

## بررسی بافت میکرایت و رابطه آن با گسترش ریزتخلخلها و تغییرات کیفیت مخزنی، سازند داریان، بخش مرکزی خلیج فارس

وحید توکلی \*

استادیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۱۰/۲۶

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۵/۱۷

### چکیده

رخساره‌ها، محیط رسوبی، فرآیندهای دیاژنزی و ریزتخلخل‌های موجود در سازند داریان در سه چاه از یک میدان در بخش مرکزی خلیج فارس در این مطالعه مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج نشان داد که سازند داریان از شش ریزرخساره کربناته تشکیل و در یک رمپ کربناته نهشته شده است. بررسی فرآیندهای دیاژنزی نشان داد که رسوبات پس از نهشته شدن در سه محیط دیاژنزی دریایی، جوی و تدفینی قرار گرفته‌اند. دیاژنز دریایی تأثیر زیادی بر روی این سازند نداشته است اما انحلال جوی سبب گردیده تا برخی دانه‌ها حل شده و دانه‌های میکرایت گرد شوند. در محیط دفنی فضاهای خالی انحلالی ایجاد شده با سیمان کلسیتی پر شده است و در نتیجه تخلخل کاهش یافته است. در مطالعات پتروگرافی تخلخل زیادی در نمونه‌ها مشاهده نمی‌گردد اما آزمایشات معمول مغزه، تخلخل قابل ملاحظه‌ای را در این نمونه‌ها نشان می‌دهد و این امر تأییدکننده حضور ریزتخلخلها به‌عنوان اصلی‌ترین نوع تخلخل در نمونه‌ها است. بررسی نمونه‌های میکرایتی با استفاده از میکروسکوپ الکترونی نشان داد که دانه‌های میکرایت، گردشده با تماس نقطه‌ای هستند. گردشده‌گی دانه‌ها سبب شده تا تخلخل زیادی در آنان ایجاد گردد. نوع تماس نقطه‌ای نیز سبب شده است تا این تخلخل در طی دیاژنز عمیق حفظ گردد. بررسی ارتباط بین ریزتخلخلها با رخساره‌ها و محیط رسوبی نشان می‌دهد این نوع از تخلخل در همه رخساره‌های گل‌پشتیان دیده می‌شود و با عمیق‌تر شدن محیط رسوبی و افزایش میزان میکرایت در نمونه‌ها، ریزتخلخل موجود در آنان نیز افزایش می‌یابد.

**واژه‌های کلیدی:** بافت میکرایت، خلیج فارس، ریزتخلخل، سازند داریان، کیفیت مخزنی.

## مقدمه

ریزتخلخل‌ها در برخی از مخازن کربناته دنیا اصلی‌ترین نوع تخلخل محسوب می‌گردند (موشیر، ۱۹۸۹a,b؛ مازولو، ۲۰۰۴؛ لونوی، ۲۰۰۶؛ والر، ۲۰۱۰ a,b). در مطالعات مختلف اندازه‌های گوناگونی برای این نوع از تخلخل ذکر شده است اما در همه این مطالعات، این نوع از تخلخل‌ها در بررسی‌های پتروگرافی قابل مشاهده نبوده و تنها با استفاده از ابزارهایی با بزرگنمایی بیشتر دیده می‌شود و در آزمایشات معمول مغزه و یا براساس داده‌های چاه‌پیمایی قابل اندازه‌گیری است (چوکت و پری، ۱۹۷۰؛ موشیر، ۱۹۸۹ a,b؛ والر و همکاران، ۲۰۱۰ a,b؛ لوسیا، ۱۹۹۵؛ پیت‌من، ۱۹۷۱). در رسوبات و سنگ‌های رسوبی میزان تخلخل‌ها به شکل و بافت دانه‌ها بستگی دارد (تاگر، ۲۰۰۱). بافت دانه‌ها نیز شامل آرایش، جهت یافتگی و نوع تماس دانه‌ها است. در بررسی ریزتخلخل‌ها با توجه به اینکه دانه‌های میکرایت تشکیل دهنده بخش اصلی سنگ هستند، شکل و آرایش دانه‌های میکرایت تعیین‌کننده میزان تخلخل موجود در این سنگ‌ها است. این موارد نیز به شکل اولیه و فرآیندهای دیانرژی رخ داده بر روی آنها بستگی دارد (الر و همکاران، ۲۰۱۰ a,b). در میکرایت‌ها، منشأ می‌تواند از بررسی شکل اولیه مشخص شود. چندین منشأ شامل زیستی، غیرزیستی و دیانرژی تاکنون برای میکرایت در کربنات‌ها شناسایی شده است. اصلی‌ترین منشأ این دانه‌های کربناته، جلبک‌ها (پنیسیلوس و هالیمدا) هستند. این موجودات حجم زیادی (۶۰ تا ۷۰ درصد) از میکرایت‌های موجود در محیط‌های رسوبی کربناته را تأمین می‌کنند (گیشلر و همکاران، ۲۰۱۳). شکل اولیه این میکرایت‌ها اغلب میله‌ای است. بخشی از میکرایت موجود نیز توسط فرسایش آلوکم‌های قبلی (منشأ غیرزیستی) تولید

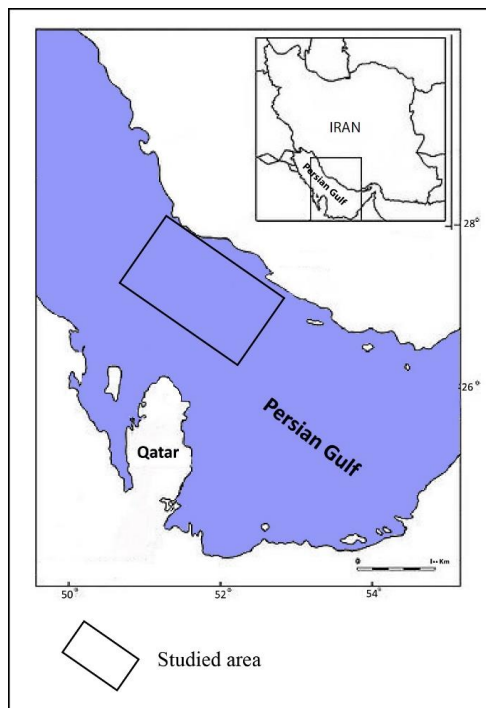
می‌شود. برای مثال خردشدن پوسته فرامینیفرها حدود ۵ درصد میکرایت موجود را تأمین می‌نماید (گیشلر و همکاران، ۲۰۱۳). با توجه به فرسایشی که بر روی این دانه‌ها اتفاق می‌افتد، اغلب این نوع میکرایت‌ها گردشده هستند. فرسایش بستر نیز مقداری میکرایت به محیط وارد می‌کند. این میکرایت‌ها نیز گردشده هستند. بخشی از میکرایت موجود نیز به طور مستقیم از آب دریا و در اثر فوق‌اشباع شدن محیط نسبت به کربنات تولید می‌گردد. بررسی منشأهای مختلف برای میکرایت‌ها نشان می‌دهد که انواع مختلف شکل‌ها در میکرایت‌ها وجود دارد اما اغلب زاویه‌دار هستند. فرآیندهای دیانرژی مختلف سبب تغییرات زیادی در شکل اولیه دانه‌های میکرایت می‌گردد. مجموع این فرآیندها تعیین‌کننده میزان تخلخل موجود در نمونه است. سازند داریان یکی از اصلی‌ترین سازندهای مخزنی کشور محسوب می‌گردد. این سازند با لیتولوژی کربناته و ماهیت گل‌پشتیبان در مرکز خلیج فارس شناخته می‌شود (مهرابی و همکاران، ۲۰۱۵؛ نادری خوجین و همکاران، ۲۰۱۶). با توجه به حضور زیاد زمینه گل کربناته، این سازند مستعد داشتن مقدار قابل ملاحظه ریزتخلخل‌ها است. این مطالعه به بررسی میزان ریزتخلخل‌ها، منشأ و چگونگی تغییرات آنان در سازند داریان در بخش مرکزی خلیج فارس می‌پردازد. نتایج حاصل، نقش ریزتخلخل‌ها در کیفیت مخزنی این سازند را مشخص می‌نماید. سازندهای دارای ریزتخلخل قابلیت زمین‌شناسی مناسبی جهت شکافت هیدرولیکی و افزایش بازیافت دارند و در نتیجه مطالعه ریزتخلخل در آنان نقش مهمی در انجام این فرآیند در آنان دارد.

## محدوده مورد مطالعه

مطالعات پیشین نشان می‌دهد که آب و هوای گرم و مرطوب در طول دوره کرتاسه در صفحه عربی

درسته، ۲۰۱۰؛ مورر و همکاران، ۲۰۱۳؛ مهرابی، ۲۰۱۵). این سازند بر روی سازند گدوان نهشته شده است و مرز آن با این سازند تدریجی است. سازند داریان از نظر چینه‌شناسی به ترتیب از پایین به بالا به سه عضو داریان پایینی، هوار و داریان بالایی تقسیم می‌گردد. در میدان مورد مطالعه، سازند داریان با شروع ته‌نشست سازند آواری کژدمی خاتمه می‌یابد. مرز این دو سازند فرسایشی است (نادری خوجین و همکاران، ۲۰۱۶ b). موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ دیده می‌شود.

حاکم بوده است. در این زمان صفحه عربی در حدود ۲۵ درجه عرض جنوبی قرار داشته و در بخش مرکزی خلیج فارس، رسوب‌گذاری کربنات‌ها در یک سکوی کربناته گسترده انجام می‌شده است. این حوضه‌های درون شلفی در اثر اختلاف فرونشست حرارتی تشکیل می‌شده است (الشرهان و نایرن، ۱۹۹۳). حرکت سری هرمرز نیز نقش قابل ملاحظه‌ای در تشکیل این حوضه‌ها داشته است (ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰؛ القمدی و پوپ، ۲۰۱۴). توالی کربناته داریان در طی آپتین در این منطقه گسترش یافته است (شرویدر، ۲۰۱۰؛



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه

## مواد و روش‌ها

(۱۹۶۵) جهت تشخیص کلسیت از دولومیت رنگ‌آمیزی گردید. در مجموع تعداد ۷۶۰ مقطع نازک بررسی گردیده و شاخص‌های رخساره‌ای و دیاژنزی آنان (مانند نام نمونه، لیتولوژی، نوع و میزان دانه‌ها، نوع و میزان انواع تخلخل‌ها، سیمان-ها) ثبت گردید. نام‌گذاری رخساره با استفاده از روش دانه‌ها (۱۹۶۲) انجام شد. پس از مطالعات

مغزه‌های موجود از سه چاه از یک میدان در بخش مرکزی خلیج فارس و در مجموع ۳۸۰ متر مغزه از سازند داریان مورد بررسی قرار گرفت. از هر متر مغزه دو نمونه پلاگ تهیه گردید و بخش‌های بریده شده بالا و پایین پلاگ‌ها برای تهیه مقطع نازک مورد استفاده قرار گرفت. یک سوم از هر مقطع نازک با استفاده از محلول آلزارین قرمز (دیکسون،

پتروگرافی، تعداد ۵۵ نمونه از رخساره‌های مختلف جهت مطالعات میکروسکوپ الکترونی انتخاب گردیده و با استفاده از میکروسکوپ مدل VEGA- TESCAN-LMU مورد بررسی قرار گرفت. نمونه‌ها قبل از بررسی و عکاسی، با طلا پوشش داده شد. داده‌های تخلخل با استفاده از قانون بویل و تخلخل‌سنج مدل PORG-200 با استفاده از گاز هلیوم به دست آمد. تراوایی توسط نیتروژن و با استفاده از قانون داریسی با استفاده از دستگاه تراوایی‌سنج Corelab-SP-200 در آزمایشگاه شرکت پنترا اندازه‌گیری گردیده است.

## نتایج

### رخساره‌ها و محیط رسوبی

رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی سازند داریان در مطالعات مختلفی مورد بحث قرار گرفته است (وینسنت و همکاران، ۲۰۱۰؛ ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰؛ موسوی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۴؛ شعبان‌پور حقیقی و صحرایان، ۲۰۱۴؛ منصوری‌دانشور و همکاران، ۲۰۱۵؛ مهرابی و همکاران، ۲۰۱۵؛ نادری خوجین و همکاران، ۲۰۱۶ a,b). در اینجا رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی مربوط به چاه‌های مورد مطالعه شرح داده می‌شود.

### پهنه جزر و مدی

مادستون تا مادستون فسیل‌دار (MF1): رخساره مادستون در داریان بالایی و نیز بخش بالایی عضو هوار دیده می‌شود (شکل ۲ A). دانه‌ها کمتر از ۱۰ درصد و در مواردی که دانه در نمونه دیده می‌شود، اغلب فرامینیفرهای پلانکتونیک با اندازه کوچک است. در بیشتر نمونه‌ها رسوبات دانه‌ریز آواری نیز همراه با نمونه مشاهده می‌گردد. مقدار این رسوبات آواری گاهی تا ۳۰ درصد نمونه را شامل می‌گردد و به همین سبب اغلب نمونه‌ها در مطالعات پتروگرافی رنگ تیره دارند. در موارد بسیار کمی

دولومیت در زمینه گلی دیده می‌شود. نوشکلی افزایشی در برخی نمونه‌ها رخ داده است. ضخامت این رخساره در توالی‌های مورد مطالعه از چند سانتی‌متر تا دو متر متغیر است و در مجموع ضخامت زیادی از سازند داریان را تشکیل نمی‌دهد. با توجه به حضور رسوبات آواری و فسیل‌های عمیق، ته‌نشست این رخساره در دو محیط جزر و مدی و یا دریای باز صورت گرفته است. در مواردی که رسوبات آواری قابل ملاحظه‌ای در نمونه حضور دارند و یا ساخت فنسترال در آن قابل مشاهده است، محیط این رخساره به جزر و مدی و در مواردی که فسیل‌های عمیق در آن مشاهده می‌گردد، محیط دریای باز به آن نسبت داده شده است. در مطالعات پتروگرافی تخلخلی در این رخساره مشاهده نمی‌گردد و ساخت‌های فنسترال موجود نیز همگی با کلسیت پر شده است.

### رخساره‌های لاگون

وکستون بایوکلاستی/پلوئیدی (MF2): اغلب بخش‌های سازند مورد مطالعه را رخساره وکستون بایوکلاستی تشکیل می‌دهد (شکل ۲ B). بایوکلاست‌ها اغلب فرامینیفرهای بنتیک با اندازه کوچکتر از ۲ میلی‌متر هستند اما در برخی موارد اندازه بزرگتر نیز مشاهده می‌گردد. در برخی نمونه‌ها پلوئید نیز همراه با قطعات بایوکلاستی دیده می‌شود اما مقدار آنان در موارد معدودی به بیش از ۱۰ درصد می‌رسد. آثار زیست‌آشفستگی هم در مقاطع نازک و هم در نمونه‌های مغزه در این رخساره دیده می‌شود اما مقدار آن در بخش‌های پایینی داریان بیشتر است. گل آواری در برخی نمونه‌ها با فراوانی اندک قابل مشاهده است. نوشکلی افزایشی و میکرایتی شدن در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود. بافت گل‌غالب، حضور فرامینیفرهای بنتیک و پلوئیدها و نیز انرژی پایین محیط ته‌نشست محیط بسته تا نیمه بسته لاگونی را برای

محیط لاگون را نشان می‌دهد. دولومیت‌ها در این رخساره در نمونه‌های داریان پایینی مشاهده می‌گردد. تنها تخلخل قابل مشاهده موجود در این نمونه‌ها، تخلخل حاصل از شکستگی است که در موارد معدودی قابل مشاهده است. اغلب این تخلخل‌ها نیز با سیمان کلسیتی پر شده است. نوشکلی افزایشی و میکرایتی شدن در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود. در برخی نمونه‌ها نیز پوسته فسیل‌ها با سیمان کلسیتی جایگزین شده است.

#### رخساره سدی

پکستون پلوئیدی/بایوکلاستی (MF4): رخساره‌های پکستونی با برتری پلوئید و یا بایوکلاست در این رخساره قرار می‌گیرند (شکل ۲ D). حضور پلت‌ها نشان دهنده انرژی متوسط محیط رسوب‌گذاری است که از طرفی پلت‌ها را تشکیل داده است و از طرف دیگر به حدی نبوده که سبب خرد شدن آنان گردد. لیتولوژی اغلب نمونه‌ها آهکی است اما در مواردی دولومیت‌های خودشکل با سطوح مسطح نیز دیده می‌شود. دانه‌های پلوئید و بایوکلاست در اندازه ماسه هستند. اینتراکلاست‌ها با مقادیر اندک (متوسط ۵ درصد) در کنار سایر دانه‌ها قابل مشاهده است. آثار زیست‌آشفستگی و کانی‌های تیره نیز در این رخساره دیده می‌شود. گل آهکی (میکرایت) و سیمان کربناته هم‌زمان در این رخساره وجود دارد. سیمان‌ها در مواردی که بین دانه‌ها را پر می‌کند میکرواسپار و درون دانه‌ها به صورت بلوکی است. حضور هم‌زمان بایوکلاست، پلوئید و اینتراکلاست و نیز سیمان آهکی و میکرایت نشان می‌دهد که این رخساره در محیط سمت ساحل سد نهشته شده است. در مطالعات مقاطع نازک تنها تخلخل حاصل از شکستگی در این رخساره قابل مشاهده است و تخلخل دیگری در آن مشاهده نمی‌گردد. در بسیاری از موارد نیز تخلخل‌ها با سیمان کلسیتی بلوکی پر شده است.

این رخساره نشان می‌دهد. دولومیت‌ها در موارد اندکی دیده می‌شوند. این دولومیت‌ها خودشکل و با سطوح صاف بوده و در زمینه گلی شناورند. شکستگی‌های پر شده با سیمان کلسیتی در این رخساره به فراوانی قابل مشاهده است. در برخی قسمت‌ها مانند بخش‌های پایینی داریان بالایی سیمان‌های میکرواسپار با مقادیر اندک حضور دارد. ساخت‌های حاصل فشردگی مانند استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی در این رخساره مشاهده می‌گردد. در این رخساره نیز در مطالعات مقاطع نازک تخلخل مشاهده نمی‌گردد.

وکستون تا پکستون اربیتولین‌دار (MF3): مطالعات گوناگونی تاکنون بر روی اربیتولینیدها در جهان انجام شده است (ویلاس و همکاران، ۱۹۹۵؛ هوسینک، ۲۰۰۱؛ ماتسومارو و فوروساوا، ۲۰۰۵؛ شرویدر و همکاران، ۲۰۱۰؛ آفاق و شعبان‌پور حقیقی، ۲۰۱۴). این مطالعات منجر به شناخت کامل این خانواده از نگاه تکامل، ساختار و شکل هندسی گردیده است. در سازند داریان در بخش مرکزی خلیج فارس در برخی موارد بخش غالب نمونه‌های مورد مطالعه را اربیتولینید تشکیل می‌دهد (شکل ۲ C). اندازه این فسیل‌ها از چند ده میکرون تا چند میلی‌متر متغیر است. علاوه بر این موجودات، قطعات بایوکلاستی دیگر نیز در این نمونه‌ها با فراوانی کمتر قابل مشاهده است. پلوئیدها نیز در برخی نمونه‌ها حضور دارند. در برخی موارد گل آواری به مقدار اندک (کمتر از ۱۰ درصد) نیز دیده می‌شود. پوسته‌های اربیتولینیدها در بسیاری موارد با کانی‌های تیره جایگزین شده است. با توجه به اینکه تشکیل نمونه‌های پکستونی در این گروه حاصل فراوانی قطعات فسیلی است و نه انرژی بالای محیط ته‌نشست، این نمونه‌ها هم با بافت وکستونی و هم با بافت پکستونی در یک دسته قرار گرفته‌اند. حضور فراوان اربیتولینیدها همراه با گل آهکی

مشاهده می‌گردد. آثار زیست‌آشفته‌گی و کانی‌های تیره به فراوانی در این رخساره مشاهده می‌گردد. در مطالعات میکروسکوپی هیچ‌گونه تخلخلی در نمونه‌های مربوط به این رخساره مشاهده نمی‌گردد. شکستگی‌ها در مواردی که وجود دارند با سیمان کلسیتی پر شده‌اند. این کلسیت‌ها درشت و بدون ادخال هستند. نوشکلی افزایشی در این رخساره به فراوانی دیده می‌شود اما برخلاف رخساره‌های قبلی، میکرایتی‌شدن فرآیند رایجی نیست. در برخی نمونه‌ها پوسته‌های فسیلی با سیمان کلسیتی جایگزین شده است.

#### محیط رسوبی

مطالعات پیشین یک محیط رمپ کربناته کم‌عمق را برای این سازند پیشنهاد می‌نماید (وینسنت و همکاران، ۲۰۱۰؛ ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰؛ موسوی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۴؛ شعبان‌پور حقیقی و صحرایان، ۲۰۱۴؛ منصوری‌دانشور و همکاران، ۲۰۱۵؛ مهرابی و همکاران، ۲۰۱۵؛ نادری خوجین و همکاران، ۲۰۱۶ a). نتایج حاصل از این مطالعه نیز نشان داد که سازند داریان در منطقه مورد مطالعه در چنین محیطی نهشته شده است. خصوصیات رسوبی رخساره‌ها، تنوع کم آنان، عدم گسترش قابل ملاحظه سد کربناته، عدم تغییرات ناگهانی در رخساره‌ها، عدم وجود ساخت‌های ریزشی در مغزه‌ها و تغییر تدریجی رخساره‌ها نشان می‌دهد که محیط رسوبی یک رمپ کم‌شیب کربناته بوده است (شکل ۳). در بخش داریان پایینی، رخساره‌های لاگون برتری دارند (شکل ۴). سپس رخساره‌های سدی و سمت ساحل سد به ترتیب فراوان‌ترین رخساره‌ها را تشکیل می‌دهند. این امر نشان می‌دهد که این عضو در یک محیط بسته کم‌عمق لاگونی که توسط برجستگی زیرآبی بایوکلاستی محصور بوده، رسوب کرده است.

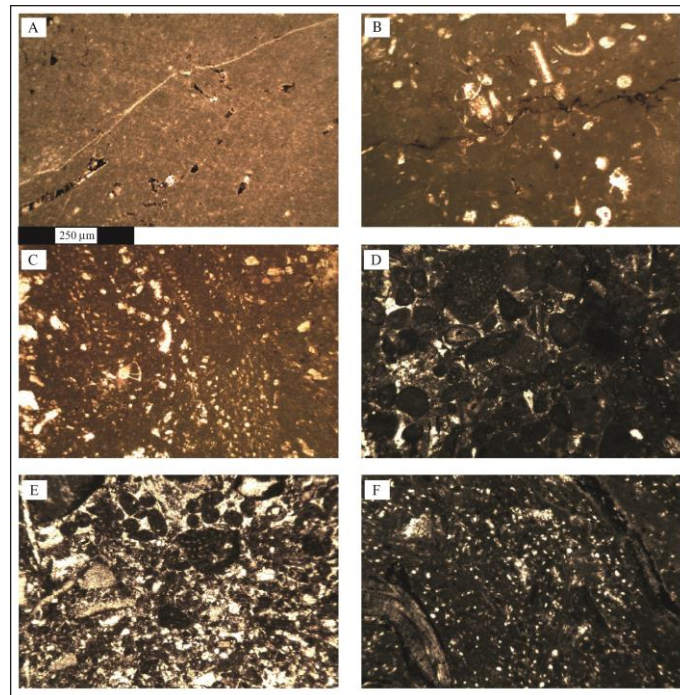
میکرایتی‌شدن و نوشکلی افزایشی در این رخساره به فراوانی قابل مشاهده است.

گرینستون/پکستون بایوکلاستی (MF5): نمونه‌های موجود در این رخساره دارای مقادیر بسیار اندک (بین صفر تا ۵ درصد) گل هستند. ماتریکس بسیار کم در این رخساره نشان‌دهنده انرژی بالای محیط ته‌نشست می‌باشد (شکل ۲ E). لیتولوژی در همه نمونه‌ها آهکی است و دولومیت در آن دیده نمی‌شود. اغلب دانه‌ها در اندازه ماسه هستند اما بایوکلاست‌های بزرگ با فراوانی اندک (متوسط ۵ درصد) قابل مشاهده است. دانه‌های غالب فرامینیفرهای بنتیک هستند. سایر آلوکم‌ها شامل پلوئید (متوسط ۶ درصد) و اینتراکلاست (متوسط ۲ درصد) است. این مشخصات نشان‌دهنده محیط سد برای این رخساره است. هیچ‌گونه تخلخلی در مطالعات پتروگرافی در این رخساره مشاهده نمی‌گردد. میکرایتی‌شدن در برخی نمونه‌ها قابل مشاهده است. این نمونه‌ها در سازند داریان در میدان مورد مطالعه بسیار نادر است.

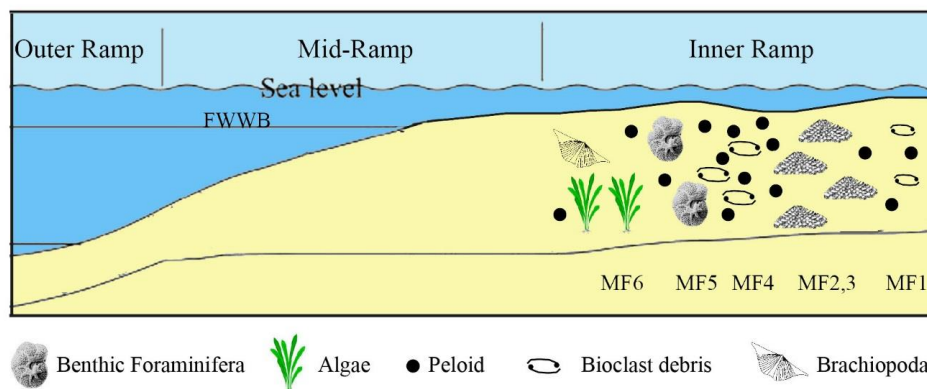
فلوتستون بایوکلاستی (MF6): این رخساره براساس طبقه‌بندی اصلاح شده دانهام (۱۹۶۲) توسط امبری و کلوان (۱۹۷۱) نامگذاری شده است. در این رخساره حداقل ۱۰ درصد اجزا بزرگتر از ۲ میلی‌متر هستند و این اجزای بزرگ از موجودات ریف‌ساز تشکیل شده است (شکل ۲ F). اجزای اصلی جلبک‌ها و براکیوپودها هستند. زمینه سنگ را گل آهکی تشکیل می‌دهد. با توجه به اندازه بزرگ قطعات بایوکلاستی و حضور گل، محیط سمت دریای سد برای این رخساره در نظر گرفته می‌شود (بورچت و رایت، ۱۹۹۲). در بخش‌های پایینی سازند داریان در میدان مورد مطالعه، این رخساره در برخی موارد دولومیتی شده است. در همین بخش گل آواری نیز همراه با دانه‌ها مشاهده می‌گردد. در برخی نمونه‌ها پلوئید در مقادیر اندک

هوار دارای مواد آواری بیشتری باشد. اغلب رخساره‌های داریان بالایی را رخساره‌های انتهایی رمپ داخلی تشکیل می‌دهد (شکل ۴). این محیط در مجاورت سمت دریای سد کربناته قرار دارد (بورچت و رایت، ۱۹۹۲).

سد بایوکلاستی گسترش چندانی نداشته است و به صورت لایه‌های کم ضخامت دیده می‌شود. این محیط رسوبی در عضو هوار نیز ادامه یافته چرا که در این عضو نیز محیط لاگونی برتری دارد. تنها تفاوت این دو قسمت در میزان ورود رسوبات آواری دانه‌ریز به محیط بوده است که سبب گردیده تا عضو



شکل ۲: تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های موجود از سازند داریان در میدان مورد مطالعه. شکل‌های A تا F به ترتیب مادستون تا مادستون فسیل‌دار، وکستون بایوکلاستی/پلوئیدی، وکستون تا پکستون اربیتولین‌دار، پکستون پلوئیدی/بایوکلاستی، گرینستون/پکستون بایوکلاستی و فلوئتستون بایوکلاستی را نشان می‌دهند. تصاویر در نور عادی و مقیاس همه شکل‌ها یکسان است.

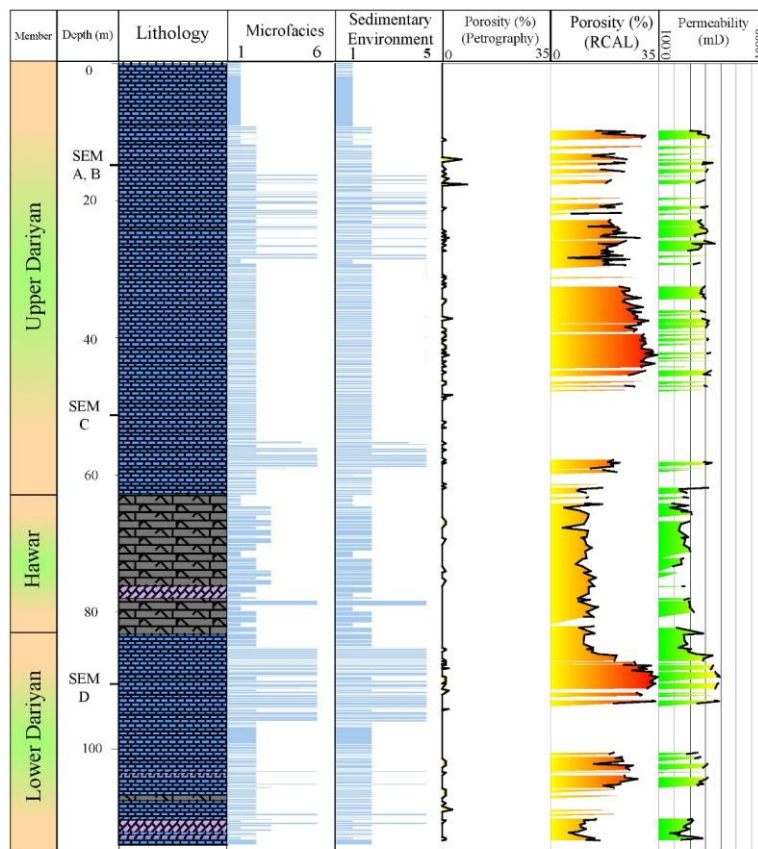


شکل ۳: مدل محیط‌رسوبی به همراه توزیع رخساره‌ها و آلوکم‌های اصلی. با تغییرات (بورچت و رایت، ۱۹۹۲).

دیاژنز

بررسی‌های دیاژنزی بر روی سازند داریان در مرکز خلیج فارس نشان داده است که رسوبات این سازند در هر سه محیط دیاژنزی دریایی، جوی و تدفینی قرار داشته‌اند (وینسنت و همکاران، ۲۰۱۰؛ ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰؛ شعبان‌پور حقیقی و صحراییان، ۲۰۱۴؛ منصوری‌دانشور و همکاران، ۲۰۱۵؛ مهرابی و همکاران، ۲۰۱۵؛ نادری خوجین و همکاران، ۲۰۱۶ b). با توجه به اینکه مطالعات پتروگرافی و تشخیص رخساره‌ها و فرآیندهای

دیاژنزی پایه مطالعات بعدی رسوب‌شناسی و مخزنی است و نیز جهت تعیین محل‌های مناسب در چاه مورد مطالعه برای انجام آزمایشات میکروسکوپ الکترونی مطالعات دیاژنزی انجام شد. نتایج این مطالعه نیز نشان می‌دهد که در رسوبات سازند داریان در چاه‌های مورد بررسی، هر سه نوع دیاژنز رخ داده است. عمده فرآیندهای دیاژنزی این سازند انحلال جوی و سیمان‌شدگی کلسیتی در محیط دفنی است. فرآیندهای دیاژنزی این سازند در میدان مورد مطالعه به شرح زیر است.



آهک آهک آهک  
 دولومیتی همراه با آواری

محیطهای رسوبی:  
 ۱- جزر و مدی ۲- لاگون ۳- سمت ساحل سد ۴- سد ۵- سمت دریای سد

شکل ۴: ستون سنگ‌شناسی به همراه رخساره‌ها، محیط رسوبی، تخلخل مشاهده شده در مطالعات پتروگرافی و تخلخل و تراوایی مغزه. کل چاه دارای مغزه است.



است که اصلی‌ترین نتیجه آن انحلال است. فرآیندهای دیاژنزی جوی این سازند به شرح زیر است.

نوشکلی افزایشی: فراوانی میکرایت در سازند مورد مطالعه سبب شده است تا فرآیند نوشکلی افزایشی نیز با حجم قابل ملاحظه‌ای در سازند مورد بررسی رخ دهد. این فرآیند سبب شده تا میکرایت‌های موجود در بسیاری از موارد به میکرواسپار تبدیل شود. این فرآیند اغلب تأثیر قابل ملاحظه‌ای را بر کیفیت مخزنی ندارد.

انحلال: فرآیند انحلال در محیط جوی سازند مورد مطالعه را به نحو قابل ملاحظه‌ای تحت تأثیر قرار داده است. دانه‌های بایوکلاستی زیستی اغلب مورد انحلال قرار گرفته است. تخلخل‌های حفره‌ای نیز به فراوانی تشکیل شده است اما همه فضاهای خالی موجود که در اثر انحلال ایجاد شده است، در محیط دفنی با سیمان کلسیتی پر شده است. ظاهر یکنواخت و شفاف این سیمان‌ها، ماهیت قالبی آنان که پوسته‌های حل شده را پر کرده‌اند، اندازه درشت بلورها، عدم وجود ادخال سیالات در آنان و پرشدن شکستگی‌ها توسط این سیمان نشان می‌دهد که در محیط تدفینی تشکیل شده است. فضاهای خالی پرشده با سیمان کلسیتی در برخی موارد در نمونه‌های دستی نیز دیده می‌شود. تشکیل سیمان در این فضاهای خالی و سیمان کلسیتی شفاف موجود در آنان نشان می‌دهد که انحلال این دانه‌ها و نیز زمینه در محیط دیاژنزی اولیه جوی رخ داده است.

دیاژنز دفنی: فرآیندهای مشاهده شده در این مرحله شامل تراکم فیزیکی و شیمیایی، دولومیتی شدن دفنی، شکستگی و تشکیل سیمان کلسیتی اصلی‌ترین این فرآیندها، تشکیل سیمان کلسیتی در فضاهای خالی است که کیفیت مخزنی را کاهش داده است.

دیاژنز دریایی: اولین نوع تغییرات ثانویه بر روی رسوبات بلافاصله پس از رسوب‌گذاری و در محیط دریایی آغاز می‌گردد. با توجه به ماهیت گل‌پشتیبان بودن رسوبات سازند داریان در چاه‌های مورد مطالعه، دیاژنز دریایی در این سازند تأثیر قابل ملاحظه‌ای نداشته است. انرژی پایین محیط رسوب‌گذاری سبب شده است تا ورود و خروج آب به رسوبات نهشته شده به‌طور مؤثری انجام نشده و تغییرات ثانویه در حداقل مقدار ممکن باقی مانده باشد. اصلی‌ترین تغییرات دیاژنزی مشاهده شده در این محیط شامل میکرایتی‌شدن، زیست‌آشفستگی، تشکیل سیمان دریایی و دولومیتی‌شدن است. زیست‌آشفستگی به فراوانی در سازند مورد مطالعه دیده می‌شود اما در بخش پایینی داریان بالایی فراوان‌تر است. میکرایتی‌شدن نیز مانند زیست‌آشفستگی تقریباً همه بخش‌های سازند داریان را تحت تأثیر قرار داده است. تنها بخشی که تأثیر کمتری از این فرآیند داشته، بخش بالایی داریان پایینی است. در این بخش پوشش میکرایتی دور برخی از دانه‌ها را احاطه کرده است اما میکرایتی‌شدن کامل دانه‌ها به سبب انرژی بالاتر محیط کمتر مشاهده می‌گردد. در سایر قسمت‌ها، دانه‌های کربناته در محیط دریایی به‌وسیله موجودات حفار به میکرایت تبدیل شده‌اند. دولومیت‌های دیاژنتیکی اولیه در بخش‌های میانی عضو هوار و بخش‌های میانی تا پایینی داریان پایینی قابل مشاهده هستند. این دولومیت‌ها با اندازه کوچک (اغلب کوچکتر از ۶۰ میکرون) و بافت بی‌شکل درهم قابل شناسایی هستند و مقدار اندک آنان سبب می‌گردد تا تأثیری بر کیفیت مخزنی این سازند نداشته باشند.

دیاژنز جوی: پس از دیاژنز دریایی، رسوبات در معرض دیاژنز جوی قرار می‌گیرند. در سازند داریان در منطقه مورد مطالعه، دیاژنز جوی گسترده بوده

درفی فوق‌اشباع شده و همراه با تأمین کلسیت از انحلال فشاری دانه‌ها و زمینه‌سنگ، سیمان کلسیتی قابل ملاحظه‌ای را به وجود آورده که فضاهای خالی قبلی را مسدود نموده است.

شکستگی: شکستگی یکی از فرآیندهای رایج در سازند مورد مطالعه است. برخی از شکستگی‌های مشاهده شده با سیمان کلسیتی پر شده‌اند. سیمان‌های کلسیتی درشت و شفاف است که با توجه به نوع کلسیت موجود و اینکه پس از ایجاد شکستگی ایجاد شده‌اند، در محیط دفنی گسترش یافته‌اند. در برخی موارد شکستگی‌ها باز هستند و سبب ایجاد تخلخل در سازند شده‌اند. توالی دیاژنزی سازند داریان در میدان مورد مطالعه در شکل ۵ دیده می‌شود.

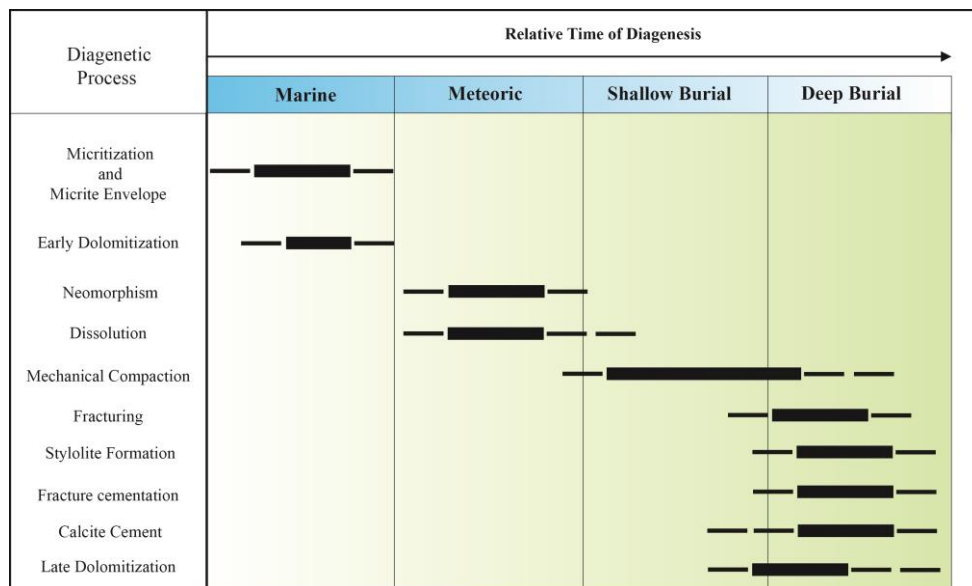
بافت میکرایت‌ها: اغلب نمونه‌های مورد بررسی در سازند داریان گل‌پشتیان هستند. بررسی‌های میکروسکوپ الکترونی نیز حضور مقادیر قابل ملاحظه میکرایت را در این نمونه‌ها به اثبات می‌رساند (شکل ۶). در نتیجه بررسی بافت این میکرایت‌ها و مقایسه آن با میزان تخلخل و تراوایی موجود در آنان جهت تشخیص نقش آنان در کیفیت مخزنی، ضروری است. جهت بررسی نوع تماس دانه‌های میکرایت، تقسیم‌بندی لوریانو (۱۹۷۲) مورد استفاده قرار گرفته است (شکل ۷ بالا). در این تقسیم‌بندی، بافت نقطه‌ای تماس نقطه‌ای دانه‌های خودشکل تا نیمه‌خودشکل میکرایت را نشان می‌دهد. زمانی که فضای کافی برای رشد دانه‌های میکرایت وجود داشته است، دانه‌های میکرایت می‌توانند به‌طور کامل رشد یافته و سرانجام به صورت نقطه‌ای به هم متصل گردند. در بافت مضرس میزان تماس بیشتر بوده و اغلب صفحات دانه‌ها با یکدیگر در تماس هستند. دانه‌های میکرایت در این حالت خودشکل تا نیمه خودشکل است. بافت شبکه‌ای نیز از دانه‌های میکرایت

تراکم: تراکم در سازند مورد مطالعه هم به‌صورت فیزیکی و هم به‌صورت شیمیایی قابل مشاهده است. آثار تراکم فیزیکی شامل درهم رفتن دانه‌ها در سنگ‌های دانه‌پشتیبان، تشکیل سطوح مقعر-محدب، تغییر شکل و شکستن دانه‌ها است. تراکم شیمیایی نیز همراه با تشکیل استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی قابل اثبات است. حداقل بخشی از سیمان مورد نیاز برای تشکیل سیمان‌های بزرگ و فراوان کلسیتی در سازند مورد مطالعه، از انحلال دانه‌های بایوکلاستی (آراگونیتی یا کلسیت کم‌منیزیوم) و زمینه کربناته در فرآیند فشردگی شیمیایی ایجاد شده است. تشکیل استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی در اغلب موارد سبب کاهش کیفیت مخزنی می‌گردد (مهرابی و همکاران، ۲۰۱۶).

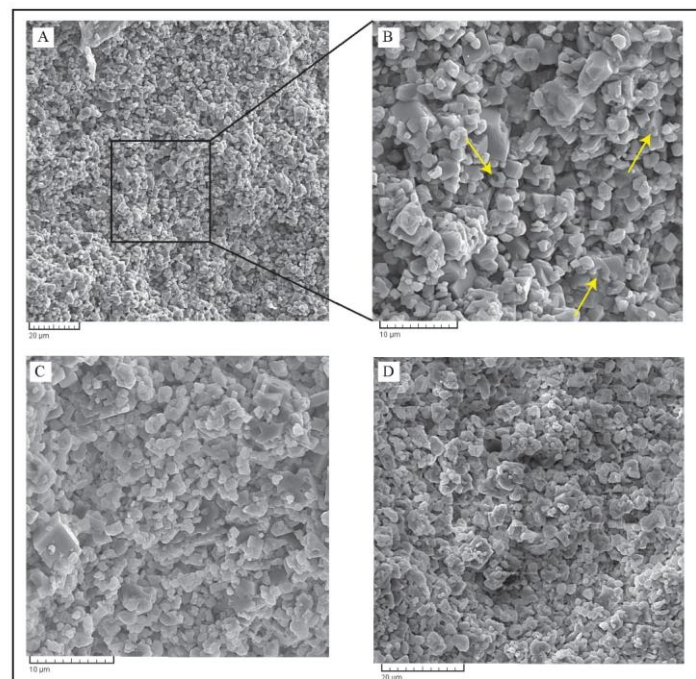
دولومیتی‌شدن دفنی: دولومیتی‌شدن فرآیند رایجی در سازند مورد مطالعه نیست. دولومیت‌ها تنها در بخش پایینی هوار و بخش پایینی عضو داریان پایینی قابل مشاهده هستند. اندازه بزرگ، خودشکل و پراکنده بودن و نیز همراهی آنان با آثار تراکم شیمیایی نشان می‌دهد که در محیط دفنی ایجاد شده‌اند. دولومیت‌ها اغلب در زمینه گلی دیده می‌شوند.

سیمان کلسیتی: همان‌گونه که اشاره شد، تشکیل سیمان کلسیتی یکی از رایج‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در سازند داریان است. این سیمان با ظاهر یکنواخت و شفاف، ماهیت قالبی با پرکردن پوسته‌های حل شده، اندازه درشت بلورها، عدم وجود ادخال سیالات در آنان و پرکردن شکستگی‌ها در محیط دفنی تشکیل شده است. تراکم شیمیایی تأمین‌کننده بخشی از سیمان کلسیتی موجود بوده است. انحلال اولیه در محیط دیاژنزی جوی توسط آب‌های تحت‌اشباع، کلسیت را به آب‌های درون منفذی وارد کرده است. این آب رفته‌رفته در محیط

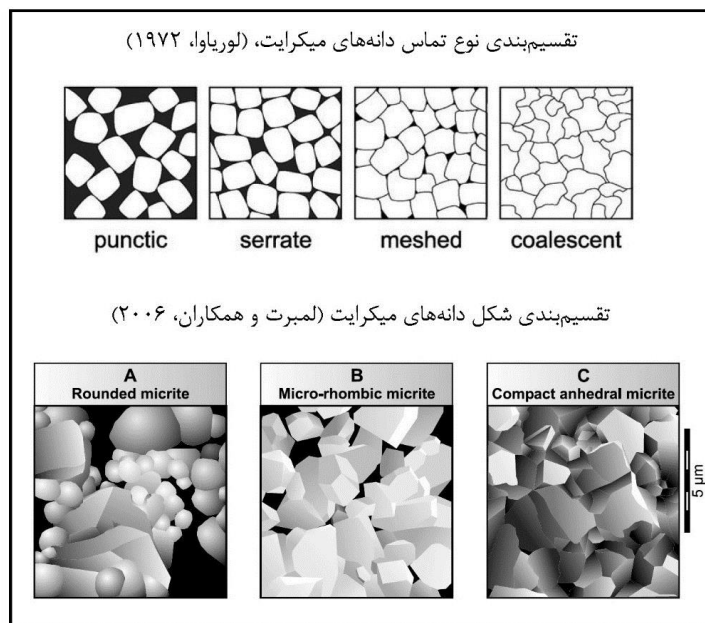
خودشکل تا نیمه خودشکل تشکیل می‌گردد که در برخی موارد در یکدیگر فرورفته‌اند. بافت درهم نشان دهنده میکرایت‌های نیمه خودشکل تا بی‌شکل درهم رفته است (شکل ۵، ۶ و ۷).



شکل ۵: توالی دیانژنی سازند داریان در میدان مورد مطالعه



شکل ۶: چهار تصویر میکروسکوپ الکترونی از سه نمونه مورد مطالعه. شکل‌های A و B از یک نمونه با مقیاس‌های مختلف مربوط به بخش بالایی داریان بالایی است. آثار انحلال در شکل B با علامت پیکان نشان داده شده است. در شکل A، ظاهر گل‌پشتیبان بودن نمونه مشخص است. در شکل B با بزرگنمایی بیشتر، نوع تماس نقطه‌ای دانه‌ها و شکل نیمه‌گردشده آنان دیده می‌شود. شکل‌های C و D نشان می‌دهند که این بافت به ترتیب در بخش پایینی داریان بالایی و نیز داریان پایینی دیده می‌شود. محل نمونه‌ها بر روی شکل ۳ مشخص است.



شکل ۷: انواع تماس (بالا) و شکل میکرایت‌ها (پایین) که در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفته است. به ترتیب اقتباس از لوریاوا (۱۹۷۲) و لمبرت و همکاران (۲۰۰۶).

تقسیم‌بندی لمبرت و همکاران (۲۰۰۶) گردشده است (شکل ۶).

#### بحث

شکل و بافت دانه‌های میکرایت تعیین کننده میزان تخلخل موجود بین آنها است. اغلب دانه‌های میکرایت در محیط رسوبی کربناته منشأ زیستی دارند اما میکرایت از منابع دیگر مانند فرسایش بستر، خردشدن پوسته سایر موجودات و ته‌نشست مستقیم از آب دریا نیز به رسوبات وارد می‌شود (لونستان و اپستین، ۱۹۵۷؛ نیومن و لند، ۱۹۷۵؛ اندروز و همکاران، ۱۹۹۷؛ گیشلر و زینگلر، ۲۰۰۲؛ موریس و همکاران، ۲۰۰۳؛ مکینتایر و آرونسون، ۲۰۰۶؛ پری و همکاران، ۲۰۱۱؛ سالتر و همکاران، ۲۰۱۲؛ گیشلر و همکاران، ۲۰۱۳). میکرایت‌هایی که منشأ زیستی دارند اغلب شکل میله‌ای دارند. میکرایت‌هایی که از سایر منابع به محیط وارد می‌شوند ممکن است در اثر تأثیر سمی یون‌های

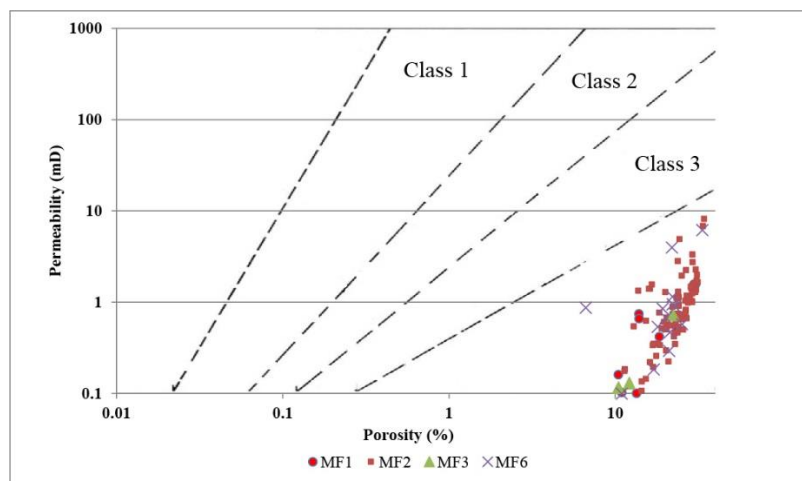
لمبرت و همکاران (۲۰۰۶) شکل دانه‌های میکرایت را تقسیم‌بندی نموده‌اند (شکل ۷ پایین). در این تقسیم‌بندی، سه نوع ریزبافت برای دانه‌های میکرایت در نظر گرفته شده است. نوع اول نشان‌دهنده میکرایت‌های گردشده با کرویت بالا هستند و به همین سبب به نام میکرایت گردشده برای آنان در نظر گرفته شده است. نوع دوم میکرایت‌هایی دارای سطوح بلوری می‌باشند. با توجه به شکل این نوع از میکرایت با عنوان ریزلوزی معرفی شده است. نوع آخر دانه‌های میکرایتی کاملاً بی‌شکل هستند که به صورت متراکم دیده می‌شوند. این نوع میکرایت‌ها را بی‌شکل فشرده می‌نامند. مطالعه میکرایت‌های موجود در سازند داریان نشان داد که نوع تماس دانه‌ها براساس تقسیم‌بندی لوریاوا (۱۹۷۲) در بیشتر موارد نقطه‌ای است و دانه‌ها خودشکل تا نیمه خودشکل هستند (شکل ۶). شکل آنان نیز براساس

شامل پرشدگی بعدی آنان، قطع شدن با شکستگی-ها، گسترش زیاد انحلال و قطع شدگی توسط استیلولیتها می‌گردد. در ضمن سیمان‌های کلسیتی بزرگ نیز در محیط دفنی تخلخل‌های حاصل را پر کرده است (شکل ۲ A، B و C). بدیهی است که سیال موجود در محیط دفنی نمی‌توانسته است هم‌زمان سبب انحلال و نیز ته‌نشست سیمان گردد. با توجه به مطالب گفته شده، انحلال دانه‌های میکرایت در سازند داریان در محیط دیاژنزی جوی رخ داده است. در نتیجه این انحلال دانه‌ها گرد و کروی شده و در نتیجه تخلخل بالایی در آنان ایجاد شده است. تحت‌اشباع بودن سیال دیاژنزی نیز سبب گردیده است تا ته‌نشست سیمان در محیط جوی انجام نشود. همین سیال سبب انحلال انتخابی پوسته موجودات نیز شده است و تخلخل-های قالبی مجزا را ایجاد نموده است. در محیط دفنی تخلخل‌های ایجاد شده در محیط جوی با سیمان پر شده است (شکل ۲ A، B و C) و در نتیجه ته‌نشست سیمان در این فضاهای خالی، سیال به تعادل رسیده است. در نتیجه در این محیط نیز سیمان بین دانه‌های میکرایت نهشته نشده و فضای خالی بین آنان حفظ شده است. بدیهی است که سیال در تخلخل‌های بزرگ حاصل از انحلال بسیار ساده‌تر می‌توانسته تشکیل سیمان دهد چرا که از طرفی حرکت سیال بین دانه‌های میکرایت بسیار کند بوده و نیز در فضاهای خالی بزرگتر سیمان به سادگی می‌توانسته نهشته شده و رشد نماید. در صورتی که انحلال دانه‌های میکرایت در محیط دیاژنزی اولیه رخ ندهد، دانه‌های میکرایت با همان شکل وارد محیط دیاژنزی عمیق می‌شوند. این دانه‌ها در این محیط تحت‌تأثیر فشرده‌گی مکانیکی قرار گرفته و تخلخل اولیه آنان از بین می‌رود.

$Mg^{2+}$  و  $Na^{2+}$  گردشده باشند و یا مانند میکرایت-های زیستی زاویه‌دار باشند (فولک، ۱۹۷۴؛ لمبرت و همکاران، ۲۰۰۶). در صورتی که میزان تبخیر شدید بوده و غلظت یون‌های ذکر شده افزایش یابد، این تأثیر سبب گردیدن میکرایت‌های اولیه خواهد شد. عدم وجود کانی‌های تبخیری در سازند داریان در میدان مورد مطالعه نشان می‌دهد که تبخیر شدید در زمان تشکیل این سازند وجود نداشته است. بررسی میکرایت‌های موجود در سازند داریان نشان داد که تقریباً همه این دانه‌ها گرد تا نیمه‌گرد هستند (شکل ۶). این موضوع نشان می‌دهد که تغییرات دیاژنزی سبب گردیدن دانه‌های میکرایت شده است چراکه اغلب این دانه‌ها در زمان رسوب‌گذاری زاویه‌دار هستند. تغییر دیاژنزی که سبب این امر می‌گردد، انحلال است (باد، ۱۹۸۹؛ موشیر، a, b، ۱۹۸۹؛ لمبرت، ۲۰۰۶). با توجه به ماهیت یکنواخت یک دانه میکرایتی، انحلال بخش-های مختلف آن را به‌طور یکنواخت تحت‌تأثیر قرار می‌دهد. به عبارت دیگر همه بخش‌های یک دانه به‌طور یکسان انحلال پیدا می‌کند اما با توجه به اینکه گوشه‌های یک دانه اغلب حجم کمتری نسبت به بدنه آن دارد، دانه در اثر انحلال گرد و کروی می‌گردد. با توجه به دلیل این گردشدگی، این نوع از تغییر شکل قابل مقایسه با گردشدگی دانه‌های آواری نیست بلکه تنها ابعاد دانه میکرایت به یکدیگر نزدیک می‌شوند. دانه‌های میله‌ای شکل میکرایت نیز در زمان ته‌نشست اغلب می‌شکنند و تبدیل به قطعات کوچکتر با گوشه‌های زاویه‌دار می‌شوند. در نتیجه انحلال آنان سبب می‌گردد تا دانه‌های گردشده میکرایت حاصل گردد. انحلال می‌تواند در محیط دیاژنزی جوی و یا دفنی رخ دهد. انحلال دانه‌های بایوکلاستی در محیط دیاژنزی جوی در این رسوبات رخ داده است. شواهد انحلال در این محیط

ریزتخلخلها در این سازند، این نمودار نشان می‌دهد که این تخلخلها به هم متصل نیستند که پیش از این نیز در مطالعات قبلی در خصوص ریزتخلخلها در سایر سازندها به اثبات رسیده بود (موشیر، ۱۹۸۹ a؛ مازولو، ۲۰۰۴؛ لونوی، ۲۰۰۶؛ والر و همکاران، ۲۰۱۰ a,b). روند تغییرات هم-زمان تخلخل و تراوایی در این نمودار قابل مشاهده است به این صورت که با افزایش تخلخل، مقدار تراوایی نیز افزایش می‌یابد که البته مقدار افزایش اندک است. این نمودار هم‌چنین مقدار بالای ریزتخلخل را در سازند مورد مطالعه نشان می‌دهد.

تشکیل میکرایت‌های گرد در محیط دیاژنزی جوی سبب شده است تا فرآیند تراکم فیزیکی نیز نتواند بر روی این دانه‌ها تأثیر زیادی داشته باشد چراکه دانه‌ها پایداری بالایی داشته و نوع تماس آنان نقطه‌ای بوده است. در نتیجه این تأثیر دیاژنزی، تخلخل حاصل در زمان تشکیل مخزن وجود داشته است و سبب تخلخل بالای این سازند شده است. بررسی داده‌های تخلخل و تراوایی در نمونه‌های گل پشتیبان سازند داریان در نمودار استاندارد لوسیا نشان می‌دهد (شکل ۸) که این نمونه‌ها دارای تخلخل بالا و تراوایی پایین تا متوسط هستند. اغلب نمونه‌ها تخلخل بیش از ده درصد و تراوایی کمتر از ۱ میلی‌داریسی دارند. با توجه به اثبات حضور



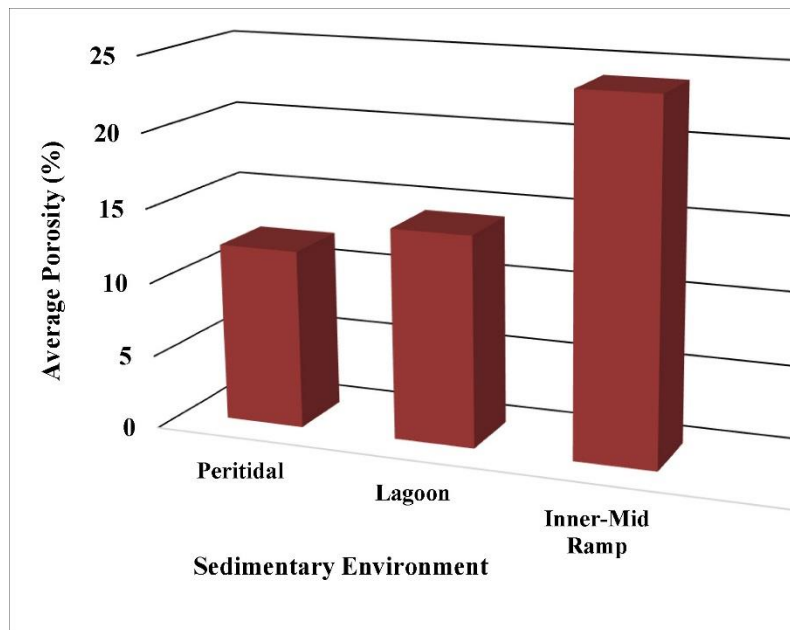
شکل ۸: توزیع تخلخل در برابر تراوایی برای رخساره‌های گل‌پشتیبان سازند داریان

امر تأیید می‌نماید که این تخلخل به‌طور عمده از یک نوع فضای خالی بین دانه‌ها تشکیل شده است، هرچند با توجه به ماهیت این نوع تخلخل، افزایش تراوایی همراه با افزایش تخلخل چندان قابل ملاحظه نیست. مطالعات مربوط به میکروسکوپ الکترونی نیز حضور تخلخل قابل ملاحظه‌ای را بین دانه‌های میکرایت نشان می‌دهد. فراوانی بیشتر رخساره ۲ نسبت به سایر رخساره‌ها سبب شده است که گستره وسیعی از داده‌های تخلخل و

مقایسه داده‌های تخلخل حاصل از مطالعات پتروگرافی با داده‌های حاصل از آزمایشات معمول مغزه تفاوت قابل ملاحظه‌ای را در مقدار تخلخل نشان می‌دهد (شکل ۴). این تفاوت تنها می‌تواند ناشی از حضور ریزتخلخلها در نمونه‌های مورد مطالعه باشد. بررسی تخلخل و تراوایی موجود در نمونه‌های گل‌پشتیبان (رخساره‌های MF1 تا MF4) نشان می‌دهد که ارتباط خوبی بین این دو شاخصه کیفیت مخزنی وجود دارد (شکل ۷). این

تخلخل غالب در این سازند از نوع ریزتخلخلها است و عمیق تر شدن محیط سبب حضور بیشتر میکرایت در نمونه می‌گردد، میزان تخلخل نیز افزایش می‌یابد.

تراوایی را پوشش دهد. محاسبه متوسط تخلخل در زیرمحیط‌های رسوبی مختلف در سازند داریان نشان داد که با عمیق شدن محیط رسوبی، میزان تخلخل افزایش می‌یابد (شکل ۹). با توجه به اینکه



شکل ۹: متوسط مقدار تخلخل در زیرمحیط‌های رسوبی سازند داریان

### نتیجه‌گیری

سبب انحلال در رخساره‌های دانه‌پشتیبان و گردش میکرایت در نمونه‌های گل‌پشتیبان شده است. انحلال بخش‌های مختلف یک دانه میکرایتی را به‌طور یکنواخت تحت تأثیر قرار می‌دهد. به عبارت دیگر همه بخش‌های یک دانه به‌طور یکسان انحلال پیدا می‌کند. بخش‌هایی از دانه که حجم کمتری دارند یعنی گوشه‌های آن به تدریج در این فرآیند از بین می‌روند و در نتیجه دانه رفته‌رفته گردشگری بیشتری پیدا می‌کند. این گردشگری سبب شده است تا مقدار تخلخل در این نمونه‌ها افزایش یابد. با توجه به نوع تماس دانه‌های میکرایت، تراکم بعدی نیز نتوانسته است سبب از بین بردن این تخلخل گردد. بررسی ارتباط بین ریزتخلخلها و رخساره‌ها نشان می‌دهد انواع

بررسی رخساره‌های سازند داریان در یکی از میادین هیدروکربنی بخش مرکزی خلیج فارس منجر به شناسایی ۶ رخساره شد که در ۶ زیرمحیط رسوبی نهشته شده است. با توجه به زیرمحیط انواع رخساره‌ها، تغییرات تدریجی رخساره‌های دانه‌پشتیبان و گل‌پشتیبان به یکدیگر، عدم وجود سدهای گسترده کربناتی، عدم وجود رسوبات واریزه‌ای و عدم وجود ساخت‌های ریزشی در نمونه‌های مغزه، این رخساره‌ها در یک رمپ کربناته نهشته شده‌اند. رخساره‌های مورد مطالعه پس از ته‌نشست در سه محیط دیاژنزی دریایی، جوی و تدفینی قرار گرفته‌اند. تغییرات رخساره‌ها در محیط دریایی اندک بوده است درحالی که دیاژنزی جوی تأثیر زیادی بر نمونه‌ها داشته است. آب‌های جوی

است. بررسی رابطه بین محیط‌های رسوبی و میزان ریزتخلخل‌ها نیز نشان داد که با عمیق‌تر شدن محیط و افزایش هم‌زمان میکرایت، مقدار ریزتخلخل‌ها نیز افزایش می‌یابد.

رخساره‌های گل‌پشتیبان در سازند داریان دارای مقادیر قابل ملاحظه تخلخل هستند اما میزان تراوایی در آنان چندان بالا نیست. همین امر این رخساره‌ها را برای فرآیندهای ثانویه افزایش دهنده تراوایی مانند شکافت هیدرولیکی مناسب نموده

#### منابع

- Afghah, M. and Shaabanpour Haghghi, A., 2014. Aptian biostratigraphy in South Zagros Basin, southwest Iran: *Geoscience Frontiers*, v. 5, p. 277-288.
- Al-Ghamdi, N. and Pope, M., 2014. Integrated high-resolution chemostratigraphy and facies based stratigraphic architecture of the Lower Cretaceous (Aptian), Shu'aiba Formation, Saudi Arabia: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 98, p. 1521-1549.
- Alsharhan, A.S. and Nairn, A.E.M., 1993. Carbonate platform models of Arabian Cretaceous reservoirs. In Simo, J.A.T., Scott, R.W. and Masse, J. P., (Eds.), *Cretaceous carbonate platforms: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 56*, p. 173-184.
- Andrews, J.E., Christidis, S. and Dennis, P.F., 1997. Assessing mineralogical and geochemical heterogeneity in the sub 63 micron size fraction of Holocene lime muds: *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, p. 531-535.
- Budd, D.A., 1989. Micro-rhombic calcite and microporosity in limestones: a geochemical study of the Lower Cretaceous Thamama Group, U.A.E: *Sedimentary Geology*, v. 63, p. 293-311.
- Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems: *Sedimentary Geology*, v. 79, p. 3-57.
- Choquette, P.W. and Pray, L.C., 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 technique for carbonates in thin section: *Nature*, v. 205, p. 587.
- Droste, H.J., 2010. Sequence-stratigraphic framework of the Aptian Shu'aiba Formation in the Sultanate of Oman, In: van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.I., Maurer, F. and Droste, H.J. (Eds.), *Barremian - Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian Plate: GeoArabia Special Publication 4, Gulf PetroLink, Bahrain*, v. 1, p. 229-283.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: Ham, W. E. (ed.), *Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, p. 108-121.
- Embry, A.F. and Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, v. 19, p. 730-781.
- Folk, R.L., 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: effects of magnesium content and salinity: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 44, p. 40-53.
- Gischler, E., Dietrich, S., Harris, D., Webster, J.M. and Ginsburg, R.N., 2013. A comparative study of modern carbonate mud in reefs and carbonate platforms: Mostly biogenic, some precipitated: *Sedimentary Geology*, v. 292, p. 36-55.



- Gischler, E. and Zingeler, D., 2002. The origin of carbonatemud in isolated carbonate platforms of Belize, Central America: *International Journal of Earth Sciences*, v. 91, p. 1054-1070.
- Husinec, A., 2001. Palorbitolina lenticularis from the northern Adriatic region: paleogeographical and evolutionary implications: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 31, p. 287-293.
- Husinec, A., Velic, I., Fucek, L., Vlahovic, I., Maticec, D., Ostirc, N. and Korbar, T., 2000. Mid Cretaceous Orbitolinid (foraminiferida) record from the Islands of Cres and Losinj (Croatia) and its regional stratigraphic correlation: *Cretaceous Research*, v. 21, p. 155-171.
- Lambert, L., Durllet, C., Loreau, J. and Marnier, G., 2006. Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic–Cretaceous): keys for recognition and timing: *Marine and Petroleum Geology*, v. 23, p. 79-92.
- Lonoy, A., 2006. Making sense of carbonate pore systems: *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 90, p. 1381-1405.
- Loreau, J.P., 1972. Pétrographie de calcaires fins au microscope électronique à balayage: introduction à une classification des “micrites”: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 274, p. 810-813.
- Lowenstam, H.A. and Epstein, S., 1957. On the origin of sedimentary aragonite needles of the Great Bahama Bank: *Journal of Geology*, v. 65, p. 364-375.
- Lucia, F.J., 1995. Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization: *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 79, p. 1275-1300.
- Macintyre, I.G. and Aronson, R.B., 2006. Lithified and unlithified Mg-calcite precipitates in tropical reef environments: *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 81-90.
- Mansouri-Daneshvar, P., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Gharaie, M.H.M. and Feizie, A., 2015. Sequence stratigraphy of the petroliferous Dariyan Formation (Aptian) in Qeshm Island and offshore (southern Iran): *Petroleum Science*, v. 12, p. 232-251.
- Matsumaru, K. and Furusawa, A., 2005. The present condition and subject of the Cretaceous Orbitolinid foraminiferal studies of Japan: *Journal of Saitama University*, v. 54, p. 15-22.
- Maurer, F., Al-Mehsin, K., Pierson, B.J., Eberli, G.P., Warrlich, G., Drysdale, D. and Droste, H.J., 2010. Facies characteristics and architecture of Upper Aptian Shu'aiba clinofolds in Abu Dhabi. In: van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.I., Maurer, F. and Droste, H.J. (Eds.), *Barremian - Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian Plate: GeoArabia Special Publication 4*, Gulf PetroLink, Bahrain, v. 2, p. 445-468.
- Mazzullo, S.J., 2004. Overview of porosity evolution in carbonate reservoirs: *Kansas Geological Survey Bulletin*, v. 79, p. 22-28.
- Mehrabi, H., Mansouri, M., Rahimpour-Bonab, H., Tavakoli, V. and Hassanzadeh, M., 2016. Chemical compaction features as potential barriers in the Permian-Triassic reservoirs of Southern Iran: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 145, p. 95-113.
- Mehrabi, H., Rhimpour-Bonab, H., Hajikazemi, E. and Esrafil-Dizaji, B., 2015. Geological reservoir characterization of the Lower Cretaceous Dariyan Formation (Shu'aiba equivalent) in the Persian Gulf, southern Iran: *Marine and Petroleum Geology*, v. 68, p. 132-157.
- Moosavizadeh, M.A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R. and Kavooosi,

- M.A., 2014. Early Aptian oceanic anoxic event (OAE 1a) in Northeastern Arabian Plate setting: an example from Dariyan Formation in Zagros fold–trust belt, SE Iran: *Arabian Journal of Geosciences*, v. 7, p. 4745-4756.
- Morse, J.W., Gledhill, D.K. and Millero, F.J., 2003. CaCO<sub>3</sub> precipitation kinetics in waters from the Great Bahama Bank: implications for the relationship between bank hydrochemistry and whittings: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 67, p. 2819-2826.
- Moshier, S.O., 1989a. Microporosity in micritic limestones: a review: *Sedimentary Geology*, v. 63, p. 191-213.
- Moshier, S.O., 1989b. Development of microporosity in a micritic limestone reservoir, Lower Cretaceous, Middle East: *Sedimentary Geology*, v. 63, p. 217-240.
- Naderi-Khujin, M., Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Tavakoli, V., 2016a. A record of global change: OAE 1a in Dariyan shallow-water platform carbonates, southern Tethys, Persian Gulf, Iran: *Facies*, v. 62, 25 p.
- Naderi-Khujin, M., Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Tavakoli, V., 2016b. Characterization of the Late Aptian top-Dariyan disconformity surface offshore SW Iran: a multi-proxy approach: *Journal of petroleum geology*, v. 39, p. 269-286.
- Neumann, A.C. and Land, L.S., 1975. Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco: a budget: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 45, p. 763-786.
- Perry, C.T., Salter, M.A., Harborne, A.R., Crowley, S.F., Jelks, H.L. and Wilson, R.W., 2011. Fish as major carbonate mud producers and missing components of the tropical carbonate factory: *Proceedings of the National Academy of Science*, v. 108, p. 3865-3869.
- Pittman, E.D., 1971. Microporosity in carbonate rocks: *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 55, p. 1873-1881.
- Salter, M.A., Perry, C.T. and Wilson, R.W., 2012. Production of mud-grade carbonates by marine fish: crystalline products and their sedimentary significance: *Sedimentology*, v. 59, p. 2172-2198.
- Schroeder, R., van Buchem, F.S.P., Cherchi, A., Baghbani, D., Vincent, B., Immenhauser, A. and Granier, B., 2010. Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian-Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations: *GeoArabia Special Publication*, v. 4, 49-96.
- Shaabanpour Haghghi, A. and Sahraeyan, M., 2014. Facies analysis and diagenetic features of the Aptian Dariyan Formation in Zagros Fold–Thrust Belt, SW Iran: *Journal of African Earth Sciences*, v. 100, p. 598-613.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*, 3rd Edition: Wiley-Blackwell, 272 p.
- van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.I., Maurer, F., Droste, H.J. and Yose, L.A., 2010. Sequence-stratigraphic synthesis of the Barremian- Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for the petroleum habitat. In: van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.I., Maurer, F. and Droste, H.J. (Eds.), *Barremian - Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian Plate: GeoArabia Special Publication 4, Gulf PetroLink, Bahrain*, v. 1, p. 9-48.
- Vilas, L., Masse, J.P. and Arias, C., 1995. Orbitolina episodes in carbonate platform evolution: the Early Aptian model from SE Spain: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 119, p. 35-45.

-Vincent, B., Van Buchem, F.S.P., Bulot, L.G., Immenhauser, A., Caron, M., Baghbani, D. and Huc, A.Y., 2010. Carbon-isotope stratigraphy, biostratigraphy and organic matter distribution in the Aptian-Lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi formations), In: van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.I., Maurer, F., Droste, H.J. (Eds.), Barremian-Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Eastern Arabian Plate, GeoArabia Special Publication 4, Gulf PetroLink, Bahrain, v. 1, p. 139-197.

-Volery, C., Davaud, E., Durllet, C., Clavel, B., Charollais, J. and Caline, B.,

2010. Microporous and tight limestones in the Urgonian Formation (late Hauterivian to early Aptian) of the French Jura Mountains: Focus on the factors controlling the formation of microporous facies: *Sedimentary Geology*, v. 230, p. 21-34.

-Volery, C., Davaud, E., Foubert, A. and Caline, B., 2010. Lacustrine microporous micrites of the Madrid Basin (Late Miocene, Spain) as analogues for shallow-marine carbonates of the Mishrif reservoir Formation (Cenomanian-early Turonian, Middle East): *Facies*, v. 56, 385-397.