پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی
سال بیست و نهم، شماره پیاپی ۵۱، شماره دوم، تابستان ۱۳۹۲
تاریخ وصول: ۹۲/۱/۲۱ تاریخ پذیرش: ۹۲/۷/۳
صص ۲۱-۵۰

میکروفاسیس، محیط رسوبی و دیاژنز سازند دالان در چاه شماره X در میدان گازی پارس جنوبی

رقیه فلاح بگتاش، *دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی*[*]
محمدحسین آدابی، *استاد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی*
بهرام موحد، *رئیس پتروفیزیک و سرپرست پروژه‌های نفت و گاز شرکت پارس جنوبی*
علی کدخدائی ایلخچی، *استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه تبریز*

چکیده
سازند دالان به سن پرمین به همراه سازند کنگان به سن تریاس به عنوان بزرگترین مخزن گازدار در منطقه زاگرس و خلیج فارس، حدود ۵۰ درصد از ذخایر گازی را به خود اختصاص داده‌اند. سازند دالان با رخساره کربناته و تبخیری مابین سازند تخریبی فراقون در پایین و کربنات‌های کنگان در بالا قرار گرفته است. هدف از انجام این مطالعه، شناسایی میکروفاسیس‌ها و تفسیر محیط رسوبی و فرآیندهای دیاژنزی سازند دالان در چاه شماره X در میدان گازی پارس جنوبی می‌باشد. مطالعات میکروسکوپی منجر به شناسایی ۴ رخساره با حروف اختصاری A، B، C، D گردیده است که این رخساره‌ها از نظر محیط رسوب‌گذاری به ۴ کمربند رخساره‌ای تعلق دارند به طوری که رخساره‌های A در محیط جزرومدی، رخساره‌های B در محیط لاگون، رخساره‌های C در محیط پشته کربناته و رخساره‌های D در محیط دریای باز بر جای گذاشته شده‌اند. با توجه به میکروفاسیس‌های شناسایی شده، این توالی کربناته بر روی یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال نهشته شده است. براساس مطالعات پتروگرافی، سازند دالان تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی مختلفی از جمله دولومیتی‌شدن، سیمانی‌شدن، انحلال، میکریتی‌شدن، استیلولیتی‌شدن و تراکم فیزیکی و تراکم شیمیایی قرار گرفته است که به لحاظ فرآیندهای دیاژنزی سیمان انیدریتی بعد از پدیده دولومیتی‌شدن غالب‌ترین فرآیند دیاژنزی در این سازند می‌باشد. تخلخل‌های اولیه شامل تخلخل درون دانه‌ای، بین دانه‌ای، و تخلخل‌های ثانویه شامل کانالی، شکستگی، بین‌بلوری، فنسترال و قالبی از جمله تخلخل‌های مشاهده شده در این سازند می‌باشند و تخلخل قالبی فراوانترین تخلخل مشاهده در این سازند است.

واژه‌های کلیدی: سازند دالان، محیط رسوبی، دیاژنز، پارس جنوبی.

.

[*] نویسنده مسؤول: ۰۹۱٤۱۷۷٦۹٦٥
Email: r.fallah@mail.sbu.ac.ir

مقدمه

سازند دالان به سن پرمین به همراه سازند کنگان به سن تریاس در حوضه رسوبی خلیج فارس، حدود ۵۰ درصد از ذخایر گازی را دارا می‌باشند (Konyuhov and Maleki 2006). سازند دالان در نواحی زاگرس چین‌خورده و بخش‌های وسیعی از خلیج فارس به عنوان اصلی‌ترین سازند گازدار به شمار می‌رود (Kashfi 2000). از نظر خصوصیات مخزنی این سازند به سه واحد مخزنی K3 و K4 (دالان بالایی) و K5 (دالان پایینی) تقسیم می‌شود که زون K4 غنی‌تر از زون‌های دیگر است. بخش انیدریتی نار بین لایه‌های k4 و k5 قرار گرفته و بخش‌های دالان پایینی و دالان بالایی را از هم جدا می‌کند. بخش‌های پایینی و بالایی شامل رسوبات کربناته بوده که در اثر تغییرات دیاژنزی در حال حاضر از نظر سنگ‌شناسی از ترکیب سنگ آهک، دولومیت و انیدریت تشکیل شده‌اند.

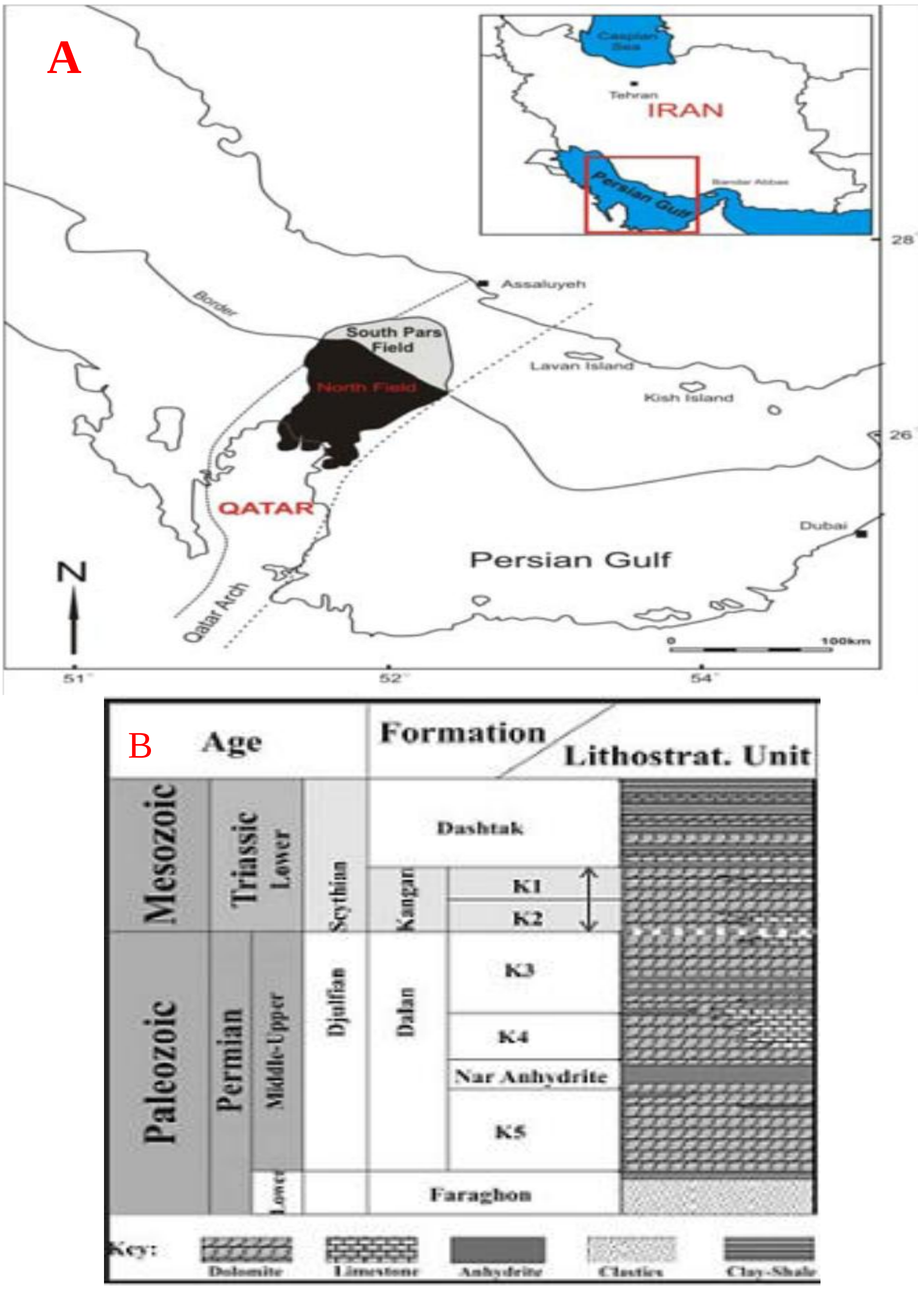
هدف از انجام این مطالعه بررسی رخساره‌های میکروسکوپی و تعیین محیط رسوبی سازند دالان می‌باشد. نوع رخساره در نوع و شدت تأثیر پدیده‌های دیاژنتیکی بسیار اثرگذار است. نوع محیط و موقعیت آن در حوضه رسوبی نیز در تغییرات ویژگی‌های مخزنی موثر بوده است به طوری که رخساره‌های نزدیک به ساحل به دلیل مجاورت و تأثیرپذیری بیشتر از سیالات فوق‌العاده شور و سایر سیالات، فرآیندهای دیاژنزی متفاوتی را متحمل شده‌اند و در نتیجه خصوصیات مخزنی آنها نیز متفاوت است.

موقعیت جغرافیایی میدان گازی پارس جنوبی

میدان پارس جنوبی در موقعیت ۵۲ تا ۵۲,۵ درجه شرقی و ۲۶,۵ تا ۲۷ درجه شمالی، در حدود ۱۰۰ کیلومتری بندرعسلویه، ۱۷۵ کیلومتری بندرکیش، ۱۰۵ کیلومتری سواحل قطر واقع شده است. میدان مزبور وسعتی بالغ بر ۶۰۰۰ کیلومترمربع را شامل می‌شود. آنچه در نقشه‌های منطقه قابل مشاهده است، پارس جنوبی (گنبد شمالی قطر) دارای طول تقریبی ۱۵۰ کیلومتر و عرض تقریبی ۷۰ کیلومتر می‌باشد (شکل ۱).

روش مطالعه

جهت شناسایی و بررسی رخساره‌ها و فرآیندهای دیاژنزی و تعیین محیط رسوبی سازند دالان، تعداد ۸۵۶ عدد مقطع نازک تهیه شده از مغزه‌های حفاری مورد مطالعه قرار گرفته است. این مقاطع توسط محلول آلیزارین (Red-S) و فروسیانید به منظور تشخیص مینرال کلسیت از دولومیت به روش دیکسون (Dickson 1965) رنگ‌آمیزی شده است. برای مطالعه آهک‌ها از طبقه‌بندی دانهام (Dunham 1962)، برای نامگذاری دولومیت‌ها از تقسیم‌بندی آدابی (Adabi 2009) و در توصیف میکروفاسیس‌ها از تقسیم‌بندی فلوگل (Flügel 2010) استفاده گردیده است.



شکل ۱- A: موقعیت جغرافیایی میدان پارس جنوبی و B: ستون چینه‌شناسی سازند دالان در میدان گازی پارس جنوبی (اقتباس از Aali et al. 2006).

چینه‌شناسی سازند دالان

در مقطع مورد مطالعه سازند دالان به سن پرمین و ضخامت ۳۷۱ متر از لیتولوژی غالب آهک و دولومیت تشکیل شده است. مطالعات قبلی برروی این میدان منجر به تقسیم سازندهای کنگان و دالان به پنج بخش مخزنی k1، k2، k3، k4، k5 گردید. در واقع لایه‌های مخزنی k1 و k2 معادل سازند کنگان، k3 وk4 معادل بخش دالان بالایی و k5 معادل بخش غیرمخزنی دالان پایینی

می‌باشند. بخش انیدریتی نار بین لایه‌های k4 و k5 قرار گرفته و بخش‌های دالان پایینی و دالان بالایی را از هم جدا می‌کند (Szabo and Kheradpir 1978).

میکروفاسیس‌ها

مطالعه مقاطع نازک منجر به شناسایی ۱۸ میکروفاسیس مربوط به ۴ کمربند رخساره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون، پشته کربناته و دریای باز می‌باشد که در زیر به بررسی هر یک از این رخساره‌ها می‌پردازیم.

رخساره A (کمربند رخساره‌ای پهنه جزرومدی)

A_1: دولومادستون با فابریک فنسترال

این میکروفاسیس شامل مادستون دولومیتی شده با آلوکم کمتر از ۲ درصد با فابریک فنسترال می‌باشد. نبود آثار زیستی، آغشتگی به اکسید آهن و وجود فابریک فنسترال می‌تواند نشان‌دهنده خروج موقت رسوبات از آب باشد.

تفسیر: وجود مادستون دولومیتی با فابریک فنسترال به عنوان رسوب‌گذاری در زیر محیط بالای جزرومدی تفسیر می‌شود (Adabi and Asadi 2008). این رخساره فاقد آلوکم‌های فراوان بوده و شواهد بافتی و رسوب‌شناسی آن نظیر ساخت فنسترال، گرهک‌های انیدریت، ترک‌های گلی مبین تشکیل در محیط بین جزرومدی تا بالای جزرومدی در اقلیم گرم و خشک است. این رخساره معادل RMF 22 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۲-A_1).

A_2: بایندستون استروماتولیتی با فابریک فنسترال

در این میکروفاسیس استروماتولیت‌ها دارای حالت منظمی در ساختمان بایندستونی می‌باشند که دارای مقادیر بسیار ناچیز از آلوکم‌های مختلف بوده و صرفاً از میکریت و جلبک ساخته شده است. رخساره‌های میکروبی (استروماتولیت‌ها و ترومبولیت‌ها) عوارض تیپیک محیط‌های بین جزرومدی می‌باشند (Shinn 1983).

تفسیر: استروماتولیت‌ها در زیر محیط سبخا تا بین جزرومدی حفظ و تشکیل می‌شوند (Palma et al. 2007). از لحاظ چینه شناسی این رخساره در طول پیشروی آب دریا تحت نرخ رسوب‌گذاری پایین یا عدم رسوب‌گذاری در یک محیط کم انرژی گسترش می‌یابد (Mancini et al. 2004). وجود عوارضی مانند ترک‌های گلی، فابریک فنسترال و قالب‌های تبخیری همگی مبین تشکیل این رخساره در بخش‌های بالای منطقه جزرومدی در اقلیم گرم و خشک هستند. این رخساره معادل RMF 23 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۲-A_2).

A_3: مادستون/وکستون پلوئیدی اینتراکلستی

قطعات اینتراکلستی با فراوانی بالای ۲۰ درصد اجزای اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند که در یک زمینه میکریتی و تا حدودی انیدریتی‌شده قرار دارند. قطعات اینتراکلستی فاقد ساختمان داخلی بوده و عمدتاً میکریتی می‌باشند و از جورشدگی ضعیفی برخوردار می‌باشند. در برخی قسمت‌ها به صورت پراکنده آثاری از پلوئید مشاهده می‌شود.

تفسیر: یکی از مکانیسم‌های تشکیل قطعات اینتراکلستی شکسته‌شدن رسوبات خشک‌شده در زون سوپراتایدال بخصوص گل‌های آهکی سخت شده می‌باشد (Boggs 2009). بنابراین محیط تشکیل این رخساره را می‌توان به محیط سوپراتایدال نسبت داد. این

رخساره معادل RMF 24 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۲-A_3).

A_4: دولومادستون با بلورها و قالب‌های پراکنده انیدریت

بلورها و قالب‌های انیدریتی در اشکال و اندازه‌های مختلف و به صورت پراکنده در رخساره‌های مادستونی و دولومادستونی گسترش یافته‌اند. این رخساره فاقد فسیل و ساخت رسوبی می‌باشد.

تفسیر: وجود بلورهای پراکنده تبخیری در ماتریکس کلسیتی یا دولومیتی در رخساره‌های گل پشتیبان نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط‌های با درجه شوری بالا در اقلیم گرم و خشک بخش بین پهنه جزرومدی تا بالای جزرومدی (سبخا) می‌باشد (Flügel 2010). همراهی این رخساره با رخساره دولومادستون دارای ندول‌های انیدریتی و مشاهده ندول‌های انیدریتی در برخی مواقع نشان‌دهنده نزدیکی محیط رسوبی این رخساره‌هاست. ندول‌های پراکنده در مادستون‌ها عمدتاً مربوط به محیط‌های بالای جزرومدی (سبخا) می‌باشد (Warren 2006). قطع شدگی بلورها با عوارض دیاژنزی از قبیل استیلولیت و شکستگی نشان‌دهنده تشکیل بلورها قبل از عوارض دیاژنزی است. این رخساره معادل RMF 25 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۲-A_4).

A_5: دولومادستون با ندول‌های انیدریتی

در این میکروفاسیس مخلوطی از دولومادستون که دارای لامیناسیون و ندول‌های انیدریتی هستند، مشاهده می‌شود. ندول‌های انیدریت معمولاً طی مراحل اولیه دیاژنز در محیط‌های سبخایی و در رسوبات دانه ریز تشکیل می‌شوند. بنابراین این رخساره به عنوان نهشته‌های بالای جزرومدی تفسیر شده است (Insalaco et al. 2006). توسعه ندول‌های انیدریتی گاهی به حدی می‌رسد که تشکیل انیدریت با فابریک قفس پرنده‌ای[1] را می‌دهد (Warren 2006).

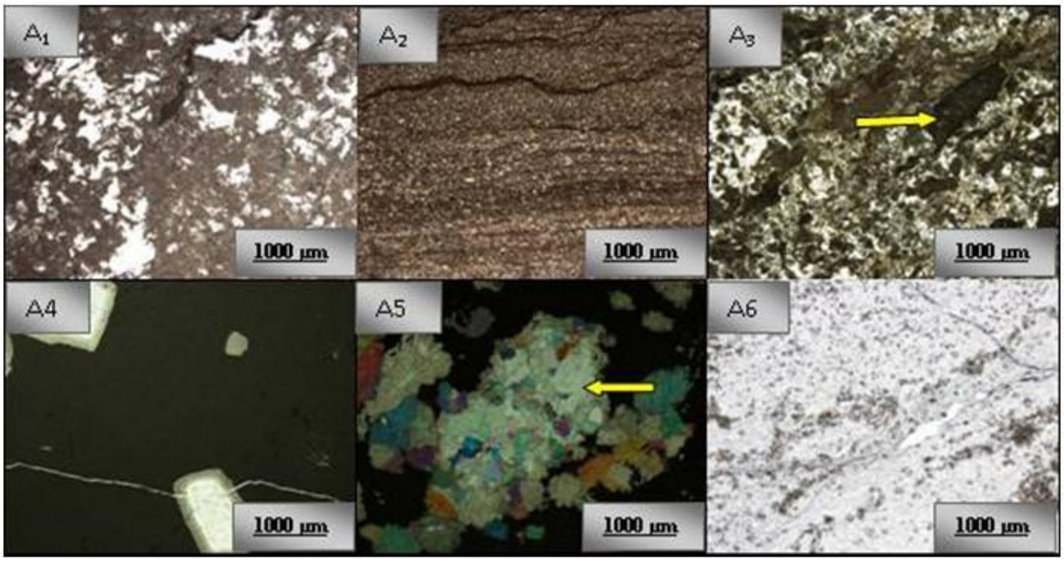
تفسیر: رسوبات سبخایی در بین جزرومد بالایی و بالای جزرومدی به وسیله بلورهای پراکنده انیدریت به طوری که هر چه به سمت خشکی می‌رویم به وسیله ندول‌های انیدریتی و انیدریت با فابریک قفس‌پرنده‌ای مشخص می‌شوند (Flügel 2010). این رخساره معادل RMF 25 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۲-A_5).

A_6: انیدریت متبلور (لایه‌ای)

در این رخساره لایه انیدریت شامل ترکیبی از بلورهای هم‌بعد و بلورهای درهم بافته و با آرایش موازی و نیمه موازی و در مواردی همراه با بلورهای دولومیتی می‌باشد. در توالی مورد مطالعه از سازند دالان، لایه انیدریت به طور متناوب با رخساره‌های ریزبلور دولومادستونی مشاهده می‌شود. لایه انیدریت به صورت یکنواخت بوده و فاقد هرگونه ساخت رسوبی و آثار فسیلی می‌باشد.

تفسیر: این انیدریت احتمالا به صورت بلورهای ژیپس از شورابه‌های سبخایی[2] تشکیل شده و سپس در اثر فرآیند از دست دادن آب به انیدریت تبدیل شده است (Lucia 2007). این رخساره مربوط به زیر محیط سبخای بالای جزرومدی بوده و معادل RMF 25 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۲-A_6).

[1] Chickenwire
[2] Hypersaline-Sabkha



شکل ۲- A_1: دولومادستون با فابریک فنسترال (آثار فنسترال توسط انیدریت پر شده‌اند، محیط جزرومدی، مقطع شماره ۱۰٤، عمق ۲۹۹۹,۷٦ متر، PPL)، A_2: بایندستون استروماتولیتی (محیط جزرومدی، مقطع شماره ۵۵، عمق ۲۹۷۰,۵۷ متر، PPL)، A_3: پکستون اینتراکلستی (اینتراکلست‌ها توسط فلش زرد نشان داده شده‌اند، محیط جزرومدی، مقطع شماره ۱٦۷، عمق ۳۰۲۷,۰۹ متر، PPL)، A_4: دولومادستون با بلورها و قالب‌های پراکنده انیدریت (بلور انیدریت توسط شکستگی ریز قطع شده است، محیط جزرومدی، مقطع شماره ٤۵۳، عمق ۳۱٤۳,۵۷ متر، PPL)، A_5: دولومادستون با ندول‌های انیدریتی (محیط جزرومدی، مقطع شماره ۵۱۹، عمق ۳۱٦٦,۹۱ متر، XPL)، A_6 : انیدریت متبلور (همراه با بلورهای دولومیتی، محیط جزرومدی، مقطع شماره ۱۰۳، عمق ۲۹۹۹,۳۸ متر، PPL).

رخساره B (کمربند رخساره‌ای لاگون)

B_1: مادستون بایوکلاست‌دار

این رخساره کاملاً میکریتی بوده و دارای کمتر از ده درصد بایوکلاست می‌باشد. اجزای اسکلتی در این رخساره شامل قطعات فرامینی‌فر می‌باشد. از ویژگی‌های دیاژنتیکی این رخساره می‌توان به انحلال، تراکم، استیلولیت، دولومیتی‌شدن و آهن‌دار شدن اشاره کرد.

تفسیر: با توجه به وجود فرامینیفر از نوع تکستولاریا که شاخص محیط لاگون می‌باشد محیط تشکیل این رخساره را می‌توان به لاگون نسبت داد (Geel 2000; Bassi et al. 2007). این رخساره معادل RMF 19 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۳- B_1).

B_2: مادستون/وکستون بایوکلاستی دارای آشفتگی زیستی

از ویژگی‌های این رخساره وجود آشفتگی زیستی در زمینه سنگ می‌باشد که توسط موجودات مختلف به وجود آمده است. اجزای اسکلتی عمدتاً شامل فرامینیفرهای بنتیک، گاستروپودها و قطعات دوکفه‌ای و جلبکی می‌باشند که در یک زمینه میکریتی قرار گرفته‌اند. در برخی قسمت‌ها آلوکم‌هایی نظیر پلوئید و اائید نیز به صورت پراکنده دیده می‌شوند.

تفسیر: شدت آشفتگی زیستی در زون‌های پایین

جزرومدی و بین جزرومدی پایینی به طور گسترده‌ای وجود دارد (Shine 1983)، در حالی‌که در رسوبات بالای جزرومد بالایی و بالای جزر و مدی به دلیل رخنمون‌یافتگی شدید موجودات بسیار کمتری برای ایجاد آشفتگی زیستی حضور دارند به طوری که آشفتگی زیستی در محیط لاگون به شدت توسعه یافته است (Tucker and Wright 1990). آشفتگی زیستی به خوبی در محیط‌های لاگونی گسترش می‌یابد و رخساره‌های غنی از گل در شرایط کم انرژی و زیر سطح FWWB نهشته می‌شوند (Flügel 2010). اینسالاکو و همکاران (Insalaco et al. 2006) این رخساره را به عنوان مادستون‌های دور از زون اینترتایدال در محیط لاگونی معرفی می‌کنند. این رخساره معادل RMF 19 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۳–B_2).

B_3: پکستون آنکوئیدی

در این رخساره سنگی آنکوئیدها با فراوانی بالای ۴۰ درصد مهمترین اجزای کربناته را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای از کلسیت اسپاری قرار گرفته‌اند. لیتولوژی این رخساره بین آهک و آهک دولومیتی متغیر می‌باشد. آنکوئیدها در این رخساره دارای شکل نامنظم و اندازه بزرگ و اغلب انحلال‌یافته و دولومیتی شده‌اند.

تفسیر: آنکوئیدهای با اندازه بزرگتر و قشر میکریتی ضخیم‌تر در شرایط محیطی آرام و کم انرژی تشکیل شده‌اند. علاوه بر آنکوئیدها در برخی از نمونه‌ها، اائیدها نیز در بخش‌هایی از این رخساره دیده می‌شوند. این رخساره معادل RMF 21 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۳–B_3).

B_4: گرینستون جلبکی

قطعات جلبکی (جلبک سبز از نوع داسی کلاداسه) از مهمترین اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره می‌باشند که گاهی فراوانی آنها به بیش از ۵۰ درصد نیز می‌رسد. از دیگر اجزای بایوکلاستی با درصد کم در این رخساره می‌توان به فرامینیفرهای بنتیک از جمله میلیولید، گاستروپود و دوکفه‌ای‌ها اشاره نمود. در این رخساره سیمان پوئیکیلوتوپیک انیدریتی قطعات بایوکلاستی را دربرگرفته است.

تفسیر: جلبک_های سبز (داسی کلاداسه) در دریای کم ژرفای گرم با چرخش محدود آب همراه با پلوئید به طور معمول در لاگون پشت سد فراوان هستند (Tucker 1990; Geel 2000; Hips and Hass 2006). این رخساره معادل RMF 20 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۳–B_4).

B_5: پکستون بایوکلاستی

قطعات بایوکلاستی با فراوانی بالای ۳۰ درصد مهمترین اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره می‌باشند که می‌توان به قطعات جلبکی (داسی کلاداسه، Permocaleulus)، فرامینیفرهای بنتیک، گاستروپود و دوکفه‌ای اشاره کرد. وجود فرامینیفرهای بنتیک به همراه جلبک آهکی نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط لاگون است (Flügel 2010; Adabi et al. 2010).

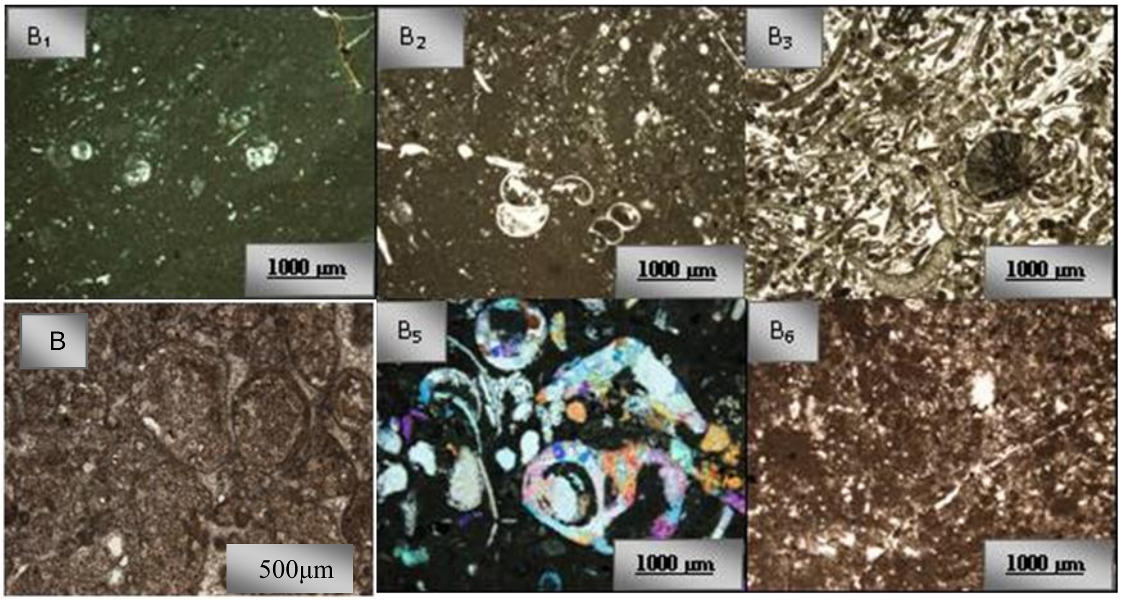
تفسیر: میکریتی‌شدن اجزای اسکلتی به خصوص فرامینیفرها و نبود سیمان‌های دریایی نشان‌دهنده انرژی پایین محیط لاگون می‌باشد (Tucker and Wright 1990). Globivalvulina، Paraglobivalvulina از فرامینیفرهای کوچک بنتیک

مشاهده شده در این رخساره می‌باشند. این رخساره معادل RMF 20 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۳-B_5).

B_6: وکستون/پکستون پلوئیدی

در این رخساره سنگی، پلت‌های مدفوعی و پلوئیدها اجزای اصلی کربناته را تشکیل می‌دهند. پلت‌ها تقریبا از گردشدگی و جورشدگی خوبی برخوردارند و دارای شکل منظم و فاقد ساختمان داخلی می‌باشند. بایوکلاست‌هایی نظیر خارپوست، گاستروپودها، قطعات جلبکی و دوکفه‌ای نیز در این رخساره مشاهده می‌شود. در این رخساره فراوانی پلوئیدها افزایش و میزان فرامینیفرها کاهش می‌یابد. تشخیص منشأ پلوئیدها آسان نیست ولی با توجه به حضور گاستروپود و دوکفه‌ای، حداقل بخشی از پلوئیدها می‌توانند منشأ دفعی داشته باشند. علاوه بر این زاویه‌دار بودن آنها منشأ لیتوکلاستی را هم نشان می‌دهد (Tucker and Wright 1990; Flügel 2010).

تفسیر: اغلب پلت‌ها در همان مراحل اولیه یا طی تدفین از بین می‌روند، سیمانی‌شدن سریع و اولیه و همچنین رسوب‌گذاری سریع در انرژی پایین می‌تواند باعث حفظ‌شدگی این ذرات شود، بنابراین لاگون‌ها (به ویژه شرایط فوق‌العاده شور)، فلات‌های جزرومدی کم انرژی محل‌های مناسبی برای نهشت این اجزا می‌باشند (Scholle and Scholle 2006). این رخساره معادل RMF 20 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۳-B_6).



شکل ۳- B_1: مادستون بایوکلاست‌دار (محیط لاگون، مقطع شماره ۳۸۰، عمق ۳۱۰۸,۴۵ متر، PPL)، B_2: دولومادستون-وکستون دارای آشفتگی زیستی (دارای فسیل گاستروپود که میکریتی و انیدریتی‌شده است، محیط لاگون، مقطع شماره ۳۷۴، عمق ۳۱۰۴,۱۹ متر، PPL)، B_3: گرینستون جلبکی (قطعات جلبکی در زمینه‌ای از انیدریت قرار گرفته است، محیط لاگون، مقطع شماره ۳۶۷، عمق ۳۱۰۱,۱۵ متر، PPL)، B_4: پکستون آنکوئیدی (آنکوئیدها توسط دولومیت جانشین شده‌اند، مقطع رنگ‌آمیزی شده، محیط جزرومدی، مقطع شماره ۲۵٤، عمق ۳۰۵۷,٦۹ متر، PPL)، B_5: پکستون بایوکلاستی (فضاهای خالی حاصل از انحلال قطعات بایوکلاستی توسط سیمان انیدریتی پر شده‌اند، محیط لاگون، مقطع شماره ٤۸٦، عمق ۳۱۵۵,۹۱ متر، XPL)، B_6: پکستون پلوئیدی (محیط لاگون، مقطع شماره ۹۷، عمق ۲۹۹٦,۷۳ متر، PPL).

رخساره C (کمربند رخساره‌ای پشته کربناته)

C_1: گرینستون پلوئیدی اائیدی

پلوئیدهای کوچک و اائیدهایی که عمدتا میکریتی شده‌اند اجزای اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند. همچنین بایوکلاست‌هایی نظیر دوکفه‌ای و فرامینیفرهای میکریتی‌شده در این رخساره دیده می‌شوند. پلوئیدها احتمالا از میکریتی‌شدن اائیدهای آراگونیتی تشکیل شده‌اند. اائیدهای این رخساره اکثرا آراگونیتی می‌باشند که در مراحل مختلف دیاژنز انحلال یافته و یا بوسیله سیمان انیدریتی ثانویه جایگزین شده‌اند. در برخی موارد اائیدهای مذکور تحت تأثیر میکروارگانیسم‌های موجود در آب دریا به سرعت و پس از رسوب‌گذاری به طور کامل و جزئی میکریتی شده‌اند. در چنین حالتی امکان تمایز پلوئیدها از اائیدهای میکریتی مشکل است.

تفسیر: فراوانی کم اائید، حضور پلوئید، همراهی با رخساره های کم انرژی تر، میکریتی‌شدن و افزایش میزان بایوکلاست‌های لاگونی، تشکیل این رخساره را در سمت رو به لاگون پشته‌های سدی نشان می‌دهد. شرایط نهشت این رخساره یک محیط میان کشندی با انرژی متوسط تا نسبتاً بالاست. محیط نهشت این رخساره را می‌توان Shallow Subtidal یا Leeward Shoal درنظر گرفت. این رخساره معادل RMF 30 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۴-C_1).

C_2: گرینستون اائیدی

اائیدها با فراوانی بالای ۸۰ درصد مهمترین اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره می‌باشند که در یک زمینه سیمان اسپاری قرار گرفته‌اند و آثاری از گل دیده نمی‌شود. اائیدها عمدتاً میکریتی و دولومیتی شده‌اند. این رخساره به عنوان اصلی‌ترین رخساره مخزنی سازند دالان می‌باشد که عمدتاً از اائیدهای آراگونیتی انحلال یافته یا جانشین شده تشکیل شده است. سایر آلوکم‌ها نظیر بایوکلاست‌های دولومیتی‌شده و در مواردی آهکی و پلوئیدها و لیتوکلاست‌ها نیز در ارتباط با این رخساره می‌باشند. دامنه تغییرات بافتی این رخساره از گرینستون اائیتی خالص تا گرینستون اائیدی- پلوئیدی و اائیدی- بایوکلاستی متغیر است. ظهور این حجم از اائیدهای آراگونیتی در ارتباط با تغییرات جهانی سطح آب دریا و تا حدود زیادی به افت نسبی سطح آب دریا در اواخر پرمین برمی‌گردد (Miall 1991, 1995). از ویژگی‌های این رخساره می‌توان به جورشدگی و گردشدگی خوب اائیدها اشاره نمود. به علت انرژی محیط پشته کربناته، سیمان‌های دریایی مختلف مانند سیمان فیبری هم‌ضخامت و تیغه‌ای در اطراف اائیدها دیده می‌شود. هسته اائیدها متفاوت بوده و از ذرات مختلفی مانند فرامینیفر، خارپوست، پلوئید و در برخی موارد اائیدهای دیگر تشکیل شده است.

تفسیر: فراوانی بالای اائید، عدم وجود گل و جورشدگی و گردشدگی خوب در این رخساره نشان دهنده شرایط با انرژی بالا و نهشت در بالاتر از سطح FWWB است (Flügel 2010; Insalaco et al. 2006). محیط نهشت این رخساره قسمت مرکزی پشته‌های کربناته[1] می‌باشد. این رخساره معادل RMF 29 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۴-C_2).

C_3: گرینستون اائیدی اینتراکلستی

اینتراکلست و اائید با فراوانی قابل توجه اجزای اصلی تشکیل دهنده این رخساره می‌باشند که در زمینه‌ای از سیمان اسپاری قرار گرفته‌اند و آثاری از

[1] Central shoal

گـل دیـده نمـی‌شـود. سـیمان دریـایی (فیبـری هـم‌ضـخامت و تیغـه‌ای) در حاشـیه ذرات اائیـدی و اینتراکلسـتی تشـکیل شـده اسـت. ذرات اائیـدی و اینتراکلسـتی عمـدتاً دولـومیتی و انحـلال یافتـه‌انـد. قطعـات اینتراکلسـتی دارای سـاختمان داخلـی بـوده و قطعـات سـایر آلـوکم‌هـا بـه خصـوص اائیـدها در آنهـا دیده می‌شود.

تفسیر: وجـود اینتراکلسـت‌هـای گـرد شـده در کنـار اائیـدهای متحـدالمرکز، عـدم وجـود گـل و توسـعه سیمانی‌شدن به خوبی نشان مـی‌دهـد کـه ایـن رخسـاره در بخـش‌هـای پـرانـرژی پشـته کربناتـه بـالای سـطح اسـاس امـواج عـادی دریـا تشـکیل شـده اسـت (Wilson 1975; Tucker and Wright 1990). ایـن رخسـاره بیـانگر رسـوب‌گـذاری در بخـش مرکـزی پشـته‌هـای کربناتـه[1] مـی‌باشـد. ایـن رخسـاره معـادل RMF 30 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۴-C_3).

C_4: گرینستون اینتراکلستی بایوکلاستی

قطعـات اینتراکلسـتی و بایوکلاسـتی مهمتـرین اجـزای تشـکیل‌دهنـده ایـن رخسـاره مـی‌باشـند. فرامینیفرهـای بنتیـک و قطعـات جلبکـی از مهمتـرین اجـزای بایوکلاسـتی ایـن رخسـاره مـی‌باشـند. از دیگـر آلوکم‌های مشاهده شـده در ایـن رخسـاره مـی‌تـوان بـه اائیـدها، خارپوسـت، بریـوزوئر و قطعـات دوکفـه‌ای بـا درصـد فراوانـی نـاچیز اشـاره کـرد. سـیمان دریـایی هـم‌ضـخامت[2] و تیغـه‌ای بـه خـوبی در اطـراف ذرات بایوکلاسـتی و اینتراکلسـتی توسـعه یافتـه اسـت بـه طوری که تمامی ذرات را دربرگرفته است.

تفسیر: در محـیط‌هـای کربناتـه کـم عمـق، در بخـش رو به دریای باز پشته‌هـای کربناتـه[3] بـه علـت عـدم وجـود سـدهای محافظـت‌کننـده در برابـر امـواج دریـایی مختلـف (جریـان‌هـای جزرومـدی، طوفـانی و دریـایی) بیشترین میـزان انـرژی در محـیط رسـوبی حـاکم اسـت لـذا پرانـرژی‌تـرین رخسـاره‌هـا یعنـی رخسـاره‌هـای گرینسـتونی بایوکلاسـتی اینتراکلسـتی دانـه درشـت تشکیل می‌گردنـد. بـا توجـه بـه ارتبـاط مسـتقیم انـدازه دانـه و انـرژی محـیط مـی‌تـوان نتیجـه گرفـت کـه ایـن رخسـاره در محـیط پـرانـرژی تشـکیل شـده اسـت (Reading 1996). ایـن رخسـاره بیـانگر رسـوب‌گـذاری در پرانـرژی‌تـرین بخـش پشـته‌هـای کربناته می‌باشد کـه بـه علـت تخلخـل بـالا و دانـه‌هـای نسـبتاً درشـت و ارتبـاط خـوب انـواع تخلخـل‌هـا بـا یکـدیگر بـه عنـوان بهتـرین سـنگ مخـزن دالان معرفـی شـده اسـت (Lotfpour et al. 2000). ایـن رخسـاره معـادل RMF 27 فلوگـل (۲۰۱۰) مـی‌باشـد (شـکل ۴-C_4).

رخساره D (کمربند رخساره‌ای دریای باز)

D_1: وکستون/پکستون بایوکلاستی

قطعـات بایوکلاسـتی بـا فراوانـی بـالای ۳۰ درصـد مهمترین اجزا تشـکیل دهنـده ایـن رخسـاره مـی‌باشـند. لیتولـوژی ایـن رخسـاره آهـک یـا آهـک دولـومیتی است. اجـزای بایوکلاسـتی ایـن رخسـاره عمـدتاً شـامل قطعـات براکیوپـود و دوکفـه‌ای و بـه مقـدار کمتـر قطعات فرامینیفـر و بریـوزوئر مـی‌باشـد. بایوکلاسـت‌هـا جورشدگی خوبی ندارند.

تفسـیر: ایـن رخسـاره مربـوط بـه نـواحی انتهـایی پلاتفـرم کربناتـه اسـت کـه بیـانگر پیشـروی سـریع و ناگهانی دریـا مـی‌باشـد (لطـف‌پـور و همکـاران ۱۳۸۴). محـیط تشـکیل ایـن رخسـاره در زیـر سـطح اسـاس امواج طوفانی قـرار دارد و لـذا انـرژی محیط غالبـاً کـم اسـت و شـواهد حمـل‌ونقـل رسـوبات توسـط

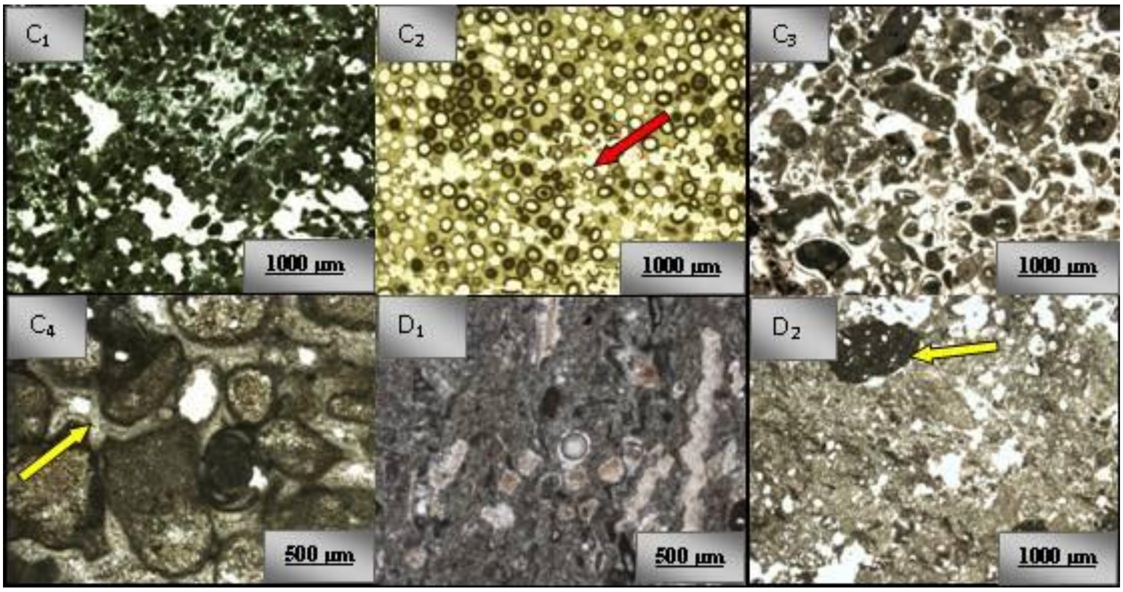
[1] Central shoal
[2] Isopachous Fibrous
[3] Seaward Shoal

جریان‌های دریایی کمتر مشاهده می‌گردد. این رخساره معادل RMF 3 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۴-D_1).

D_2: پکستون بایوکلاستی همراه با اینتراکلست‌های میکریتی

قطعات بایوکلاستی به همراه اینتراکلست‌های میکریتی با فراوانی بالای ۲۰ درصد اجزای اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند. اجزای بایوکلاستی این رخساره شامل قطعات دوکفه‌ای و براکیوپود می‌باشد. فرآیندهای دیاژنتیکی این رخساره انحلال، میکریتی‌شدن، آهن‌دارشدن و شکستگی می‌باشد.

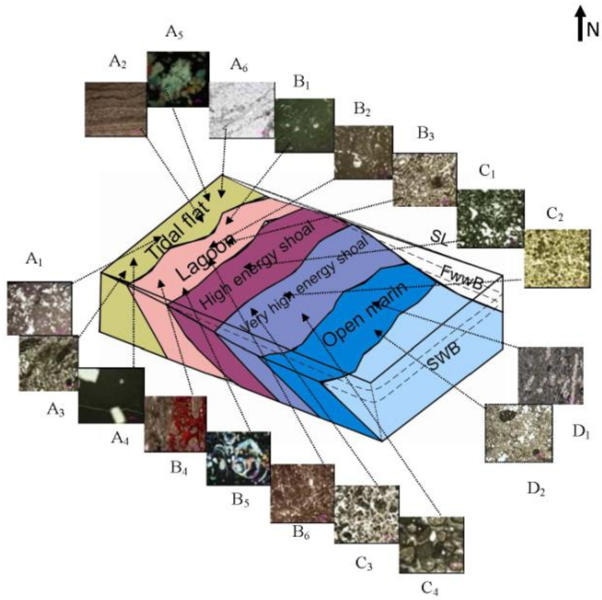
تفسیر: با توجه به وجود مقادیر زیاد گل در بین ذرات، وجود موجودات استنوهالین همانند کرینوئید و بریوزوئر می‌توان یک محیط با انرژی پایین و نرخ رسوب‌گذاری آرام برای ته‌نشست این رخساره درنظر گرفت که متناسب با محیط دریای باز است. این رخساره معادل RMF 9 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۴-D_2).



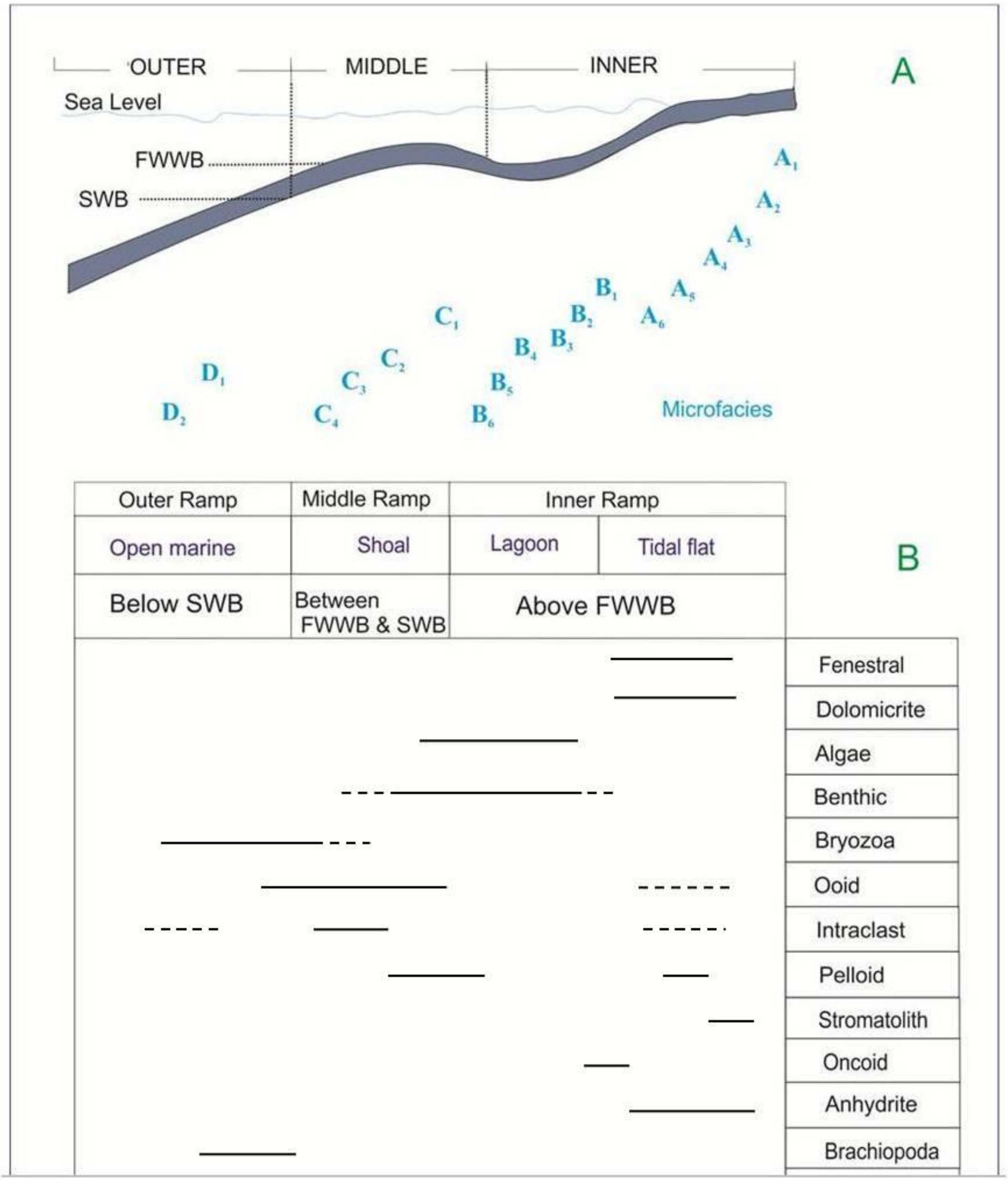
شکل ۴: C_1: گرینستون اائیدی پلوئیدی (قسمت رو به خشکی محیط پشته‌های کربناته، مقطع شماره ۸۳۳، عمق ۳۳۰۲٫۹۵ متر، PPL)، C_2: گرینستون اائیدی (به دلیل انحلال در اائیدها تخلخل قالبی ایجاد شده است، تخلخل‌های قالبی از طریق استیلولیت به هم متصل شده و تخلخل کانالی (فلش قرمز) تشکیل شده است، تخلخل قالبی حاکی از انحلال اراگونیت در یک سیستم باز دیاژنتیکی است، محیط قسمت مرکزی پشته کربناته، مقطع شماره ۸۳۲، عمق ۳۳۰۲٫۲۷ متر، PPL)، C_3: گرینستون اائیدی اینتراکلستی (زمینه تا حدود زیادی دچار انحلال شده است و آلوکم‌ها دارای سیمان دریایی اولیه در حاشیه خود می‌باشند، قسمت مرکزی پشته کربناته، مقطع شماره ۸۲۱، عمق ۳۲۹۷٫۴۳ متر، PPL)، C_4: گرینستون اینتراکلستی بایوکلاستی (فرامینیفرهای بنتیک به همراه اینتراکلست‌ها اجزای اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند که فرامینیفرها تا حد زیادی میکریتی شده‌اند، سیمان اولیه دریایی در حاشیه ذرات تشکیل شده است (فلش زرد)، قسمت رو به دریای پشته کربناته، مقطع شماره ۶۷۷، عمق ۳۲۳۹٫۹۳ متر، PPL)، D_1: پکستون بایوکلاستی (براکیوپودها اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره می‌باشند، محیط دریای باز، مقطع شماره ۷۵۲، عمق ۳۲۶۸٫۸۱ متر، PPL)، D_2: پکستون بایوکلاستی با اینتراکلست‌های میکریتی شده (فلش زرد) (محیط دریای باز، مقطع شماره ۷۶۳، عمق ۳۲۷۴٫۳۸ متر، PPL).

محیط رسوبی

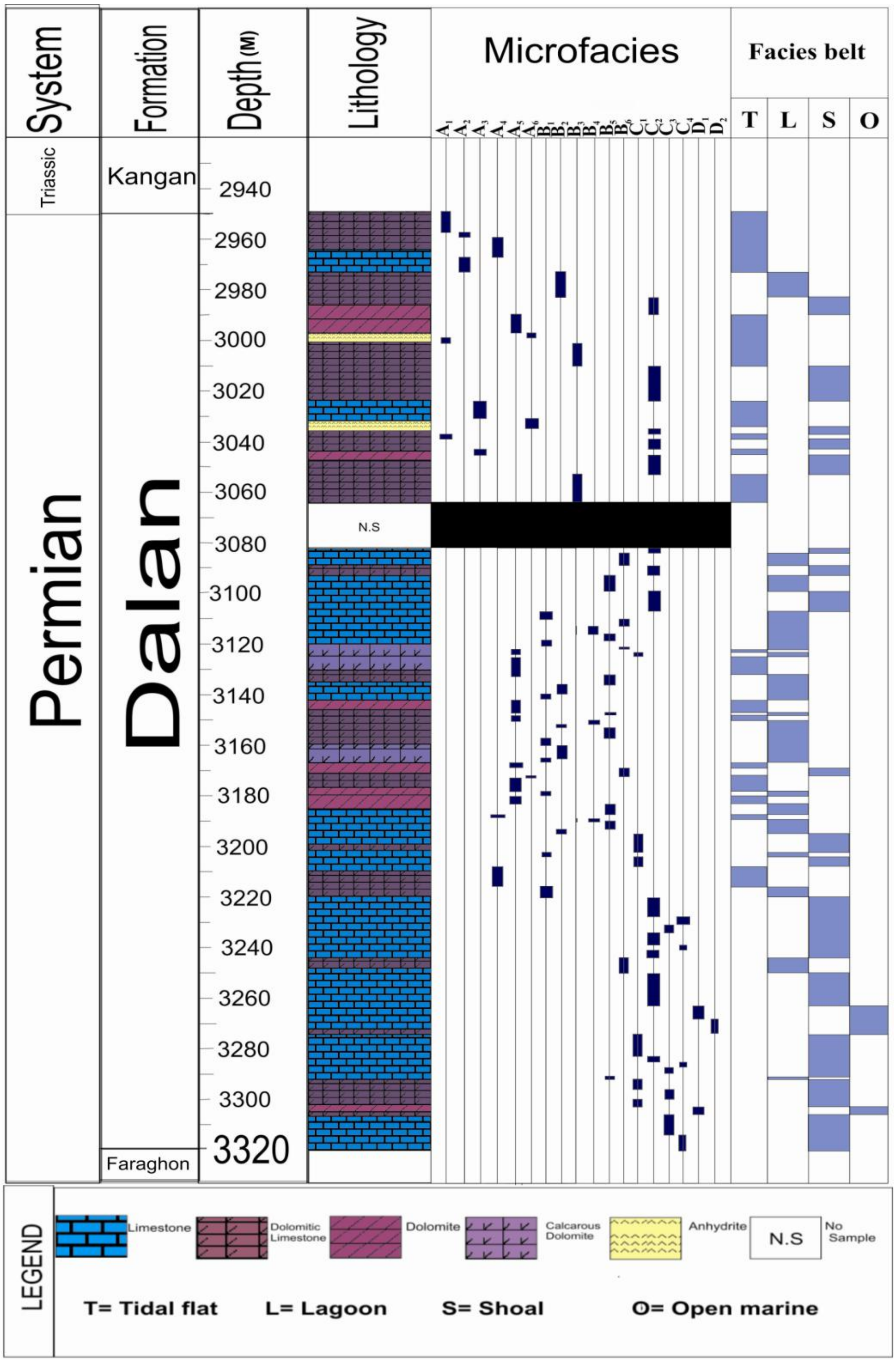
رخساره‌های موجود در سازند دالان ویژگی‌های محیطی شاخص مربوط به سکانس‌های کربناته- تبخیری را نشان می‌دهند به این صورت که در قاعده چرخه با رخساره‌های پرانرژی سد بایوکلاستی و اائیدی رو به دریا شروع می‌شود و سپس رخساره سد مرکزی، سد رو به لاگون (خشکی) با انرژی متوسط، رخساره‌های محدودشده لاگون، پهنه جزرومدی و در نهایت رخساره‌های تبخیری مربوط به محیط سبخایی گسترش می‌یابند. براساس رخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای شناسایی شده محیط رسوب‌گذاری را می‌توان یک رمپ کربناته هم‌شیب معرفی کرد (شکل ۵). براساس مطالعات قبلی (Rahimpour-Bonab et al. 2009)، رمپ‌های کربناته اغلب در زون‌های فاقد موجودات ریف ساز گسترش یافته‌اند. زیرا این موجودات علاوه بر تولید رسوب، اثر سدی بر انرژی محیط دارند و بنابراین مورفولوژی و هیدرودینامیک حاکم بر محیط را تحت تأثیر قرار می‌دهند. انقراض دسته جمعی موجودات (Heydari et al. 2009) شرایط را برای گسترش رمپ‌ها مساعدتر کرده است. توالی تریاس زیرین همراه با انقراض عظیم موجودات در انتهای پرمین، یکی از دوره‌های گسترش رمپ‌های کربناته به علت نقش کم اهمیت موجودات ریف‌ساز است (Burchette and Wright 1992). (شکل ۶) پراکندگی میکروفاسیس‌های شناسایی‌شده در سازند دالان را نشان می‌دهد.



شکل ۵- محیط رسوبی پیشنهادی برای سازند دالان به همراه میکروفاسیس‌های شناسایی‌شده



شکل ٦- پراکندگی میکروفاسیس‌ها در رمپ کربناته (A) و پراکندگی اجزا کربناتی تشکیل‌دهنده سازند دالان مربوط به کمربندهای رخساره‌ای مختلف (B).



شکل ۷- توالی رسوبی سازند دالان به همراه کمربندهای رخساره‌ای شناسایی شده در چاه شماره X. در این شکل، نحوه توزیع مجموعه‌های رخساره‌ای در توالی قائم نشان داده شده است.

دیاژنز: میکریتی‌شدن، دولـومیتی‌شـدن، سـیمانی‌شـدن، انیـدریتی‌شـدن، انحـلال و تـراکم از جملـه فرآینـدهای دیاژنزی مشاهده‌شده در سازند دالان می‌باشند.

میکریتی‌شدن

یکی از رایج‌ترین پدیـده‌هـا در واحـدهای مجـاور مـرز پرموتریاس میکریتی‌شدن می‌باشد به طوری که تقریبـا در اکثر رخساره‌های دانه پشتیبان که زمانی که در شرایط آرامش در محیط رسوبی قرار گرفته‌اند اتفاق افتاده است. اصـولاً در این رخساره‌ها در هنگام برقـراری آرامـش در محـیط رسوبی جانداران میکروسـکوپی نظیـر سـیانوباکتری‌هـا و جلبک‌های اندولیتیک با تجمع در اطراف دانه‌هـای اائیـد، بایوکلاست‌ها و آنکوئیدها موجبات میکریتی‌شدن دانه‌هـا را فراهم می‌آورند. گاهی اائیدها و بایوکلاست‌ها به طـور کامل میکریتی‌شده‌اند و گاهی با پوشش‌هـای میکریتـی در رخساره‌های سد و دریای باز مشاهده مـی‌شـوند ولـی بـه طور کلی این پدیـده شـاخص محـیط‌هـای رسـوبی کـم انرژی و محدودشده می‌باشد (شکل ۹–C). در نمونه‌های مطالعه شده، میکریتی‌شدن به خصوص در کیفیت مخزنی رخساره‌های بایوکلاستیک و اائیدی موثر بوده، زیرا مقاوم شدن قطعات بایوکلاستی و اائیدی میکریتی‌شـده مـانع از انحـلال کامـل آنهـا در طـی فرآینـدهای ایجـاد کننـده تخلخل‌های قالبی شده است.

دولومیتی‌شدن

دولومیتی‌شدن در سـازند دالان از مهـم‌تـرین فرآینـدهای دیاژنز می‌باشد. این فرآیند بیش از ۷۰ درصد تـوالی را در سنگ مخزن تحت تـأثیر قـرارداده اسـت و بـه طـور کـل دولومیتی‌شدن باعث افزایش کیفیت مخزنی سـازند دالان شده است. براساس مطالعات پتروگرافـی دولومیـت‌هـای مشاهده‌شده در سازند دالان عبارتند از دولومیت نوع اول یـــا دولومیکرایـــت، دولومیـــت نـــوع دوم یـــا دولومیکرواسپارایت، دولومیت نوع سوم یا دولواسـپارایت و سیمان دولومیتی.

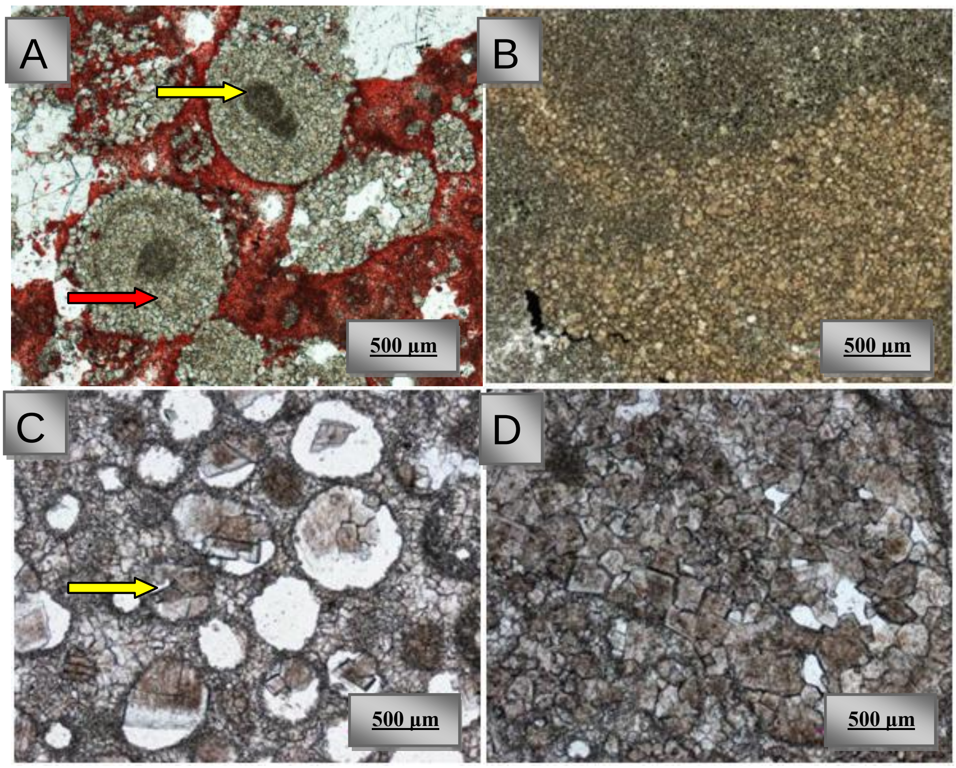
دولومیت نـوع اول یـا دولومیکرایـت: دولومیـت‌هـای بسیار ریز بلور که میانگین اندازه این دولومیت‌هـا حـدود ۱۰ میکرون می‌باشد (شـکل ۸–A). در دولومیکرایـت‌هـا هیچ شواهدی وجود ندارد که نشان دهد کـه آنهـا تحـت تـأثیر فرآینـدهای دیـاژنتیکی تشـکیل شـده‌انـد. لـذا دولومیکرایت‌ها به عنوان دولومیت‌هـای تشـکیل‌شـده در مراحـل اولیـه رسـوب‌گـذاری تلقـی مـی‌شـوند. ایـن دولومیت‌ها متراکم و فاقد تخلخل، بدون فسیل، همراه بـا آثاری از بافت رسوبی اولیه مثلا لامیناسیون و اینتراکلست می‌باشند (آدابـی ۱۳۸۳). بـا توجـه بـه فابریـک و انـدازه خیلی ریز بلورها، وجـود ذرات پراکنـده کـوارتز در حـد سیلت، حفظ بافت اولیه رسوبی و عدم وجـود فسـیل بـه نظر می‌رسـد کـه ایـن نـوع دولومیـت‌هـا تحـت شـرایط سطحی، دمای پایین و در محیط‌های سوپراتایدال (بـالای حد جزرومد) تا قسمت بالایی اینترتایدال تشکیل شده‌اند (Adabi 2009). آب دریا و یـا محلـول‌هـای بـین‌ذره‌ای[1] غنی از منیزیم احتمـالاً عامـل دولـومیتی‌شـدن مـی‌باشـد (Adabi 2009).

دولومیت نوع دوم یـا دولومیکرواسـپارایت: ایـن نـوع دولومیـت‌هـا دارای انـدازه‌ای بـین ۱۶ تـا ۶۲ میکـرون می‌باشند و بر اثر تبلـورمجـدد دولومیکرایـت‌هـا حاصـل شده‌اند (شکل ۸–B). در نمونه‌های کـه بـه طـور جزئـی تحت تأثیر فرآیند تبلورمجدد قـرار گرفتـه‌انـد، اثراتـی از بافت اولیه دولومیکرایت‌ها به خـوبی حفـظ شـده اسـت (Adabi et al. 1996b). در سازند دالان دولومیـت‌هـا در زمینه کلسیتی پراکنده‌اند و این پدیده به ایـن دلیـل اسـت که احتمالاً محلول دولومیت‌سـاز تـا حـدودی نسـبت بـه دولومیت اشباع‌شدگی پـایینی دارد (Sibley and Gregg 1987).

---
[1] Pore water

دولومیت نوع سوم یا دولواسپارایت: اندازه بلورها در این نوع دولومیت‌ها بین ۶۲ تا حدود ۲۵۰ میکرون در تغییر است. دولومیت‌های نوع سوم بیانگر جانشینی دیاژنتیکی سنگ آهک‌های قبلی و یا تبلورمجدد دولومیت‌های تشکیل شده اولیه می‌باشند، و از نظر زمانی بعد از دولومیت‌های نوع اول و دوم ایجاد شده‌اند (Adabi 2009). از نظر بافتی این نوع دولومیت مخرب و به طور گسترده‌ای تعدیل‌کننده و یا محو کننده آثار دیاژنز اولیه است، بنابراین در این نوع دولومیت بافت رسوبی اولیه قابل تشخیص نیست. این نوع دولومیت دارای فراوانی قابل ملاحظه‌ای در سازند دالان می‌باشد (شکل C–۸).

سیمان دولومیتی: این نوع سیمان به شکل بلورهای درشت یا رمبوئدرهای شکل‌دار بوده که در مراحل اولیه دیازنز تدفینی تشکیل گردیده‌اند. این نوع سیمان می‌تواند در مراحل نهایی دیاژنز به علت مهجرت سیالات غنی از منیزیم نیز تشکیل گردد (Hood et al. 2004). در سازند دالان بلورهای شکل‌دار دولومیت در امتداد سطوح استیلولیت نیز به وجود آمده‌اند. همچنین این سیمان‌ها به دلیل پرکردن تخلخل‌های قالبی و یا حفره‌ای در ژرفاهای متوسط تا زیاد و پس از فرآیند انحلال تشکیل شده‌اند (شکل D–۸).



شکل ۸– A: دولومیکریت (فلش زرد) به همراه دولومیکرواسپارایت (فلش آبی) در زمینه (مقطع شماره ۳۹، عمق ۲۹٦٤,۱۱ متر، PPL)، B: دولومیکرواسپارایت (اائید دولومیتی شده (Dolomitic ooids)، مرکز کدر و حاشیه شفاف نشان می‌دهد که محلول دولومیت‌ساز نسبت به کلسیت نزدیک به اشباع است، مقطع رنگ‌آمیزی شده، مقطع شماره ۷۸۸، عمق ۲۹٦۳,٥ متر، PPL)، C: دولواسپارایت (مقطع شماره ۲۵۱، عمق ۳۰٥٦,٤٦ متر، PPL)، D: رخساره اائیدی متوسط تا دانه درشت که فضای بین دانه‌ها توسط سیمان کلستی قالب اائیدها توسط سیمان دولومیتی پرشده است (مقطع شماره ۲۵۰، عمق ۳۰٥٦,۰۹ متر، PPL).

سیمانی‌شدن: به طور کلی سیمان‌های موجود در سنگ مخزن بر اساس کانی‌شناسی به دو گروه اصلی کربناته و تبخیری تقسیم می‌شوند. سیمان انیدریتی نسبت به سیمان کلسیتی بخش زیادی از سازند دالان را به خود اختصاص داده است.

سیمان کلسیتی

سیمان فیبری هم‌ضخامت: در سازند دالان، این نوع سیمان عمدتاً در رخساره‌های مرتبط با پشته سدی کربناته و به خصوص در رخساره‌های بخش مرکزی و بخش رو به دریای پشته‌های سدی مشاهده می‌شود. این سیمان در اطراف قطعات فسیلی از قبیل دوکفه‌ای‌ها و نیز در رخساره‌های گرینستون ااییدی در اطراف ااییدها و آنکوئیدها و در رخساره‌های اینتراکلستی در اطراف اینتراکلست‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۹–A). براساس دلایل پتروگرافی از قبیل تشکیل سیمان‌های هم‌ضخامت قبل از سیمان‌های دیگر، داشتن فابریک سوزنی یا فیبری، تشکیل حاشیه هم‌ضخامت در اطراف دانه به عنوان سیمان دریایی درنظر گرفته می‌شود (Adabi and Rao 1991; Given and Wilkinson 1987).

سیمان تیغه‌ای: در سازند دالان سیمان تیغه‌ای بر روی آلوکم‌ها و در درون فضاهای خالی مشاهده می‌شود که دارای بلورهای غیرهم‌اندازه می‌باشند (شکل ۹–B). این سیمان دریایی اغلب به صورت هم‌ضخامت دیده می‌شوند و نشان‌دهنده نسل اول سیمان‌شدگی می‌باشد، در حالی که سیمان مذکور در محیط متئوریکی هم مشاهده می‌شود (Longman 1980).

سیمان سین تاکسیال: این سیمان در صورتی که دارای ظاهر کدر و ابری باشد خاص محیط‌های دیاژنز دریایی می‌باشد اما در صورتی که دارای بلورهای شفاف و روشن باشد مربوط به محیط‌های متئوریک و تدفینی می‌باشد (Tucker 2001). این نوع سیمان اغلب به عنوان سیمان محیط‌های متئوریک (Longman 1980) یا دریایی (Walker et al. 1990) محسوب می‌شود. از آن جایی که سیمان‌های هم‌محور در سازند دالان دارای اینکلوزیون‌های میکریتی بوده و در نتیجه به صورت کدر دیده می‌شوند می‌توان تشکیل آن را به محیط وادوز دریایی نسبت داد (شکل ۹–D).

سیمان دندان سگی: در ساند دالان سیمان دندان سگی، نظیر سیمان‌های ایزوپکوس هم‌ضخامت عموماً در رخساره‌های پرانرژی وابسته به پشته‌های سدی کربناته ملاحظه می‌شود، همچنین شواهد بافتی از قبیل پوشیده‌شدن این سیمان توسط سیمان‌های بلوکی و بلوکی دروزی نشان‌دهنده شکل‌گیری آنها در محیط متئوریک است. در سازند دالان سیمان دندان سگی با منشا جوی فضاهای بین‌دانه‌ای را در رخساره‌های پشته‌های کربناته ااییدی پر می‌کند (شکل ۱۰–A). سیمان دندان سگی اغلب در محیط متئوریک و تدفینی کم عمق یافت می‌شود اما همچنین منشا فراتیک دریایی[1] و هیدرترمال را هم برای آن در نظر می‌گیرند (Flugel 2010).

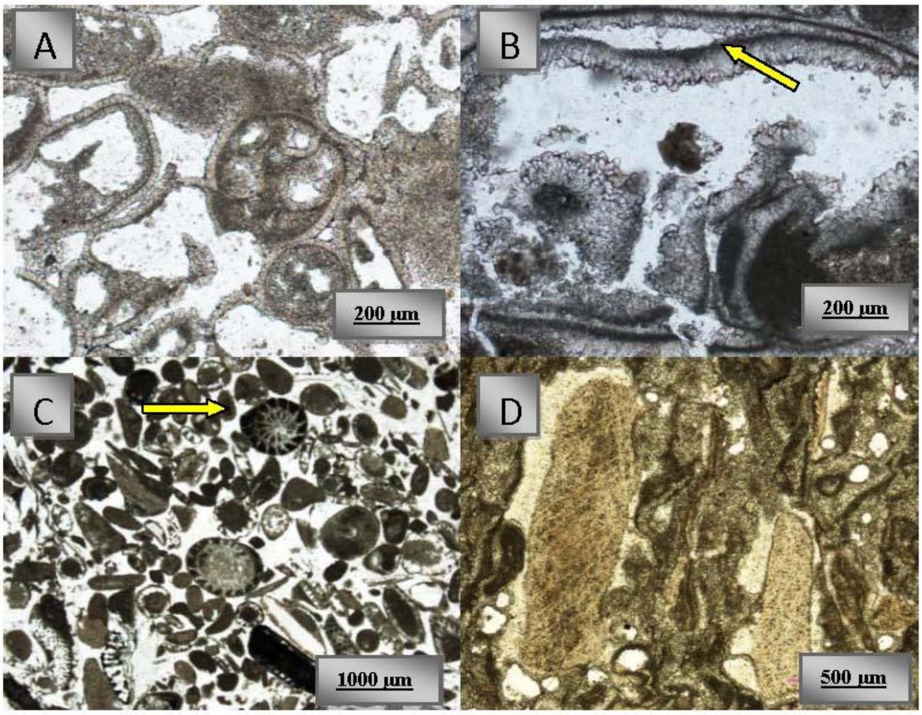
سیمان کلسیت هم‌بعد: این نوع سیمان حفرات و فضاهای بین دانه‌ای را به صورت بلورهای موزائیکی در سازند دالان پرکرده است (شکل ۱۰–B). به طور عمده در رخساره‌های گرینستونی دارای تخلخل قالبی یافت می شود، لذا می‌تواند در ارتباط با انحلال قطعات ناپایدار باشد. سیمان‌های کلسیتی هم بعد تیپیک محیط‌های متئوریک و دفنی می‌باشند (Given and Wilkinson 1987). افزایش نسبی فشار CO_2 و CO_3^{2-} باعث افزایش رسوب سیمان کلسیت هم‌بعد می‌گردد، از این رو بهترین محل برای تشکیل این نوع سیمان زون فرآتیک متئوریک در شرایط کاهش نسبی دما و جریان مایعات غیرآشفته می‌باشد.

سیمان کلسیت دروزی: سیمان دروزی به همراه سیمان

[1] Marine-Phreatic

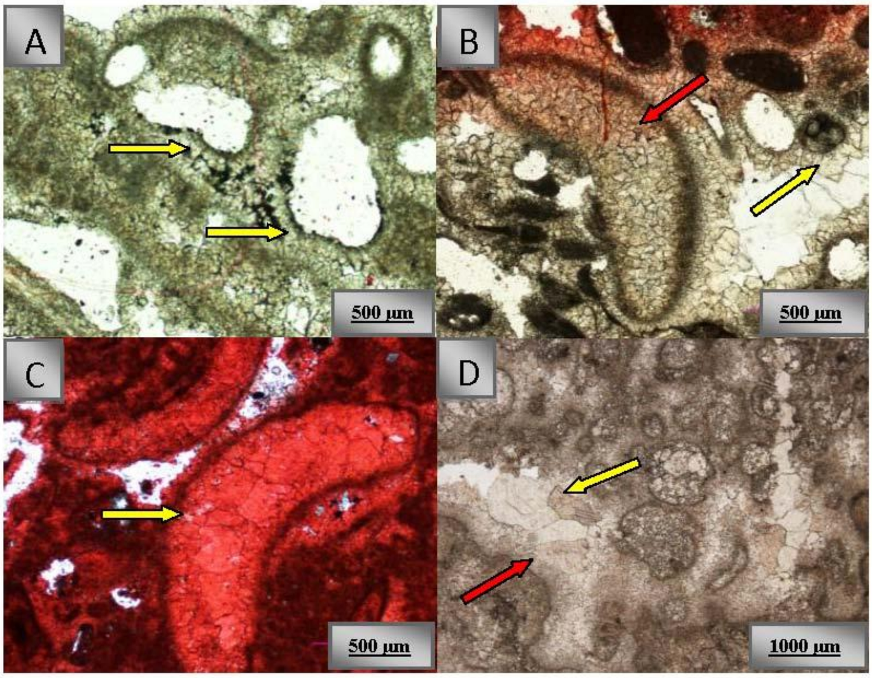
کلسیت هم‌بعد در سازند دالان تخلخل‌های بین دانه‌ای و قالبی را به طور کامل و ناقص پر کرده و سبب کاهش کیفیت مخزنی شده است (شکل ۱۰-C). محققین درشت‌تر شدن بلورها به طرف مرکز حفرات را یکی از ویژگی‌های سیمان‌های فراتیک آب شیرین می‌دانند. هرچند که این نوع سیمان در محیط تدفین عمیق‌تر نیز تشکیل می‌شود (Choquette and James 1987; Flügel 2010).

سیمان کلسیت بلوکی: سیمان بلوکی یا به عنوان سیمان دیاژنتیکی تأخیری فضای خالی باقی مانده بین ذرات را پر می‌کند (شکل ۱۰-D) و یا اینکه بعد از انحلال دانه‌های آراگونیتی و سیمان‌های پیشین ته‌نشست می‌یابد (Flügel 2010). تشکیل این نوع از سیمان‌ها در محیط‌های دیاژنزی تدفینی متوسط تا عمیق تفسیر می‌شود (Choqutte and James 1987; Tucker and Wright 1990).

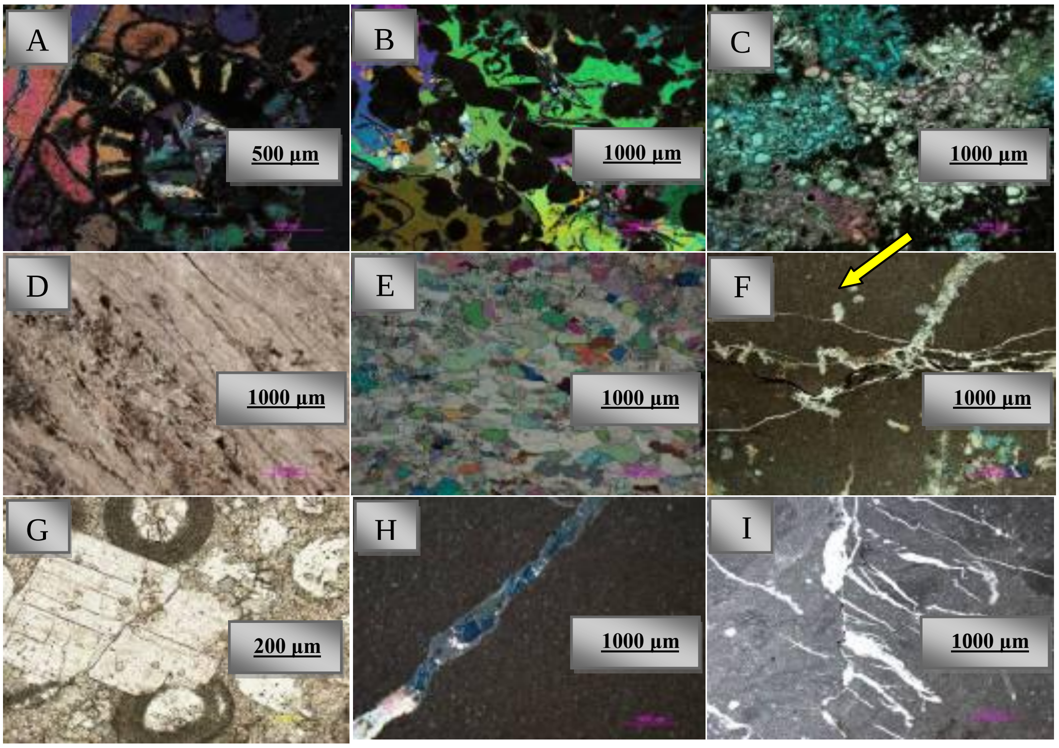


شکل ۹- A: سیمان فیبری هم‌ضخامت در اطراف ائیدها و قطعات اینتراکلستی در یک رخساره ائید- اینتراکلست گرینستون که آلوکم‌ها دچار انحلال تأخیری شده‌اند ولی سیمان فیبری به دلیل ترکیب مینرالوژی پایدار (تبدیل آراگونیت به کلسیت) قبل از انحلال آلوکم‌ها، دچار انحلال نشده است بنابراین فرآیندهایی چون انحلال و دولومیتی‌شدن تأثیری بر روی سیمان ایزوپکوس ندارند، این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده اختلاف ترکیبی بین سیمان مذکور و آلوکم‌ها باشد (مقطع شماره ۸۲۳، عمق ۳۲۹۸,۰۸ متر، PPL)، B: سیمان تیغه‌ای هم‌ضخامت (فلش زرد)(مقطع شماره ۷۹٤، عمق ۳۲۸٦,۵۳ متر، PPL)، C: میکریتی شدن در دیواره پوسته یک فسیل فرامینیفر بنتیک (فلش زرد)(مقطع شماره ۷۲۲، عمق ۳۲۵۰,۹۰ متر، PPL) D: سیمان سین تاکسیال دریایی به دور خارپوست که سیمان دارای اینکلوزیون‌های میکریتی بوده و به حالت کدر دیده می‌شود که نشان‌دهنده منشأ دریایی این سیمان می‌باشد (مقطع شماره ۷٤٦، عمق ۳۲٦۵,۳ متر، PPL).

سیمان تبخیری: به لحاظ پدیده‌های دیاژنزی سیمان انیدریتی بعد از پدیده دولومیتی‌شدن غالب‌ترین پدیده دیاژنزی در این سازند می‌باشد (Rahimpur-Bonab et al. 2010). فرآیندهای دیاژنزی مختلفی کیفیت مخزنی سازند دالان در میدان گازی پارس جنوبی را تحت تأثیر قرارداده است که یکی از مهمترین این فرآیندها تشکیل سیمان انیدریتی است که به صورت لایه‌ای، پوئیکیلوتوپیک، پرکننده تخلخل و فراگیر، ندولی، بلورهای پراکنده، پرکننده شکستگی و رگچه‌ای گسترش یافته است (شکل ۱۱). انواع بافت‌های مختلف انیدریت در مخازن مورد مطالعه طی مراحل مختلف از محیط دیاژنز سطحی تا محیط تدفین کم‌عمق و عمیق تشکیل شده‌اند. بر این اساس گسترش لایه‌ها و نیز بلورها و ندول‌های پراکنده تبخیری در پهنه جزرومدی و سبخایی به صورت تقریباً همزمان با رسوب‌گذاری یا تحت تأثیر دیاژنز اولیه قابل تفسیر است. بافت‌های دیگر انیدریت مانند سیمان انیدریت فراگیر، بخش عمده سیمان انیدریت پوئیکیلوتوپیک و انیدریت پرکننده شکستگی‌ها طی مراحل دیاژنز تدفینی و با نفوذ شورابه‌های تبخیری به درون رخساره‌ها تشکیل شده‌اند. جدول ۲ توالی دیاژنتیکی بافت‌های مختلف انیدریت در سازند دالان را نشان می‌دهد.



شکل ۱۰- A: سیمان دندان سگی (فلش زرد، مقطع شماره ۷٤٦، عمق ۳۲٦۵,۳ متر، PPL)، B: سیمان کلسیتی هم‌بعد (فلش قرمز) در یک رخساره گرینستونی اینتراکلستی- بایوکلاستی که به طور کامل فضای خالی یک بایوکلاست را پر نموده است و سیمان کلسیتی دندان سگی (فلش زرد) در اطراف یک حفره خالی انحلالی قابل مشاهده است (مقطع رنگ‌آمیزی شده، مقطع شماره ٦۵۰، عمق ٤۲,۳۲۳۰ متر، PPL)، C: سیمان دروزی (فلش زرد) در فضای داخلی پوسته براکیوپود (اندازه ذرات به طرف مرکز افزایش یافته است، مقطع رنگ‌آمیزی شده، مقطع شماره ۷٤۹، عمق ۳۲٦۷,۱۵ متر، PPL)، D: سیمان بلوکی دارای رخ (فلش زرد)(که فضای بین دانه‌ای را پر کرده است. پوشیده‌شدن سیمان ایزوپک دریایی (فلش قرمز) توسط سیمان فوق نشان‌دهنده منشا متئوریکی سیمان بلوکی می‌باشد، مقطع شماره ۳۲۸، عمق ۹۷,۳۰۸۳ متر، PPL).

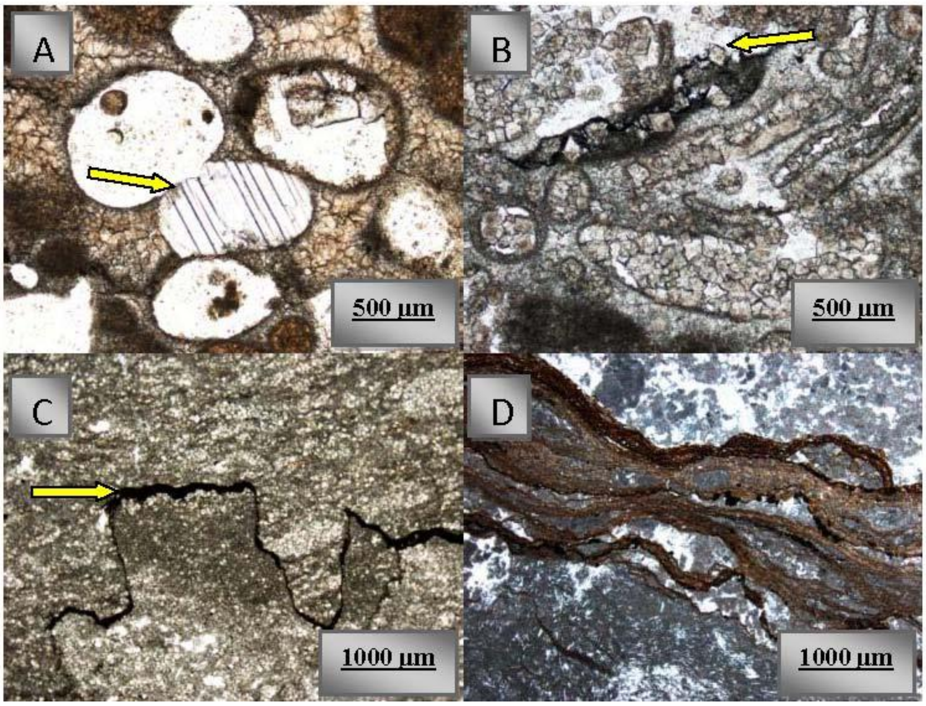


شکل ۱۱- B،A: سیمان انیدریت پوئیکیلوتوپیک به صورت بلورهای درشت با رخ مشخص که جانشین ماتریکس و آلوکم‌ها در یک رخساره اائید-بایوکلاست گرینستون شده است (مقطع شماره ۸۵٤، عمق ۳۳۱٦,۱۰ متر، XPL)، C: جانشینی دانه‌ها (اائیدها) توسط سیمان انیدریت فراگیر (تخلخل‌های قالبی حاصل از انحلال اائیدها توسط سیمان انیدریتی فراگیر پر شده است که این امر سبب کاهش کیفیت مخزنی شده است، مقطع شماره ٤٥٦، عمق ۳۱٤٤,٤۷ متر، XPL)، D: انیدریت لایه‌ای در نورمعمولی (مقطع شماره ۱٤٤، عمق ۳۰۱۸,۹ متر، PPL)، E: انیدریت لایه‌ای با بافت متراکم و در هم فشرده و بلورهای هم‌بعد با جهت‌گیری نیمه موازی (مقطع شماره ۱۸٤، عمق ۳۰۳۲,۹۱ متر، XPL)، F: ندول‌های انیدریت (در امتداد استیلولیت که بیانگر تشکیل آنها طی دیاژنز دفنی می‌باشد (فلش زرد)، مقطع شماره ٥٤۲، عمق ۳۱۷٤,۹٥ متر، XPL)، G: بلور تبخیری منفرد در یک رخساره گرینستون اائیدی (مقطع شماره ۷۱۹، عمق ۳۲٥٤,۸۹ متر، PPL)، H: سیمان انیدریت پرکننده شکستگی در یک رخساره مادستونی (مقطع شماره ۸۱۱، عمق ۳۲۹۲,۱۳ متر XPL)، I: رگچه‌های تبخیری در رخساره دولومادستونی (مقطع شماره ٤۱۱، عمق ۳۱۲۲,۱۲ متر، PPL).

انحلال: انحلال یکی از مهمترین فرآیندهای دیاژنتیکی مؤثر بر سازند دالان می‌باشد که سبب تشکیل تخلخل‌های قالبی، تخلخل‌های حفره‌ای (Lucia 2007) و انحلال در امتداد استیلولیت گردیده است. در سازند دالان آب‌های با منشأ متئوریکی در موارد متعددی که توالی‌های کربناته به سطح زمین نزدیک شده‌اند با عبور از واحدهای کربناته به خصوص توالی‌های اائیدی/ بایوکلاستیک گرینستون موجبات انحلال ذرات ناپایدار اائیدی یا بایوکلاستی که دارای دیواره آراگونیتی یا کلسیت پرمنیزیم بوده‌اند، را فراهم آورده و باعث توسعه تخلخل‌های قالبی و حفرات (Vuggy) درون ماتریکس سنگ شده‌اند (شکل ۱۲-A).

تراکم: در حین تدفین رسوبات، تراکم فیزیکی و سپس تراکم شیمیایی آغاز می‌شود. تراکم فیزیکی در سازند

دالان موجب فشرده‌شدن و نزدیک‌شدن آلوکم‌ها به یکدیگر شده و در مواردی سبب کشیدگی و جهت‌گیری بایوکلاست‌ها به موازات لایه‌بندی گردیده است. فشرده‌شدن دانه‌ها سبب ایجاد تماس طولی (خطی)، نقطه‌ای و محدب و مقعر و در مواردی سبب شکستگی دانه‌ها گردیده است (شکل ۱۲–A). در سازند دالان تراکم شیمیایی با انحلال فشاری سبب تشکیل استیلولیت و رگچه‌های انحلالی در زمینه سنگ یا مرز بین دانه‌ها شده است. استیلولیت رایج‌ترین و مهمترین محصول فرآیند انحلال- فشار در سازند دالان می‌باشد (شکل ۱۲–C). یکی از دلایل بالا رفتن میزان تراوایی در برخی از رخساره‌های لاگونی گسترش استیلولیت در آنهاست. آثار موادآلی و اکسیدهای آهن در لابه‌لای استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی (شکل ۱۲–D) همچنین گسترش دولومیت‌های دفنی در امتداد استیلولیت‌ها (شکل ۱۲–B) شواهدی برای توجیه نقش آنها در عبور سیالات دیاژنزی و تدفینی می‌باشد.



شکل ۱۲– A: تماس خطی بین اائیدها در اثر تراکم در یک رخساره گرینستونی اائیدی (ذرات اائیدی انحلال پیدا کرده و باعث تشکیل تخلخل قالبی شده است که این تخلخل‌ها در برخی موارد با انیدریت پر شده‌اند (فلش زرد)، مقطع شماره ٦٨٦، عمق ٣٢٤٣,٠٦ متر، PPL)، B: تشکیل رمبوئدرهای دولومیت در امتداد استیلولیت (استیلولیت توسط چند رومبوئدر دولومیتی قطع شده است. این نشان می‌دهد که رومبوئدرها از نظر زمانی بعد از فرآیند استیلولیتی‌شدن تشکیل گردیده‌اند (فلش زرد)، همچنین فضاهای خالی حاصل از انحلال آلوکم‌ها توسط دولومیکرواسپارایت پر شده‌اند، مقطع شماره ٣٦، عمق ٢٩٦٣,١٧ متر، PPL)، C: تمرکز پیریت در امتداد استیلولیت (فلش زرد)، (مقطع شماره ٨٤، عمق ٢٩٨٨,٥ متر، PPL)، D: رگچه‌های انحلالی (که اکسیدآهن در امتداد آنها نهشته شده است، مقطع شماره ١٥٣، عمق ٣٠٢٢,٥٧ متر، PPL).

تخلخل: مهمترین انواع تخلخل مشاهده شده در سازند دالان شامل تخلخل‌های قالبی، حفره‌ای، بین‌بلوری، درون‌دانه‌ای و در نهایت تخلخل‌های ناشی از شکستگی‌ها، استیلولیت‌ها و فنسترال می‌باشند. جهت تقسیم‌بندی تخلخل‌های مشاهده شده در سازند دالان از طبقه بندی چوکت و پری (۱۹۷۰) استفاده شده است.

تخلخل‌های اولیه مشاهده در سازند دالان عبارتند از:

تخلخل درون‌دانه‌ای: این نوع تخلخل عمدتا در رخساره‌های بایوکلاستی در محیط لاگونی از جمله گرینستون جلبکی و در جلبک‌های سبز، فرامینیفرها و گاستروپودها دیده می‌شود که عمدتاً توسط سیمان‌های انیدریتی و کلسیتی طی دیاژنز متئوریکی پر شده‌اند (شکل ۱۳–A).

تخلخل بین‌دانه‌ای: این نوع تخلخل در بین دانه‌های اائید و پلوئید ریز دانه دولومیتی و دانه‌های اسکلتی و اینتراکلستی در رخساره‌های سازند دالان که غنی از دانه هستند از جمله رخساره های گرینستون اائیدی اینتراکلستی به خوبی گسترش یافته است (شکل ۱۳–B).

تخلخل‌های ثانویه مشاهده در سازند دالان

تخلخل قالبی: تخلخل‌های قالبی االیتی با حفرات متوسط تا بزرگ از مهمترین انواع تخلخل قابل رویت بر روی نمونه‌های مغزه این سازند هستند. مهمترین رخساره‌های مخزنی دربرگیرنده این نوع تخلخل رخساره‌های گرینستونی پشته‌های اائیدی دولومیتی‌شده[1] متعلق به بخش مرکزی پشته‌های سدی می‌باشند و همچنین در ارتباط با انحلال بایوکلاست‌ها در رخساره‌های پکستونی و وکستونی می‌باشد (شکل ۱۳–C). تخلخل قالبی بیشترین نوع تخلخل مشاهده شده در سازند دالان می‌باشد.

تخلخل فنسترال: در سازند دالان این نوع تخلخل، عمدتاً در رخساره‌های مادستونی و دولومادستونی که دارای فابریک فنسترال هستند دیده می‌شود (شکل ۱۳–D). و عمدتاً در محیط‌های سوپراتایدال و اینترتایدال و در رسوبات گل پشتیبان تشکیل می‌شود (Flügel 2010).

تخلخل حفره‌ای: در سازند دالان این نوع تخلخل، در بسیاری از واحدها از جمله رخساره ها و واحدهای مرتبط با لاگون دیده می‌شود و عمدتاً دارای اشکال نامنظم است و احتمالاً دلایل متعددی نظیر انحلال در ماتریکس سنگ‌های دانه پشتیبان توسط سیالات متئوریک یا شورابه‌های مشتق شده از پهنه سبخایی، همچنین پدیده ددولومیتی‌شدن خصوصا در واحدهایی که زمینه سنگ نیز دولومیتی‌شده است در شکل‌گیری این فضاهای خالی مؤثر بوده‌اند (شکل ۱۳–E).

تخلخل کانالی: این نوع تخلخل از اتصال شکستگی‌های ریز و در بعضی از موارد در اثر انحلال در امتداد استیلولیت‌ها ایجاد شده‌اند (شکل ۱۳–F).

جدول ۱ توالی پاراژنتیکی سازند دالان را نشان می‌دهد.

با توجه به فرآیندهای دیاژنزی مؤثر بر سازند دالان مدل دیاژنزی ارائه گردیده است که این مدل شامل ۴ مرحله زیر می‌باشد.

مرحله اول: رسوب‌گذاری

در این مرحله رسوبات همزمان با رسوب‌گذاری تحت تأثیر قرار می‌گیرند. در این مرحله ابتدا در طی بالابودن سطح آب دریا رسوب‌گذاری با نرخ‌های گوناگون در

---
[1] Oomlodic

جایگاه‌های مختلف رسوب‌گذاری صورت می‌گیرد. افزایش تبخیر در این مرحله با شکل‌گیری دولومیت‌های اولیه و بلورها و گرهک‌های انیدریت در محیط جذرومدی همراه است. فعالیت موجودات میکروسکوپی در محیط‌های جذرومدی با توالی رسوب و آشفتگی زیستی و میکریتی‌شدن ذرات در محیط‌های لاگونی همراه است. بر اثر انرژی امواج علاوه بر تشکیل اائیدها و گسترش تپه‌های ماسه‌ای، با تشکیل سیمان‌های دریایی (سیمان فیبری هم ضخامت و تیغه‌ای) نیز همراه است. تخلخل‌های اولیه در این مرحله شکل می‌گیرند.

مرحله دوم: دیاژنز هایپرسالین

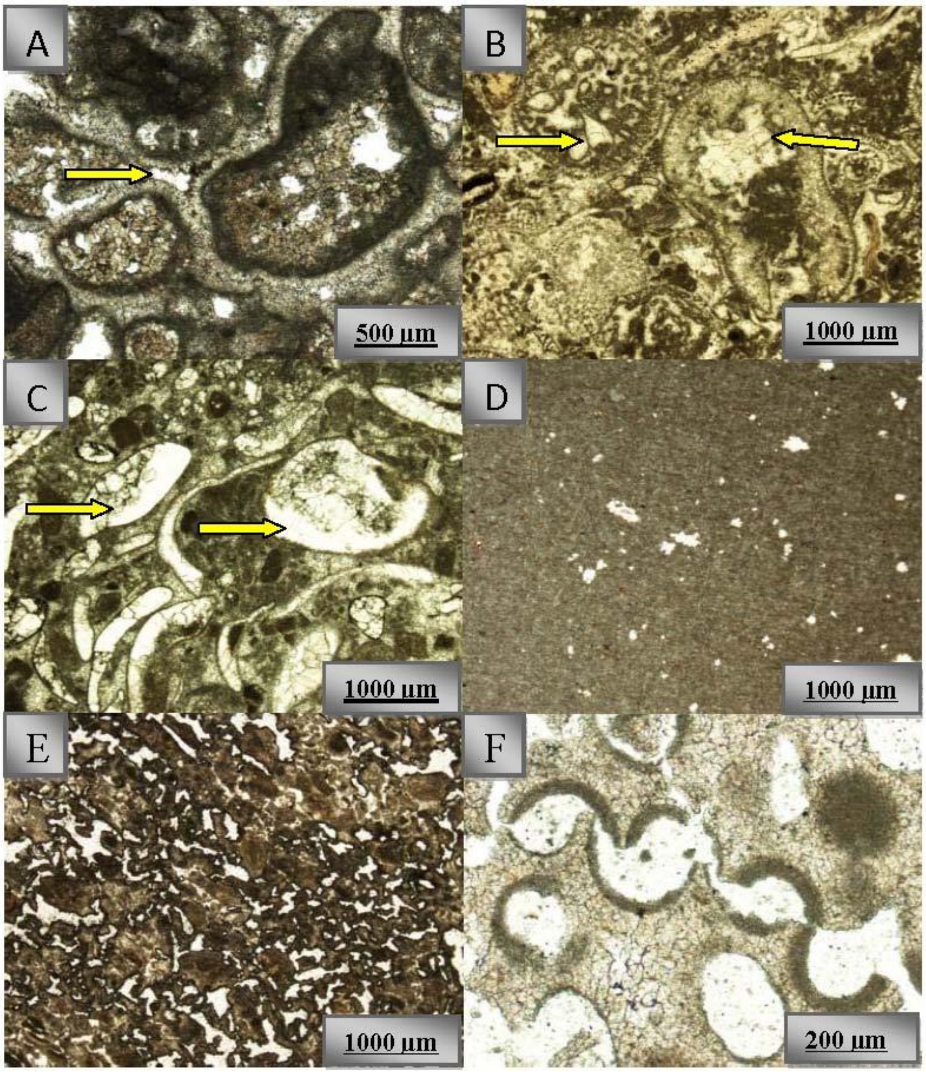
حاکم شدن شرایط گرم و خشک در اواخر پرمین و اوایل تریاس با تبخیر شدید و تشکیل شورابه‌های فوق‌العاده شور (هایپرسالین) در محیط محدود شده دریا همراه بوده است. نفوذ شورابه‌ها در رسوبات قبلی با دولومیتی‌شدن و تشکیل سیمان‌های انیدریتی همراه بوده است. در این مرحله بسیاری از تخلخل‌های اولیه با سیمان انیدریت از بین رفته و کیفیت مخزنی به ویژه در رخساره‌های سدی کاهش می‌یابد.

مرحله سوم: دیاژنز متئوریک

در ادامه کاهش سطح آب دریا تپه‌های ماسه‌ای اائیدی از آب خارج شده و تحت تأثیر آب‌های جوی قرار می‌گیرند که در این مرحله انحلال و ایجاد تخلخل‌های ثانویه نظیر قالب‌های اائیدی به طورگسترده‌ای حضور دارد.

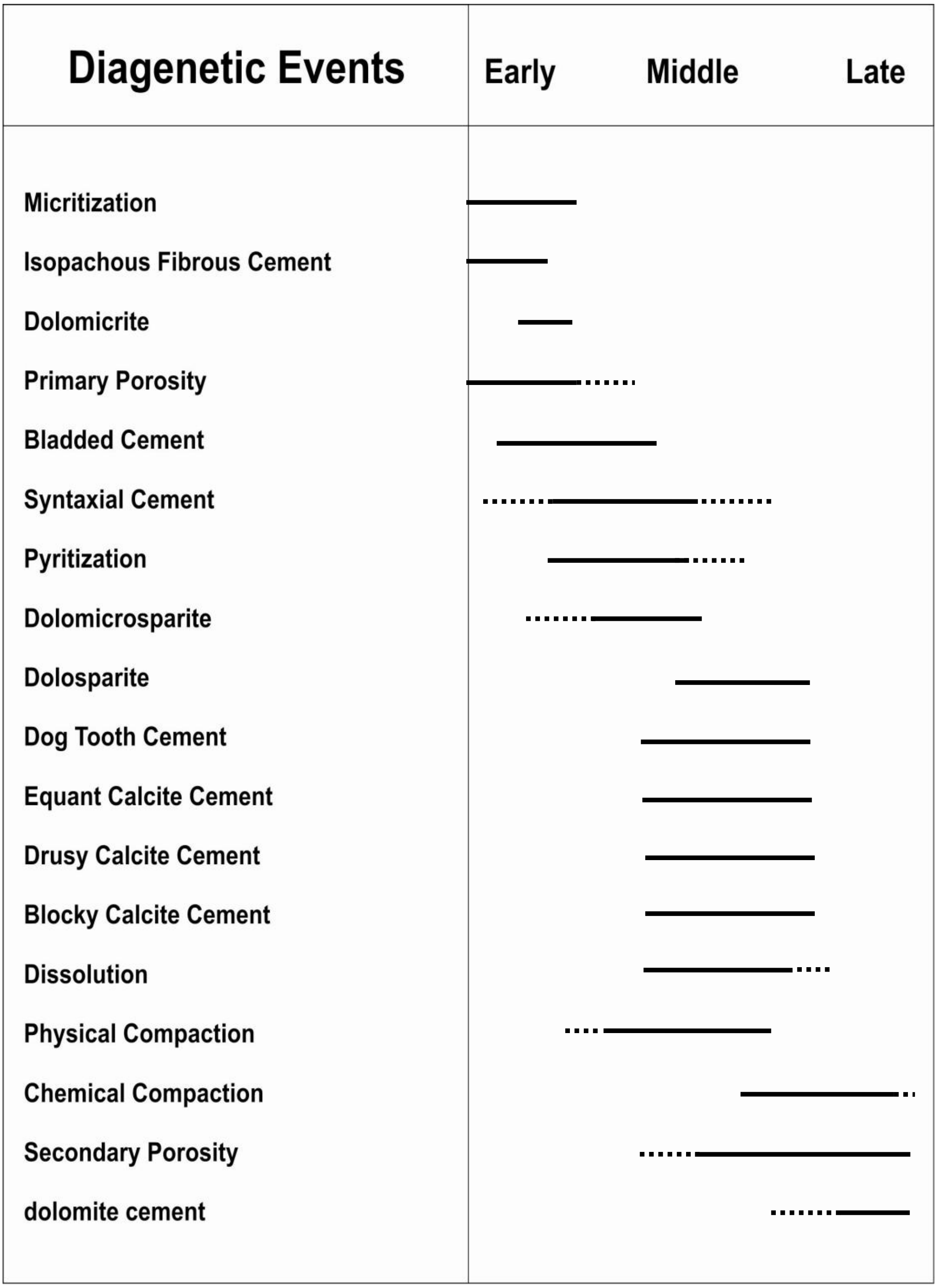
مرحله چهارم: دیاژنز تدفینی

در این مرحله فرآیندهای دیاژنزی نظیر دولومیت‌های نوع سوم، سیمانی‌شدن (سیمان دولومیتی و پوئیکیلوتوپیک)، تراکم، شکستگی، استیلولیتی‌شدن شکل می‌گیرد و انحلال و دولومیتی‌شدن کمتر صورت می‌پذیرد. در این مرحله امکان از بین رفتن تخلخل‌های قبلی به مقدار زیادی وجود دارد.

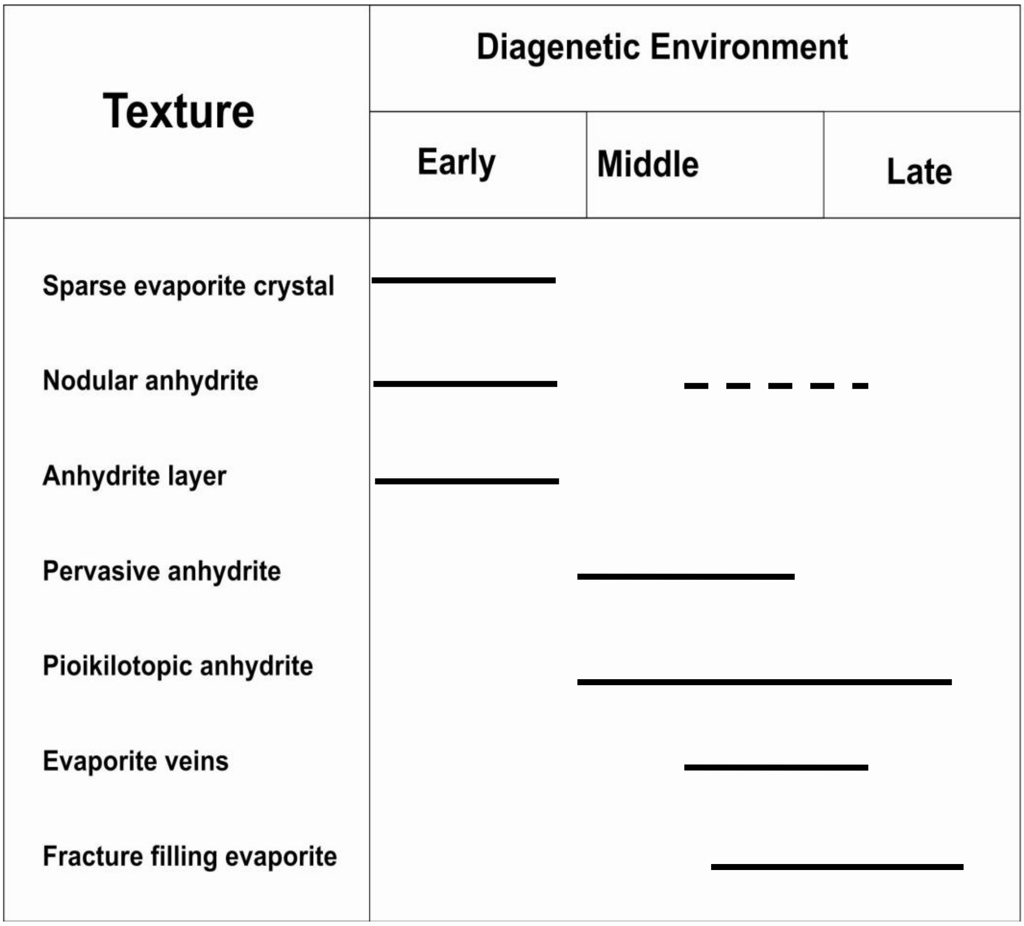


شکل ۱۳- A: تخلخل بین دانه‌ای در یک رخساره گرینستونی (سیمان فیبری دریایی در اطراف دانه‌ها بخشی از تخلخل‌های بین دانه‌ای را پرکرده است (فلش زرد)، مقطع شماره ٦۷۷، عمق ۳۲۳۹,۹۳ متر، PPL)، B: تخلخل درون دانه‌ای (در داخل قطعات جلبکی در یک رخساره گرینستونی جلبکی که سیمان کلسیتی بلوکی این تخلخل‌ها را پر کرده است (فلش زرد)، مقطع شماره ۵۷۲، عمق ۳۱۸۹,۵۸ متر، PPL)، C: تخلخل‌های قالبی (حاصل از انحلال بایوکلاست‌ها در یک رخساره گرینستونی بایوکلاستی که توسط سیمان کلسیتی پر شده‌اند (فلش زرد)، مقطع شماره ۷۲۰، عمق ۳۲۵۵,۱٦ متر، PPL)، D: تخلخل فنسترال در یک رخساره مادستونی (فابریک فنسترال از شاخصه‌های مهم جهت شناسایی محیط‌های پهنه جزرومدی می‌باشد، مقطع شماره ۵۳۳، عمق ۳۱۷۱,۸٤ متر، PPL)، E: تخلخل حفره‌ای در یک رخساره گرینستون اائیدی (مقطع شماره ٦٤۲، عمق ۳۲۲۷,۳۳ متر، PPL). F: تخلخل‌های قالبی حاصل از انحلال اائیدها توسط فرآیندهای دیاژنزی از جمله استیلولیت به هم متصل‌شده و تخلخل کانالی تشکیل داده‌اند (مقطع شماره ۷۲۰، عمق ۳۲۵۵,۱٦ متر، PPL).

جدول ۱- توالی پاراژنتیکی سازند دالان در چاه شماره X.



جدول ۲- توالی دیاژنتیکی انواع بافت‌های مختلف انیدریت در سازند دالان.



نتیجه‌گیری

سازند دالان به سن پرمین در چاه شماره X بـه ضـخامت ۳۷۱ متر دارای لیتولوژی غالب آهک و دولومیت می‌باشد با مطالعه مقاطع نازک تعداد ۱۸ میکروفاسیس مربـوط بـه زیرمحیط‌های پهنه جزرومـدی، لاگـون، پشـته کربناتـه و دریای باز شناسـایی شـده اسـت. مطالعـه رخسـاره‌هـای میکروسکوپی و مقایسه با رخساره‌های استاندارد فلوگـل (Flügel 2010)، و به دلیل عدم وجود ریف‌هـای بـزرگ سدی و نهشته‌های توربیدایتی، گسترش نسبی پهنـه‌هـای جزرومدی همراه با رخساره‌هـای سـدی اائیـدی و تغییـر تدریجی رخساره‌ها بـه یکـدیگر، محـیط رسـوبی سـازند دالان یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هم‌شیب[1] است. به طور کلی رمپ کربناته سازند دالان در ناحیه مورد مطالعه از سه قسمت اصلی تشکیل شده است کـه شـامل رمـپ داخلـی[2] بـا کمربنـدهای رخسـاره‌ای پهنـه جزرومـدی و لاگـون محـدود شـده، رمـپ میـانی[3] بـا کمربنـدهای رخساره‌ای پشته کربناته زیرآبی اائیـدی بایوکلاسـتی کـه حد فاصل لاگون و دریای باز می‌باشد و رمپ خـارجی[4] که در دورترین بخش پلاتفرم به سمت دریـای بـاز قـرار

[1] Homoclinal
[2] Inner Ramp
[3] Middle Ramp
[4] Outer Ramp

داشــته و بــا کمربنــد رخســاره‌ای دریــای بــاز مشــخص می‌گردد.

عمده سیمان‌هـای موجـود در ایـن سـازند عبارتنـد از سیمان انیدریتی، سیمان فیبری هم‌ضخامت، سیمان بلوکی و سیمان دولـومیتی مـی‌باشـد. و سـیمان انیـدریتی دارای فراوانی بیشتری نسبت به سیمان کلسیتی می‌باشد. نتـایج این مطالعه نشان می‌دهـد کـه سـیمان انیـدریت پرکننـده تخلخل و فراگیر نسبت به دیگر انواع بافت‌های انیـدریت بیشترین تـأثیر را بـر کیفیـت مخزنـی داشـته اسـت و بـا گسترش در بین رخساره‌های دانه غالب مخزن طی مراحل تدفین کم‌عمق، تخلخل و تراوایی آنها را به شدت کاهش داده است. اما از طرف دیگر تأثیر فرآیندهای دیگری مانند شکستگی و به ویژه انحلال را در ایـن رخسـاره‌هـا طـی مراحل بعدی دیاژنز باید در بررسی‌های مخزنی مـد نظـر داشت. انحلال و تخلخل فراگیر بـه دلیـل ترکیـب کـانی شناسی اولیه آراگونیتی است.

با توجه به فراوانـی بـالای اسـتیلولیت و رگچـه‌هـای انحلالی، دولومیت‌های تشکیل‌شده در امتداد استیلولیت و فراوانــی دولومیــت نــوع دوم و ســوم، انحــلال در حــد گسترده، دیاژنز متئـوریکی و پـس از آن دیـاژنز تـدفینی، دیاژنز غالب در این سازند می‌باشد.

منابع

لطـف پـور، م.، م.ح. آدابـی، ع. صـادقی، س.ع. معلمـی، ۱۳۸۴، بررسی محیط‌های رسوبی و چینه‌شناسـی سازند دالان در ناحیه زاگرس (نواحی کوه دنـا و کوه سورمه): مجله علوم دانشگاه تهران. جلد سی و یکم. ش ۱، ص. ۱۹۹–۲۲۸.

آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳– ژئوشیمی رسوبی، انتشـارات آریـن زمین، ۴۴۸ ص.

Adabi, M.H., M.A. Salehi. and A. Ghobeishavi. 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), South-west Iran: Journal of Asian Earth Sciences, **v.** 39, p. 148-160.

Adabi, M.H., 2009, Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran: Carbonates and Evaporites, **v.** 24, no. 1, p. 16-32.

Adabi, M.H., and C.P., Rao, 1996, Petrographic, elemental and isotopic criteriafor the recognition of carbonate mineralogy and climates during the Jurassic (e.g. from Iran and England): 13th Geology. Conv. Australia, (abst), p. 6.

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

Adabi, M.H., and C.P. Rao, 1991, Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation) Sarakhs area, Iran: Sedimentary Geology, **v.** 72, p. 253-267.

Aali, J., H. Rahimpour-Bonab, and M.R. Kamali, 2006. Geochemistry and origin of the world largest gas field from Persian Gulf, Iran: Journal of Pertoleum of Science and Engineering, **v.** 50, p. 161-175.

Bassi, D.L., Hottinger, and H. Nebelsick, 2007, Larger Foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, northeast constraints on rates and mechanism of phanerozoic dolostone formation: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 57 p. 1068-1078.

Heydari, E., N. Arzani, and J. Hassanzadeh, 2009. Reply to comment on Mantle Plume: the invisible serial killer-APPLication to the Permian-Triassic boundary mass extinction: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, p. 147-162.

Hips, K., and J. Hass, 2006, Calcimicrobial stromatolites at the Permian-Triassic boundary in a western Tethyan section , Bukk Mountains, Hungary: Sedimentary Geology, **v.** 185, p. 239- 253.

Hood, S.D., C.S. Nelson, & P.J.J. Kamp, 2004, Burial dolomitisation in a non-tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand: Sedimentary Geology, **v.** 172, p. 117-138.

Insalaco, E., A.Virgone, B. Courme, J. Gaillot, M. Kamali, A. Moallemi, M. Lotfpour, and S. Monibi, 2006, Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: Depositional system, biostratigrarhy and stratigraehic architecture: Geo Arabia, **v.** 11, p.75-176.

Konyuhov, A,I., and B. Maleki, 2006, The Persian Gulf Basin: Geological history, sedimentary formations, and petroleum potential: Lithilogy and Mineralogy Resources, Russia, **v.** 4, p. 334-361.

Kashfi, M.S., 2000, Greater Persian Gulf

Italy: Palaeontology, **v.** 50, no. 4, p. 845-868.

Boggs, S.Jr., 2009, Principles of Sedimentology and Stratigraphy. University of Oregon. 660p.

Burchette, T.P., and V.P., Wright, 1992, Carbonate ramp depositional systems: Sedimentary Geology, **v.** 79, p.3-57.

Choquette, P.W., and N.p. James, 1987, Diagenesis in limestones-3, the deep burial environment: Geoscience Canada, **v.** 14, p. 3-35.

Choquette P.W., and L.C. Pray 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **v.** 54, p. 207-250.

Dickson, J.A.D., 1965, A modified staining technic for carbonate in thin section: Nature, **v.** 205, p. 587.

Dunham, R.J., 1962, Classification of Carbonate Rocks according to depsitional texture, in: classification of carbonate rocks, Ham, W. E (Ed), AAPG Memoir, p. 108-121.

Flügel, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application, Springer Verlag, Berlin, 984p.

Geel T., 2000, Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. **v.** 155, p. 211-238.

Given and Wilkinson B.H., 1987, Dolomite abundance and stratigraphic age:

2007, Oxfordian ramp system (La Manga formation) in the Bardas Blances area (Mendoza Provience) Neuoruen sequences. Een Basin, Argentina: Facies and Depositional Sedimentary Geology, p. 113-134.

Rahimpour-Bonab, H., B. Esrafili-Dizaji, and V. Tavakoli, 2010, Dolomitization and anhydrite precipitation in Permo-Triassic carbonates at the South Pars Gasfield, offshore Iran: controls on reservoir quality: Petroleum Geology, **v.** 33, p. 1-24.

Rahimpour-Bonab, H., A. Asadi-Eskandar, and R. Sonei, 2009, Effect of Permian-Triassic boundary on reservior characterices of the South Pars gas field, Persian Gulf: Jouanal of Geology, 44:341-364.

Reading, H.G., 1996, Sedimantary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy: Blackwell Science, Inc. 688 p.

Scholle, P.A., and D.S. Scholle, 2006, A Color of Guide to the Petrograrhy of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis, AAPG Memoir 77, 459p.

Shine, 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, **v.** 33, p. 171-210.

Sibley, D.F., and J.M. Gregg, 1987, Classification of dolomite rock texture: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 57, p. 967-975.

Szabo, F., A. Kheradpir, 1978, Permian and Triassic Stratigraphy, Zagros Basin, Permian-Triassic stratigraphic nomenclature requires study: Oil Gas Journal. Tulsa 6, p.36-44.

Kaufman, J., H,S. Cander, L.D. Daniels, and W.J. Meyers, 1988, Calcite cement stratigraphy and cementation history of the Burlington-Keokuk Formation (Missisipian); Illinois and Missouri: Journal of Sedimentary Petrology; **v.** 58, p. 3112-3126.

Longman, M.W., 1980, Carbonate Diagenesis Texture from Near Surface Diagenetic Environment: Marine and Petroleum Geology, **v.** 19, p. 159-198.

Lotfpor, M., S.A. Moallemi, M.H. Adabi, A. Taghavi, 2000, Reservior evaluation of Dalan and Kangan Formations in the South Pars Field, NIOC-RIPI upublished report, 250p.

Lucia, F.J., 2007, Carbonate Reservoir Characterization: An Integrated Approach Springer, Second Edition, 366 p.

Mancini, E.A., T.A. Blasingame, R.Archer, B.J. Panetta, J.C. Liinas, C.D. Haynes, and D.J. Benson, 2004, Improving recovery from mature oil fields producing from carbonate reservoir: Upper Jurassic Smackover Formation, Womack Hill field (eastern Gulf Coast, U.S.A): AAPG Bulletin, **v.** 88, no. 12, p. 1629-1651.

Miall, A.D. 1991, Stratigraphic sequence and their chronostratigraphic correlation: Journal of Sedimentary Petrology., 61, 487-505.

Miall, A.D., 1995, Whiter stratigraphy, Sedimentary Geology., 100, 5-20.

Palma, R.M., J. Lopez-Gomez, and R.D., Piethe, southwest Iran: Journal of Petroleum Geology, **v.**1, p. 57-82.

Tucker, M.E., 2001, Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks: Blackwell Scientific Publication, 262 p.

Tucker,M.E., and V.P. Wright, 1990, Carbonate Sedimentology: Oxford (Blackwell). 482p.

Walker, K.R., D.G. Jernigan, and L.J. Weber, 1990, Petrographic criteria for the recognition of marine, syntaxial overgrowths, and their distribution in geologic time: Carbonates and Evaporites **v.** 5, p. 141-151.

Warren, J.K., 2006, Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons: Springer Verlag, 1035p.

Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History: New York, Springer-Verlag, 471 p.