

ریزر خساره‌ها، محیط رسوبی و فرآیندهای دیاژنزی سازند سورمه (بخش عرب) در میدان نفتی سلمان، خلیج فارس

مریم بیگی شیرمحمد^{۱*}، پرویز غضنفری^۲، مهدی حمدالهی^۳، احمد یحیایی^۴

۱- کارشناس ارشد رسوب شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد تهران شمال، تهران، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

۳- کارشناس ارشد رسوب شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

۴- کارشناس ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، شرکت نفت فلات قاره ایران، تهران، ایران

*پست الکترونیک: M.beigi@magmaco.com

تاریخ پذیرش: ۹۴/۱۲/۲۵

تاریخ دریافت: ۹۴/۶/۳

چکیده

بخش بالایی سازند سورمه (هم‌ارز سازند عرب در جنوب خلیج فارس) در میدان نفتی سلمان با سن ژوراسیک پایانی (کیمرجین - تیتونین) دارای رخساره‌های کربناته با میان‌لایه‌های تبخیری است. این سازند یکی از مهم‌ترین مخازن نفتی در زاگرس چین خورده و خلیج فارس به شمار می‌آید. مطالعه رخساره‌های میکروسکوپی سازند سورمه در چاه مورد مطالعه به شناسایی ۱۰ ریزرخساره مربوط به پهنه بالای جزر و مدی، پهنه بین جزر و مدی، لاگون و سدهای پشته‌ای انجامید. این رسوبات در یک سکوی کربناتی از نوع رمپ کم ژرفا همانند شرایط امروزی خلیج فارس نهشته شده‌اند. مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی شامل میکرایتی شدن، نوریختی، دولومیتی شدن، انحلال و سیمانی شدن است. با توجه به شواهدی همچون انحلال گسترده و پیدایش تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای و ساخت انواع سیمان‌های مربوط به محیط جوی (متئوریک) و تقدّم و تأخر فرآیندها می‌توان نتیجه گرفت توالی مورد مطالعه، پس از دیاژنز دریایی مستقیماً وارد محیط دفنی نشده است، بلکه دست کم بخش‌هایی مانند سدهای اوولیتی، فرآیندهای دیاژنزی محیط فریاتیکی آب شیرین را تحمل کرده و پس از آن دیاژنز محیط دفنی را پشت سر گذاشته‌اند.

واژه‌های کلیدی: محیط رسوبی؛ دیاژنز؛ ریزرخساره‌ها؛ سازند سورمه؛ میدان نفتی سلمان.

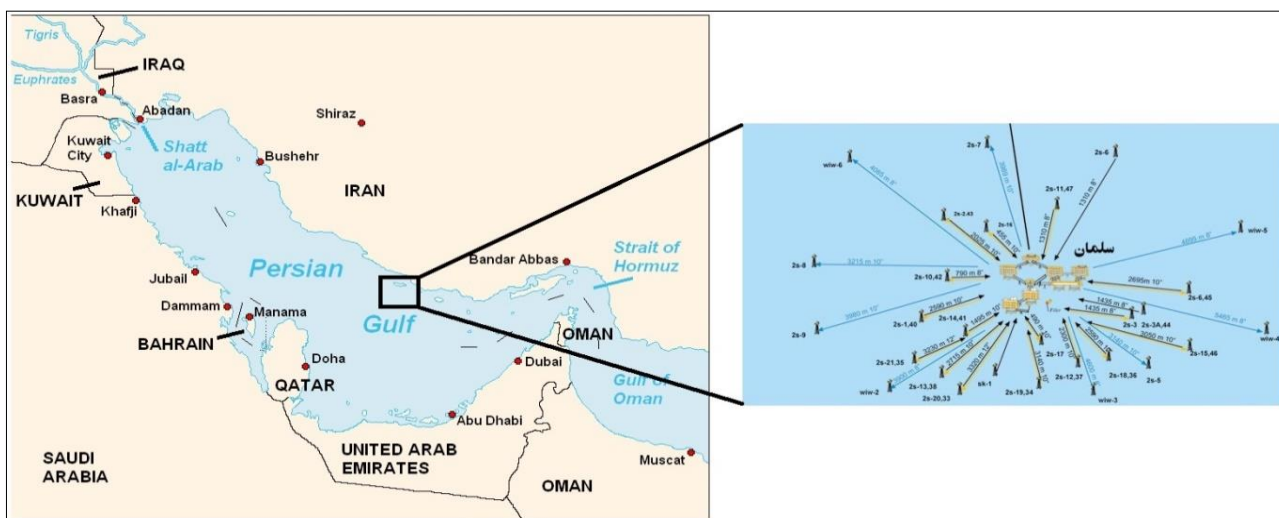
مقدمه

مهم‌ترین مخازن نفتی جنوب خاوری خلیج فارس است. تشکیلات نفتی میدان سلمان دارای مخازن متفاوت نفت و گاز از دوره‌های مختلف زمانی پرمین تا ژوراسیک را شامل می‌شود (James & Wynd, 1965). هدف اصلی این پژوهش شناخت شرایط محیط رسوبی و ویژگی‌های مخزنی سازند سورمه می‌باشد. با توجه به مشترک بودن این

سازند سورمه با سن ژوراسیک پسین، یکی از سازندهایی است که گسترش جغرافیایی وسیعی در زاگرس و خلیج فارس دارد (Zigler, 2001) و هم‌ارز «سازند عرب» در عربستان و دیگر کشورهای عربی است که مخازن بسیار عظیم نفت را در خود جای داده‌اند (Al-Shahran & Narin, 2003). سازند سورمه در میدان نفتی سلمان یکی از

ایجاد دولومیت‌های سنگ مخزن در ارائه تصویر مناسب از شرایط سنگ مخزن و توسعه میدان نفتی مزبور لازم و بسیار مهم است. در این مطالعه به بررسی رخساره‌ها و محیط رسوبی این واحد و سپس فرآیندهای دیاژنزی مؤثر بر آن در میدان سلمان واقع در خلیج فارس پرداخته می‌شود (شکل ۱).

مخزن نفتی میان ایران و کشور امارات، اهمیت مطالعه آن در راستای بررسی کیفیت مخزنی جهت تولید هر چه بیشتر نفت بارزتر می‌شود. از این رو، بررسی دقیق پتروگرافی به منظور شناسایی رخساره‌های میکروسکوپی، ارائه مدل رسوبی مناسب، شناسایی فرآیندها و محیطهای دیاژنزی و تأثیر آن‌ها بر روی کیفیت مخزنی، گسترش و محیط



شکل ۱: جایگاه جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

لایه‌های حاوی فسیل *Lithiotis* دارد. سازند سورمه در بخش میانی از لایه‌های متناوب دولومیت، سنگ آهک‌های انیدریتی چاکی و سنگ آهک‌های قهوه‌ای تا روشن بلورین، اوولیتی و متخلخل تشکیل شده است. پس از آن بخش مندا^۱ به سبترای ۱۰۰ متر شامل سنگ آهک‌های یک دست قهوه‌ای روشن و قهوه‌ای متمایل به خاکستری و پلتی است. بخش بالایی سازند سورمه یا عضو عرب^۲ که مورد مطالعه این تحقیق می‌باشد، شامل تناوبی از لایه‌های سنگ آهکی، دولومیتی و انیدریتی است و معادل سازند عرب می‌باشد (یحیائی، ۱۳۸۴).

سازند سورمه با ناپیوستگی فرسایشی از سازند نیریز (ژوراسیک پسین) جدا می‌شود، اما همبری بالایی آن یکسان نیست. گاهی این مرز به سازند انیدریتی هیث

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی

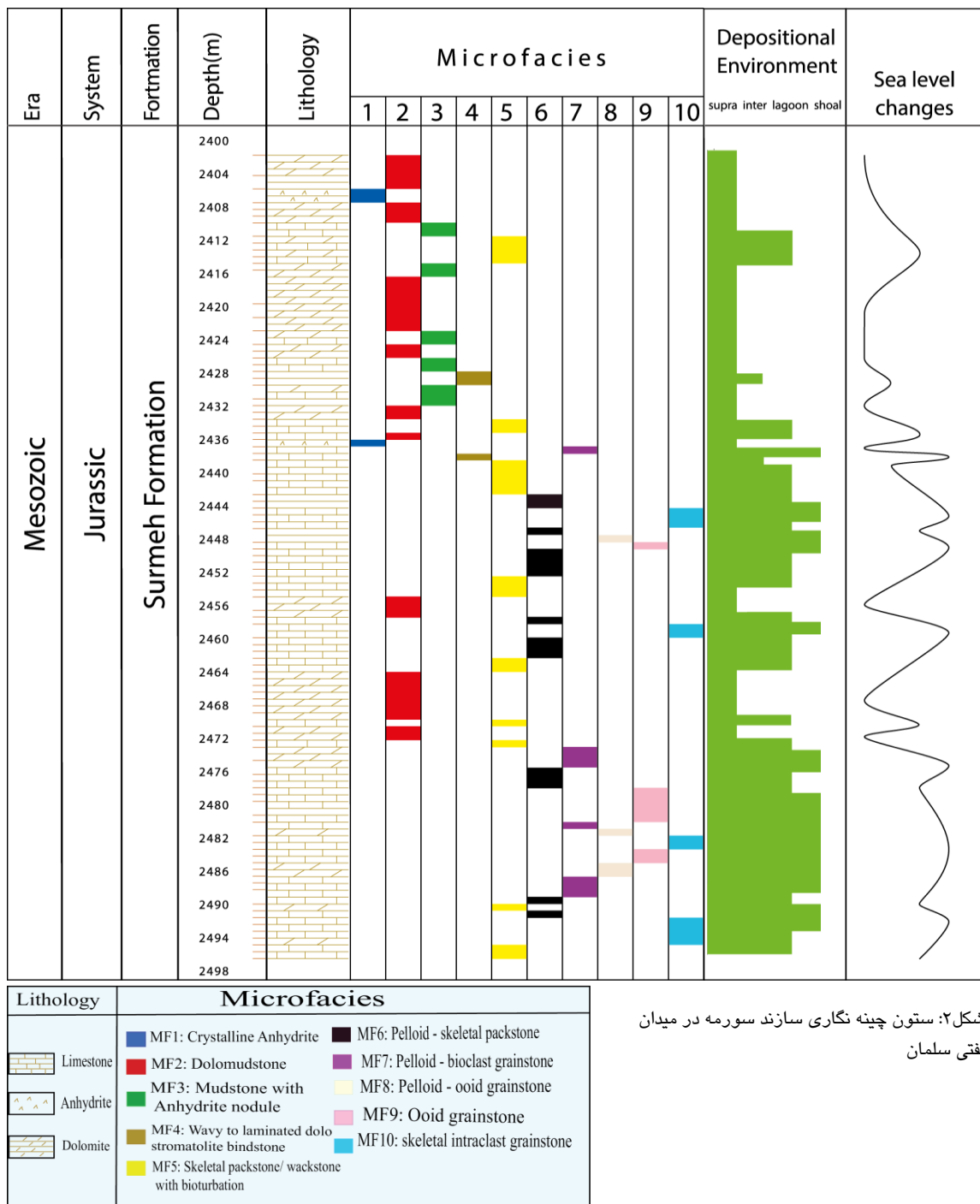
در گستره‌های وسیعی از فارس، سنگ‌های ژوراسیک میانی - بالایی (سازند سورمه) از نوع سنگ‌های کربناتی بسیار همگن است که به طور ناحیه‌ای (فارس ساحلی) در بالاترین بخش، دارای نهشته‌های انیدریتی (سازند هیث) است. سازند سورمه در محل برش الگو (کوه سورمه در ۱۲۰ کیلومتری جنوب باختری شیراز)، با ۷۶۲ متر سبترای، شامل سنگ آهک دولومیتی و دولومیت است که یک بخش سنگ آهک رسی نازک لایه و با مقاومت کم، در بخش میانی دارد (James & Wynd, 1965).

با وجود سنگ آهک‌های رسی یاد شده، سازند سورمه سیمای سه بخشی دارد. بخش پایینی سازند سورمه لایه‌های سنگ آهکی خاکستری روشن تا تیره و شیل سبز رنگ با میان لایه‌هایی از سنگ آهک آرژیلی نازک همراه با

1- Mand Member
2- Arab Member

زون‌های زیستی حاوی روزن‌داران از جمله *Trocholina*، *Kurnibia jurassica*، *Pfenderina* و وجود فسیل‌هایی از جمله دو کفه‌ای‌های *Lithiotis* و رادیولر نشانگر همین مسأله هستند (James & Wynd, 1965; Setudenia, (1978). سازند سورمه (بخش عرب) در میدان سلمان با ضخامتی در حدود ۲۵۰ متر شامل تناوبی از سنگ آهک، دولومیت و انیدریت می‌باشد (شکل ۲).

(ژوراسیک پسین) است و گاهی به سنگ آهک‌های سازند فهلیان (کرتاسه پیشین) می‌رسد. در حالت دوم، گذر از ژوراسیک پسین به کرتاسه پیشین تدریجی است و سنگ‌آهک‌های اوولیتی سازند فهلیان و یا لایه‌های دارای فسیل‌های *Thintinnid* که معرف محیط دریایی ژرف هستند، به عنوان مرز انتخاب می‌شوند. از نظر سنی، سازند سورمه نشانگر ژوراسیک میانی - پسین است که وجود



شکل ۲: ستون چینه نگاری سازند سورمه در میدان نفتی سلمان

روش مطالعه

پژوهش حاضر بیشتر بر پایه مطالعات آزمایشگاهی برش‌های نازک میکروسکپی تهیه شده از نمونه‌های مغزه است. در مطالعات آزمایشگاهی ۲۲۳ مقطع نازک میکروسکپی حاصل از مغزه‌ها (با فواصل بیشینه ۳۰ سانتی‌متر) از یک چاه واقع در میدان سلمان مطالعه شده‌اند. بیشتر نمونه‌ها پس از تهیه مقاطع نازک به منظور تفکیک بهتر سنگ آهک‌های کلسیتی از دولومیتی با محلول آلیزارین سرخ به روش Dickson (1965) رنگ آمیزی شده و با استفاده از میکروسکپ با نور معمولی و پلاریزان مورد بررسی دقیق سنگ نگاری قرار گرفتند. در نام‌گذاری رخساره‌های میکروسکپی کربناتی از روش Dunham (1962) و در دسته بندی رخساره‌ها و ارائه مدل رسوبی از نوشته Flugel (2010) استفاده شده است.

رخساره‌های میکروسکپی سازند سورمه

مقاطع نازک میکروسکپی با توجه به نوع آلوکم‌ها و بافت رسوبی موجود در گروه‌های متنوعی طبقه بندی شده و هر یک از این گروه‌ها در شرایط محیطی خاص و ویژه‌ای نهشته می‌شوند. مطالعه ریز رخساره‌ها ما را در فهم شرایط محیطی و ته‌نشینی دیرینه سنگ یا رسوبات یاری می‌رساند. مطالعات سنگ نگاری میکروسکپی انجام شده در این تحقیق به شناسایی ۱۰ ریزرخساره در ۴ گروه رخساره‌ای که همگی شاخص محیط‌های کم عمق کربناته می‌باشند منجر شده است. این گروه‌های رخساره‌ای به ترتیب از خشکی به سمت دریا شامل رخساره‌های پهنه بالای جزرومدی، پهنه بین جزر و مدی، لاگونی و پشته‌های سدی می‌باشند که در زیر شرح داده می‌شوند:

۱- گروه رخساره‌ای پهنه بالای جزر و مدی^۳

این گروه شامل ۳ رخساره میکروسکپی MF1 تا MF3 به شرح زیر است:

MF1 - رخساره انیدریت متبلور^۴

این رخساره یک انیدریت بلورین با رنگ سفید شیری و بدون هر گونه فسیل و آثار فسیلی و تخلخل، در برخی موارد همراه با شکستگی بوده و به ندرت دارای استیلولیت است. در موارد محدودی نیز مقداری گل دولومیتی همراه این رخساره دیده می‌شود. ستبرای انیدریت در این رخساره کمتر از ۰/۹۲ متر تا بیشتر از ۷/۰۱ متر در تغییر است. از لحاظ ویژگی‌های مخزنی در برخی موارد به علت وجود شکستگی‌های میکروسکپی مقدار اندکی تراوایی وجود دارد و یا به علت حضور دولومادستون به صورت لایه‌های نازک و کومه‌ای مقدار کمی تخلخل میان‌بلوری در آن دیده می‌شود، اما به طور کلی این رخساره بدون کیفیت مخزنی می‌باشد. در توالی سازند سورمه سه زیررخساره انیدریت توده‌ای و تورپرنده‌ای و لایه‌ای دیده می‌شود.

زیررخساره انیدریت لایه‌ای^۵ در نتیجه تغییر در کانی‌شناسی (انیدریت/کربناته) و یا آغشتگی با مواد آلی ایجاد شده است. انیدریت لایه لایه حاصل رسوب‌گذاری بلورهای ژپس در توده‌های آبی است که در حین تدفین به انیدریت تبدیل شده‌اند (شکل ۳A). بنابراین این زیررخساره حاصل رسوب‌گذاری در حوضچه‌های شور^۶ در یک اقلیم خشک است (Lucia, 2007).

زیررخساره انیدریت توده‌ای^۷ یک سنگ یکنواخت بدون هر گونه ساخت رسوبی بوده و بلورهای انیدریت در این زیررخساره در زیر میکروسکپ عمدتاً تیغه‌ای می‌باشند (شکل ۳B). زیررخساره انیدریت توده‌ای شاخص محیط

3- Supratidal Flat Facies Group

4- Crystalline Anhydrite

5- Layered/Laminated Anhydrite

6- Hypersaline-Sabkha

7- Massive Anhydrite

از حاصل تبلور دوباره این دولومیت‌ها دولومیکرواسپاریت و دولواسپاریت نیز در این رخساره جای می‌گیرند. این رخساره بدون هرگونه فسیل و آثار فسیلی است و با توجه به تفاسیر بالا، محیط رسوبی این رخساره بالای پهنه جزرومدی تا بین جزرومدی پیش‌بینی می‌گردد. این رخساره معادل رخساره RMF22 در نوشته Flügel (2010) می‌باشد (شکل ۳D).

MF3 - رخساره مادستون دارای گرهک‌های انیدریت^{۱۴}
این رخساره شامل یک زمینه میکرایتی همراه با گرهک‌های پراکنده تبخیری است. به ندرت فسیل یا آثار فسیلی در آن دیده می‌شود و عمدتاً فاقد تخلخل خاصی می‌باشد. گرهک‌های انیدریت در این رخساره رنگ روشن داشته و انیدریت درون گرهک‌های ریزبلور هم‌بعد یا تیغه‌ای شکل گرفته است. گرهک‌های پراکنده در مادستون‌ها عمدتاً مربوط به محیط‌های بالای جزرومدی (سبخا) می‌باشد (Al-Sharhan & Kendall, 2003؛ Warren, 2006). این رخساره به صورت بین لایه‌ای با سایر رخساره‌های بین جزر و مدی و بالای جزر و مدی در واحد مخزنی قرار دارد. وجود بلورهای پراکنده تبخیری (انیدریت و ژیپس) در ماتریکس کلسیتی یا دولومیتی میکرو کریستالین نشان دهنده رسوب گذاری این رخساره در محیطی با درجه شوری بالا در اقلیم گرم و خشک بخش - بالای رخساره بین جزر و مدی تا بالای جزر و مدی (سبخا یا FZ9A) است (Flügel, 2010). با توجه به تفاسیر فوق محیط رسوبی این رخساره را می‌توان بخش‌های زیرین بالای جزرومدی تا بخش بالایی بین جزرومدی و استخرهای فراشور دانست. این رخساره معادل رخساره RMF25 در نوشته Flügel (2010) می‌باشد (شکل ۳E).

سبخا با تبخیر شدید است (Kasprzyk & Orti, 1998؛ Alsharhan, 2006).

زیررخساره انیدریت تورپرنده‌ای^۸ مجموعه‌ای از گرهک‌های فشرده و چگال انیدریتی حاصل رشد انبساطی گرهک‌های انیدریت است (شکل ۳C). وجود دولومادستون در این زیررخساره به عنوان پلی میان گرهک‌های انیدریت بوده و ایجاد کننده بافت تورپرنده‌ای می‌باشد (Warren, 2006؛ Tucker & Wright, 1990). این زیررخساره به عنوان نهشته‌های بالای جزر و مدی تفسیر شده است (Alsharhan & Kendall, 2003؛ Insalaco *et al.*, 2006). چیرگی کانی‌شناسی انیدریت نسبت به سنگ آهک و دولومیت، بخش‌های بالایی سبخا و شدت تبخیر بالا را پیشنهاد می‌کند. این لایه‌های تبخیری شاخص محیط بالای جزر و مدی و سبخای ساحلی می‌باشند (Lucia, 2007؛ Warren, 2006).

بلورهای انیدریت در زیر میکروسکپ به صورت تیغه‌ای^۹ هم‌بعد^{۱۰}، فیبری - شعاعی^{۱۱}، فراگیر و نم‌دی^{۱۲} دیده می‌شوند. این رخساره معادل رخساره RMF 25 در نوشته Flügel (2010) می‌باشد.

MF2 - رخساره دولومادستون^{۱۳}

در این رخساره دولومیت‌ها از بلورهای بسیار دانه ریز تا دانه ریز و با اندازه حدود ۵ تا ۱۶ میکرون (میانگین ۱۰ میکرون) ساخته شده‌اند. این دولومیت‌ها فشرده و به رنگ کرم تا قهوه‌ای، بدون تخلخل یا حفره، بدون فسیل، همراه با اشباحی از بافت رسوبی اولیه مانند لامیناسیون و پلویید هستند. آثار کانی‌های تبخیری و دانه‌های کوارتز آواری در اندازه سیلت نیز در این نوع دولومیت دیده می‌شود.

8- Chickenwire Anhydrite with nodular fabric

9- Lath

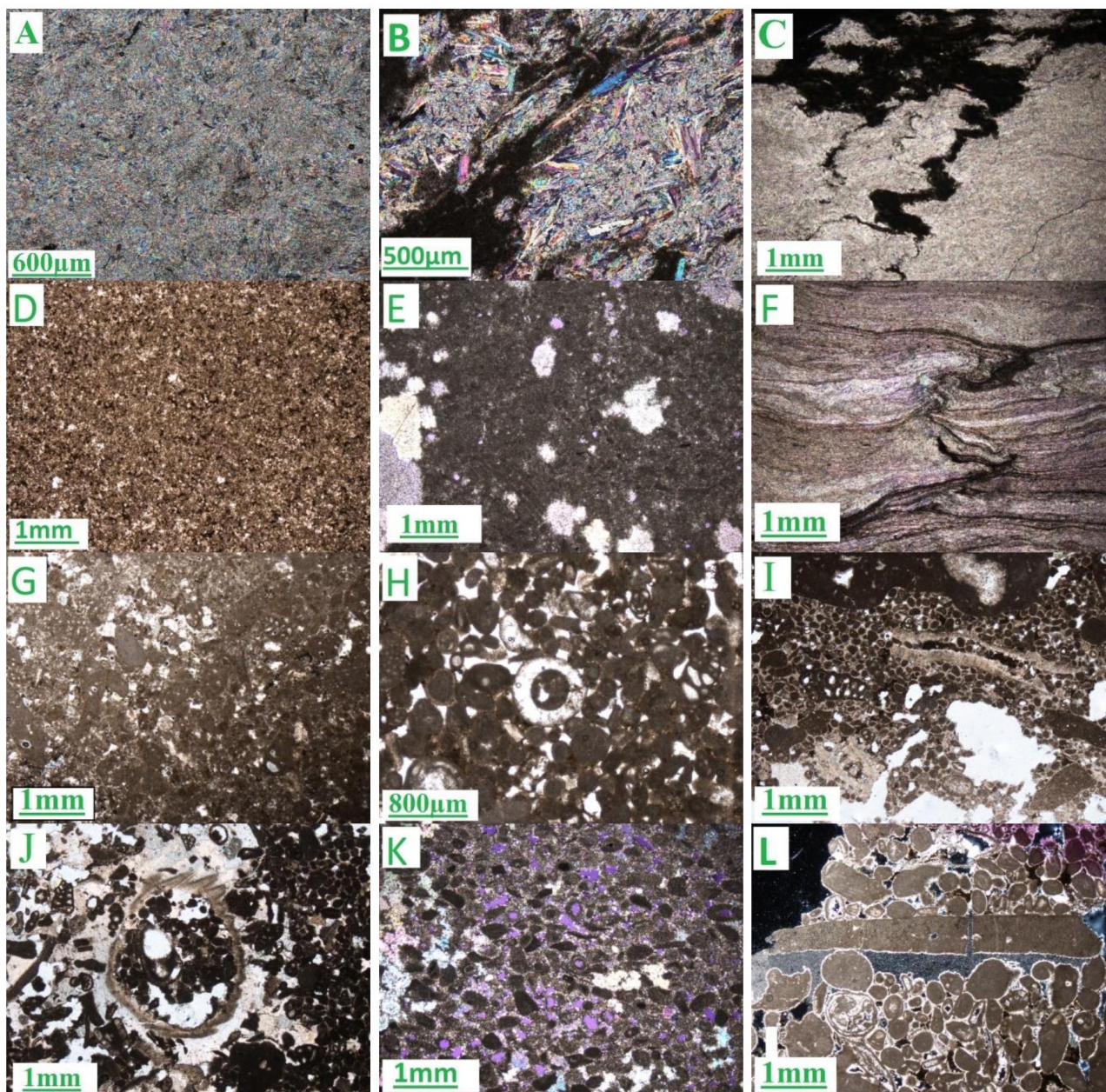
10- Equent

11- Fibrous-Radial

12- Felted

13- Dolomudstone

14- Mudstone with anhydrite nodules



شکل ۳: انواع رخساره‌های میکروسکپی سازند سورمه: (A) رخساره انیدریت متبلور با بلورهای کشیده انیدریت؛ (B) انیدریت با فابریک توده‌ای (ساختار نامنظم) و سوزنهای کشیده؛ (C) انیدریت با فابریک تور مرغی (Chickenwire)؛ (D) رخساره دولومادستون؛ (E) رخساره مادستون دارای گرهک انیدریت؛ بلورهای انیدریت در درون گرهک به صورت فشرده و سوزنی قرار گرفته‌اند. (F) رخساره دولواستروماتولیت بایندهستون با فابریک موجی تا لامینه‌ای؛ (G) رخساره پکستون بایوکلاستی؛ (H) رخساره بایوکلاست پلوئید پکستون؛ (I) رخساره پلوئید بایوکلاست گرینستون دارای آشفستگی زیستی؛ (J) رخساره پلوئید اووئید گرینستون؛ پلوئیدها بیشتر حاصل میکرایتی شدن در اووئیدها و اجزای اسکلتی هستند. (K) رخساره اووئید گرینستون که فضاهای تخلخل میان‌دانه‌ای اولیه آن توسط سیمان انیدریتی پر شده است. برخی از اووئیدها دارای هسته بایوکلاستی هستند. (L) رخساره اینتراکلاست گرینستون دارای اجزای اسکلتی همراه با تخلخل‌های میان‌دانه‌ای اولیه و میان‌بلوری و سیمان فیبری هم‌ستبرای حاشیه‌ای.

MF4 - رخساره دولواستروماتولیت بایندهستون با فابریک

موجی تا لامینه‌ای^{۱۶}

در این رخساره، رخساره استروماتولیتی با لامیناسیون‌های

۲- گروه رخساره‌ای پهنه بین جزر و مدی^{۱۵}

این گروه شامل یک رخساره میکروسکپی MF4 به شرح

زیر می‌باشد:

(Elrick & Read, 1991). ساخت توده‌ای و آشفته‌گی زیستی از دیگر ویژگی‌های این رخساره است. از طرفی آشفته‌گی زیستی به خوبی در محیط‌های لاگونی توسعه یافته و رخساره‌های سرشار از گل در شرایط کم انرژی و زیر سطح FWWB نهشت می‌یابند (Tucker & Wright, 1990, 1992; Burchette & Wright, 1992; Flügel, 2010). سایر آلوکم‌ها (۹-۱۵٪) مانند پلت، اینتراکلاست، خرده‌های بایو کلاستی از جمله خرده‌های دوکفه‌ای و شکم‌پایان نیز دیده می‌شوند. پیرامون دانه‌ها سیمان منیسکاس دیده می‌شود. تخلخل بیشتر در قالب تخلخل‌های بین دانه‌ای ثانویه و شکستگی‌ها در این رخساره دیده می‌شود. این رخساره در مجموع بدون کیفیت مخزنی است. و کستون‌های آشفته به عنوان نهشته‌های محیط کم انرژی و کم ژرفا فروکشندی از لاگون محدود شده تفسیر می‌شود. این رخساره معادل رخساره RMF17 در نوشته Flügel (2010) می‌باشد (شکل ۳G).

MF6 - رخساره پکستون بایوکلستی پلوئیدی^{۱۹}

این رخساره یک پکستون با اجزای بایو کلاستی متوسط تا درشت دانه است. بافت این رخساره از وکستون تا پکستون و حتی گاهی تا گرینستون متغیر می‌باشد. سنگ شناسی این رخساره از سنگ آهک تا سنگ آهک دولومیتی شده متغیر است. این رخساره دارای پلوئید (۲۴ درصد) است. اجزای اسکلتی این رخساره بیشتر شامل جلبک‌های سبز از جمله *Clypeina jurassica* (۱۳-۱۵ درصد)، خرده‌های دوکفه‌ای (۱۰-۱۶ درصد) و روزن‌داران کفزی (۸ درصد) می‌باشد. از دیگر آلوکم‌های آن می‌توان به اینتراکلاست‌ها و اووئیدها اشاره نمود. این رخساره بیانگر استقرار محیط لاگونی در حاشیه پشته‌های کربناته است. این رخساره با سایر رخساره‌های لاگون همراهی دارد به طوری که مرز این رخساره با دیگر رخساره‌های لاگون

نواری و موجی همراه با فیلامنت‌های جلبکی دیده می‌شود. فابریک روزنه با شکل‌های نامنظم تا لامینه‌ای، ترک‌های گلی و قالب‌های تبخیری و در برخی موارد آلوکم‌هایی از قبیل پلوئید، خرده‌های اسکلتی کوچک در این رخساره وجود دارد. مقیاس لامینه‌ها در رخساره‌های استروماتولیتی در حد میلی‌متر تا چندین میلی‌متر تغییر می‌یابد. این رخساره شاخص محیط‌های بین جزر و مدی است (Shinn, 1983). با توجه به همراهی این رخساره با رخساره‌های محیط‌های بالای جزر و مدی، وجود ترک‌های گلی، حفرات روزنه، استراکود، دوکفه‌ای و شکم‌پایان و روزن‌داران کوچک به طور محدود محیط ساخت استروماتولیت‌ها را می‌توان پهنه بین جزر و مدی در نظر گرفت (Flügel, 2010). این رخساره معادل رخساره RMF25 در نوشته Flügel (2010) می‌باشد (شکل ۳F).

۳- گروه رخساره‌های لاگون^{۱۷}

این گروه شامل ۲ رخساره میکروسکپی MF5 و MF6 به شرح زیر است:

MF5 - رخساره پکستون/وکستون بایوکلستی دارای آشفته‌گی زیستی^{۱۸}

این رخساره از سنگ آهک با رنگ عمومی تیره تشکیل شده است. روزن‌داران (۱۰-۱۵٪) از جمله میلیوئید و *Textularia* و جلبک‌های سبز داسی کلاد (۱۶-۲۰٪) آلوکم‌های اصلی این رخساره می‌باشند. دانه‌های اسکلتی و همراهی با میکرایت حاکی از این است که این رخساره در یک محیط پایین جزر و مدی یا رمپ کم ژرفا و زیر سطح پایه موج رسوب گذاری کرده است (Tucker, 2001). تجمع دانه‌های اسکلتی به موازات سطوح لامیناسیونی و لایه‌بندی نرخ‌های پایین رسوب گذاری را نشان می‌دهد

لاگون می‌باشد. لایه‌های بایو کلاستی گریستون/پکستون دارای درصد بالایی خرده‌های اسکلتی لاگونی با اوئیدهای میکرایتی شده به عنوان رخساره‌های حاشیه پشته‌های لاگونی کربناته^{۲۲} و یا به عبارت دیگر هم‌ارز بخش رو به ساحل پشته‌های کربناته با شیب ملایم‌تر هستند^{۲۳}. این رخساره معادل رخساره RMF26 در نوشته^{۲۴} Flugel (2010) می‌باشد (شکل ۳I).

MF8 - رخساره گریستون پلوئیدی - اوئیدی^{۲۴}

اجزای اصلی این رخساره پلوئیدهای کوچک (۲۸-۳۰ درصد) و اوئیدهای میکرایتی شده (۲۰ درصد) و کوچک خرده‌های اسکلتی میکرایتی شده (بیشتر دو کفه‌ای) است. آلوکم‌های دیگر شامل اینتراکلاست و روزن‌داران می‌باشند. شرایط نهشت این رخساره یک محیط بین جزر و مدی با انرژی متوسط تا نسبتاً بالا می‌باشد. مهم‌ترین تخلخل‌های دیده شده در این رخساره شامل تخلخل میان‌بلوری، قالبی، و حفره‌ای بوده که نقش مهمی در افزایش کیفیت مخزنی دارند. این رخساره دارای کیفیت مخزنی متوسط تا بالا است. محیط نهشت این رخساره را می‌توان پهنه جزرومدی کم عمق و یا بخش رو به ساحل پشته‌های کربناته در نظر گرفت. این رخساره معادل رخساره RMF30 در نوشته^{۲۵} Flugel (2010) می‌باشد (شکل ۳J).

MF9 - رخساره گریستون اوئیدی^{۲۵}

اوئیدهای دولومیتی شده و یا میکرایتی شده (۳۰-۴۰ درصد) آلوکم اصلی این رخساره است. بایو کلاست‌های دولومیتی و میکرایتی شده (۱۰-۱۲ درصد) و در مواردی آهکی و پلوئیدها و اینتراکلاست‌ها نیز در ارتباط با این رخساره می‌باشند. بایو کلاست‌های عمده در این رخساره دو کفه‌ای، شکم‌پا، روزن‌داران کوچک و خارپوست

بسیار تدریجی می‌باشد. کیفیت مخزنی در این رخساره با انحلال ثانویه و فرآیند دولومیتی شدن افزایش یافته است به طوری که از لحاظ کیفیت مخزنی این رخساره دارای کیفیت مخزنی متوسط است. میکرایتی شدن شدید اجزای اسکلتی و محدود بودن سیمان کربناتی دریایی نشان دهنده انرژی پائین و محیط دریایی لاگون محدود شده است (Tucker & Wright, 1990). این رخساره معادل رخساره RMF20 در نوشته^{۲۶} Flugel (2010) می‌باشد (شکل ۳H).

۴- گروه رخساره‌های پشته‌های سدی^{۲۰}

این گروه از ۴ رخساره میکروسکپی MF7 تا MF10 به شرح زیر تشکیل شده است و مهم‌ترین رخساره‌ها از نظر کیفیت مخزنی در این گروه قرار گرفته‌اند:

MF7 - رخساره گریستون بایو کلاستی پلوئیددار^{۲۱}

در زیر میکروسکپ دامنه تغییرات بافتی این رخساره از پلوئید گریستون تا پلوئید - بایو کلاست گریستون و در موارد معدودی پکستون متغیر می‌باشد. بایو کلاست (۳۰ درصد) و پلوئید (۲۲-۲۵ درصد) از اجزای اصلی این رخساره می‌باشند. اجزای اصلی اسکلتی در این رخساره شامل خرده‌های دو کفه‌ای، شکم‌پا و خارپوست، روزن‌داران کفزی، جلبک‌های سبز از جمله *Clypeina jurassica* و مرجانها می‌باشد. بیشتر بایو کلاستها در این رخساره میکرایتی شده‌اند. این رخساره در بالای رخساره‌های لاگون قرار گرفته و با رخساره‌های پشته‌های کربناته همراهی دارد. این رخساره را با حضور اجزای اوئیدی، اینتراکلاستی و لیتو کلاستی می‌توان به صورت یک مخلوط ناهمگن با جورشدگی ضعیف از دانه‌های پراثری تا کم انرژی در نظر گرفت. در واقع این رخساره حدواسط رخساره پراثری پشته‌های کربناته و کم انرژی

22- Lagoonal Shoal Margin

23- Leeward Shoal

24- Ooid - Pelloid Grainstone

25- Ooid Grainstone

20- Barrier Shoal Facies Group

21- Pelloid-boiclast grainstone

جزرومدی و حاشیه پرانرژی سد^{۲۹} ته‌نشین شده‌است. تخلخل‌های موجود در این رخساره بیشتر از نوع بین دانه‌ای و همچنین قالبی است. از لحاظ کیفیت مخزنی متوسط تا بالاست. این رخساره بیانگر رسوب‌گذاری در پرانرژی‌ترین بخش تپه‌های سدی در سازند کربناته سورمه است و معادل با رخساره RMF27 در نوشته Flügel (2010) می‌باشد (شکل ۳L).

مدل رسوبی سازند سورمه در برش‌های مورد مطالعه

با توجه به مطالعات و داده‌های حاصل از بررسی مغزه‌ها و مقاطع نازک میکروسکوپی شامل بررسی‌ای سنگ‌نگاری، رسوب‌شناسی، دیرینه‌شناسی، شناسایی ریزرخساره‌ها و ارتباط آن‌ها با یکدیگر و تطابق توالی ریزرخساره‌ها با نمونه‌های دیرین و امروزی، می‌توان به این نتیجه دست یافت که سازند سورمه در یک حوضه رسوبی کربناتی کم‌ژرفا (رمپ) با شیب بسیار کم نهشته شده است (شکل ۴). موارد زیر را می‌توان به عنوان دلایل معرفی رمپ کربناته بیان نمود:

الف) تولید بالای اووئید از ویژگی‌های اصلی رمپ‌های کربناته تحت تأثیر شرایط پرانرژی است. وجود رخساره‌های اووئید/ بایوکلست گریستون نزدیک ساحل، رمپ درونی را پیشنهاد می‌کند، زیرا این رخساره‌ها در رمپ میانی و بیرونی کمیاب هستند (Tucker, 1993; Flügel, 2010).

ب) تغییرات بسیار تدریجی رخساره‌های کم‌ژرفا نسبت به انواع ژرف، انعکاسی از پیوستگی و ارتباط رخساره‌ای به یکدیگر و ریخت‌شناسی حوضه در حین رسوب‌گذاری است که با رمپ‌ها همخوانی بیشتری دارد (El gadi & Brookfield, 1999).

می‌باشند. دامنه تغییرات بافتی این رخساره دانه غالب از گریستون اوولیتی خالص تا گریستون اوولیتی - پلوئیدی و اوولیتی - بایوکلستی متغیر است. گردشگی و جورشدگی در این رخساره بالا بوده و به لحاظ کیفیت مخزنی یکی از رخساره‌های اصلی می‌باشد. پلوئیدها، شکم‌پایان ریز و خرده‌های دوکفه‌ای هسته اووئیدها را تشکیل می‌دهند. تخلخل قالبی و بین دانه‌ای و حفره‌ای عمده‌ترین نوع تخلخل در این رخساره به ویژه در بخش‌های دولومیتی شده است. فراوانی اووئیدها و نبود گل و جورشدگی خوب در این رخساره نشان دهنده شرایط با انرژی بالا و نهشت در بالاتر از سطح FWWB است (Burchette & Wright, 1992; Flügel, 2010; Insalaco et al., 2006). محیط نهشت این رخساره بخش پرانرژی بین جزرومدی پایینی تا پشته‌های مرکزی^{۲۶} می‌باشد. این رخساره معادل رخساره RMF29 در نوشته Flügel (2010) می‌باشد (شکل ۳K).

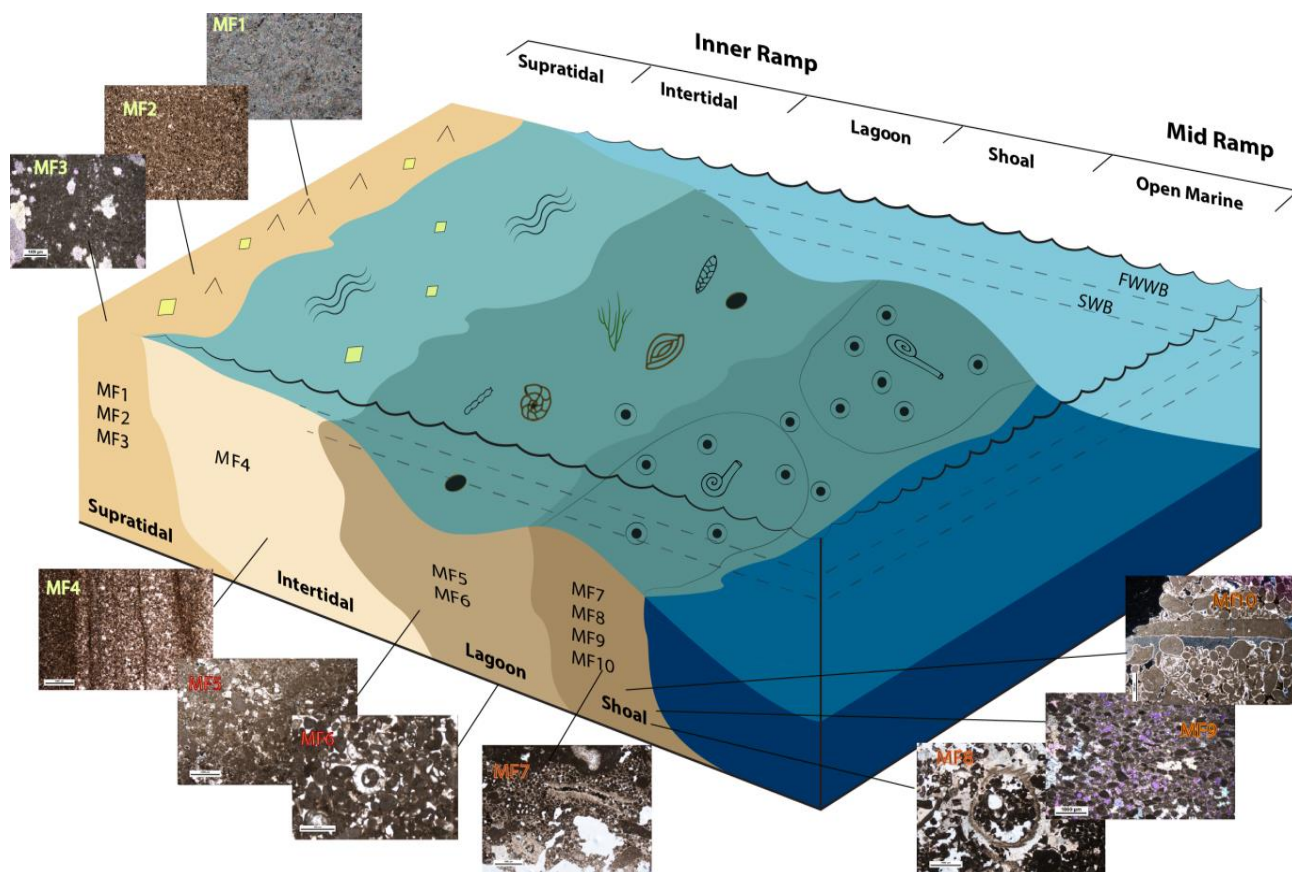
MF10 - رخساره گریستون اینتراکلستی - بایوکلستی^{۲۷}

این رخساره یک گریستون اینتراکلستی همراه با بایوکلست است. آلوکم‌ها در این رخساره اینتراکلست‌های درشت (۲۵-۳۰ درصد)، اووئید، پلوئید و بایوکلست‌هایی (۱۹-۲۵ درصد) مانند قطعات دوکفه‌ای، قطعات جلبکی، بریوزوئر، خارپوست، بازوپا، روزن‌داران می‌باشد. سیمان دریایی هم‌ضخامت^{۲۸} به خوبی در این رخساره توسعه یافته است. فابریک دولومیتی بیشترین نقش را در کنترل کیفیت مخزنی این رخساره ایفا می‌کند. با توجه به ارتباط مستقیم اندازه دانه و انرژی محیط می‌توان نتیجه گرفت که این رخساره در محیط پرانرژی ساخته شده است (Reading, 1996). نبود گل و توسعه سیمانی شدن به خوبی نشان می‌دهد که این رخساره در بخش‌های بالایی و پرانرژی بین

26- Central Shoal

27- Bioclast intraclast grainstone

28- Isopachous Fibrous



شکل ۴: مدل رسوبی ارائه شده سازند سورمه در منطقه مورد مطالعه

گوناگون دیاژنزی در سنگ‌های کربناتی منطقه مورد مطالعه، بر اساس مطالعات پتروگرافی مورد بررسی قرار گرفت. فرآیندهای شناسایی شده در سازند سورمه عبارتند از:

۱- سیمانی شدن

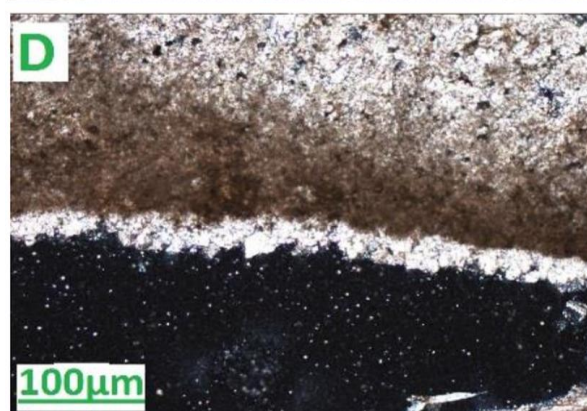
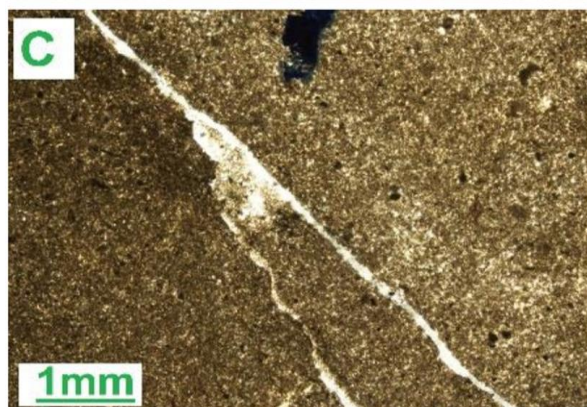
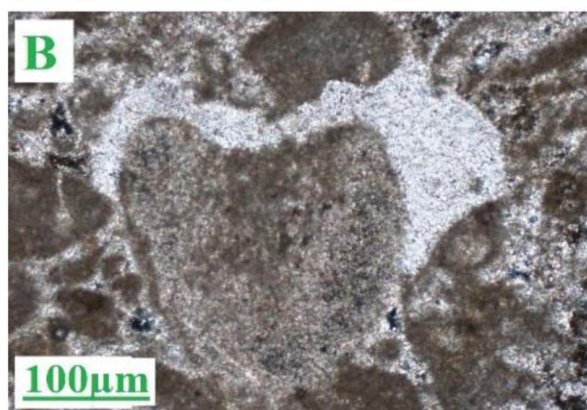
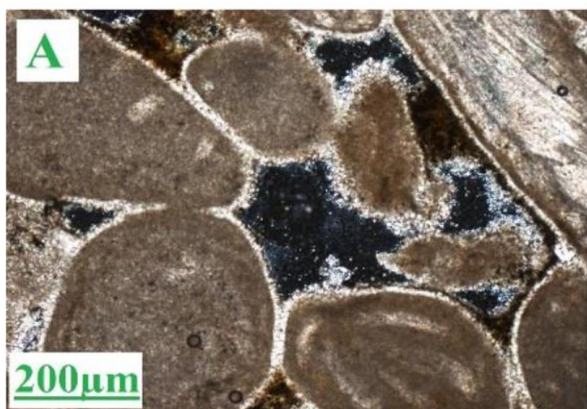
سیمانی شدن شامل فرآیندهایی است که به ته‌نشینی کانی‌ها در حفرات اولیه و ثانویه منجر می‌شود و نیازمند فوق اشباع شدن سیالات روزنه‌ای نسبت به این کانی‌ها می‌باشد (Flugel, 2010). سیمانی شدن به شدت در ارتباط با رخساره بوده و معمولاً نه همیشه تابع محیط رسوبی است و از مرزهای رسوبی و الگوهای محیطی تبعیت می‌کند (Moore, 2013؛ Flugel, 2010). به طور کلی سیمان‌های موجود در سنگ مخزن بر پایه کانی شناسی به دو گروه اصلی کربناته و انیدریتی تقسیم می‌شوند و در برخی مواقع

(پ) بازسازی گسترش جانبی حوضه، گذر رسوبات پیرامون جزر و مدی از یک محیط کم‌ژرفا زیر جزر و مدی و رسیدن به یک سد پرانرژی و سپس رخساره‌های ژرف‌تر را نشان می‌دهد که برای سیستم‌های رمپ توصیف شده است (Ahmad et al., 2006؛ Martini et al., 2007).

(ت) تنوع کم رخساره‌ای (انیدریت و دولومادستون گرهک‌دار)، فراوانی بالای رخساره‌های کم‌ژرفا به ویژه گسترش زیاد سبزا و نبود دانه‌های آواری نشانه سیستم‌های رمپ هم‌شیب و در یک اقلیم خشک و نیمه‌خشک است (Wilson, 1975؛ Read, 1985؛ Wright & Burchete, 1998).

دیاژنز

بررسی عوارض دیاژنزی، تفکیک سه محیط دیاژنزی دریایی، متئوریک و دفنی را میسر می‌سازد. لذا فرآیندهای



شکل ۵: انواع سیمان کلسیتی: (A) سیمان هم ستبرای پیرامون دانه‌های آلومک در یک گرینستون؛ (B) سیمان هم‌محور پیرامون یک خرده اکتینودرم که سیمان روشن‌تر دیده می‌شود. (C) سیمان رگه‌ای در یک دولومادستون؛ (D) سیمان دندان سگی.

سیمان دولومیتی شکستگی‌ها و فضاهای خالی را پر کرده است. چندین نوع سیمان در مطالعات انجام شده مورد شناسایی قرار گرفت.

سیمان فیبری هم‌ضخامت^{۳۰}

به سیمان‌های حاشیه‌ای متقارن یک یا چند ردیفی که با ستبرای یکسان پیرامون دانه‌ها رشد می‌کنند سیمان هم‌ضخامت گفته می‌شود. این سیمان ممکن است شامل انواع فیبری، تیغه‌ای یا میکرو کریستالین باشد (Flugel, 2010). این سیمانها با تشکیل پیرامون دانه‌ها و ایجاد چارچوب محکم در مقابل فشردگی نقش مهمی در حفظ تخلخل دارند. سیمان فیبری هم‌ضخامت پیرامون قطعات فسیلی از قبیل دو کفه‌ایها و نیز در رخساره‌های گرینستون اووئیدی در پیرامون اووئیدها و آنکوئیدها و در رخساره‌های اینتراکلاستی در حاشیه اینتراکلاست‌ها دیده می‌شود (شکل ۵A). این نوع سیمان به عنوان سیمان دریایی و شاخص بخش‌های فراتیک آب دریا در نظر گرفته می‌شود (Moore, 2013; Tucker & Wright, 1990). ترکیب کانی‌شناسی این سیمان از جنس آراگونیت یا کلسیت پرمینیم است که طی فرآیند دیاژنزی در برخی لایه‌های سازند سورمه به کلسیت کم‌مینیم یا دولومیت تبدیل شده است.

سیمان کلسیت هم‌محور^{۳۱}

این سیمان به صورت رشد اضافی هم‌محور پیرامون دانه‌ها و قطعات خارپوست ایجاد می‌شود و دارای خاموشی موازی با قطعه خارپوست می‌باشد. این نوع سیمان در انواع محیط‌های دیاژنزی دریایی جوی، اختلاطی و دفنی ساخته می‌شود. سیمان‌های هم‌محور در محیط‌های وادوز دریایی به دلیل داشتن انکلوژیون میکرایت به شکل تیره دیده می‌شوند (Walker et al., 1990) در حالی که در

30- Isopachous Fibrous Cement
31- Syntaxial Cement

(شکل ۶A). میکرایتی شدن از فرآیندهای دیاژنزی معمول در سازند سورمه بوده که بیشتر آلوکم‌ها از جمله اوئیدها و فسیل‌ها را دربر گرفته است. این فرآیند بیشتر در رخساره‌های لاگون سنگ مخزن معمول است. میکرایتی شدن در برخی موارد به صورت پوشش میکرایتی^{۳۴} پیرامون دانه‌ها بوده به طوری که باعث مقاوم شدن دانه‌ها در برابر تغییرات دیاژنزی بعدی مانند دولومیتی شدن، انحلال و حفظ شدن شکل اولیه دانه شده است (Flugel, 2010) (شکل ۶B).

۳- آثار باروینگ

باروینگ یک فرآیند مهم در محیط‌های زیر جزر و مدی امروزی می‌باشد. آثار باروینگ در رسوبات سخت نشده و حاصل فعالیت‌های مختلف جانوران مانند غذا خوردن، حرکت در درون رسوبات و حفر رسوبات و استراحت جانوران است (Flugel, 2010). این آثار در سازند سورمه به صورت محدود دیده شده است (شکل ۶C).

۴- نوریختی

این واژه نخستین بار توسط Folk (1965) برای تمامی فرآیندهای جانیشینی و تبلور دوباره که سبب تغییر در اندازه بلورها و ترکیب کانی‌شناسی می‌شود به کار برده شد. در سنگ‌های کربناته فرآیند نوریختی بیشتر به شکل افزایشی می‌باشد و به شکل گیری بلورهایی با اندازه بزرگتر منجر می‌شود. این نوع از نوریختی ممکن است در طول دیاژنزه‌های جوی اولیه یا در طول دیاژنز دینی انجام گیرد (Tucker & Wright, 1990). این پدیده در سنگ مخزن به خوبی دیده می‌شود به طوری که بخشی از رخساره‌های گل غالب و بعضاً دانه غالب واحد مخزنی به شدت دچار

محیط‌های تدفینی ژرف و فریاتیگ آب شیرین به صورت شفاف حضور دارند (Flugel, 2010). بر پایه مطالعات میکروسکوپی بر روی سنگ مخزن نوع شفاف سیمان هم‌محور دیده گردید که نشان دهنده محیط دیاژنزی تدفینی آن می‌باشد. این نوع سیمان به طور متوسط در سازند سورمه دیده می‌شود و تأثیر اندکی در کاهش کیفیت مخزن داشته است (شکل ۵B).

سیمان رگه‌ای^{۳۲}

این سیمان در مراحل آخر دیاژنز ایجاد می‌شود. این سیمان در سازند سورمه بیشتر شکستگی‌ها و یا تخلخل‌های کانالی را در قالب سیمان‌های هم‌بعد، کلسیت ورقه‌ای و یا پویکیلو تاپیک پر کرده است. سیمان مزبور تمام زمینه و اجزای سنگ را تحت تأثیر قرار داده و حتی در برخی موارد درزه‌های انحلالی را قطع کرده است (شکل ۵C).

سیمان دندان سگی

از بلورهای کلسیت نوک تیز و کشیده اسکالنوهدرال یا رمبوهدرال که معمولاً بر روی سطح دانه‌ها یا سیمانهای قبلی رشد کرده‌اند تشکیل شده است. بلورها چند ده تا چند صد میکرومتر طول دارند. این سیمان اغلب متئوریک یا تدفینی کم عمق است، اما در محیط‌های فریاتیگ دریایی و هیدروترمال نیز تشکیل می‌گردد (Flugel, 2010)؛ (Moore, 2013). در سازند سورمه این سیمان‌ها اغلب اطراف حفرات انحلالی را پر کرده‌اند (شکل ۵D).

۲- میکرایتی شدن

میکرایتی شدن یا تبلور دوباره پس‌رونده یک فرآیند دیاژنزی اولیه است که طی آن حاشیه دانه‌های کربناته (آلوکم‌ها) توسط جانوران حفار، سیانوباکتری‌ها، قارچ‌ها و جلبک‌های اندولیتیک^{۳۳} حفر شده (Kobluk & Risk, 1977) و سپس با میکرایت یا کلسیت میکرو کریستالین پر می‌شود

32- Vein Cement
33- Endolithic

34- Micritic Envelope

آهن و ...) می‌باشند. استیلولیتها (شکل ۶G) سطوح دندانه‌ای ممتدی هستند که بدون استثنا دانه‌ها، سیمان و ماتریکس را قطع می‌کنند. فشردگی شیمیایی نتیجه اختلاف انحلال نسبی دانه‌های سازنده سنگ طی افزایش فشار است که نشان دهنده دیاژنز تدفینی با ژرفای متوسط تا ژرف است (Machel, 1999; Tucker & Wright, 1990).

۵- انحلال

فرآیند انحلال از فرآیندهای معمول و مهم در بیشتر مخازن کربناته است. این فرآیند تأثیر مهمی بر کیفیت مخزنی داشته به طوری که می‌تواند طی چند مرحله در محیط‌های دیاژنز کف دریا، متاوریک و تدفینی ایجاد شود (Tucker, 2001). انحلال، گسترش و ایجاد تخلخل ثانویه در بخش‌های متاوریک به وسیله آب‌های شیرین توسط عواملی همچون اسیدیت آب‌های شیرین، میزان تخلخل و شکستگی در کربنات‌ها، کانی‌شناسی اولیه سنگ میزبان و میزان حضور آب شیرین در سیستم دیاژنزی کنترل می‌شود (Mazullo, 2004).

در توالی مخزنی مورد مطالعه انحلال در دانه‌های ناپایداری همچون اووئیدها و بایو کلاستها معمول است. انحلال در آلوکم‌ها به ویژه اووئیدها با ایجاد تخلخل قالبی همراه می‌باشد. اختلاف در ترکیب کانی‌شناسی حلقه‌های اووئیدها باعث ایجاد انحلال تفریقی و ایجاد فابریک پوست تخم‌مرغی^{۳۵} شده است (Wilkinson & Lending, 1978). تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای در سازند سورمه بر اثر انحلال در محیط‌های فریاتیکی آب شیرین ایجاد شده و تعدادی از آن‌ها به طور کامل یا بخشی توسط سیمان‌های انیدریتی، کلسیتی و دولومیت پر شده‌اند (شکل ۶H). انحلال در بخش متاوریک و در چند متر اولیه تدفین بسیار معمول بوده و تأثیر بسیاری بر روی تخلخل و تراوایی دارد

نوشکلی افزایشی شده و در اثر تبدیل به میکرواسپار کاملاً فابریک اولیه خود را از دست داده‌اند (شکل ۶D).

۴- فشردگی

یکی از فرآیندهای مهم دیاژنزی که توالی رسوبی سازند سورمه را تحت تأثیر قرار داده، فشردگی است. فشردگی رسوبات ناشی از سه نوع فشار هیدرواستاتیک، لیتواستاتیک و فشار مستقیم (ناشی از نیروهای تکتونیکی) است (Moore, 2013). فشردگی به دو صورت فیزیکی و شیمیایی دیده می‌شود:

فشردگی فیزیکی

تراکم فیزیکی که ممکن است بلافاصله پس از رسوب گذاری آغاز شود از مهمترین فرآیندهای دیاژنتیکی در زیر سطح زمین می‌باشد که رسوبات را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد، به ویژه زمانی که رسوبات کربناته قبل از دفن سیمانی نشده باشند (Flugel, 2010). در مقایسه با دیگر فرآیندهای دیاژنزی تأثیر این فرآیند بر روی تخلخل و تراوایی تا حد زیادی وابسته به محیط رسوب گذاری و فرآیندهای دیاژنزی فعال در آن است. این فرآیند در نمونه‌های مورد مطالعه به صورت تماس نقطه‌ای، طولی در بین ذرات مشاهده می‌شود (شکل ۶E).

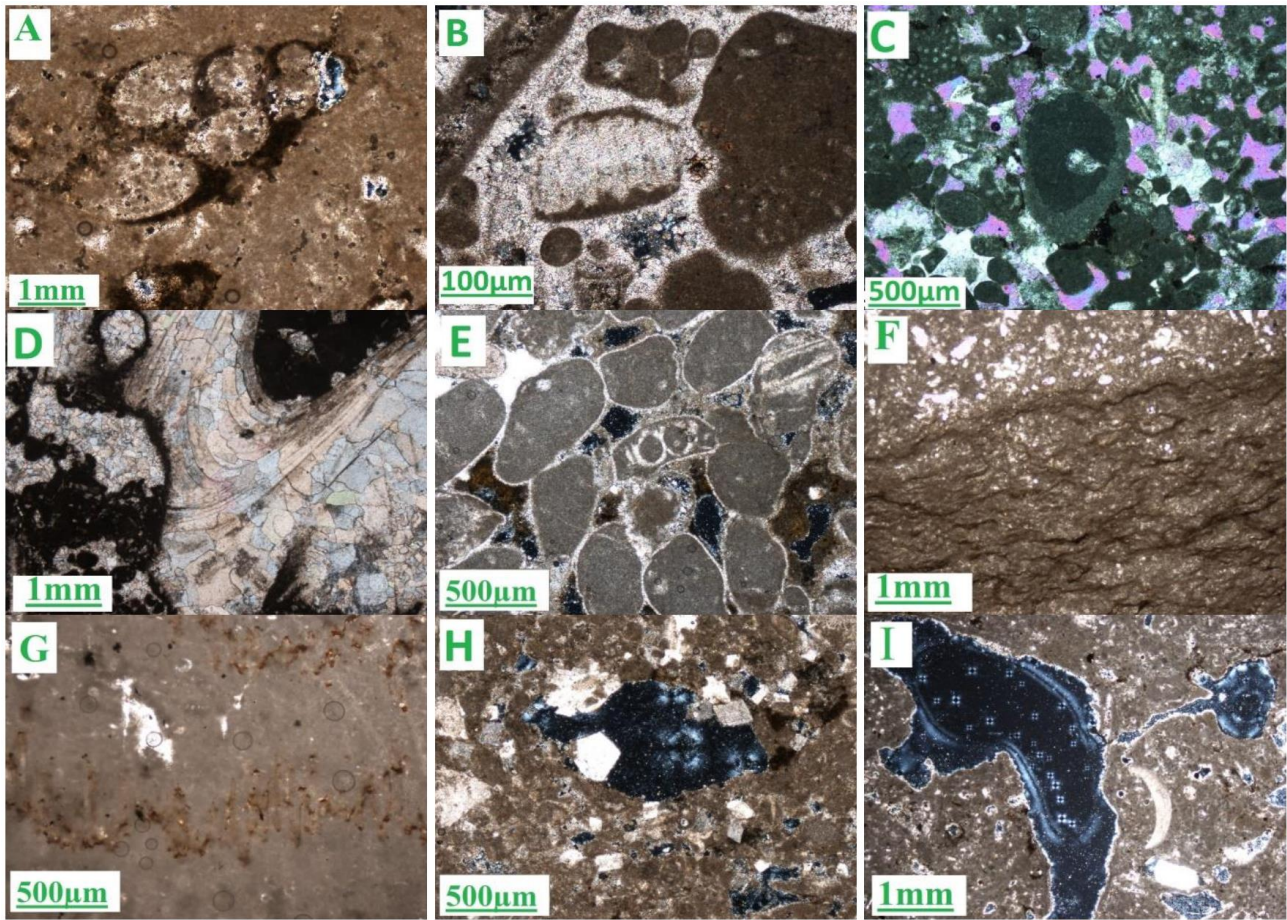
فشردگی شیمیایی

فشردگی شیمیایی یا انحلال فشاری اهمیت فوق العاده‌ای در دیاژنز سنگ‌های آهنی دارد. طی این فرآیند که بعد از فشردگی فیزیکی رخ می‌دهد ستبرای لایه‌های سنگ آهنک حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد کاهش می‌یابد (Choquette & James, 1990). رگچه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها بارزترین عوارض فشردگی شیمیایی می‌باشند. رگچه‌های انحلالی (شکل ۶F) آثار رگچه‌ای آناستوموسینگ و کم انحناء هستند که در بین دانه‌ها گسترش یافته و دارای پس مانده‌هایی از مواد نامحلول (رس‌ها، مواد آلی، کانی‌های

تخلخل نداشته است (شکل ۶I).

(Machel, 1999). انحلال در سنگ مخزن در برخی موارد

فقط با تغییر نوع تخلخل همراه بوده و تأثیر مهمی بر ایجاد



شکل ۶: A) میکرایتی شدن پوسته یک شکمپا؛ B) میکرایتی شدن بخشی یا پوشش میکرایتی اطراف یک خارپوست؛ C) نشانه بورینگ در یک بایوکست میکرایتی شده کامل؛ D) نوریختی در پوسته آراگونیتی یک بایوکست که با کلسیت جانشین شده و حفظ ساختار آغازین پوسته؛ E) تراکم فیزیکی دانه‌های اینتراکست که به صورت مضرسی و محدب - مقعر دیده می‌شود. F) دسته‌ای از رگچه‌های انحلالی که بر اثر فشردگی پدید آمده‌اند. G) استیلولیت در رخساره مادستونی؛ H) انحلال یک بایوکست و ایجاد تخلخل قالبی که بعداً قسمت‌هایی از آن با بلورهای دولومیت پر شده است. I) انحلال گسترده قسمتی از یک رخساره وکستونی و ایجاد تخلخل.

۶ - تخلخل

بیشتر تخلخل‌های مشاهده شده حاصل فرآیندهای دیاژنزی هستند و جهت تقسیم‌بندی تخلخل‌ها از رده‌بندی Choquette & Pray (1970) استفاده شده است. انواع تخلخل‌های دیده شده عبارتند از:

تخلخل بین دانه‌ای^{۳۶}

این نوع تخلخل در بین دانه‌های پلوئید یا اوئیدها و دانه‌های اسکلتی در بخش‌هایی از سازند سورمه که سرشار از دانه هستند به خوبی توسعه یافته است. برخلاف حفرات

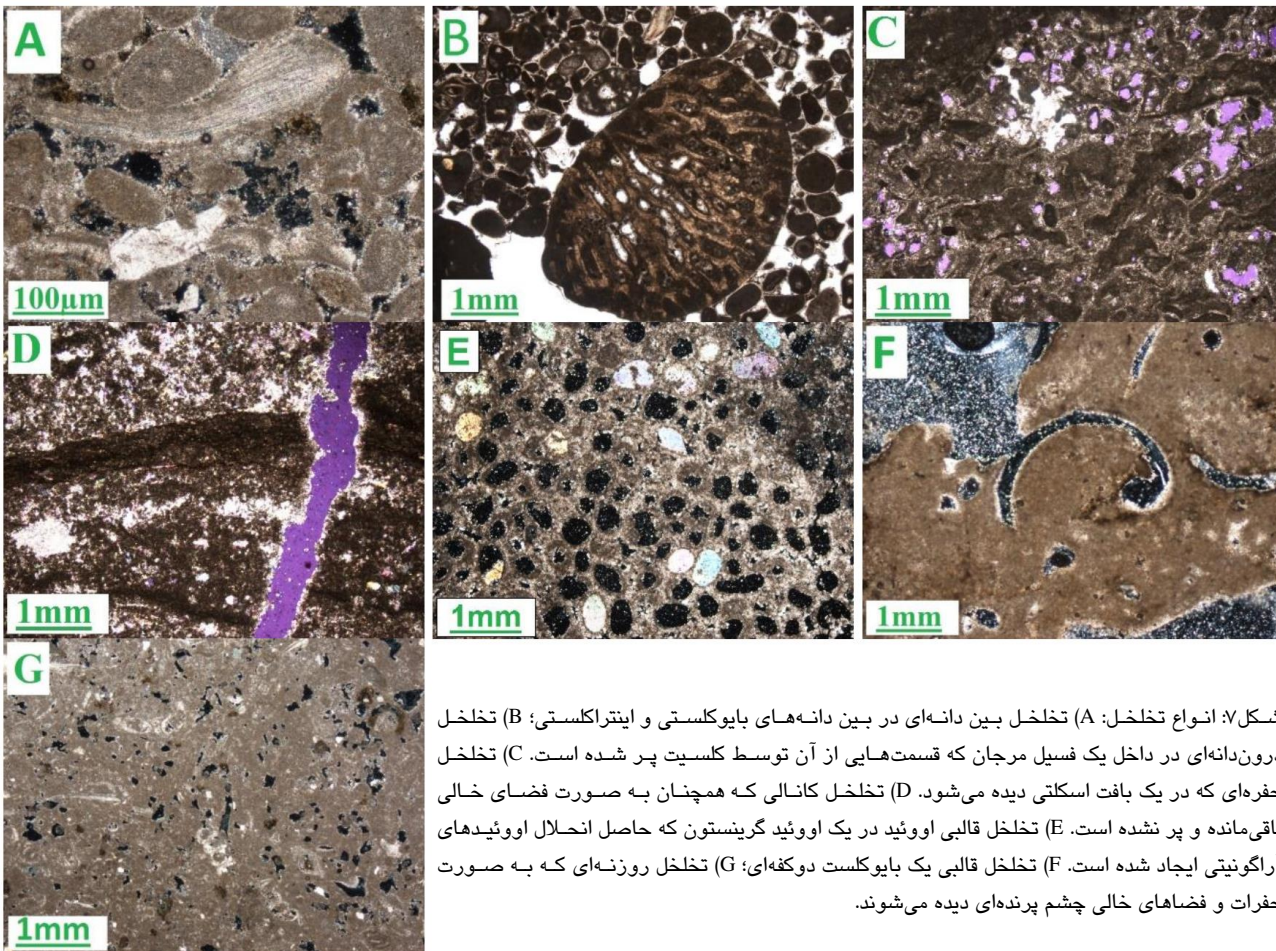
قالبی که حاصل انحلال هستند این نوع تخلخل بیشتر دارای منشأ اولیه بوده و حاصل فابریک رسوبی می‌باشد. به طور کلی به علت از میان رفتن این نوع تخلخل توسط سیمان‌های کلسیتی متئوریک و دفنی و انیدریت‌های ثانویه به ویژه از نوع فراگیر آن درصد کمی از تخلخل مخزن را به خود اختصاص داده است (شکل ۷A).

تخلخل درون دانه‌ای^{۳۷}

این تخلخل در سازند سورمه به طور محدود یافت می‌شود. این تخلخل به صورت فضای خالی خرده‌های بزرگ

روزن‌داران، مرجان‌ها و جلبک‌های سبز وجود دارد که البته بیشتر توسط سیمان‌های انیدریتی یا کلسیتی پر شده‌اند (شکل VB).

اسکلتی و یا حجره‌های روزن‌داران و جلبک‌ها می‌باشد. در توالی‌های مورد مطالعه به ویژه در رخساره‌های لاگونی این نوع تخلخل در برخی از بایوکلاست‌ها از جمله حجره‌های



شکل ۷: انواع تخلخل: (A) تخلخل بین دانه‌ای در بین دانه‌های بایوکلسیتی و اینتراکلسیتی؛ (B) تخلخل درون‌دانه‌ای در داخل یک فسیل مرجان که قسمت‌هایی از آن توسط کلسیت پر شده است. (C) تخلخل حفره‌ای که در یک بافت اسکلتی دیده می‌شود. (D) تخلخل کانالی که همچنان به صورت فضای خالی باقی‌مانده و پر نشده است. (E) تخلخل قالبی اووئید در یک اووئید گریستون که حاصل انحلال اووئیدهای آراگونیتی ایجاد شده است. (F) تخلخل قالبی یک بایوکلاست دوکفه‌ای؛ (G) تخلخل روزنه‌ای که به صورت حفرات و فضاهای خالی چشم‌پرنده‌ای دیده می‌شوند.

تخلخل حفره‌ای^{۳۸}

این تخلخل در توالی مطالعه شده از فراوانی بسیار خوبی برخوردار بوده و به طور متوسط در تمام رخساره‌های سازند مورد مطالعه دیده می‌شود. بیشتر این حفرات به شکل ساختارهای روزنه‌ای^{۳۹} بوده و در رسوبات دولومیتی شده بین جزر و مدی معمول هستند. در حالت کلی این نوع تخلخل در صورتی که با سیمان پر نشود باعث افزایش کیفیت مخزنی می‌گردد (شکل VC).

تخلخل کانالی^{۴۰}

این تخلخل در طول نقاط ضعف نظیر شکستگی‌ها و استیلولیت‌ها ساخته می‌شود. این تخلخل نیز به طور محدود در توالی مخزنی توسعه یافته است و بیشتر حاصل انحلال و بزرگ شدن شکستگی‌های پیشین است و به میزان بسیار کم در طول استیلولیت‌ها دیده می‌شود (شکل VD).

تخلخل قالبی^{۴۱}

تخلخل قالبی گسترده‌ترین نوع تخلخل در رخساره‌های سرشار از دانه می‌باشد. این تخلخل بیشتر در رخساره‌های اوولیتی دولومیتی شده و همچنین در ارتباط با انحلال

40- Channel Porosity
41- Moldic Porosity

38- Vuggy Porosity
39- open-space

دولومیت‌هایی که روی بافت‌های گل‌افزون ساخته شده‌اند شامل دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت، دولواسپارایت و دولومیت‌های پراکنده در زمینه گل آهکی هستند. دولومیتی شدن در بافت‌های دانه‌افزون با دو حد انتهایی حفظ‌کننده تا تخریب‌کننده فابریک سنگ شکل گرفته است.

دولومیکرایت^{۴۵}

از بلورهای بسیار دانه ریز تا دانه ریز و با اندازه حدود ۵ تا ۱۶ میکرون (میانگین ۱۰ میکرون) ساخته شده‌اند. این دولومیت‌ها فشرده و به رنگ کرمی تا قهوه‌ای، بدون تخلخل یا حفره، بدون فسیل، همراه با نشانه‌ای از بافت رسوبی اولیه مانند لامیناسیون و اینتراکلاست و پلویید همراهند. آثار کانی‌های تبخیری و نشانه‌ای از فیلامنت‌های جلبکی و نیز دانه‌های کوارتز آواری در اندازه سیلت نیز در این نوع دولومیت دیده می‌شود. اصولاً دولومیت‌های دانه ریز به عنوان دولومیت‌های همزمان با رسوب‌گذاری و یا دولومیت‌های ساخت شده در مراحل اولیه دیاژنز در یک محیط بالای جزر و مدی یا بین جزر و مدی بالایی در نظر گرفته می‌شوند (آدابی، ۱۳۸۳).

بر پایه اندازه بسیار ریز بلورها، حضور کوارتزهای آواری و حفظ بافت رسوبی اولیه و نبود فسیل، دولومیت نوع ۱ در نزدیک سطح و شرایط دمایی پایین شکل گرفته است (Sibley & Gregg, 1987; Gregg & Shelton, 1990; Adabi, 2009). Usdowski (1989) پیشنهاد کرد که اگرچه واکنش آهسته است، اما دولومیت در این دما می‌تواند در سطح زمین و در سیستم پیرامون جزر و مدی شکل بگیرد. چنین دمایی در سطح زمین در برخی نواحی گرمسیری نظیر خلیج فارس که گرما تا حدود ۵۰ درجه هم می‌رسد، وجود دارد. از سویی همراهی با لایه‌های انیدریتی و گسترش پدیده‌هایی چون گرهک انیدریت نشان از

بایوکلاست‌ها (وکستون/پکستون) می‌باشد. این تخلخل بسیار گسترده و جزو مهم‌ترین تخلخل‌های وابسته به فابریک در توالی‌های مخزنی مورد مطالعه است. این نوع از تخلخل بیشتر در رخساره‌های دانه‌افزون گریستون تا پکستون اووئیدی و گریستون اووئیدی به صورت اووئید قالبی^{۴۲} و بایوکلاستی مربوط به بخش مرکزی و رو به دریای پشته‌های زیرآبی کربناته گسترش می‌یابد (شکل VE-F).

تخلخل روزنه‌ای^{۴۳}

تخلخل روزنه‌ای و فابریک روزنه‌ای از شاخصه‌های مهم شناسایی محیط‌های پهنه جزر و مدی می‌باشد. این نوع تخلخل به شکل‌های کروی، عدسی، چشم پرنده‌ای^{۴۴} و نامنظم و معمولاً به موازات سطوح چینه‌ای و لایه‌های سنگ ایجاد می‌شود. این نوع تخلخل در بیشتر رخساره‌های مادستونی و دولومادستونی محیط‌های بین جزر و مدی و گاهی بالای جزر و مدی توالی مخزنی سازند سورمه وجود داشته و در اغلب موارد با سیمان انیدریت و ژپس پر شده است (شکل VG).

دولومیت‌ها

با آن که دولومیت به دلیل پایداری شیمیایی و مقاومت در برابر انحلال فشاری در حین تدفین، تخلخل و تراوایی خود را بهتر از سنگ آهک‌ها حفظ می‌کند، اما دولومیتی شدن می‌تواند اثر متفاوتی روی کیفیت تخلخل و تراوایی داشته و موجب کم یا زیاد شدن تخلخل و تراوایی شود که این بستگی به زمان و طریقه فرآیند دولومیتی شدن دارد (Adabi, 2009). بر پایه بررسی پتروگرافی سازند سورمه در این منطقه، دولومیتی شدن را می‌توان از این منظر که بافت اولیه گل‌افزون بوده یا دانه‌افزون رده‌بندی کرد.

42- Oomoldic

43- Fenestral Porosity

44- Birds eye

دولومیت به دو صورت در نمونه‌ها قابل مشاهده است:

۱- بلورهای درشت بی‌شکل و فشرده با مرزهای دندان‌های و بی‌شکل (شکل ۸C).

۲- بلورهای درشت شکل‌دار و لوزی، دارای مرزهای مستقیم، روشن و شفاف همراه با تخلخل بین‌بلوری (شکل ۸D).

این دولومیت ویژگی‌های پتروگرافیکی مشابه با دولومیت نوع ۳ در نوشته Shukla & Friedman (1983) و دولومیت ماتریکسی در نوشته Qing & Mountjoy (1989) را نشان می‌دهد. بر پایه نظر Sibley & Gregg (1987) این نوع دولومیت حاصل رشد زیر جریان پیوسته از سیالات دولومیتی کننده در دمای پایین می‌باشد. بنابراین دولومیت نوع ۳ از لحاظ بافتی حاصل جانشینی دیاژنزی سنگ آهک‌های قبلی و یا تبلور دوباره دولومیت‌های شکل گرفته در مراحل اولیه در زیر دمای بحرانی ($<60^\circ$) است (Gregg & Shelton, 1990; Mazzullo, 1992). دولواسپارایت یکی از فراوانترین انواع دولومیت در سازند سورمه است.

دولومیت‌های پراکنده در زمینه گل آهکی

در این نوع، بلورهای شکل‌دار و لوزوجهی دولومیت در زمینه آهکی شناورند. دو نوع دولومیت در این بافت قابل شناسایی است:

۱- بلورهای با مرکزی تیره و ابرآلود و حاشیه واضح و روشن^{۵۳}.

۲- بلورهای شفاف و روشن در زمینه گلی بافت‌های و کستونی.

این بافت معادل فرم‌های مسطح P^{۵۴} یا پورفیروتوپیک در نوشته Gregg & Sibley (1984) و فرم‌های نامسطح P^{۵۵} در نوشته Mazzullo (1992) می‌باشد. این دولومیت‌ها جانشین کلسیت زمینه شده و احتمالاً در اثر ورود محلولی

ساخت آنها در مراحل اولیه دیاژنزی همزمان و بلافاصله پس از رسوب‌گذاری توسط سیالات شور است. منشأ منیزیم در این نوع دولومیت می‌تواند آب دریا یا محلول‌های میان‌دانه‌ای سرشار از منیزیم باشد (Land, 1985). جانشینی دولومیت دانه ریز به جای گل آهکی می‌تواند باعث گسترش تخلخل ماتریکس تا ۶٪ شود (Qing, 1998). این دولومیت از لحاظ بافتی هم‌ارز دولومیت نوع زنوتوپیک A^{۴۶} در نوشته Gregg & Sibley (1984) و غیرمسطح^{۴۷} در نوشته Mazzullo (1992) می‌باشد (شکل ۸A).

دولومیکرواسپارایت^{۴۸}

این نوع شامل بلورهای دولومیت ریز تا متوسط بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار است. بلورها به صورت موزاییکی فشرده بوده و دارای مرزهای دندان‌های بی‌شکل می‌باشند و اندازه آنها بین ۱۶ تا ۶۴ میکرون (میانگین ۴۵ میکرون) تغییر می‌کند. بیشتر این دولومیت‌ها دارای سطحی غبارآلود و انکلوژیون‌های میکرایتی می‌باشند. این نوع دولومیت معادل نوع هیپایدیوتوپیک^{۴۹} در نوشته Friedman (1965)، نوع ایدیوتوپیک^{۵۰} در نوشته Gregg & Sibley (1984) و نوع مسطح S^{۵۱} در نوشته Mazzullo (1992) می‌باشد. به نظر می‌رسد دولومیکرواسپارایت در نمونه‌های مورد مطالعه حاصل تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها است که این مسأله به دلیل وجود ادخال‌هایی از دولومیکرایت قابل استناد است (شکل ۸B).

دولواسپارایت^{۵۲}

در این نوع دولومیت اندازه بلورها از ۶۴ تا ۲۵۰ میکرون در تغییر است و میانگین آن ۲۲۰ میکرون می‌باشد. این نوع

46- Xenotopic-A

47- Non planar

48- Dolomicrosparite

49- hypidiotopic

50- idiotopic

51- planar-s

52- Dolosparite

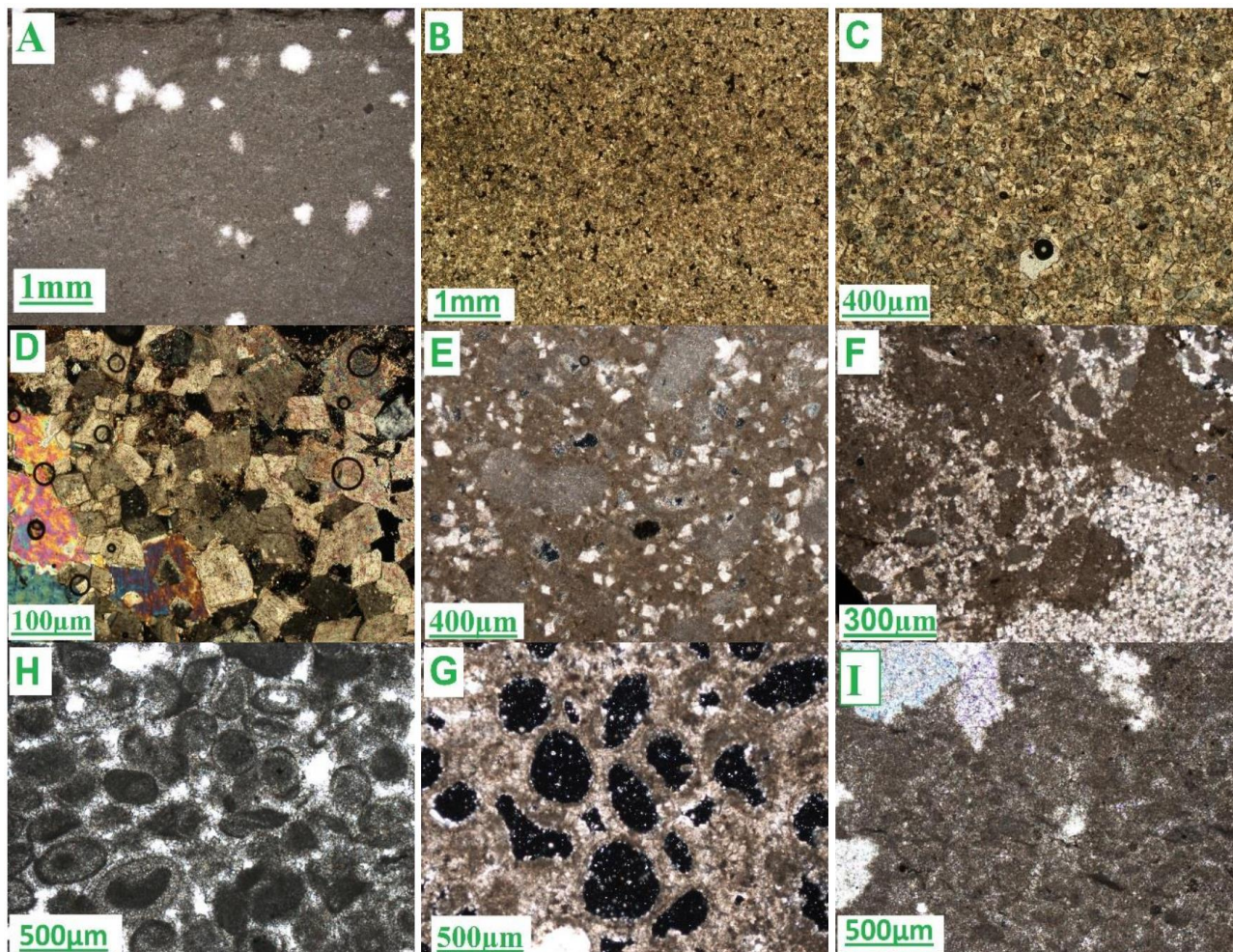
53- cloudy center and clear rim

54- Planar-p

55- nonplanar-P

پراکنده‌ای صورت گرفته و بلورهای پراکنده دولومیت تشکیل شده‌اند (Sibley & Gregg, 1987) (شکل ۸E).

که نسبت به دولومیت حالت فوق اشباع شدگی کمتری داشته تشکیل شده‌اند. در این حال، در ماتریکسی که دارای کلسیت نسبتاً درشت بلور در زمینه خود بوده، هسته‌زایی



شکل ۸: انواع دولومیت‌ها: (A) دولومیکریت همراه با گرهک‌های انیدریت؛ (B) دولومیت نوع سوم یا دولواسپاریت دارای بلورهای بی‌شکل؛ (C) دولومیکرواسپاریت که شامل بلورهای خودشکل دولومیت می‌باشد. (D) دولواسپاریت دارای بلورهای شکل‌دار؛ (E) دولومیت‌های پراکنده در زمینه گل‌آهکی در یک بافت دانه‌دار؛ (F) دولومیت جانشینی بخشی؛ زمینه دولومیتی شده اما آلوم‌های آهکی باقی‌مانده است. (G) دولومیت جانشینی بخشی؛ زمینه دولومیتی شده و در مرحله بعد آلوم‌ها تحت تأثیر فرآیند انحلال حل شدند. (H) دولومیتی‌شدن با حفظ فابریک سنگ؛ (I) دولومیت ویرانگر فابریک سنگ؛ بافت اولیه از میان رفته و تنها سایه‌ای از آلوم‌ها برجای مانده است.

زمینه با دولومیت جانشین شده و آلوم‌ها جانشین نشده‌اند. این نوع دولومیتی شدن در رخساره‌های دربردارنده، کیفیت مخزنی بسیار خوبی ایجاد کرده است زیرا علاوه بر وجود تخلخل قالبی این حفرات به وسیله تخلخل بین بلوری حاصل از دولومیتی شدن زمینه، به هم مرتبط شده و تخلخل قالبی مجزای را به تخلخل مفید تبدیل کرده است (شکل ۸G-F).

دولومیتی شدن در بافت‌های دانه‌افزون

جانشین شدن سنگ آهک توسط دولومیت در بافت‌های دانه‌افزون به دو شکل کلی دیده می‌شود:

الف) دولومیتی شدن وابسته به فابریک سنگ^{۵۶}

این نوع دولومیتی شدن به صورت جانشینی بخشی در نمونه‌های مطالعه شده رخ داده است. در این حالت تنها

ب) دولومیتی شدن ناوابسته به فابریک سنگ^{۵۷}

در این حالت جانشینی وابسته به فابریک سنگ نیست و کل سنگ به طور کامل با دولومیت جانشین شده است. تخلخل اولیه در این نمونه‌ها معمولاً حفظ نشده یا در مراحل بعدی دیاژنر با انیدریت پر شده و خواص مخزنی را کاهش داده است. دو حد نهایی برای این نوع دولومیتی شدن قابل شناسایی است:

۱- بافت اولیه سنگ به طور کامل حفظ شده است و آلومک‌ها قابل شناسایی هستند.

۲- بافت اولیه سنگ قابل شناسایی نیست و دولومیتی شدن باعث از بین رفتن فابریک اولیه شده و در مواردی تنها شبی از بافت اولیه باقی مانده است (شکل AH-I).

تاریخچه دیاژنزی

فرآیندهای دیاژنزی اولیه یا همزمان با رسوب‌گذاری فرآیندهای دیاژنزی محیط دریایی ائوژنر از جمله ساخت پوشش‌های میکرایتی در پیرامون آلومک‌ها، میکرایتی شدن کامل دانه‌ها و سیمان‌های حاشیه‌ای هم‌ستبرای سوزنی بین دانه‌ها را شامل می‌شود. دولومیتی شدن رسوبات سطحی (دولومیکریت) در منطقه بالای جزر و مدی در ارتباط با فرآیند تبخیر و افزایش نسبت Mg/Ca در این مرحله رخ می‌دهد. در رخساره‌های مربوط به بالای جزر و مدی گرکهک‌های انیدریتی و سیمان نسل اول انیدریتی^{۵۸} در این مرحله رخ می‌دهند. فشردگی فیزیکی به صورت خُردشدن قطعات زیست‌آواری و قالب‌های اووئیدی و جهت‌یابی ترجیحی در نمونه‌ها ایجاد شده است که البته تا زمان مرحله دیاژنر حدواسط نیز ادامه پیدا می‌کند.

مرحله دیاژنر حدواسط

ساخت دولومیت‌های جانشینی در اثر فرآیند تراوش - بازگشت شورابه از فرآیندهای مربوط به این مرحله می‌باشد. ساخت سیمان‌های هم‌بعد، هم‌محور، انحلال

جزیی دانه‌ها و نوریختی قطعات زیست‌آواری آراگونیتی به کلسیتی نشانه تغییر از محیط فریاتیکی دریایی به فریاتیکی آب شیرین است. در ادامه این مرحله (تلوژنر) انحلال انتخابی آلومک‌ها در رسوبات اووئیددار و قطعات بایوکلسیتی که به طور قابل توجهی باعث ایجاد کیفیت مخزنی شده صورت گرفته است. ورود آب شیرین زیراشباع از آراگونیت و کلسیت منیزیم‌دار باعث انحلال دانه‌های آراگونیتی شده است. آب اشباع شده حاصل در مرحله بعد باعث ته‌نشست سیمان با مراحل پایدارتر مانند کلسیت هم‌بعد شده است. این مسأله متفاوت بودن تراوایی در محیط سدی اوولیتی را توضیح می‌دهد، چون از یک طرف پدیده انحلال که در محیط جوی به نوع دانه‌ها، کانی‌شناسی، اندازه آن‌ها و میزان حرکت آب وابسته است و از طرف دیگر ته‌نشست سیمان از آب اشباعی حاصل، وجود دارد.

مرحله دیاژنر پسین

تخلخل‌های میان‌دانه‌ای حفظ شده به طور بخشی تا کامل در این مرحله با سیمان نسل دوم انیدریتی به شکل فراگیر مسدود شده‌اند. فشردگی شیمیایی به شکل انحلال فشاری (استیلولیت)، ساخت فابریک درهم و انواع استیلولیت در ادامه فرآیند دفن رخ داده است. دولومیت‌های مجاور استیلولیت‌ها نیز در این مرحله ساخت شده‌اند. در شکل ۹ توالی دیاژنتیکی سنگ‌های کربناته سازند سورمه مرتبط با محیط‌های دیاژنزی ارائه گردیده است.

نتیجه‌گیری

بر پایه مطالعات انجام شده بر روی سازند سورمه، ده رخساره میکروسکوپی شناسایی شده است که در کمربندهای رخساره‌ای پهنه بالای جزر و مدی، پهنه بین جزر و مدی، لاگون و سدهای پشته‌ای در یک سکوی کربناتی نوع رمپ کم‌شیب نهشته شده‌اند.

57- Non-fabric selective dolomite

58- Chickenwire

| تأخیری | افزایش زمان | اولیه | فرآیندها و تحولات دیاژنزی |
|--------|-------------|-------|--|
| | | _____ | تخلخل های اولیه (درون دانه ای، بین دانه ای، ...) |
| | | _____ | پوشش میکربیتی و بورینگ |
| | | _____ | آشفستگی زیستی |
| | | _____ | دولومیت های اولیه (دولومیکرایت) |
| | | _____ | سیمان فیبری هم ضخامت |
| | | _____ | سیمان تیغه ای هم ضخامت |
| | | _____ | انحلال صدف های آراگونیتی |
| | | _____ | فشردگی فیزیکی |
| | | _____ | سیمان دندان سگی |
| | | _____ | سیمان بلوکی |
| | | _____ | پرشدگی شکستگی ها توسط کلسیت |
| | | _____ | نئومورفیسم افزایشی |
| | | _____ | تخلخل های ثانویه (قالبی، کانالی، ...) |
| | | _____ | سیمان رورشدی هم محور |
| | | _____ | دولومیتی شدن ثانویه (دولومیت دانه شکری) |
| | | _____ | شکستگی و تغییر شکل دانه ها |
| | | _____ | سیمان رگه ای |
| | | _____ | فشردگی شیمیایی (استیلولیتی شدن) |

شکل ۹: توالی دیاژنتیکی سنگهای سازند سورمه در میدان سلمان

نداشته‌اند. براساس مطالعات انجام شده چهار نوع دولومیت در بافت‌های گل‌افزون و دو نوع دولومیت در بافت‌های دانه‌افزون شناسایی شده‌اند.

سپاس‌گزاری

نویسندگان از شرکت نفت فلات قاره ایران و پژوهشگاه صنعت نفت برای همکاری ارزنده و در اختیار قراردادن داده‌ها و امکانات آزمایشگاهی سپاس‌گزاری می‌نمایند.

فرآیندهای دیاژنزی گوناگونی بر این واحد تأثیر گذاشته است که مهم‌ترین آن‌ها شامل میکرایتی‌شدن، نوریختی، دولومیتی شدن، فشردگی و انحلال فشاری، سیمانی شدن و انحلال است. از این میان، انحلال به عنوان شاخص‌ترین عامل افزایش تخلخل و تراکم در کاهش میزان تخلخل تأثیر داشته‌اند. سیمانی شدن مهم‌ترین عامل کاهش و تخریب تخلخل است. آشفستگی زیستی، میکرایتی شدن و نوریختی تأثیر چندانی بر میزان تخلخل و کیفیت مخزنی

منابع

- آدابی، م.ح.، ۱۳۸۳. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آراین زمین، ۴۴۸ ص.
 یحیایی، ا.، ۱۳۸۶. گزارش نهایی زمین‌شناسی چاه شماره ۳ لاوان در حوضه خلیج فارس. شرکت ملی نفت ایران، ۱۰۲ص.

- Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran. *Carbonates and Evaporites*, 33: 16-32.
- Ahmad, A.H.M., Bhat, G.M., & Azim Khan, M.H., 2006. Depositional environments and diagenesis of the Kuldhar and Keera Dome carbonates (Late Bathonian-Early Callovian) of Western India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27: 765-778.
- Alsharhan, A.S., & Kendall C.G.St.C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth-Science Reviews*, 61: 191-243.
- Alsharhan, A.S., & Narin, A.E.M., 2003. Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East. *Elsevier Science*, Netherland, 843 p.
- Alsharhan, A.S., 2006. Sedimentological character and hydrocarbon parameters of the middle Permian to Early Triassic Khuff Formation, United Arab Emirates. *GeoArabia*, 11: 121-158.
- Burchette, T.P., & Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.
- Choquette, P.W., & James, N.P., 1990. Limestones: the burial diagenetic environment. In: McIlreath, I.A., & Morrow, D.W. (eds.), Diagenesis. *Geological Association of Canada, Geoscience Canada*, Reprint Series, 4: 75-111.
- Choquette, P.W., & Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 54: 207-250.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- El Gadi, M.S.M., & Brookfield, M.E., 1999. Open carbonate ramp facies, microfacies and paleoenvironments of the Gramame Formation (Maastrichtian), Pernambuco-Paraiba Basin, Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 12 (4): 411-433.
- Elrick, M., & Read, J.F., 1991. Cyclic ramp-to-basin carbonate deposits, Lower Mississippian, Wyoming and Montana: A combined field and computer modeling study. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 1194-1224.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. *Springer Verlag*, New York, 996 p.
- Folk, R.L., 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L.C., & Murray, R.C., (eds.), Dolomitization and limestone diagenesis. *Society for Sedimentary Geology*, 13: 14-48.
- Friedman, G.M., 1965. Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rock. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35: 643-655.
- Gregg, J.M., & Shelton, K.L., 1990. Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davies formations (Cambrian), Southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 549-562.
- Gregg, J.M., & Sibley, D.F., 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 908-931.
- Insalaco, E., Virgone, A., Courme, B., Gaillot, J., Kamali, M., Moallemi, A., Lotfpour M., & Monibi, S., 2006. Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: Depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture. *GeoArabia*, 11 (2): 75-176.
- James, G.A., & Wynd J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49 (12): 2182-2245.
- Kasprzyk, A., & Orti, F., 1998. Palaeogeographic and burial controls on anhydrite genesis: a case study from the Badenian basin in the Carpathian Foredeep (southern Poland, western Ukraine). *Sedimentology*, 45: 889-907.
- Kobluk, D.R., & Risk, M.J., 1977. Micritization and carbonate-grain binding by endolithic algae. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 61: 1069-1082.
- Land, L.S., 1985. The origin of massive dolomite. *Journal of Geoscience Education*, 33: 112-125.
- Lucia, F.J., 2007. Carbonate Reservoir Characterization, 2nd Edition. *Springer*, 336 p.
- Machel, H.G., 1999. Effects of groundwater flow on mineral diagenesis, with emphasis on carbonate aquifers. *Hydrogeology Journal*, 7 (1): 94-107.

- Martini, R., Cirilli, S., Saure, C., Abate, B., Ferruzza, G., & Cicero, G.L., 2007. Depositional environment and biofacies characterisation of the Triassic (Carnian to Rhaetian) carbonate succession of Punta Bassano (Marettimo Island, Sicily). *Facies*, 53: 389–400
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: A review. *Carbonates and Evaporites*, 7: 21-37
- Mazzullo, S.J., 2004. Overview of Porosity Evolution in Carbonate Reservoirs. *Kansas Geological Society Bulletin*, 79: 22-28.
- Moore, C.H., 2013. Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. *Elsevier*, Amsterdam, 370 p.
- Qing, H., & Mountjoy, E.W., 1989. Multistage dolomitization in Rainbow buildups, Middle Devonian Keg River Formation, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59: 114-126.
- Qing, H., 1998. Petrography and geochemistry of early-stage, fine- and medium-crystalline dolomites in the middle Devonian Presquile barrier at Pine Point, Canada. *Sedimentology*, 45: 433-446.
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69: 1-21.
- Reading, H.G., 1996. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. *Black Well Science*, 688 p.
- Setudehnia, A., 1978. The Mesozoic sequence in southwest Iran and adjacent areas. *Journal of Petroleum Geology*, 1 (1): 3-42.
- Shinn, E.A., 1983. Tidal flat environment. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G., & Moore, C.H., (Eds.), Carbonate Depositional Environments. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 33: 171-210.
- Shukla, V., & Friedman, G.M., 1983. Dolomitization and diagenesis in a shallowing-upward sequence. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53 (3): 703-717.
- Sibley, D.F., & Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57 (5): 967-975.
- Tucker, M.E., & Wright, P., 1990. Carbonate Sedimentology. *Blackwell Scientific Publications*, Oxford, 482p.
- Tucker, M.E., 1993. Carbonate Diagenesis and Sequence Stratigraphy. *Sedimentology Reviews*, 1: 51-72.
- Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks, 2nd edition. *Blackwell Scientific Publication*, London, 262p.
- Usdowski, E., 1989. Synthesis of dolomite and magnesite at 60°C in the system Ca²⁺-Mg²⁺-CO₃²⁻-Cl₂²⁻-H₂O. *Naturwiss*, 76: 374-375.
- Walker, K.R., Jernigan, D.G., & Weber, L.J., 1990. Petrographic criteria for the recognition of marine, syntaxial overgrowths, and their distribution in geologic time. *Carbonates and Evaporites*, 5 (2): 141-152.
- Warren, J.K., 2006. Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. *Springer Verlag*, Brunei, 1035 p.
- Wilkinson, B.H., Landing, E., 1978. Eggshell diagenesis and primary radial fabric in calcite ooids. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48 (4): 1129-1138.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer-Verlag*, New York, 471 p.
- Wright, V.P., & Burchette, T.P., 1998. Carbonate Ramps. Geological Society of London, Special Publication 149: 1-472.
- Zeigler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6(3): 445-504.

Microfacies, Sedimentary Environment and diagenetic processes of Surmeh Formation (Arab Member) in Salman Oil field, Persian Gulf, Iran

Beigi Shirmohammad, M.^{1*}, Ghazanfari, P.², Hamdollahi, M.¹, Yahyaei, A.³

1- M.Sc in Sedimentology & Sedimentary Petrology, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

2- Assistant Professor, Department of Geology, Imam Khomeini International University, Ghazvin, Iran

3- M.Sc in Sedimentology & Sedimentary Petrology, Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

4- M.Sc in Sedimentology & Sedimentary Petrology, Iranian Offshore Oil Company, Tehran, Iran

*E-mail: Maryambeigi10691@yahoo.com

Introduction

The Surmeh Formation, with the age of Late Jurassic, is one of the geographically widespread formations in the Zagros and Persian Gulf (Zigler, 2001), The major part of the Salman Oil Field, about two thirds, lies within Iranian waters, while one third is located in territorial waters of Abu Dhabi (Figure 1). As it is one of the most important oil reservoirs in the region, the Surmeh Formation contains gigantic oil reserves. The Surmeh Formation in the Salman Oil Field comprises mainly limestone and dolomite. It is equivalent to the Arab Formation of Saudi Arabia and other Arab countries (Al-Shahran & Narin, 2003). Surmeh Formation in Salman Oil Field is one of the most important oil tanks in the southeast of the Persian Gulf. The Salman oil field has different oil and gas reservoirs from different periods of Permian to Jurassic (James & Wynd, 1965). The main objective of this research is to identify sedimentary conditions and reservoir characteristics of Surmeh Formation.

Materials and Methods

223 thin sections (with a maximum distance of 30 cm) were prepared and most of them stained with Alizarin Red-S solution and ferricyanide potassium using the Dickson method (1965) in order to recognize calcite from dolomite. The carbonate microfacies were classified according to Dunham (1962) classification and a sedimentary model was proposed using Flugel (2010) scheme. The textures of dolomites were described following Sibley and Gregg (1987). Data gained from aforementioned sources were gathered in order to build and define facies, a depositional model, different diagenetic stages and reservoir quality. The present study is based on laboratory studies of microscopic thin sections made from core samples.

Results and conclusion

This semi-circular shape of the Salman Oil Field structure reflects its origin as a salt dome. The ten identified microfacies include massive, nodular and laminated anhydrite with chicken-wire fabric, dolomudstone, mudstone with crystals and anhydrite nodules, wavy to laminated dolostromatolite boundstone, bioclast dolopackstone/dolowackestone, peloid-bioclastic dolopackstone/ dolowackestone, peloid-bioclastic dolograinstone, ooid-peloid dolograinstone, ooid dolograinstone, and bioclastic intraclast dolograinstone implying that the Surmeh Formation was deposited in four different environments from sabkha to marine shoal in a homoclinal carbonate ramp setting. The marine and meteoric diagenetic settings were susceptible to produce a variety of features from different types and phases of dolomitization, anhydritization, via cements from early marine to late diagenetic cements to micritization, neomorphism, compaction and dissolution. Between all processes affected the Surmeh reservoir, dolomitization, in most cases, enhanced reservoir quality whereas anhydritization reduced reservoir quality.

Porosity variations along the Upper and Lower Arab units in Salman field is directly related to the amount of dolomitization. It also should be stated that, moderate to good reservoir quality is seen in facies belong to moderate to high energy zones of leeward to seaward shoal environments, whereas shallower facies of the

inner ramp has the lowest amount of porosity and permeability. In these environments, pores have been filled with the secondary cements. The most important pore types are intergranular, intragranular, vuggy and moldic which are mostly seen in grain-dominated facies. Four types of dolomite in mud-dominated and two kinds of dolomite in grain-dominated textures have been recognized. Mud-dominated dolomites include dolomicrite, dolomicrosparite, dolosparite and scattered dolomites in a limestone matrix. Grain-dominated dolomites are known as fabric retentive and fabric destructive. Sabkha and seepage-reflux models are proposed for the formation of these dolomites. According to these models, it should be mentioned that the type 1 dolomites formed in sabkha environment, while types 2, 3 and 4 are formed under the influence of recrystallization of dolomicrites in a shallow burial environment. In addition, dolomitization in grain-dominated textures occurred from seepage-reflux processes in shoals adjacent to the limited and hypersaline lagoons.

Acknowledgment

The authors are greatly acknowledged the Department of Geology, Islamic Azad University, North Tehran Branch and IOOC for providing all the data and logistic support for this study. We are also grateful to anonymous reviewers for their critical review and suggestions that improved our manuscript significantly.

Keywords: Sedimentary environment; Diagenesis; Microfacies; Surmeh Formation; Salman Oil Field.

References

- Alsharhan, A.S., & Narin, A.E.M., 2003. Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East. *Elsevier Science*, Netherland, 843 p.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Flugel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. *Springer Verlag*, New York, 996 p.
- James, G.A., & Wynd J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49 (12): 2182-2245.
- Sibley, D.F., & Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57 (5): 967-975.
- Zeigler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6(3): 445-504.