جنوب باختر ایران)

یزدان گلستان^۱، امید کاکم^۲، محمدحسین آدابی^۳ و احسان ده‌یادگاری^۴

^۱دانشجوی دکترا، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران
^۲دانشجوی دکترا، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
^۳استاد، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
^۴استادیار، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۲/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۱/۰۳

چکیده

توالی کربناته-تبخیری، همراه با رسوبات سیلیسی آواری و نهشته‌های مخلوط سیلیسی آواری-کربناته مخزن آسماری با سن الیگو-میوسن در میدان نفتی کرنج به منظور بررسی دیاژنزی، ریزرخساره‌ها و تعیین کانی‌شناسی اولیه هدف این مطالعه بوده است. میکرایتی شدن، انحلال، تراکم، نئومورفیسم، سیمانی شدن و دولومیتی شدن از جمله فرایندهای دیاژنزی مؤثر بر توالی آسماری بوده‌اند. بر اساس مطالعات پتروگرافی ۳ نوع دولومیت شامل دولومیکرایت، دولومیکرواسپاریت و دولواسپاریت شناسایی شد که در مجموع موجب ارتقای کیفیت مخزنی شده‌اند. در این توالی یازده ریزرخساره‌ی کربناته-تبخیری مشخص شد که در چهار محیط اصلی شامل پهنه جزرومدی، لاگون، شول کربناته و دریای باز نهشته شده‌اند. محیط رسوبی سازند آسماری یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ همشیب معرفی شده است. مطالعات دیاژنتیکی تأثیر هر سه محیط دیاژنزی دریایی، متوریکتی و تدفینی را بر روی این نهشته‌ها نشان می‌دهند. ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی بیانگر کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای کربنات‌های سازند آسماری می‌باشد. نسبت بالای Sr/Mn و نیز بالا بودن نسبت Sr/Ca و پایین بودن میزان منگنز حاکی از سیستم دیاژنتیکی بسته با نسبت تبادل آب به سنگ (W/R) کم برای کربنات‌های سازند آسماری است.

کلیدواژه‌ها: دیاژنزی، ریزرخساره، محیط رسوبی، ژئوشیمی، سازند آسماری، میدان نفتی کرنج.

*نویسنده مسئول: یزدان گلستان

E-mail: yazdan.golestan@gmail.com

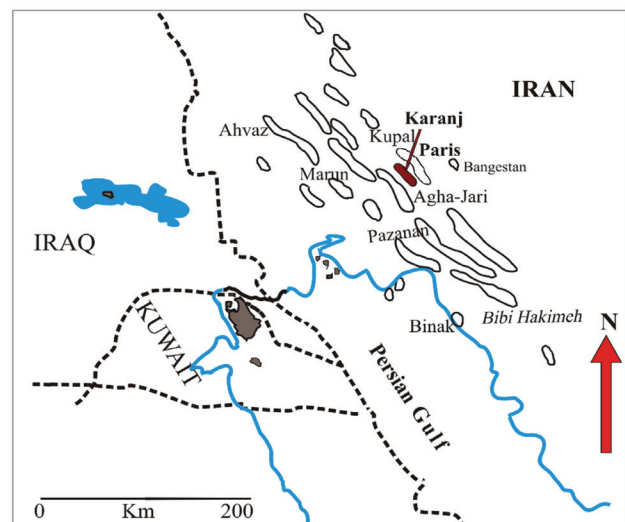
۱- پیش‌نوشتار

سازند آسماری با سن الیگو-میوسن جوان‌ترین سنگ مخزن حوضه زاگرس است که به دلیل وجود ذخایر هیدروکربن بالا در آن اهمیت اقتصادی بالایی دارد. از همین رو مطالعات گسترده‌ای پیرامون چینه‌شناسی، رسوب‌شناسی و کیفیت مخزنی آن توسط محققان مختلف انجام شده است (Honarmand and Amini, 2017; Dill et al., 2018؛ بابازاده و همکاران، ۱۳۹۴؛ بینازاده و همکاران، ۱۳۹۶؛ حمیدزاده و همکاران، ۱۳۹۶). برش الگوی این سازند در جنوب غربی کوه آسماری توسط Richardson (1924) و سپس Thomas (1948) تعیین شد، به طوری که از ۳۱۴ متر سنگ آهک مقاوم کرم تا قهوه‌ای با ریخت‌شناسی کوه‌ساز و مقادیری سنگ آهک دولومیتی و رسی تشکیل شده و به داشتن شکاف و درزه فراوان شاخص است. در این مطالعه ریزرخساره‌های سازند آسماری جهت تعیین محیط رسوبی مورد

بررسی قرار گرفته و فرایندهای دیاژنزی رخ داده در محیط‌های مختلف دیاژنتیکی جهت روشن شدن اثر آنها بر تغییرات مقادیر عناصر اصلی و فرعی مشخص شده است. همچنین سعی شد تا بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند آسماری تعیین شود.

۲- موقعیت جغرافیایی، جایگاه زمین‌شناسی و چینه‌شناسی سازند آسماری در میدان نفتی کرنج

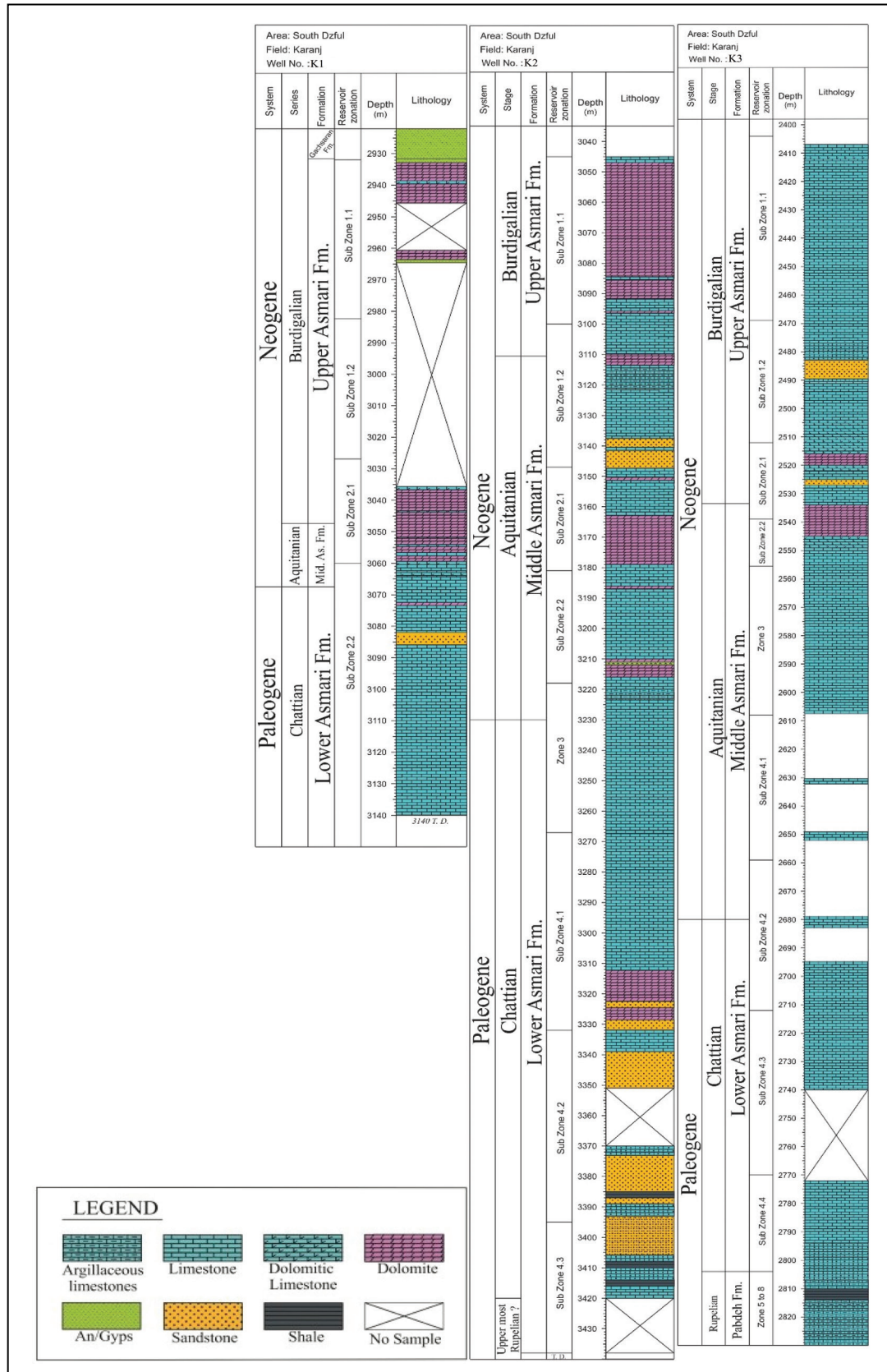
میدان نفتی کرنج در جنوب غرب ایران، در حوضه رسوبی زاگرس، حدود ۱۱۵ کیلومتری جنوب شرقی اهواز و ۴۰ کیلومتری شرق رامهرمز، در مجاورت میدان پارس در شمال و میدان آغاچاری در جنوب واقع شده است (شکل ۱).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی میدان نفتی کرنج واقع در فروافتادگی دزفول (برگرفته از Soleimani and Zamani, 2015).

(Soleimani and Zamani, 2015). مخازن سنوزوییک در این میدان سازندهای آسماری و پابده بالایی را در بر گرفته که توسط رسوبات تیخیری سازند گچساران پوشیده شده‌اند. در این مطالعه از سه برش تحت‌الارضی استفاده شده که ستون سنگ‌چینه‌ای آنها در شکل ۲ آورده شده است.

زاگرس، کمربندی چین‌خورده-رانده واقع در شمال شرق حاشیه پلیت عربی بوده که دارای شواهد ضخیم‌شوندگی در نتیجه برخورد ورقه عربی با ایران مرکزی است (Allen et al., 2013). نرخ بالآآمدگی رسوبات در این کمربند چین‌خورده-رانده 1 mm/yr برای فروافتادگی در پلیوسن و 6.6- 1.8 mm/yr در هولوسن می‌باشد. میدان نفتی کرنج در محور بیشینه سوسیدانس فروافتادگی دزفول واقع شده است



شکل ۲- ستون سنگ‌چینه‌ای مقاطع تحت‌الارضی K1، K2 و K3 از میدان نفتی کرنج.

۳- روش مطالعه

در این مطالعه برای دستیابی به اهداف مورد نظر از ۱۱۰۰ مقطع نازک تهیه شده از مغزه و ۲۱۰ نمونه تهیه شده از خرده‌های حفاری استفاده شده است. این مقاطع توسط محلول آلزاین سرخ و فروسیانید پتاسیم به روش Dickson (1965) جهت تشخیص مینرالوژی کلسیتی از دولومیتی و نیز آهن دار بودن و میزان آهن در آنها رنگ آمیزی شدند. رده بندی و نام گذاری سنگ‌ها بر اساس روش Burchette and Wright (1992) صورت گرفته است. بررسی و تحلیل ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی نیز با استفاده از روش Flügel (2010) انجام شد. جهت مطالعه و طبقه بندی دولومیت‌ها از مقاله Sibley and Gregg (1987) استفاده شده است. جهت بررسی های ژئوشیمیایی، پودر ۲۵ نمونه تهیه شده از سنگ‌های آهکی و دولومیتی از کربنات‌های سازند آسماری جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی با دستگاه جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی مورد آزمایش قرار گرفته‌اند.

۴- فرایندهای دیاژنی

مهم ترین فرایندهای دیاژنی مؤثر بر خواص دیاژنی و تاریخچه دیاژن کربنات‌های سازند آسماری و نیز ویژگی های مخزنی و نحوه توزیع زون‌های مخزنی در چاه‌های مورد مطالعه در هر مرحله از دیاژن به شرح زیر هستند:

۴-۱. میکرایتی شدن

این پدیده به دو صورت رخ داده است: ۱) میکرایتی شدن بخشی که طی آن دانه‌های اسکلتی تحت تأثیر قارچ‌ها و جلبک‌ها میکرایتی شده‌اند (شکل ۳- A)؛ ۲- تغییر شکل دانه‌های اسکلتی و برخی آلوک‌ها به پلوییدها یا دانه‌های بی شکل (شکل ۳- B). میکرایتی شدن در بیشتر موارد آئیدها و بایوکلاست‌ها را در ریزرخساره‌های لاگونی و بخش‌هایی از محیط سدی تحت تأثیر قرار داده، به طوری که با مقاوم نمودن ذرات در برابر تغییرات دیاژنی بعدی، در بهبود کیفیت مخزنی ریزرخساره‌های بایوکلاستیک و آئیدی مؤثر بوده است.

۴-۲. انحلال

این پدیده در بیشتر موارد به صورت سازنده عمل نموده و موجب ارتقای کیفیت زون‌های مخزنی شده است. آب‌های با منشأ متئوریک در موارد متعددی که توالی‌های کربناته به سطح زمین نزدیک شده‌اند با عبور از واحدهای کربناته به خصوص ریزرخساره‌های آئیدی بایوکلاستیک گریستون موجبات انحلال ذرات ناپایدار آئیدی یا بایوکلاستی را فراهم آورده و باعث توسعه تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای درون ماتریکس سنگ و نیز

انحلال در امتداد استیلولیت‌ها شده است (شکل‌های ۳- C و D).

۴-۳. تراکم

این فرایند با کاهش حجم کلی سنگ یا تخلخل‌ها باعث تخریب کیفیت زون‌های مخزنی می‌شود (San Miguel et al., 2017). تراکم در نمونه‌های سازند آسماری به دو صورت فیزیکی و شیمیایی رخ داده است. تراکم فیزیکی موجب فشرده شدن و نیز کشیدگی، له شدن و جهت گیری بایوکلاست‌ها به موازات لایه بندی و ایجاد شکستگی‌ها شده است (شکل ۳- E). تراکم شیمیایی با انحلال فشاری سبب تشکیل استیلولیت‌ها و درزه‌های انحلالی شده که استیلولیت عامل تراوایی بالا در برخی از ریزرخساره‌های لاگونی است (شکل ۳- F).

۴-۴. نئومورفیسم

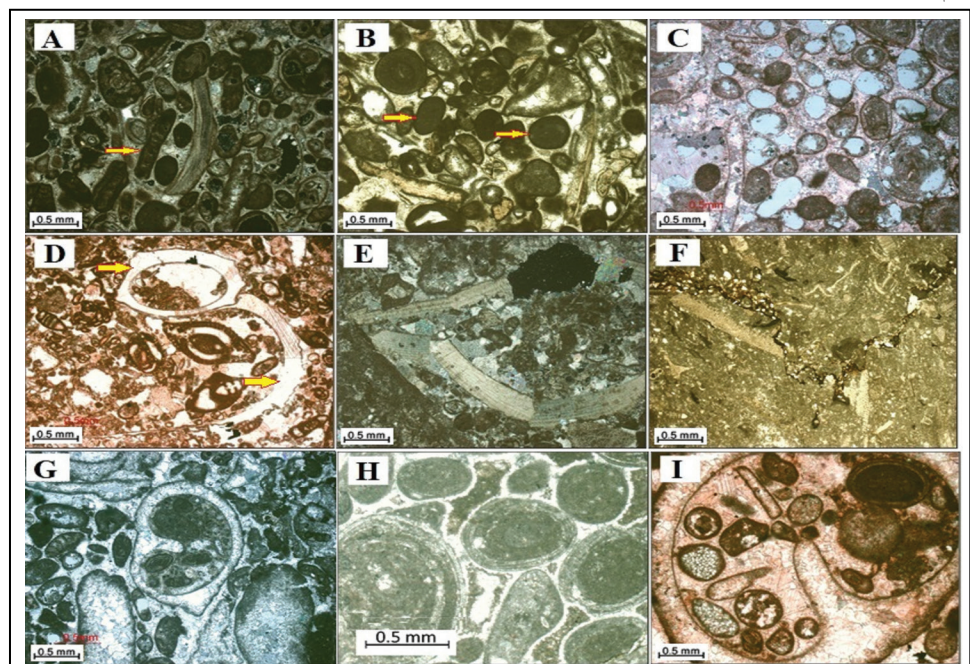
این فرایند در سنگ مخزن به خوبی دیده می‌شود. به طوری که بخشی از رخساره‌های دانه‌غالب مخزن، به شدت دچار نئومورفیسم افزایشی شده‌اند و در اثر آن پوسته بایوکلاست‌ها حل و توسط میکرواسپارهای کلسیت جایگزین شده است (شکل ۳- G).

۴-۵. سیمانی شدن

سیمانی شدن در جایی ایجاد می‌شود که مقدار زیادی از سیال درون حفره‌ای نسبت به فاز سیمان به حد فوق اشباع برسد. شیمی آب، نسبت Mg/Ca، فشار CO₂ و نرخ تأمین کربنات از جمله عوامل کنترل کننده کانی شناسی سیمان‌ها هستند (Tucker, 2001). سیمان‌های شناسایی شده سنگ مخزن آسماری شامل سیمان‌های کلسیتی، دولومیتی و انیدریتی هستند که در زیر به شرح هر یک از آنها پرداخته شده است:

– **سیمان فیبری هم‌ضخامت:** سیمان‌های نسل اول (دریایی) هستند (Flügel, 2010). این سیمان‌ها با تشکیل در اطراف دانه‌ها و ایجاد چارچوب محکم در مقابل تراکم نقش مهمی در حفظ تخلخل‌ها دارند. این نوع سیمان در ریزرخساره‌های مرتبط با سد کربناته و به خصوص در رخساره‌های بخش مرکزی و رو به دریای پشته‌های سدی مشاهده شده است و حاکی از ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی است (شکل ۳- H).

– **سیمان تیغی:** این سیمان که معمولاً از جنس کلسیت پرمینزیم بوده و به صورت هم‌ضخامت دیده می‌شود نشان دهنده نسل اول سیمان‌شدگی است (Andrieu et al., 2017). سیمان تیغی درون تخلخل حاصل از انحلال پوسته بایوکلاست‌ها مشاهده شده است (شکل ۳- I).



شکل ۳- فرایندهای دیاژنتیکی سازند آسماری. (A و B) میکرایتی شدن؛ (C و D) انحلال (پوسته گاستروپود حل شده و سپس توسط سیمان کلسیتی پر شده است)؛ (E) تراکم مکانیکی؛ (F) تراکم شیمیایی؛ (G) نئومورفیسم؛ (H) سیمان فیبری هم‌ضخامت؛ (I) سیمان تیغی‌ای.

نهشته شده است (شکل ۴- D).

– **سیمان دولومیتی:** سیمان‌های دولومیتی در مقاطع مورد بررسی شامل موزایک‌های درشت بی‌شکل هستند که در شرایط تدفینی تشکیل می‌شوند. در بخش‌های کربناته سازند آسماری این نوع از سیمان به ندرت یافت می‌شود، اما در بخش‌های مخلوط کربناته- آواری از سیمان‌های اصلی به شمار می‌رود که دانه‌های کوارتز را در بر گرفته‌اند (شکل ۴- E).

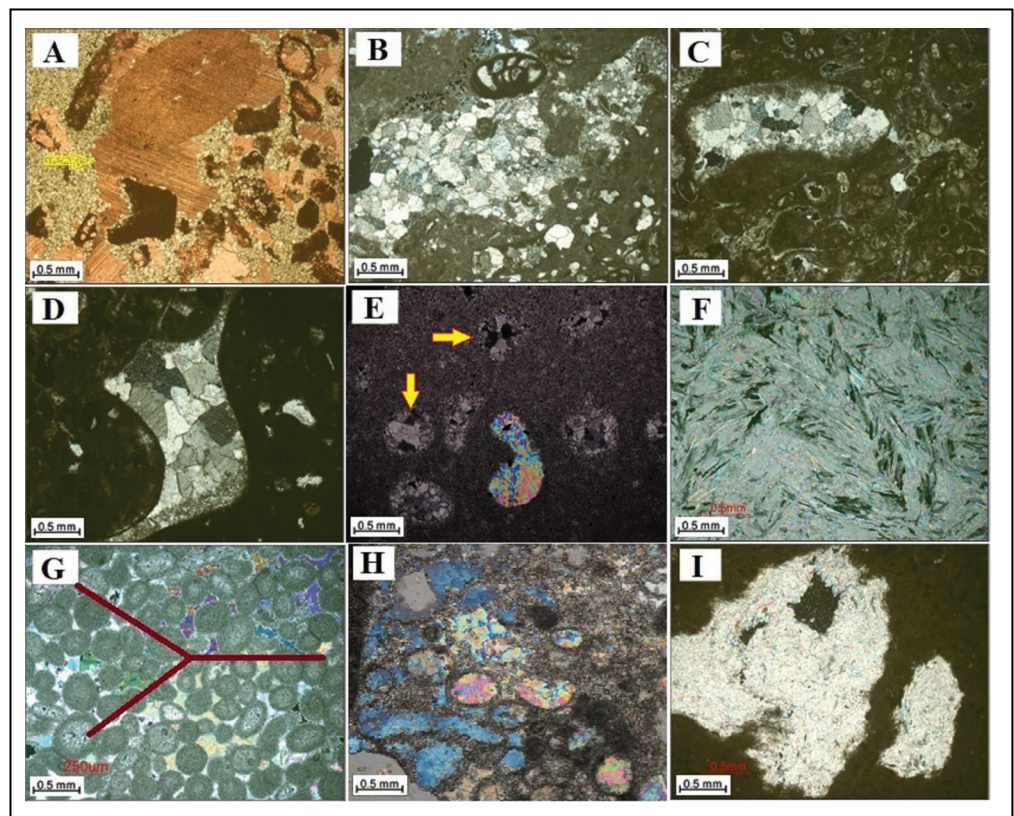
– **سیمان تبخیری:** سیمان تبخیری یکی از پدیده‌های غالب به ویژه در بخش‌های میانی و بالایی سازند آسماری است. انواع بافت‌های انیدریتی متداول شناسایی شده شامل انیدریت لایه‌ای، انیدریت پرکننده تخلخل و فراگیر، انیدریت پویکیلو تاپیک و انیدریت ندولی هستند (شکل‌های ۴- F تا I). گسترش لایه‌ها، بلورها و ندول‌های پراکنده تبخیری، در پهنه جزرومدی، به صورت تقریباً همزمان با رسوب‌گذاری و تحت تأثیر دیاژنز سطحی قابل تفسیر است. سیمان‌های انیدریت فراگیر و پرکننده شکستگی‌ها متأثر از نفوذ شورابه‌های تبخیری در ریزرخساره‌ها طی مرحله دیاژنز تدفینی هستند. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که سیمان انیدریتی عمدتاً در ریزرخساره‌هایی تشکیل شده که تحت تأثیر دولومیتی شدن قرار گرفته‌اند و در ریزرخساره‌های آهکی به صورت پراکنده و اندک حضور دارند و لذا تأثیری زیادی بر کیفیت مخزنی آنها نداشته‌اند.

– **سیمان سین‌ناکسیال:** ظاهر کدر و ابری این سیمان خاص محیط‌های دیاژنز دریایی است اما در صورتی که دارای بلورهای شفاف و روشن باشد به محیط متوریکتی و تدفینی نسبت داده می‌شود (Tucker, 2001). این سیمان در سازند آسماری به صورت بلورهای شفاف و روشن دیده می‌شود که می‌تواند خاص محیط‌های غیردریایی باشد (شکل ۴- A).

– **سیمان هم‌بعد:** این بافت سیمانی به صورت بلورهای کلسیت شفاف با اندازه تقریباً برابر و پرکننده فضاهای خالی بین دانه‌های است (Flügel, 2010). سیمان کلسیتی هم‌بعد تیبیک محیط‌های متوریکتی و دفنی بوده و با پرکردن تخلخل‌های اولیه بین دانه‌های در ریزرخساره‌های گرینستونی با تخلخل قالبی موجب کاهش کیفیت زون‌های مخزنی شده است (شکل ۴- B).

– **سیمان دروزی:** سیمان دروزی دارای بلورهای هم‌اندازه تا کشیده بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار است که اندازه بلورهای آن به طرف مرکز حفره افزایش پیدا می‌کند (Flügel, 2010). این سیمان به صورت پرکننده حفرات در فضاهای بین دانه‌های و درون حجرات اسکلتی، در تخلخل‌های قالبی حاصل از انحلال و نیز در طول شکستگی‌ها مشاهده شده و سبب کاهش خواص مخزنی شده است (شکل ۴- C).

– **سیمان بلوکی:** دارای بلورهای دانه متوسط تا دانه درشت بدون جهت‌یابی با مرزهای بلوری مشخص است. در نمونه‌های مطالعه شده سیمان بلوکی به عنوان سیمان دیاژنزی تأخیری فضای بین ذره‌ای را پر کرده و یا بعد از انحلال دانه‌های آراگونیتی



شکل ۴- فرایندهای دیاژنزی سازند آسماری، (A) سیمان سین‌ناکسیال؛ (B) سیمان هم‌بعد؛ (C) سیمان دروزی؛ (D) سیمان بلوکی؛ (E) سیمان دولومیتی؛ (F) انیدریت لایه‌ای؛ (G) انیدریت پرکننده تخلخل؛ (H) انیدریت پویکیلو تاپیک؛ (I) انیدریت ندولی.

۴-۶. دولومیتی شدن

دولومیت یک کانی نیمه پایدار است که بلورهای اولیه آن از نظر زمان تشکیل، توسط فازهای پایدار بعدی به صورت متوالی و در طی تدفین و متامورفیسم جانشین می‌شوند (Warren, 2000). در سازند آسماری این فرایند بخش‌های قابل توجهی از توالی را در سنگ مخزن تحت تأثیر قرار داده و باعث افزایش کیفیت مخزنی سازند آسماری شده است. دولومیت‌های شناسایی شده در سازند آسماری عبارتند از:

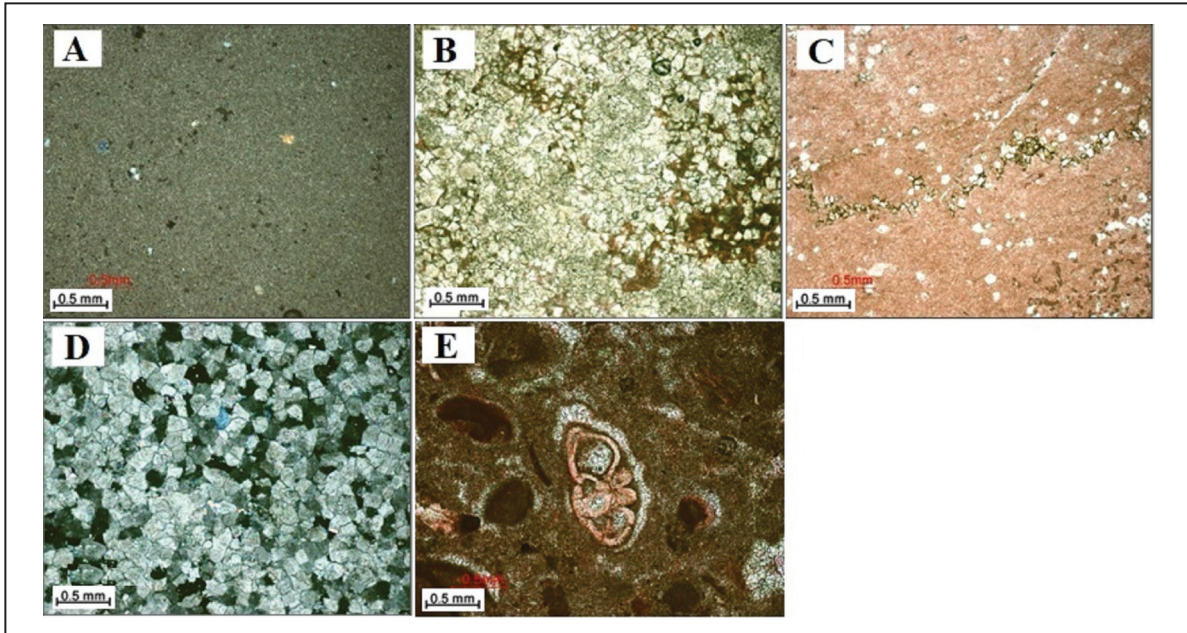
– **دولومیکرایت (Dolomicrite):** از موزایک‌های هم‌اندازه، با مرزهای بلوری مسطح نیمه‌شکل دار، خیلی ریزبلور تا ریزبلور در اندازه ۱۰ تا ۶۰ میکرون تشکیل شده است. اندازه خیلی ریز بلورها، وجود ذرات پراکنده کوارتز، حفظ بافت اولیه رسوبی و عدم وجود فسیل نشان‌دهنده تشکیل این نوع دولومیت‌ها تحت شرایط سطحی و

دمای پایین است. آب دریا و یا محلول‌های بین ذره‌ای غنی از منیزیم احتمالاً عامل دولومیتی شدن بوده‌اند (Adabi, 2009). دولومیکرایت‌ها در سازند آسماری عمدتاً در محیط پهنه جزرومدی نهشته شده‌اند (شکل ۵- A).

– **دولومیکروسپارایت (Dolomicrosparite):** شامل بلورهای ریز تا متوسط و رومبوئدرهای خودشکل شناور در یک ماتریکس گل آهکی دارای اندازه ۱۰ تا ۲۲۰ میکرون هستند. فسیل‌ها کمترین تأثیر را در برابر این نوع دولومیتی شدن داشته‌اند. این دولومیت‌ها اغلب دارای سطحی غبارآلود و حاوی انکلوزیون میکرایتی و حاشیه‌های شفاف هستند و در توالی مورد مطالعه فراوانی قابل توجهی دارند (شکل‌های ۵- B و C).

– **دولومیتی شدن انتخابی:** در نمونه‌های سازند آسماری در برخی موارد تنها آئیدها، اینتراکست‌ها و بایو کلاست‌ها دولومیتی شده‌اند در صورتی که در برخی دیگر فقط زمینه میکرایتی، دولومیتی شده است (شکل ۵- E). در این فرایند دولومیتی شدن از فابریک سنگ تبعیت می‌کند. دولومیتی شدن انتخابی موجب ارتقای بالای کیفیت مخزنی در بخش‌هایی شده که این پدیده رخ داده است.

– **دولواسپارایت (Dolosparite):** از بلورهای موزاییکی هم‌اندازه، متراکم، دارای مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با اندازه بین ۶۲ تا ۲۵۰ میکرون تشکیل شده‌اند. بر اساس Sibley and Gregg (1987) فابریک مسطح نیمه‌شکل‌دار نتیجه رشد آرام بلورها تحت جریان پیوسته‌ای از سیالات دولومیت‌ساز در دمای پایین است. در نمونه‌های مطالعه شده این نوع دولومیت فراوانی پایینی دارد (شکل ۵- D).



شکل ۵- فرایند دولومیتی شدن در سازند آسماری. (A) دولومیکرایت؛ (B و C) دولومیکرواسپارایت؛ (D) دولواسپارایت؛ (E) دولومیتی شدن انتخابی.

۵- پارائز سازند آسماری

سازند آسماری حاکی از آن است که این فرایندها در سه محیط اصلی دریایی، تدفینی و متئوریکی به وقوع پیوسته‌اند. به طوری که مدل دیاژنزی ارائه شده (شکل ۶) برای آن را می‌توان در ۵ مرحله بیان نمود:

با توجه به اینکه دیاژنز و رخساره تعیین کننده خواص و مشخصات یک مخزن هیدروکربوری هستند، ارائه مدل دیاژنزی آن درک این ارتباط را راحت تر خواهد نمود (Moore, 2001). فرایندهای دیاژنزی شناسایی شده در لیتولوژی‌های مختلف

شکل ۶- توالی پارائز سازند آسماری در میدان نفتی کرج.

Diagenesis Processes	Marine Diagenesis	Early Burial	Late Burial	Uplift	
Microbial Crust	Orange				Poro-enhancing
Micritization	Green				
Dissolution of Ar Biota	Green				
Recrystallization		Blue			
Compaction		Orange	Orange		
Stylolite			Blue		
Dolomicrite	Orange				
Dolomicrosparite		Green			
Dolosparite			Green		
Dolomite cement			Orange		
Isopachous calcite cement	Green				
Drusy calcite cement		Orange			
Equant calcite cement		Orange	Orange		
Blocky calcite cement			Orange	Orange	
Poikilotopic cement			Orange		
Dissolution				Green	Poro-occluding
Dedolomitization				Blue	
Vuggy porosity				Orange	
Fe oxide minerals				Blue	
Anhydrite cement	Orange	Orange	Orange		

۵-۱. رسوب‌گذاری

در این مرحله رسوبات همزمان با رسوب‌گذاری تحت تأثیر قرار می‌گیرند. به طوری که در طی بالا بودن سطح آب دریا رسوب‌گذاری صورت می‌گیرد. افزایش تبخیر در این مرحله با شکل‌گیری دولومیت‌های اولیه و بلورها و گرهک‌های انیدریت در محیط جزرومدی همراه است. فعالیت موجودات میکروسکوپی باعث آشفستگی زیستی و میکربیتی شدن ذرات در محیط‌های لاگونی و جزرومدی می‌شود. بر اثر انرژی امواج علاوه بر تشکیل آئیدها و گسترش تپه‌های ماسه‌ای، سیمان‌های دریایی نیز تشکیل می‌شوند.

۵-۲. دیاژنز هایپر سالین

حاکم شدن شرایط گرم و خشک در اواخر الیگوسن و اوایل میوسن با تبخیر شدید و تشکیل شورابه‌های هایپر سالین در محیط محدود شده دریا همراه بوده و نفوذ شورابه‌ها در رسوبات قبلی با دولومیتی شدن و تشکیل سیمان‌های انیدریتی همراه بوده است. در این مرحله درصدی از تخلخل‌های اولیه با سیمان انیدریتی پر می‌شود و کیفیت مخزنی به ویژه در رخنساره‌های سدی کاهش می‌یابد.

۵-۳. دیاژنز متوربیک

در ادامه کاهش سطح آب دریا تپه‌های ماسه‌ای آئیدی از آب خارج شده و تحت تأثیر آب‌های جوی قرار می‌گیرند که در این مرحله انحلال و ایجاد تخلخل‌های

ثانویه نظیر قالب‌های آئیدی به طور گسترده‌ای حضور دارد.

۵-۴. دیاژنز ندیفینی

در این مرحله فرایندهای دیاژنزی نظیر دولومیت‌های نوع سوم، سیمانی شدن، تراکم، شکستگی و استیلولیتی شدن شکل گرفته است و انحلال و دولومیتی شدن کمتر صورت می‌پذیرد.

۴-۵. بالا آمدگی

فرایندهایی نظیر انحلال، ایجاد تخلخل‌های حفره‌ای، اکسیدهای آهن و دولومیتی شدن در این مرحله اتفاق افتاده‌اند که به غیر از فرایند انحلال به دلیل تأثیر گذار نبودن آنها در خواص مخزنی در بخش فرایندهای دیاژنزی توصیف نشده‌اند.

۶- ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

مطالعه ارگانسیم‌ها، اجزای غیراسکلتی و بافت در مقاطع نازک سازند آسماری در برش‌های تحت‌الارضی میدان نفتی کرنج منجر به شناسایی ۱۱ ریزرخساره کربناته- تبخیری شده است. این ریزرخساره‌ها در چهار زیرمحیط رسوبی شامل دریای باز، سد بایوکستی، لاگون و پهنه جزرومدی نهشته شده و به ترتیب از پهنه جزرومدی به سمت دریای باز در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

جدول ۱- ریزرخساره‌های کربناته- تبخیری سازند آسماری در میدان نفتی کرنج.

مخساره	مشخصات	تفسیر	محیط نهشت
MF1	Anydrite	این ریزرخساره به طور کامل از انیدریت تشکیل شده و دارای بافت لایه‌ای است.	پهنه جزرومدی
MF2	Dolomicrite/ Mudstone	به صورت گل غالب بوده و از فراوانی بالایی برخوردار است. ذرات تخریبی در حد سیلت قابل مشاهده و فاقد بایوکست هستند. انیدریت به صورت گرهک یا ندول دیده شد.	پهنه جزرومدی
MF3	Bioclast, imporforate foraminifera wackestone/ packstone	در این رخنساره روزن‌بران بنتیک بدون منفذ با فراوانی متغیر و با تنوع کم، بایوتای اصلی را تشکیل می‌دهند.	لاگون
MF4	Bioclast Miliolid wackestone/ packstone	میلیولید با فراوانی ۳۰ تا ۴۰ درصد به همراه <i>Dendritina rangi</i> و اسپیرولینا با فراوانی کم، اجزای اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند.	لاگون
MF5	Imperforate and perforate foraminifera wackestone/ packstone	این ریزرخساره از مجموعه روزن‌بران با پوسته پرسلانوز به همراه روزن‌بران با پوسته هیالین و نیز توبوسلاریا، خرده‌های اکتینوئید و جلبک قرمز تشکیل شده است.	لاگون
MF6	Coral boundstone	اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره شامل مرجان‌های چارچوب‌ساز از گروه مرجان‌های شش تیغه‌ای هستند.	لاگون
MF7	Peloid/oid packstone/ grainstone	آئید و پلویید دانه‌های اصلی را تشکیل می‌دهند. پلوییدها در نتیجه میکربیتی شدن و یا دولومیتی شدن آئیدها ایجاد شده‌اند.	سد کربناته

معیط نهشت	تفسیر	مشخصات	ریزرخساره	
سد کربناته	وجود سیمان هم ضخامت، جورشدگی و گردشدگی خوب مؤید بالا بودن انرژی امواج در محیط است.	آلوکم اصلی این ریزرخساره را فاورینا آسماریکوس تشکیل می‌دهد که در واقع مدفوع نوعی سخت پوست است.	Faverina grainstone	MF8
سد کربناته	نبود گل در بین دانه‌ها و همراهی آئیدها با روزن‌بران پورسلانوز بیانگر تأثیر انرژی امواج و نهشت در محیط سدی است (Liu and Xie, 2017).	آئیدها به همراه روزن‌بران پورسلانوز سازندگان این ریزرخساره هستند. گاستروپود، استراکد، بریوزوئر و خرده‌های دو کفه‌ای، اجزای فرعی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند.	Ooid, imperforate foraminifera packstone/ grainstone	MF9
دریای باز	زمینه گل غالب، روزن‌بران بنتیک کشیده و قطعات درشت جلبک‌های قرمز بیانگر نهشت در آب‌های نرمال دریای باز با انرژی کم امواج در زیر SWWB است (Bassi et al., 2007).	اجزای اصلی تشکیل دهنده این رخساره را روزن‌بران بنتیک از خانواده Lepidocyclinidae به همراه جلبک‌های قرمز تشکیل می‌دهند.	Coralinacea Lepidocyclinidae wackestone/ packstone	MF10
دریای باز	میزان بالای میکرایت و حضور روزن‌بران پلانکتونیک منعکس کننده انرژی هیدرولیکی آرام و آب‌های نسبتاً عمیق دریای باز در زیر قاعده امواج طوفانی است (Flügel, 2010).	فسیل‌های پلاژیک نظیر گلوبیژیرینا به صورت پراکنده در یک ماتریکس آهکی-رسی جزو اصلی تشکیل دهنده هستند.	Pelagic foraminifera argillaceous / lime mudstone wackestone	MF11

۶-۱. مدل رسوبی

ترکیب کانی‌شناسی اولیه و نوع محیط دیاژنزی حاکم بر آنها حائز اهمیت است (Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008). کانی‌های کربناته در دماهای متفاوتی تشکیل می‌شوند. از این رو با توجه به تغییرات میزان عناصر اصلی و فرعی می‌توان محدوده جغرافیایی آنها را در زمان تشکیل شناسایی نمود (Higgins et al., 2018). شناسایی مینرالوژی کربنات‌ها به دلیل تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی صرفاً بر اساس مطالعات پتروگرافی دقیق نخواهد بود. زیرا به مرور زمان آراگونیت و کلسیت پرمیزیم به کلسیت کم‌میزیم تبدیل و باعث تغییر بافت و ترکیب اولیه سنگ شده‌اند؛ اگر چه مقدار Sr یا Na در سنگ‌آهک‌های دیرینه در طی دیاژنز متوریک و یا تدفینی کاهش چشمگیری می‌یابد، با این وجود نسبت‌های Sr/Na در سنگ‌آهک‌های دیرینه می‌تواند باعث تفکیک سنگ‌آهک‌های با مینرالوژی اولیه آراگونیتی از معادل‌های کلسیتی باشد (Adabi et al., 2010). با تعیین مینرالوژی اولیه کربنات‌ها می‌توان تا حدی دما، میزان Ca و Mg در محلول و درجه شوری را تخمین زد. به منظور تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازنده آسماری از عناصر اصلی Ca و Mg و فرعی Sr، Na، Fe، Mn و Sr و ترسیم این مقادیر در مقابل یکدیگر و مقایسه آنها با محدوده‌هایی ارائه شده توسط محققین مختلف برای کانی‌شناسی اولیه کلسیتی و آراگونیتی استفاده شده است (Milliman, 1974; Adabi and Rao, 1991; Rao, 1991; Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008; Adabi et al., 2010).

۷-۱. سدیم (Na)

مقادیر Na در سنگ‌آهک‌های آراگونیتی غیربیوتیک حاره‌ای عهد حاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند، در حالی که در کلسیت‌های کم‌میزیم غیر بیوتیک نواحی معتدله، تمرکز Na حدود ۲۷۰ پی‌پی‌ام است (Rao and Adabi, 1992). مقدار Na با افزایش درصد آراگونیت، شوری و عمق آب افزایش می‌یابد. مقادیر Na در نمونه‌های آهکی سازنده آسماری بین ۳۶۹ تا ۶۶۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۵۰۵ پی‌پی‌ام) در نوسان است. پایین تر بودن مقدار Na در آراگونیت‌های غیربیوتیک سازنده آسماری از معادل‌های کربناته عهد حاضر آنها می‌تواند در اثر تأثیر آب‌های متوریک بوده باشد که موجب کاهش سدیم می‌شوند (شکل ۸-۸).

۷-۲. استرانسیم (Sr)

میزان Sr نمونه‌های کل کربناته مناطق حاره‌ای عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰

از آنجا که ارائه مدل رسوبی و تعیین نوع پلانفرم کربناته از جهت تفسیر تصاویر سائیمیک هندسه رخساره‌ها و ارزیابی پتانسیل نفت‌گیرهای چینه‌ای دارای اهمیت بوده (Pomar, 2001) در اینجا به بررسی آن پرداخته شده است. در طی اواخر الیگوسن بالآمدگی سطح آب دریا منجر به توسعه یک پلانفرم رمپ کربناته وسیع از نوع کم‌شیب در حوضه رسوبی زاگرس در شرایط تروپیکال تا ساب‌تروپیکال شده است. این تفسیر توسط موارد زیر تأیید می‌شود: تغییرات تدریجی رخساره‌ها از پهنه جزر ومدی و لاگون با گسترش زیاد تا شول کربناته و بخش‌های عمیق حوضه، عدم توسعه موجودات ریف‌ساز گسترده و وجود ریف‌های کومه‌ای، وجود و رشد موجوداتی که عمدتاً مولد رسوبات گلی هستند که به علت ناپایداری بودن شیب‌های ایجاد شده توسط این رسوبات رمپ‌های کم‌شیب می‌سازند، عدم وجود رسوبات نابرجا و حمل شده از محیط‌های کم‌عمق‌تر، وجود شول کربناته اسکلتی و آئید/پلت، نبود ساختمان‌های ریزی و کلسی‌توریدایتی و نهشته‌های ناشی از جریان گراویده در رخساره‌های دریای باز که بیانگر شیب بالای محیط رسوبی هستند (Read, 1982; Burchette and Wright, 1992; Pomar, 2001; Pomar and Kendall, 2008; Brandano et al., 2010; Flügel, 2010). تغییرات فضای انباشت رسوب و تولید رسوبات کربناته و تبخیری منجر به تشکیل ریزرخساره‌های متنوعی شده است که در سه جایگاه متفاوت شامل رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی نهشته شده‌اند. رمپ داخلی که بخش نزدیک به خشکی را تشکیل می‌دهد توسط ریزرخساره‌های شول کربناته، لاگون و پهنه جزر ومدی احاطه شده است و فضای انباشت رسوب در آن بیشتر تحت تأثیر تغییرات سطح آب دریا بوده است. رمپ میانی که در زیر قاعده امواج معمولی واقع شده توسط روزن‌بران بنتیک بزرگ مشخص می‌شود که تشکیل دهنده ریزرخساره معرف آن هستند و فضای انباشت ایجاد شده برای نهشت ریزرخساره آن تحت کنترل هر دو عامل بالآمدن سطح آب دریا و سوسیدانس کف حوضه بوده است. رمپ خارجی که توسط توالی نازکی از آهک‌های آرژیلی حاوی روزن‌بران پلانکتونی مشخص می‌شود در زیر قاعده امواج طوفانی واقع شده است (شکل ۷).

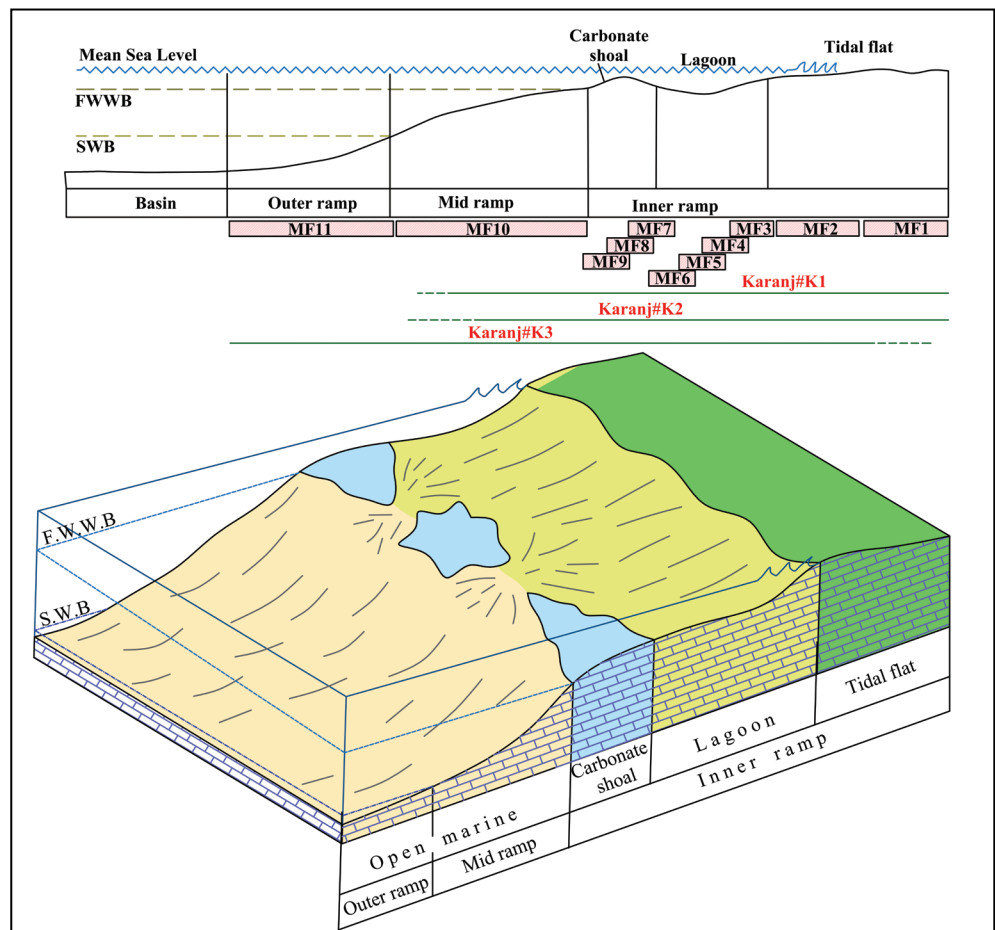
۷-۲. تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازنده آسماری

بررسی عناصر اصلی و فرعی در کربنات‌ها جهت شناسایی شرایط تشکیل،

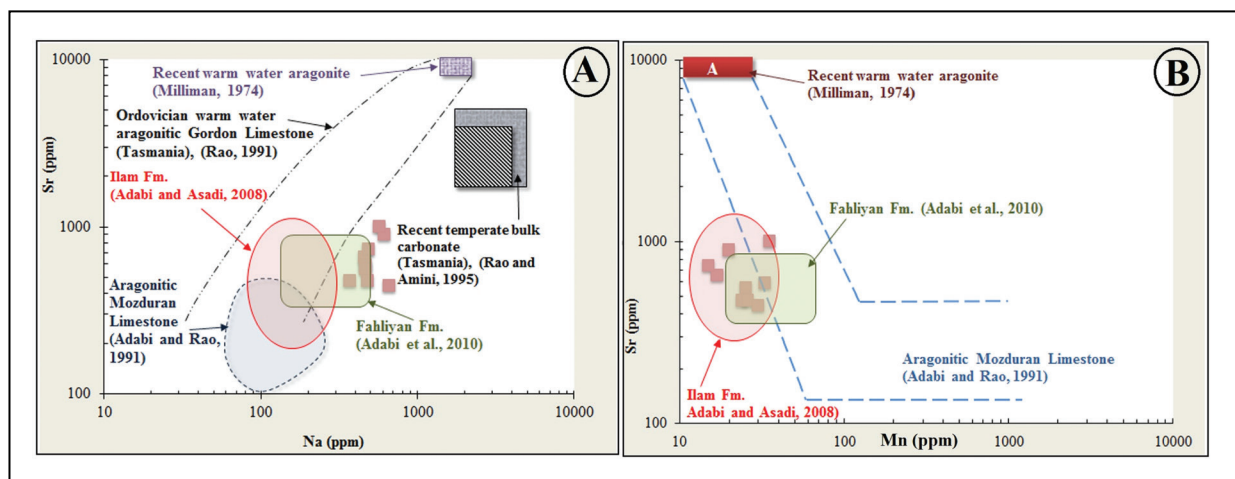
۷-۳. منگنز (Mn)

مقادیر Mn در سنگ‌های آهکی سازند آسماری بین ۱۵ تا ۳۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند. مقادیر منگنز با افزایش تأثیر دیاژنز متئوریک افزایش می‌یابد، زیرا ضریب توزیع Mn حدود ۱۵ است اما در آب‌های متئوریک تمرکز بسیار بالایی دارد. بنابراین می‌توان فراوانی بالای Mn را در نمونه‌های کربناته به دیاژنز متئوریک نسبت داد. افزایش سرعت رسوب‌گذاری، شرایط اکسیدان، عدم دیاژنز متئوریک و وجود ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی موجب کاهش Mn می‌شود. دامنه کم‌تغییرات Mn می‌تواند حاکی از کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی باشد (شکل‌های ۸-B و ۹-A).

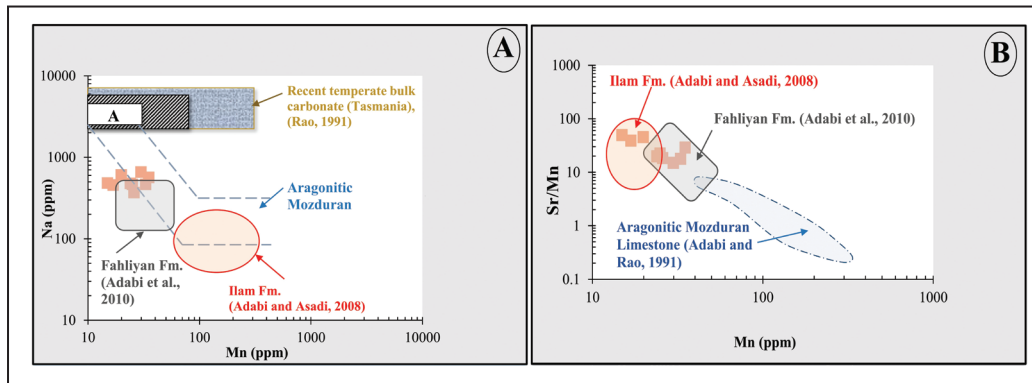
پی‌پی‌ام در تغییر است. ماکزیمم مقدار Sr که می‌تواند در شبکه کلسیت اَبیوتیک وارد شود معمولاً ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام است (Veizer, 1983). وجود مقادیر بیش از این مقدار در شبکه کلسیت نشان‌دهنده تأثیر کم فرایندهای دیاژنری و به ارث رسیدن مقداری از این استرانسیم از کانی اولیه آراگونیتی است. فراوانی Sr همچنین با افزایش دمای آب دریا ارتباط مستقیم دارد. بالا بودن Sr در برخی از نمونه‌های سازند آسماری که در مجموع پایین‌تر از معادل‌های کربناته عهد حاضر آنهاست، می‌تواند دلیلی بر کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و تأثیر دیاژنز متئوریک باشد (شکل ۸-B).



شکل ۷- موقعیت ریزرخساره‌ها و مدل رسوبی پیشنهادی برای رسوب‌گذاری سازند آسماری در میدان نفتی کرنج.



شکل ۸- A) ترسیم روند تغییرات Sr در برابر Na؛ B) روند تغییرات Sr در برابر Mn؛ به طوری که دیده می‌شود بیشتر نمونه‌ها در محدوده یا در نزدیکی سنگ‌های آهکی حاره‌ای گوردون تاسمانیا، سازند مزدوران، سازند فهلیان و سازند ایلام با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار گرفته‌اند.



شکل ۹- (A) روند تغییرات Na در برابر Mn؛ (B) روند تغییرات Sr/Mn در برابر Mn.

۴-۴. ترسیم مقادیر Mn در مقابل Sr/Mn

تغییرات Mn در مقابل Sr/Na نشان می‌دهد که اغلب نمونه‌های آهکی سازند آسماری درون محدوده یا در نزدیکی کربنات‌های معتدله عهد حاضر و نیز سازندهای فلهیان و ایلام با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی واقع می‌شوند (شکل ۱۰- A).

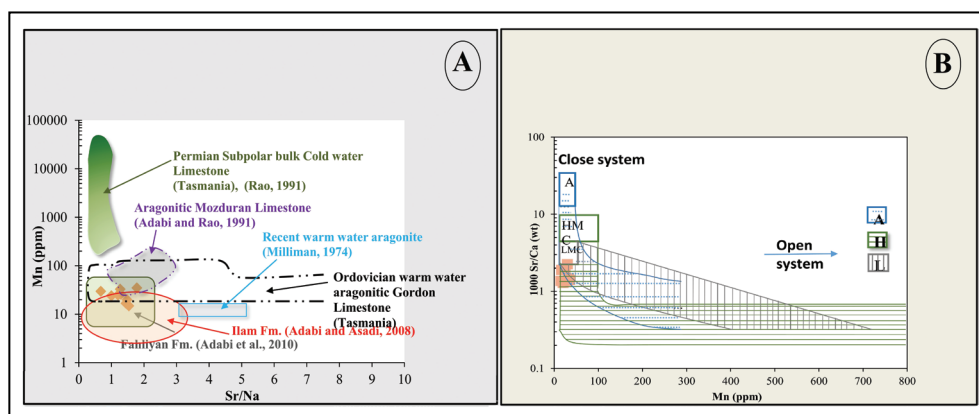
۴-۶. ترسیم نسبت Sr/Ca در مقابل Mn

از طریق این نسبت روند دیاژنز در سیستم‌های بسته و باز قابل تعیین است. در سیستم دیاژنزی باز با افزایش تبادل آب به سنگ میزان Sr/Ca کاهش می‌یابد و در نتیجه میزان Sr/Ca فازهای دیاژنزی کمتر از ترکیبات اولیه خواهد بود. در حالی که در سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه بسته، فعل و انفعالات آب و سنگ کم است. لذا نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه نخواهد داشت. به طور کلی کاهش منگنز در کلسیت دیاژنزی نشانگر بسته بودن سیستم دیاژنزی است (Brand et al., 2006) و افزایش منگنز نشان از باز بودن سیستم دیاژنزی و تأثیر آب‌های احیاکننده دارد. نمونه‌های کربنات سازند آسماری به دلیل داشتن مقادیر بالای Sr/Ca و نیز مقادیر پایین منگنز تحت تأثیر کم دیاژنز متئوریک در یک محیط بسته دیاژنزی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰- B).

در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت پرمیزیم و تبدیل آنها به کلسیت کم‌میزیم، مقادیر Sr کاهش و تمرکز Mn افزایش خواهد یافت. این فرایند توسط نفوذ آب‌های متئوریک به مقدار زیادی تسهیل و باعث پایین آوردن نسبت Sr/Mn می‌شود؛ بنابراین ترسیم نسبت Sr/Mn در مقابل Mn می‌تواند به عنوان معیاری مفید برای تخمین میزان انحلال سنگ‌ها مورد استفاده قرار گیرد (Khatibi Mehr and Adabi, 2013). در شکل ۱۰- B به دلیل تأثیر کمتر دیاژنز متئوریک در سازند آسماری، نمونه‌های آن بالاتر از محدوده‌های آراگونیتی سازند مزدوران قرار گرفته‌اند. به عبارتی تبادل آب به سنگ در آنها پایین بوده یا اینکه تأثیر سیالات دیاژنزی بر روی نمونه‌های آن در سیستم بسته صورت گرفته است.

۴-۵. ترسیم مقادیر Mn در مقابل Sr/Na

کربنات‌های مناطق حاره‌ای را می‌توان از نظر نسبت Sr/Na و مقدار Mn از معادل‌های غیر حاره‌ای آنها تفکیک کرد. آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر دارای مقادیر کم Mn و نسبت بالای Sr/Na (حدود ۳ تا ۵ پی پی ام) هستند. در حالی که کربنات‌های کلسیتی نواحی معتدله عهد حاضر مقادیر بالای Mn و نسبت پایین Sr/Na (در حدود ۱ پی پی ام) دارند (Adabi and Rao, 1991). نمودار

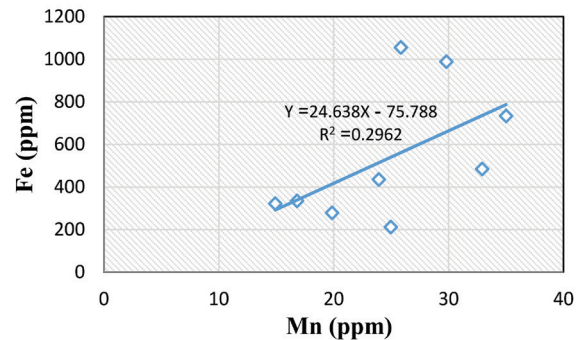


شکل ۱۰- (A) روند تغییرات Mn در برابر Sr/Na. نحوه قرارگیری نمونه‌های آهکی سازند آسماری حاکی از مینرالوژی اولیه آراگونیتی دارد؛ (B) روند تغییرات Sr/Ca در برابر Mn. در این نمودار، محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنزی آراگونیت (A)، کلسیت پرمیزیم (HMC) و کلسیت کم‌میزیم (LMC) توسط Brand and Veizer (1980) مشخص شده است.

۴-۷. آهن (Fe)

آواری مقدار آهن و منگنز را افزایش می‌دهد. بر اساس شکل ۱۱ ارتباط دو عنصر Mn و Fe به صورت روند خطی افزایشی با شیب مثبت بوده که نشان‌دهنده افزایش تأثیر دیاژنز متئوریک است. دیاژنز متئوریک و شرایط احیایی باعث افزایش مقدار آهن و منگنز می‌شود.

مقادیر آهن در آهک‌های سازند آسماری بین ۲۱۱ تا ۱۰۵۵ پی پی ام (میانگین ۵۳۸ پی پی ام) در تغییر است. مقدار آهن در کلسیت و آراگونیت بیوتیک نسبت به کلسیت و آراگونیت ایبوتیک افزایش چشمگیری نشان می‌دهد. این افزایش عمدتاً به دلیل تفریق بیولوژیکی است. همچنین دیاژنز متئوریک، شرایط احیایی و ورود مواد



شکل ۱۱- ترسیم مقادیر Mn در برابر Fe برای نمونه‌های آهکی سازند آسماری که به صورت روند خطی افزایشی با شیب مثبت است.

۸- تفکیک نمونه‌های آهکی از دولومیتی

در دولومیت‌ها با افزایش مقدار منیزیم مقدار سدیم کاهش می‌یابد، در حالی که در نمونه‌های آهکی عکس این حالت رخ می‌دهد (شکل ۱۲- A). علاوه بر عناصر اصلی دامنه تغییرات عناصر فرعی نیز یکی از عوامل مؤثر در تفکیک و تشخیص آهک‌ها از دولومیت‌هاست (شکل‌های ۱۲- B و C). به دلیل جانشینی استرانسیم به جای کلسیم در شبکه بلوری کلسیت، مقادیر استرانسیم در آهک‌ها بیشتر از دولومیت‌هاست (شکل ۱۲- D). همچنین ضریب توزیع استرانسیم در دولومیت کمتر است. منگنز و آهن به دلیل تشابه شعاع یونی، تمایل دارند تا جانشین منیزیم در دولومیت گردند. در نتیجه مقدار این دو عنصر در دولومیت بالاتر از آهک است (شکل‌های ۱۲- E و F).

مطالعات ژئوشیمیایی ترکیب عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Na, Sr, Fe) در دولومیت‌ها به ترکیب سیالات دولومیت‌ساز، ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌هایی که دولومیت جانشین آنها می‌شود و نیز ضریب توزیع عناصر در دولومیت بستگی دارد. لذا شناسایی عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌ها می‌تواند ترکیب کانی‌شناسی اولیه و ترکیب سیالات دولومیت‌ساز را مشخص نماید.

۸-۱. عناصر اصلی (Ca, Mg)

تمرکز کلسیم و منیزیم در دولومیت‌ها به نسبت Mg/Ca در سیالات بستگی دارد. در نمونه‌های دولومیتی سازند آسماری مقدار کلسیم به‌طور میانگین ۳۰/۹ درصد و مقدار منیزیم بین ۵/۳ تا ۷/۸ (به‌طور میانگین ۶/۵ درصد) تغییر می‌کند. در سنگ‌های آهکی و دولومیتی تغییرات Ca و Mg رابطه عکس دارد (شکل ۱۳- A) و این به دلیل جانشینی بخشی از کلسیم توسط منیزیم در دولومیت‌هاست.

۸-۲. سدیم (Na)

مقدار سدیم در نمونه‌های دولومیتی توالی مورد مطالعه بین ۵۱۲ تا ۸۵۰ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند. تغییرات سدیم در دولومیت‌های دریایی با شوری نرمال، بین ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام است (Veizer, 1983). ترسیم مقادیر Na در مقابل Mg نشان از افزایش سدیم با افزایش منیزیم دارد (شکل ۱۳- B).

۸-۳. استرانسیم (Sr)

مقدار استرانسیم در نمونه‌های دولومیتی توالی مورد مطالعه بین ۱۳ تا ۴۱۸۴ پی‌پی‌ام است. مقادیر استرانسیم در نمونه‌های دولومیتی به مراتب کمتر از نمونه‌های آهکی بوده که این امر به دلیل ضریب توزیع کمتر استرانسیم در دولومیت‌هاست (Veizer, 1983). بنابراین با افزایش مقادیر منیزیم، مقدار استرانسیم کاهش می‌یابد (شکل ۱۳- C). به دلیل تشابه یونی با Ca، معمولاً به جای Ca در شبکه دولومیت‌ها می‌نشینند و از آنجایی که مقدار Ca در دولومیت‌ها نصف کلسیت می‌باشد، لذا مقدار Sr در دولومیت‌ها نصف کلسیت است. بالا بودن مقدار استرانسیم در نمونه‌های دولومیت سازند آسماری احتمالاً یا به دلیل ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی آهک‌ها و یا به دلیل غیراستکیومتری بودن دولومیت‌هاست. زیرا مقدار Sr در دولومیت‌ها با افزایش استکیومتری دولومیت‌ها کاهش می‌یابد (Humphry, 1988).

۸-۴. آهن (Fe)

مقادیر آهن در نمونه‌های دولومیتی سازند آسماری بین ۲۸۰ تا ۲۱۱۳ پی‌پی‌ام

تغییر می‌کند. تمرکز آهن و منگنز به شرایط احیایی حاکم بر محیط بستگی دارد. به طوری که مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌های اولیه نزدیک سطح به دلیل شرایط اکسیداسیونی نسبت به دولومیت‌های تدفینی که در شرایط احیایی تشکیل می‌شوند پایین تر است (شکل ۱۳- D).

۸-۵. منگنز (Mn)

مقادیر منگنز در نمونه‌های دولومیتی سازند دالان بین ۲۵ تا ۱۸۹ پی‌پی‌ام در تغییر است. ترسیم مقادیر Mg در مقابل Mn در نمونه‌های دولومیتی یک روند افزایشی با شیب مثبت نشان می‌دهد (شکل ۱۳- E). همچنین ترسیم مقادیر Mn در برابر Fe یک روند خطی با شیب مثبت را نشان می‌دهد (شکل ۱۳- F). این روند افزایشی حاکی از دگرسانی دولومیت‌ها توسط سیالات دیاژنزی است.

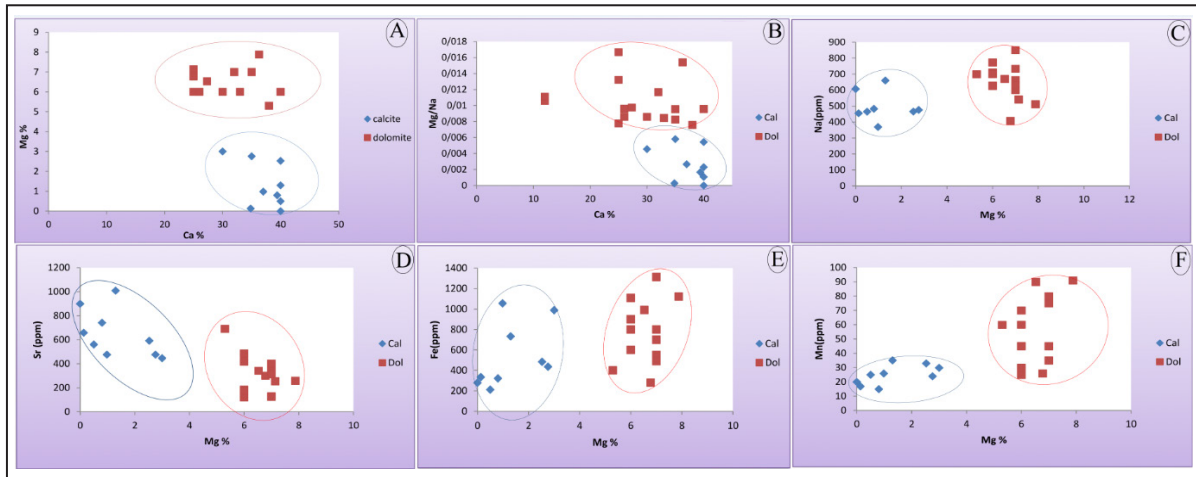
۹- نتیجه‌گیری

- نهشته‌های سازند آسماری هر سه محیط دیاژنزی شامل دریایی، متئوریک و تدفینی را پشت سر گذاشته‌اند. سیمانی شدن، تراکم، انحلال، نئومورفیسم، دولومیتی شدن و میکرایتی شدن فرایندهای دیاژنزی غالب بر روی نهشته‌های این سازند بوده‌اند. دولومیتی شدن و انحلال فرایندهای دیاژنزی مؤثر بر بهبود خواص مخزنی هستند و سیمانی شدن (در محیط متئوریک و تدفینی) موجب تخریب خواص مخزنی شده است.

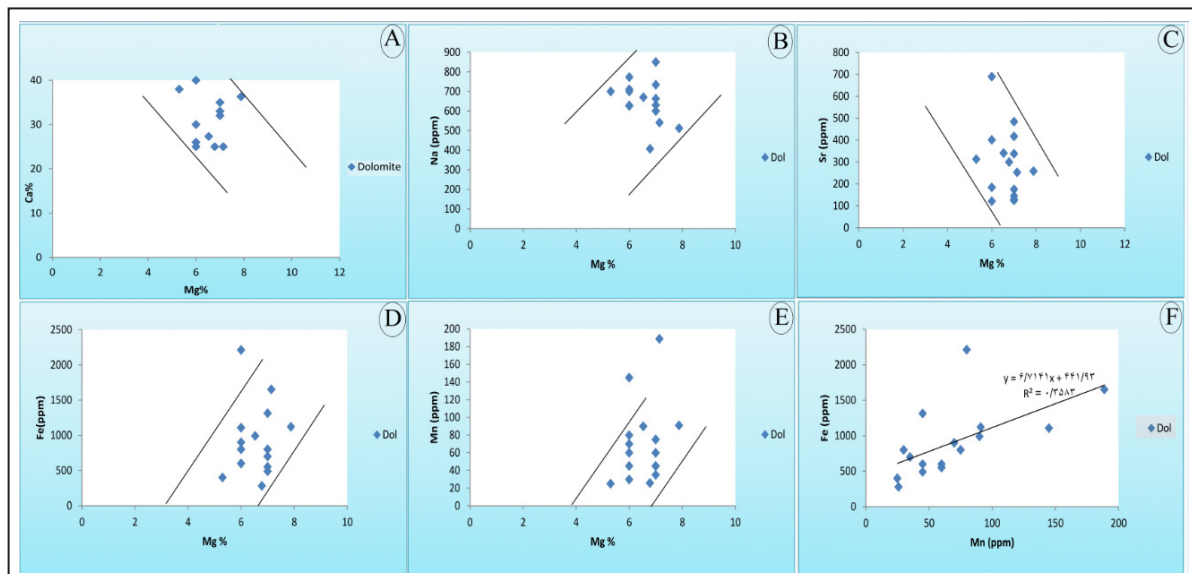
- یازده میکروفاسیس کربناته- تبخیری در سازند آسماری در قالب چهار کمر بند رخساره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون، پشته‌های آلییدی/بایوکستی و دریای باز شناسایی شد. با توجه به مطالعه ریزرخساره‌ها، گسترش نسبی پهنه‌های جزرومدی همراه با رخساره‌های سدی آلییدی، عدم وجود رسوبات کلسی‌توربیدیتی و تغییر تدریجی رخساره‌ها به یکدیگر، محیط رسوبی سازند آسماری یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ همشیب قابل تفسیر است.

- مطالعات ژئوشیمیایی عنصری سنگ‌آهک‌های سازند آسماری و مقایسه آنها با محدوده‌های ارائه شده برای آراگونیت‌های گوردن تاسمانیا و آهک‌های آراگونیتی مزدوران، آهک‌های سازند ایلام و فهلین و قرارگیری نمونه‌ها در این محدوده‌ها دال بر کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی، آب‌وهوای حاره‌ای و عمق کم محیط رسوبی است. ترسیم مقادیر Mn در برابر Sr/Ca نشان‌دهنده محیط دیاژنزیکی بسته می‌باشد. پایین بودن مقادیر استرانسیم و سدیم، و بالا بودن نسبی مقادیر منگنز نشان‌دهنده تأثیر کم دیاژنزی متئوریک بر این آهک‌هاست. مقادیر بالای Sr/Mn و Sr/Na (بیشتر از یک) در نمونه‌های آهکی بیانگر محیط بسته دیاژنزی و تأیید کننده کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است.

- بررسی ژئوشیمیایی دولومیت‌ها نشان می‌دهد که نمونه‌های دولومیتی دارای مقادیر بالاتر Fe و Mn هستند. در حالی که مقادیر Sr و Na در نمونه‌های آهکی بیشتر بوده که علت آن جانشینی ترجیحی Fe و Mn به جای Mg در شبکه بلوری دولومیت و جانشینی ترجیحی Na و Sr به جای Ca در شبکه بلوری آراگونیت است. از این روش می‌توان برای تفکیک نمونه‌های آهکی و دولومیتی از یکدیگر استفاده کرد.



شکل ۱۲- ترسیم عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های آهکی و دولومیتی سازند آسماری. (A) ترسیم مقادیر Ca در مقابل Mg: نمونه‌های آهکی دارای کلسیم بیشتر و منیزیم کمتری نسبت به نمونه‌های دولومیتی می‌باشند؛ (B) ترسیم مقادیر Ca در مقابل Mg/Na: با افزایش مقدار Mg و کاهش میزان Na، نسبت Mg/Na افزایش می‌یابد و موجب تفکیک آهک از دولومیت می‌شود؛ (C) ترسیم مقادیر Mg در مقابل Na: احتمالاً مقادیر بالای سدیم در دولومیت‌های سازند آسماری به واسطه غیراستوکیومتری بودن و یا شوری بالای محیط تشکیل دولومیت‌های مزبور است؛ (D) ترسیم مقادیر Mg در مقابل Sr: میزان بالای Sr در نمونه‌های آهکی به دلیل شعاع یونی مشابه با کلسیم و در نتیجه جانشینی ترجیحی Sr به جای Ca است علاوه بر این ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی موجب افزایش میزان Sr شده است؛ (E) ترسیم مقادیر Mg در مقابل Fe: یون‌های Fe به دلیل تشابه شعاع یونی با یون‌های Mg، تمایل به جانشینی در شبکه بلوری دولومیت دارند؛ (F) ترسیم مقادیر Mg در مقابل Mn: یون‌های Mn به دلیل تشابه در اندازه شعاع یونی، تمایل دارند تا جانشین منیزیم در دولومیت گردند. پایین بودن مقدار Mn در آهک‌ها می‌تواند به دلیل دگرسانی کمتر و یا ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی باشد.



شکل ۱۳- ترسیم عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های دولومیتی سازند آسماری. (A) ترسیم مقادیر Ca در مقابل Mg: روند خطی با شیب منفی به دلیل جانشینی Mg به جای Ca در کربنات‌های دولومیتی است؛ (B) ترسیم مقادیر Mg در مقابل Na: به دلیل جایگزینی Sr در شبکه بلوری دولومیت به جای کلسیم، ارتباط این دو عنصر به صورت روند منفی است؛ (C) ترسیم مقادیر Mg در مقابل Sr: به دلیل جایگزینی Sr در شبکه بلوری دولومیت به جای کلسیم، ارتباط این دو عنصر به صورت روند منفی است؛ (D) ترسیم مقادیر Mg در مقابل Fe: با افزایش مقادیر منیزیم مقادیر آهن نیز افزایش می‌یابد. دلیل این امر جانشینی یون‌های Fe به جای Mg در شبکه بلوری دولومیت است؛ (E) ترسیم مقادیر Mg در مقابل Mn: روند مثبت در نمودار حاکی از جانشینی یون‌های Mn به جای Mg است؛ (F) ترسیم مقادیر Mn در مقابل Fe: ارتباط این دو عنصر به صورت روند خطی افزایشی با شیب مثبت است، بدین معنی که با افزایش دگرسانی توسط سیالات دیاژنزی، مقادیر Fe و Mn افزایش می‌یابد.

کتابنگاری

- بابازاده، س. ا.، قوبیل سیوکی، م. و قصابی، ه.، ۱۳۹۴- تحلیل ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش گرگ‌دره- کوه‌میش (گچساران)، در کمر بند چین‌خورده- رانده زاگرس، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، (۹۵) ۲۴، ص ۳۱ تا ۳۸.
- بینازاده، ط.، و وفائی، ع. و ۱۳۹۶- ریزرخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری زیستی سازند آسماری در برش دشتروم (جنوب یاسوج)، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، (۱۰۶) ۲۷، ص ۱۶۹ تا ۱۷۸.
- حمیدزاده، س. م.، بابازاده، س. ا.، عسگری پیر بلوطی، ب. و سلگی، ع.، ۱۳۹۶- تحلیل ریزرخساره‌های و محیط رسوبی سازند آسماری در برش غار آقاسید، ناحیه فارسان (استان چهارمحال بختیاری)، زاگرس مرتفع. فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، (۱۰۵) ۲۷، ص ۲۵ تا ۳۲.

References

- Adabi, M. H. and Asadi Mehmandosti, E., 2008- Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 33, 267-277.

- Adabi, M. H. and Rao C. P., 1991- Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of the Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran. *Sedimentary Geology*, 72, 253- 267.
- Adabi, M. H., 2009- Multistage dolomitization of the Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopeh dagh Basin, NE Iran. *Carbonates and Evaporites*, 24, 16- 32.
- Adabi, M. H., Salehi, M. A. and Ghabeishavi, A., 2010- Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 148- 160.
- Allen, M. B., Saville, C., Blanc, E. J.-P., Talebian, M. and Nissen, N., 2013- Orogenic plateau growth: expansion of the Turkish-Iranian Plateau across the Zagros fold-and-thrust belt. *Tectonic*, 32, 1- 20.
- Andrieu, S., Brigaud, B., Barbarand, J. and Lasseur, E., 2017- Linking early diagenesis and sedimentary facies to sequence stratigraphy on a prograding oolitic wedge: The Bathonian of western France (Aquitaine Basin). *Mar Pet Geol*, 81, 169- 195.
- Bassi, D., Hottinger, L. and Nebelsick, J. H., 2007- Larger Foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, northeast Italy. *Palaeontology*, 50, 845- 868.
- Brand, U. and Veizer, J., 1980- Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system –1: trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 1219- 1236.
- Brand, U., Azmy, K. and Veizer, J., 2006- Evaluation of the salinic I tectonic, Cancaniri glacial and Ireviken biotic events: Biochemostratigraphy of the Lower Silurian succession in the Niagara Gorge area, Canada and U.S.A.: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241 (2), 192- 213.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L. and Pedley, M., 2010- Facies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta. *Sedimentology*, 56, 1138- 1158.
- Burchette, T. P. and Wright, V. P., 1992- Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79(1-4), 3- 57.
- Dickson, J., 1965- Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary*, 205, 491- 505.
- Dill, M. A., Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A. and Behdad, A., 2018- Oligo-Miocene carbonate platform evolution in the northern margin of the Asmari intra-shelf basin, SW Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 92, 437- 461.
- Flügel, E., 2010- *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer Science & Business Media.
- Higgins, J. A., Blättler, C. L., Lundstrom, E. A., Santiago-Ramos, D.P., Akhtar, A. A., Ahm, A. C., Bialik, O., Holmden, C., Bradbury, H., Murray, S. T. and Swart, P. K., 2018- Mineralogy, early marine diagenesis, and the chemistry of shallow-water carbonate sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 220, 512- 534.
- Honarmand, J. and Amini, A., 2017- Association of the Flow Units with Facies Distribution, Depositional Sequences, and Diagenetic Features: Asmari Formation of the Cheshmeh-Khush Oil Field, SW Iran. *Journal of Petroleum Science and Technology*, 7(3), 47- 66.
- Humphry, J. D., 1988- Late Pleistocene mixing zone dolomitization, Southeastern Barbados, West Indies. *Journal of Sedimentology*, 35, 327- 348.
- Khatibi Mehr, M. and Adabi, M. H., 2013- Microfacies and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of a foraminifera-dominated carbonate ramp system in the late Paleocene to Middle Eocene, Alborz basin, Iran. *Carbonates and Evaporites*, 13, 127- 148.
- Liu, C. and Xie, Q., 2017- Depositional, sedimentary, and diagenetic controls on reservoir quality in carbonate successions: A case study from the carbonate gas reservoirs of the Lower Triassic Feixianguan Formation, eastern Sichuan Basin, China. *Journal of Petroleum Science and Engineering*.
- Lucia, F. J., 2007- *Carbonate Reservoir Characterization: An Integrated Approach* Springer, Second Edition, 366 p.
- Milliman, J. D., 1974- *Marine Carbonates Recent Sedimentary Carbonates, Part 1*, Springer-Verlag, Berlin, 375 p.
- Moore, C. H., 2001- *Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework*. Development in Sedimentology, Amsterdam (Elsevier), 55, 460 p.
- Pomar, L. and Kendall, C., 2008- Architecture of carbonate platforms: a response to hydrodynamics and evolving ecology. In *Controls on carbonate platform and reef development*. SEPM Special Publication, 89, 187- 216.
- Pomar, L., 2001- Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13, 313-334.
- Rao, C. P. and Adabi, M. H., 1992- Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool temperate carbonates, western Tasmania. *Australia. Marine Geology*, 103, 249- 272.
- Rao, C. P., 1991- Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites*, v. 10, p. 114- 123.
- Read, J. F., 1982- Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81(3-4), 195- 212.
- Richardson, P., 1924- The geology and oil measures of southwest Persia. *Journal of Petroleum Technology*, 10, 256-283.
- San Miguel, G., Aurell, M. and Bádenas, B., 2017- Diagenetic evolution of a shallow marine Kimmeridgian carbonate ramp (Jabaloyas, NE Spain): implications for hydrocarbon reservoir quality. *Arabian Journal of Geosciences*, 10 (16), 376 p.
- Sibley, D. F. and Gregg, J. M., 1987- Classification of dolomite rock texture, *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 967- 975.
- Soleimani, B. and Zamani, F., 2015- Preliminary petroleum source rock evaluation of the Asmari–Pabdeh reservoirs, Karanj and Parsi oil fields, Zagros, Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 134, 97- 104.
- Thomas, A. N., 1948- Facies variation in the Asmari limestone. Unpublished report of the AIOC, No. 706.
- Tucker, M., 2001- *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. s.l.: Blackwells.
- Veizer, J., 1983- Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Reviews in Mineralogy*, 11, 265- 300.
- Warren, J. K., 2000- Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Science Review*, 52, 81p.

Diagenesis processes and recognition original carbonate mineralogy of Asmari formations in Karanj Oil Field (Dezful Embayment, SW Iran)

Y. Golestan^{1*}, U. Kakemem², M. H. Adabi³ and E. Dehyadegari⁴

¹Ph.D. Student, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Tehran North Branch, Tehran, Iran

²Ph.D. Student, Department of Sedimentary Basins and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³Professor, Department of Sedimentary Basins and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

⁴Assistant Professor, Department of Sedimentary Basins and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 2018 May 15

Accepted: 2019 January 23

Abstract

Carbonate-evaporate succession with siliciclastic sediments and mixed siliciclastic carbonate deposits of Asmari reservoir in Karanj Oil Field with Oligo-Miocene in age was studied to determine diagenesis, microfacies and original carbonate mineralogy. Micritization, dissolution, compaction, neomorphism, cementation and dolomitization are the main diagenesis processes that effect Asmari successions. Petrographic studies led to identification of three types of dolomite such as dolomicrite, dolomicrosparite and dolosparite, in which dolomicrosparite and particularly dolosparite caused increase in reservoir quality. Eleven carbonate-evaporate microfacies were identified. These deposited in four major environments comprises of tidal flat, lagoon, carbonate shoal and open marine. Sedimentary environment of the Asmari Formation recognized as a homoclinal ramp. Diagenetic studies reveal impact of marine, meteoric and burial diagenesis on the deposits. Geochemistry of minor and major elements reveal original aragonite mineralogy for carbonates of the Asmari Formation. The high Sr/Mn and Sr/Ca and minor amounts of manganese implying close diagenetic system with low Water/Rock interaction for the Asmari Formation succession.

Keywords: Diagenesis, Microfacies, Sedimentary environment, Geochemistry, Asmari Formation, Karanj Oil Field.

For Persian Version see pages 197 to 208

*Corresponding author: Y. Golestan; E-mail: yazdan.golestan@gmail.com