



مقاله پژوهشی

بررسی تغییرات رسوب‌شناسی، دیاژنزی و چاه‌پیمایی سازند دشتک در فارس ساحلی و خلیج فارس

وحید توکلی^{۱*}؛ فروز کیوانی^۲؛ محمد شجاعی جندابه^۲؛ سوگند اسداللهی شاد^۳

۱- دانشیار، دانشکده زمین‌شناسی، دانشکده‌گان علوم، دانشگاه تهران

۲- شرکت کیپ، تهران، خیابان شهید مطهری، بین لارستان و میرزای شیرازی، پلاک ۳۰۳

۳- کارشناس ارشد زمین‌شناسی چینه و رسوب‌شناسی، اداره زمین‌شناسی شرکت نفت مناطق مرکزی ایران

۴- کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشکده‌گان علوم، دانشگاه تهران

دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۰۴/۳۱ پذیرش مقاله: ۱۴۰۳/۰۶/۳۱

شناسه دیجیتال (DOI): 10.22107/jpg.2024.466450.1237

واژگان کلیدی	چکیده
دشتک، پوش‌سنگ، دیاژنز، چاه‌پیمایی، خلیج فارس، فارس ساحلی	توالی تریاس میانی-پسین در زاگرس و خلیج فارس با نام سازند دشتک به عنوان پوش‌سنگ سازندهای مخزنی گروه دهرم دارای اهمیت بسیاری است. از سوی دیگر، بخش‌های پایینی این سازند در برخی میادین، مخزن گاز است. با این وجود، به دلیل عدم وجود داده‌های کافی از این سازند، مطالعات اندکی بر روی آن انجام شده است. در این پژوهش، رخساره‌ها (و ریزرخساره‌ها)، شرایط ته‌نشینی و دیاژنز این سازند در یک میدان خشکی (میدان Y) و یک میدان دریایی (میدان X) در منطقه فارس ساحلی مورد بررسی قرار گرفته است. داده‌ها شامل پتروگرافی ۵۴۸ مقاطع نازک تهیه‌شده از خرده‌های حفاری ۱۵ چاه میدان Y به همراه داده‌های چاه‌نگاری در ۲ چاه از میدان X می‌باشد. نتایج مطالعات، تعداد ۱۵ ریزرخساره را در قالب ۵ کمربند رخساره‌ای نشان می‌دهد. فرآیندهای دیاژنزی مانند تراکم مکانیکی و شیمیایی، انحلال، دولومیتی‌شدن و انیدریتی‌شدن، سیمانی‌شدن (سیمان‌های کلسیتی از نوع سیمان هم بعد، سیمان موزاییک، فراگیر و درشت‌بلور با رخ دوقلو) و در مواردی شکستگی، با توجه به ویژگی‌های بافتی اولیه، تأثیر بسزایی در توزیع سامانه روزنه‌های درون انواع ریزرخساره‌ها دارند. مقایسه نگار گاما در چاه‌های میدان Y و میدان X نشان داد که حجم شیل در زون‌های مختلف، در میدان Y کمتر از چاه‌های مورد بررسی در میدان X است. همچنین مقادیر کانی‌های کربناته (آهک و دولومیت) در چاه‌های میدان X بیشتر است. نتایج نشان می‌دهد که چاه Y دارای حجم انیدریت بالاتری نسبت به چاه‌های میدان دریایی است. به عبارت دیگر حضور مقادیر بالای شیل در چاه‌های دریایی، مقادیر بیشتر انیدریت در چاه خشکی و حضور رخساره‌های کربناته و حتی زیستی در چاه خشکی نشان می‌دهد که ژرفای آب در زمان ته‌نشست از جنوب به شمال فعلی در منطقه بخش مرکزی خلیج فارس کاهش یافته است. مجموع نتایج نشان می‌دهد که سازند دشتک در چاه مورد مطالعه در میدان خشکی در ژرفای کمتری نهشته شده است.

صورت اقتصادی در حال استخراج و بهره‌برداری هستند، پوش‌سنگ وجود دارد [۲]. تجمع هیدروکربن در سنگ مخزن سبب می‌گردد تا توجه بیشتر متخصصان بر روی این سنگ‌ها بوده و پوش‌سنگ‌ها همواره در مطالعات سامانه‌های مخزنی کمتر مورد توجه قرار گیرند [۳]. داده‌های مستقیم مغزه از این سازندها به ندرت تهیه می‌شود و در نتیجه اغلب

۱. پیش‌گفتار
پوش‌سنگ^۱ یکی از اجزای اصلی یک انباشت اقتصادی هیدروکربنی است. این لایه‌ها با داشتن تخلخل و تراوایی بسیار ناچیز مانع حرکت سیال به سمت بالا می‌شوند [۱]. در صورت عدم وجود یک پوش‌سنگ مناسب، انباشت هیدروکربنی صورت نخواهد گرفت و در تمامی مخازنی که به

^۱ Cap rock

خصوصیات آنان ناشناخته است. بررسی خواص زمین‌شناسی و یکپارچگی^۲ در این سازندها اغلب به طور دقیق انجام نمی‌شود [۴] و در نتیجه وجود یا عدم وجود، ستبر، خصوصیات رخساره‌ای، محیط رسوبی، شکل هندسی، فرآیندهای دیاژنزی و ژئومکانیکی آنان همواره یکی از پرسش‌های بدون پاسخ در مطالعات سامانه‌های هیدروکربنی است [۵].

بررسی خصوصیات زمین‌شناسی در مقیاس‌های نمونه تا حوضه، تراکم، تراوایی مطلق و نسبی، جریان سیال، فشار منفذی، ترشوندگی، تراوش^۳، خصوصیات ژئومکانیکی و شکستگی در این سنگ‌ها مورد توجه پژوهشگران بوده است [۶-۷-۸-۹]. بررسی خصوصیات رخساره‌ای سبب می‌گردد تا شرایط موجود در زمان ته‌نشست این سنگ‌ها شناخته شود [۳-۸-۶]. این شناخت علاوه بر اینکه سنگ‌بنای مطالعات محیط‌رسوبی و شکل‌هندسی پوش‌سنگ را می‌سازد، در تعیین خصوصیات پتروفیزیکی نیز نقش اساسی دارد. فرآیندهای دیاژنزی پس از ته‌نشست، این سنگ‌ها را تحت‌تأثیر قرار می‌دهند و خصوصیات آنان را دگرگون می‌نمایند [۱۰-۹]. همچنین تعیین مرز بخش‌های مختلف و تطابق این سازندها در مقیاس میدان و حوضه نیازمند دانش کافی در مورد خصوصیات زمین‌شناسی این سنگ‌ها است. سایر خصوصیات مورد بررسی، باید در قالب این مطالعات سنجیده شوند تا توزیع فضایی آنان به راحتی درک شود. بدیهی است که مطالعه این خصوصیات در چاه‌ها و میادین گوناگون و سپس تطابق آنان می‌تواند به درک درستی از چگونگی تغییرات پوش‌سنگ‌ها در سه بعد منتهی شود. با وجود چنین اهمیتی، عدم وجود داده‌های کافی از این سازندها در اغلب موارد سبب می‌گردد تا خصوصیات آنان به درستی درک نشود.

در ایران نیز مطالعات اندکی بر روی خواص پوش‌سنگ‌ها انجام شده است. سازند دشتک به عنوان پوش‌سنگ مخازن بزرگ پرمین-تریاس یکی از اصلی‌ترین این سازندها در ناحیه زاگرس و خلیج فارس است [۱۱-۶]. این سازند به سن تریاس میانی تا پایانی بر روی سازند کنگان قرار داشته و تغییرات زیادی را در حوضه نشان می‌دهد [۱۲]. با توجه به عدم وجود نمونه‌های مغزه از این سازند در بسیاری از چاه‌ها، ترکیب داده‌های خرده‌حفری و چاه‌پیمایی می‌تواند

نقش مهمی در شناخت دقیق خصوصیات این سازند و چگونگی توزیع این خصوصیات از خشکی تا دریا در حوضه زاگرس و خلیج فارس داشته باشد. بر همین اساس، این مطالعه به بررسی خصوصیات رخساره‌ای، دیاژنزی، محیط‌رسوبی، و پتروفیزیکی این سازند در دو میدان در جنوب ایران می‌پردازد. یکی از این میدان‌ها در خشکی و دیگری در بخش دریایی قرار دارد و لذا تطابق این سازند در این دو میدان می‌تواند تغییرات جانبی سازند دشتک در حوضه زاگرس را در یک مقطع شمالی-جنوبی در ناحیه مورد مطالعه مشخص سازد. ترکیب داده‌های مربوط به خرده‌های حفاری و داده‌های چاه‌پیمایی در این مطالعه، داده‌ها و تحلیل‌های بیشتری جهت تطابق آن در حوضه زاگرس در اختیار خواهند گذاشت.

۲. زمین‌شناسی و چینه‌شناسی

باز شدن دریای نئوتتیس در دو مرحله صورت گرفته است. اولین مرحله در زمان پرمین-تریاس منجر به جدایش، حرکت خردقاره ایران از صفحه عربی و سرعت گرفتن و برخورد آن با صفحه اوراسیا گردید. مرحله دوم در تریاس پسین تا ژوراسیک میانی، عرض نئوتتیس به حداکثر ۴۰۰۰ کیلومتر گسترش یافت [۱۳]. در زمان پرمین میانی-تریاس بالایی حاشیه غیرفعال نئوتتیس ایجاد گردید و صفحه عربی به سمت شرق-شمال شرق شیب پیدا کرد. همچنین هم‌زمان با حرکت صفحه عربی به طرف شمال، در عرض جغرافیای پایین هوا گرم شده و حوضه‌های رسوبی دریایی کم‌ژرفا و خشک ایجاد گردید و در نتیجه یک رژیم رسوبی کربناته در شرق پلاتفرم عربی گسترش یافت [۱۵-۱۴]. در این مطالعه سازند دشتک در دو میدان، یکی واقع در خشکی و دیگری واقع در دریا در بخش فارس سحالی مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت است (شکل ۱-b).

سری‌های رسوبی تخریبی، کربناته و تخریبی و تبخیری پرمین و تریاس در حوضه زاگرس با ضخامت بیش از ۲۰۰۰ متر نهشته شده‌اند [۱۶]. سطوح فرسایشی و نبودهای رسوبی اصلی یکی در قاعده سری‌های رسوبی ابتدای پرمین و دیگری در رأس سری‌های رسوبی تریاس مشاهده می‌گردد [۱۷]. همچنین در مرز بین سری‌های رسوبی پرمین-تریاس، یک ناپیوستگی وجود دارد و فعالیت زمین‌ساختی احتمالاً همراه با

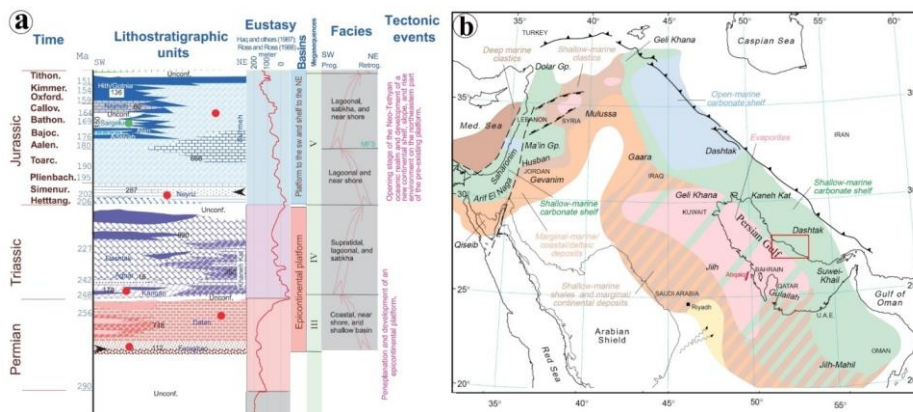
^۲ Integrity

^۳ Leakage

گسترش سازند دشتک به جهت عامل پوش‌سنگی آن برای مخازن گروه دهرم می‌باشد. علاوه بر این حضور گاز در لایه‌های کربناته بخش تبخیری A سبب اهمیت این سازند از دیدگاه مخزنی نیز شده است.

سازند دشتک در میادین مورد مطالعه با شیل آغار شروع شده و شامل سطح ناپیوستگی فرسایشی موازی به همراه آثار اکسید آهن با کربنات‌های سازند کنگان می‌باشد (شکل a-1). مرز بالایی سازند دشتک با دولومیت سفیدار پایان می‌پذیرد که بخشی از آن در اثر فرسایش از بین رفته است [۶].

کوهزایی هرسینین منجر به ایجاد ناپیوستگی و عدم رسوب‌گذاری سری‌های رسوبی کربنیفر-ابتدای پرمین گردیده است [۱۸]. پیشروی دریا در پرمین نیز منجر به نهشته شدن تخریبی‌ها، کربنات‌های دریایی کم‌ژرفا و تبخیری‌ها شده است. سری‌های رسوبی کربناته کم‌ژرفا به همراه تبخیری‌های پهنه جزر و مدی در زمان تریاس نهشته شده و حرکات زمین‌ساختی در انتهای تریاس منجر به فرسایش و یا عدم رسوب‌گذاری در حوضه زاگرس گردیده است [۱۴]. سپر پایدار عربستان در زمان پالئوزوئیک و مزوزوئیک، منشأ تخریبی‌ها برای سری‌های رسوبی پرمین-تریاس بوده است. اهمیت درک



شکل ۱- (a) چینه‌شناسی سازند دشتک و سازندهای همجوار در خلیج فارس [۱۹] به همراه (b) نقشه جغرافیای دیرینه تریاس میانی (۲۲۷-۲۴۱.۷ میلیون سال پیش) [۱۵]. مستطیل قرمز نشان‌دهنده منطقه مورد مطالعه است.

حفاری به روش دانام [۲۰] و امبری و کلوان [۲۱] و توصیف ریزرخساره‌ها به روش ویلسون [۲۲] صورت گرفته است. با مقایسه ریزرخساره‌های شناخته شده با مدل‌های معرفی شده توسط فلوگل [۲۳] و برجت و رایت [۲۴] محیط رسوبی پیشنهادی معرفی گردید.

مطالعات در چاه‌های میدان X بر مبنای داده‌های چاه‌پیمایی دوچاه (X1, X2) انجام شد (داده‌های گاما، تخلخل نوترون، صوتی و چگالی). روش قطعی^۴ برای ارزیابی سازند به سبب کمبود لاگ‌ها و در دسترس نبودن اغلب داده‌های گل حفاری، در نرم‌افزار ژئولاگ^۵ نسخه ۷ مورد استفاده قرار گرفت. روش پتروفیزیکی قطعی در تفسیر داده‌های پتروفیزیکی بر اساس معادلات فیزیکی و

۳. مواد و روش‌ها

مطالعه ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی تریاس میانی-بالایی مربوط به پانزده حلقه چاه میدان خشکی (میدان Y) واقع در فارس ساحلی انجام گرفت. مطالعه پتروگرافی ۵۴۸ عدد مقطع نازک تهیه شده از خرده‌های سرچاهی، انجام شد. مطالعه رسوب‌شناسی، فسیل‌شناسی، ریزرخساره، تغییرات رخساره‌ای و تلفیق داده‌های چاه‌پیمایی به شناخت رخساره‌ها، محیط رسوبی، ارائه مدل رسوبی و مقایسه چاه‌ها انجامید. جهت مطالعه پتروگرافی مقاطع نازک از میکروسکوپ نور عبوری و پلاریزان استفاده گردید. یک سوم از مقاطع نازک با آلزارین قرمز جهت شناسایی دولومیت از کلسیت رنگ‌آمیزی شد [۱۹]. نام‌گذاری نمونه‌های خرده

^۵ Geolog

^۴ Deterministic

تشکیل‌دهنده شامل انیدریت و ژپیس ثانویه است. سازند دشتک در چاه‌های مورد مطالعه از سه گروه ریزرخساره‌ای تشکیل گردیده است.

۱.۱.۴. ریزرخساره‌های پهنه فراکشندی/سبخا

این ناحیه شامل پهنه‌های جزرومد و فراکشندی [۲۷] می‌باشد و متشکل از شش ریزرخساره غنی از رس-گل آهکی، انیدرید، میکروبیالیت و مادستون دولومیتی به شرح زیر هستند.

۱.۱.۴.۱. ریزرخساره IDK-G: مادستون دولومیتی^۶

عمدتاً شامل مادستون دولومیتی است که جایگزین گل آهکی شده است و در قاعده واحد تبخیری B قرار دارد (شکل a-۲). در قسمت‌هایی دولومیکرایت رسی و سیلتی است و پیریت به صورت پراکنده دیده می‌شود. در بسیاری از موارد سیمان انیدریت مشاهده می‌گردد که نشانگرافت سطح دریا در آب و هوای خشک می‌باشد [۲۸]. وجود ذرات تخریبی سیلیس در ابعاد سیلت را به عامل باد و پراکندگی آن در حاشیه ساحل مربوط می‌دانند و با توسط جریان‌های سیلابی ایجاد شده است و فرایند جزر و مد در آن نقشی ندارد [۲۹]. این ریزرخساره معادل رخساره استاندارد ۲۳ یا ۲۵ و یا رخساره رمپ ۲۲ یا ۲۵ [۲۲-۲۳] و مربوط به محیط بالای پهنه جزر و مدی است. همچنین شبیه رخساره مادستون سیلتی (B2) حاجیان برزی و همکاران [۳۰] و یا B4 خشنودکیا [۳۱] و یا خشنودکیا و همکاران [۳۲] می‌باشد که در زون جزرومدی ورمپ داخلی قرار می‌گیرد. حضور این رخساره نشان‌دهنده پهنه جزر و مدی است و تجمعات گل می‌تواند توسط طوفان دریایی و یا جریان باد وارد محیط سبخا شود [۳۳].

۱.۱.۴.۲. ریزرخساره IDK-H: دولومادستون پلوئیدی سیلت‌دار^۷

این ریزرخساره در رأس واحد تبخیری A قرار دارد و شامل دولومادستون با آثار پلوئید است. در قسمت‌هایی انیدریتی شده و معادل ریزرخساره استاندارد ۲۳ یا ۲۵ یا رخساره رمپ ۱۹ [۲۲-۲۳] است که در زون بالای پهنه جزر و مدی^۸ قرار می‌گیرد (شکل b-۲).

تجربی خاصی استوار است که برای تخمین ویژگی‌های مختلف سنگ، مانند اشباع آب، تخلخل و لیتولوژی به کار می‌روند. در این روش، پارامترهای پتروفیزیکی با استفاده از روابط مشخص و فرضیات ساده‌سازی شده، بدون نیاز به روش‌های آماری پیچیده یا تحلیل‌های احتمالاتی، تخمین زده می‌شوند. معمولاً، در این روش داده‌های لاگ‌های چاه‌پیمایی به صورت مستقیم و گام‌به‌گام تفسیر می‌شوند و هر یک از پارامترها به طور مجزا محاسبه می‌گردند. در نتیجه، روش قطعی هنگامی که زمین‌شناسی و خواص مخزنی ناحیه به خوبی شناخته شده باشد و نیاز به تفسیر سریع و ساده‌ای باشد یا داده کافی در دسترس نباشد، مناسب است. با توجه به اینکه تجزیه و تحلیل‌های این مطالعه بر اساس عضوهای سازند دشتک انجام خواهد شد.

۴. نتایج

با استفاده از مطالعه پتروگرافی مقاطع نازک حاصل از خرده‌های حفاری و بر مبنای ترکیب اولیه، مشخصات بافتی و نحوه پراکندگی دانه‌ها با استفاده از تقسیم‌بندی دانام [۲۰] و فلوگل [۲۳] تعداد ۱۵ ریزرخساره در سازند دشتک در میدان مورد مطالعه شناسایی گردید (شکل ۲). اجزاء تشکیل‌دهنده ریزرخساره‌های سازند دشتک، دربردارنده اجزاء اسکلتی و غیراسکلتی متعددی است. دانه‌های غیراسکلتی به ترتیب فراوانی شامل پلوئید، اینتراکلاست و اوئید می‌باشد. دانه‌های اسکلتی به دلیل ماهیت کم‌فسیل بودن رسوبات تریاس، از بین رفتن آن‌ها در اثر تبلور دوباره، دولومیتی‌شدن و نوع محیط رسوبی از اهمیت کمتری برخوردار هستند. دیگر اجزاء میکروبیالیت‌ها، تروکولینا، آگاتامینا، صدف دوکفه‌ای، شکم‌پا، استراکود، و اکینوئید می‌باشند. دانه‌های غیرکربناته به‌طور عمده از کوارتز تخریبی و انیدریت و ژپیس ثانویه/سلنیت تشکیل شده است. در ریزرخساره‌های سیلیسی آواری عمده اجزاء تشکیل‌دهنده شامل دانه‌های کوارتز، کربنات‌های تخریبی و ماتریکس می‌باشد. در ریزرخساره‌های تبخیری نیز عمده اجزاء

^۸ Supratidal/peritidal

^۶ Dolomitic mudstone

^۷ Silty peloid dolomudstone

۳.۱.۴. ریزرخساره IDK-I: فلوتستون/وکستون میکروبیالیته پلوئیددار^۹

این ریزرخساره در بالای بخش تبخیری A قرار دارد و حاوی پلوئید، قطعات موجودات میکروبی با لایه‌بندی نازک و موجی و با بافت فلوتستون/وکستون می‌باشد (شکل ۲-c). عمدتاً دولومیتی یا انیدریتی شده است و در قسمت‌هایی از این ریزرخساره دانه‌های کوارتز یا ماسه‌سنگ (اندازه سیلت-ماسه)، آثار حفاری جانوران که توسط پلوئید پر شده است، دولومیت ریزبلور سیلت‌دار با لایه‌بندی نازک و آغشتگی اکسید آهن مشاهده می‌گردد. شواهد دیگر در این ریزرخساره شامل دولومیت‌های ریزبلور سیلت‌دار با آغشتگی اکسید آهن و بلورهای پیریت، سنگ‌رس دولومیتی سیلت‌دار آغشته به اکسید آهن با ترک‌های گلی، سنگ‌رس دولومیتی سیلت‌دار آغشته به آهن با پیریت‌زایی در بعضی نقاط و جایگزینی بلورهای انیدریت موزائیک می‌باشند. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد ۲۲ یا ۲۳ [۲۳-۲۲] می‌باشد و در بخش جزرومدی و رمپ داخلی قرار می‌گیرد.

۴.۱.۴. ریزرخساره 2DK-J: رودستون/بایندستون اینتراکلاستی پلوئیددار^{۱۰}

در قسمت بالای بخش تبخیری A قرار دارد و شامل دولوماستون متشکل از قطعات میکروبیالیت، پلوئید، اینتراکلاست‌های انیدریتی، کربناته و رس سنگ تقریباً زاویه‌دار با بافت رودستون-بایندستون می‌باشد (شکل ۲-d). گل‌های آراگونیتی به‌طور وسیع دولومیتی شده است. میکروبیالیت‌ها به‌صورت نازک تا بسیار نازک لایه موجی یا گنبدی مشاهده می‌شوند. این ریزرخساره در قسمت‌هایی سیلتی شده است و پلوئیدها به‌صورت خطی مشاهده می‌گردد. از فرایندهای دیاژنزی مهم، انیدریتی شدن دولومادستون با فابریک‌های مختلف است. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره ۲۰ یا ۲۴ یا ریزرخساره رمپ ۲۴ [۲۳-۲۲] است که در زون پهنه جزر و مدی قرار می‌گیرد. این ریزرخساره تقریباً شبیه رخساره C1 حاجیان برزی و همکاران [۳۰] است.

۵.۱.۴. ریزرخساره 2DK-Blue Zone: دولومادستون

پلوئیدی سیلت دار

این ریزرخساره در وسط بخش تبخیری A قرار گرفته است و شامل دولومادستون حاوی مقدار کمی پلوئید است (شکل ۲-e). در قسمت‌هایی سیلتی و یا انیدریتی است و نودول‌های انیدریت مشاهده می‌گردد. رسوبات تخریبی از سمت خشکی به‌صورت آواری توسط جریان‌ات مختلف حمل و در این محل نهشته شده‌اند. از اجزای مهم می‌توان به کوارتز اشاره کرد. عدسی‌های ژپیس به‌طور کامل تغییر شکل داده، فشرده شده و انیدریت لانه مرغی یا شکل‌های مختلف نودول‌های انیدریتی را به وجود آورده‌اند [۳۳]. این ریزرخساره معادل ریزرخساره‌های استاندارد شماره ۲۵ یا ۲۳ [۲۳-۲۲] و یا رخساره رمپ ۲۲ می‌باشد و در زون پلاتفرم داخلی یا جزرومدی قرار می‌گیرد. مشابه رخساره‌های A1 و B2 حاجیان برزی و همکاران، [۳۰] است. فرایندهای دیاژنزی این ریزرخساره دولومیتی شدن و انیدریتی شدن می‌باشد.

۶.۱.۴. ریزرخساره IDK-K: دولومادستون پلوئیدی

بایوکلاست‌دار^{۱۱}

این ریزرخساره در قسمت پایین بخش تبخیری A قرار گرفته است و متشکل از دولومادستون با آثار کمی از پلوئید و قطعات میکروبیالیت می‌باشد (شکل ۲-f). در نقاطی انیدریتی شده و دارای نودول یا لایه‌های نازک سنگ‌رس به همراه بلورهای پیریت به‌طور پراکنده و آغشتگی اکسید آهن است. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد ۲۵ یا رخساره رمپ ۲۲ می‌باشد [۲۳-۲۲] و در زون پلاتفرم داخلی و یا جزرومدی قرار می‌گیرد. تقریباً شبیه رخساره C1 سازند دشتک حاجیان برزی و همکاران [۳۰] است. انیدریتی شدن و دولومیتی شدن از ریز تا درشت‌بلور در این ریزرخساره مشاهده می‌گردد.

۲.۴. ریزرخساره‌های تالاب/کولاب بین کشندی

گروه ریزرخساره‌ای تالاب بین پهنه جزر و مدی در منطقه مورد مطالعه به شرح زیر، دربرگیرنده رخساره‌های منطبق با رخساره‌های کمر بند ۸ ویلسون [۲۲] و منطقه رمپ داخلی مدل رسوبی برچت و رایت [۲۴] می‌باشد.

^{۱۱} Bioclastic peloid dolomudstone

^۹ Peloidal microbialite floatstone/wackestone

^{۱۰} Peloidal intraclast rudstone/bindstone

۱.۲.۴. ریزرخساره 3DK-H: وکستون/فلوتستون پلوئیدی**میکروبیالیت‌دار^{۱۲}**

متشکل از قطعات تقریباً گردشده میکروبیالیت، پلوئید وکستون-فلوتستون است (شکل ۲-g). محیط رسوبی این ریزرخساره پشته‌های میکروبیالیتی در تالاب پهنه بین جزر و مد است. عمدتاً انیدریتی شده است. همچنین می‌توان این ریزرخساره را معادل ریزرخساره استاندارد شماره ۱۶ [۲۲]- [۲۳] و یا C1 حاجیان‌برزی و همکاران [۳۰] در نظر گرفت که در زون تالاب پهنه جزر و مدی پلاتفرم داخلی/جزرومدی قرار می‌گیرد. تنوع موجودات در این محیط محدود ولی گاهی قطعاتی از موجودات منطقه زیر جزر و مدی توسط طوفان به این محیط حمل شده است [۳۴].

۲.۲.۴. ریزرخساره 3DK-I: وکستون/پکستون بایوکلاستی**پلوئیدی^{۱۳}**

حاوی پلوئید، قطعات فسیلی (روزن‌بران کفزی کوچک، خرده‌های اکتینودرم، قطعات صدف دوکفه‌ای) وکستون-پکستون می‌باشد (شکل ۲-h). شبیه ریزرخساره رمپ شماره ۲۰ [۲۳] و یا رخساره D2 حاجیان‌برزی و همکاران [۳۰] است و در تالاب پهنه جزر و مدی یا پلاتفرم داخلی/بین جزرومدی قرار می‌گیرد. دولومیتی‌شدن و انیدریتی‌شدن از فرایندهای دیاژنزی این ریزرخساره می‌باشند.

۳.۲.۴. ریزرخساره 3DK-K: پکستون/فلوتستون پلوئیدی**بایوکلاست‌دار^{۱۴}**

متشکل از قطعات میکروبیالیت، پلوئید، با بافت پکستون/فلوتستون می‌باشد (شکل ۲-i). محیط رسوبی این ریزرخساره تالاب/کولاب در پهنه جزر و مدی است (ممکن است به طرف پشته‌های میکروبیالیتی در تالاب پهنه بین جزر و مد باشد). می‌توان آن را معادل ریزرخساره استاندارد [۲۲]۲۰ و یا C1 حاجیان‌برزی و همکاران [۳۰] در نظر گرفت که در زون تالاب پهنه جزر و مدی یا پلاتفرم داخلی/بین جزرومدی قرار می‌گیرد. دولومیتی‌شدن و انیدریتی‌شدن از فرایندهای دیاژنزی مهم این ریزرخساره می‌باشند.

۴.۲.۴. ریزرخساره شیل آغار Aghar shale: وکستون/**فلوتستون بایوکلاستی پلوئیددار^{۱۵}**

شامل پلوئید، قطعات فسیلی (خرده/قطعات صدف شکم پایان/لوله کرم سورپولید^{۱۶}، خرده/قطعات صدف دوکفه‌ای) با بافت وکستون-فلوتستون (شکل ۲-i) می‌باشد. همچنین در قسمت‌هایی از این ریزرخساره، شیل مشاهده می‌شود. حضور دانه‌های کوارتز تخریبی به اندازه سیلت را به عامل باد و پراکندگی آن در حاشیه ساحل مربوط می‌دانند و یا ممکن است توسط جریان‌های سیلابی ایجادشده باشد. فرایند جزر و مد در آن نقشی ندارد [۲۹]. این ریزرخساره را می‌توان تقریباً معادل رخساره‌های رمپ شماره ۲۰ [۲۳] و یا رخساره استاندارد ۱۲ [۲۲] و یا رخساره D2 حاجیان‌برزی و همکاران [۳۰] در نظر گرفت که در زون تالاب پهنه جزر و مدی یا پلاتفرم داخلی/بین جزر و مدی قرار می‌گیرد. فرایندهای دیاژنزی این ریزرخساره دولومیتی‌شدن و اکسیدشدن آهن (نشانگر سطح فرسایشی) است.

۳.۴. ریزرخساره‌های پشته‌های ماسه‌ای کربناته

کمربند رخساره‌های تپه‌های ماسه‌ای کربناته پهنه جزر و مدی در منطقه موردنظر به شرح زیر، دربرگیرنده رخساره‌های منطبق با رخساره‌های کمربند ۸ ویلسون [۲۲]، منطقه رمپ داخلی مدل رسوبی بوچت و رایت [۲۴] و منطقه رمپ داخلی مدل رسوبی فلوگل [۲۳] می‌باشد.

۱.۳.۴. ریزرخساره 2DK-H: گرینستون پلوئیدی،**اینتراکلاستی بایوکلاست‌دار^{۱۷}**

این ریزرخساره حاوی قطعات فسیلی (قطعات میکروبیالیت، روزن‌بران کفزی بزرگ و کوچک، خرده‌های جلبک، خرده‌های اکتینودرم)، اینتراکلاست‌های تقریباً گردشده و پلوئید با بافت گرینستون (شکل ۲-k) است. محیط رسوبی این ریزرخساره تپه‌های ماسه‌ای کربناته پهنه بین جزر و مد است. این ریزرخساره را می‌توان معادل ریزرخساره استاندارد شماره ۱۶ [۲۲] و یا ریزرخساره رمپ شماره ۲۶ و ۲۷ [۲۳] که در زون شول و رمپ داخلی قرار می‌گیرد، در نظر گرفت.

^{۱۶} Surpulids^{۱۷} Intraclast peloid grainstone^{۱۲} Microbialite peloid wackestone/floatstone^{۱۳} Peloidal bioclast wackestone/packstone^{۱۴} Bioclastic peloid packstone/floatstone^{۱۵} Peloidal bioclastic wackestone/floatstone

از فرایندهای دیاژنزی دولومیتی‌شدن و انیدریتی‌شدن را می‌توان نام برد. معادل رخساره E2 و E4 حاجیان برزی و همکاران [۳۰] است.

۲.۳.۴. ریزرخساره 2DK-I: گرینستون/ رودستون

میکروبیالیتی^{۱۸}

شامل پلوئید، اینتراکلاست‌های تقریباً گرد شده یا قطعات گردشده میکروبیالیتی با بافت گرینستون-رودستون می‌باشد. این ریزرخساره ممکن است مربوط به نهشته‌های کانال‌های تپه‌های ماسه‌ای کربناته پهنه جزر و مدی باشد (شکل ۱-۲). می‌توان آن را معادل ریزرخساره رمپ شماره ۲۷ [۲۳] که در زون شول و رمپ داخلی قرار می‌گیرد، در نظر گرفت. شبیه رخساره E2 و E4 حاجیان برزی و همکاران [۳۰] است. از فرایندهای دیاژنزی این ریزرخساره دولومیتی‌شدن و انیدریتی‌شدن را می‌توان نام برد.

۳.۳.۴. ریزرخساره 1DK-J: گرینستون ائیدی پلوئیددار^{۱۹}

این ریزرخساره حاوی قطعات فسیلی (روزن‌بران کفزی کوچک، خرده‌های جلبک سبز، قطعات تقریباً گرد شده/ لایه‌های نازک موجی میکروبیالیتی) اینتراکلاست‌های تقریباً گردشده، پلوئید، اوئیدگرینستون-رودستون (شکل ۲-m) است. مربوط به نهشته‌های کانال‌های تپه‌های ماسه‌ای کربناته پهنه جزر و مدی بوده و معادل ریزرخساره رمپ شماره ۲۷ و ۲۹ [۲۳] و یا ریزرخساره استاندارد ۱۵ یا ۱۸ [۲۲] که در زون شول و رمپ داخلی/بین جزرومدی شول قرار می‌گیرد، است. از فرایندهای دیاژنزی این ریزرخساره دولومیتی‌شدن و انیدریتی‌شدن را می‌توان نام برد. در این ریزرخساره حضور دانه‌های کوارتز تخریبی به‌اندازه سیلت به عامل باد و پراکنندگی آن در حاشیه ساحل مربوط می‌دانند و یا ممکن است توسط جریان‌های سیلابی صورت گرفته باشد. فرایندهای جزر و مد در تشکیل آن نقشی ندارند [۲۹]. این ریزرخساره شبیه رخساره E3 حاجیان برزی و همکاران [۳۰] است.

۴.۳.۴. ریزرخساره 1DK-Blue Zone: رودستون/گرینستون

میکروبیالیتی ائیدی پلوئیددار^{۲۰}

این ریزرخساره حاوی قطعات میکروبیالیتی تقریباً گردشده/ اینتراکلاست‌های تقریباً گرد شده، پلوئید و اوئید با بافت گرینستون-رودستون (شکل ۲-n) می‌باشد. نبود گل آهکی و جورشدگی متوسط توأم با حضور اینتراکلاست نشانگر محیط پراثری است. معادل ریزرخساره‌های رمپ ۲۷ و ۲۹ [۲۳] و یا ریزرخساره‌های استاندارد ۱۵ یا ۱۸ [۲۲] که در زون شول و رمپ داخلی/ بین جزرومدی شول قرار می‌گیرد، می‌باشد. از فرایندهای دیاژنزی در این ریزرخساره دولومیتی‌شدن و انیدریتی‌شدن مشاهده گردیده است. در این ریزرخساره حضور دانه‌های کوارتز تخریبی به‌اندازه سیلت را به عامل باد و پراکنندگی آن در حاشیه ساحل مربوط می‌دانند و یا ممکن است توسط جریان‌های سیلابی صورت گرفته باشد، اما فرایندهای جزر و مد در آن نقشی ندارند [۲۹]. در قسمت‌هایی از این ریزرخساره سیلت سنگ دولومیتی، انیدریتی مشاهده گردیده است. این ریزرخساره تقریباً شبیه رخساره E3 حاجیان برزی و همکاران [۳۰] است.

۵.۳.۴. ریزرخساره 2DK-K: تا گرینستون/ رودستون ائیدی

پلوئیددار^{۲۱}

این ریزرخساره حاوی روزن‌بران کفزی کوچک، لوله کرم/ صدف شکم‌پا، قطعات گرد شده میکروبیالیتی، خرده/ قطعات صدف دوکفه‌ای، پلوئید، اوئید (سوپرفیشال و مرکب) با بافت گرینستون-رودستون است (شکل ۲-o). می‌توان آن را معادل ریزرخساره‌های ۲۷ یا ۲۹ [۲۳] و یا ریزرخساره‌های استاندارد ۱۵ یا ۱۸ [۲۲] که در زون شول و رمپ داخلی/ بین جزرومدی شول قرار می‌گیرند، در نظر گرفت. همچنین دانه‌های کوارتز زاویه دار-تقریباً زاویه‌دار، سنگ‌رس آهکی و گلوکونیت در قسمت‌هایی از این ریزرخساره مشاهده می‌گردد. شبیه رخساره E3 حاجیان برزی و همکاران [۳۰] است.

۴.۴. مدل محیط رسوبی سازند دشتک

سکانس تریاس در نواحی ساحلی خلیج فارس که ادامه تبخیری‌های عراق و عربستان سعودی است، عمدتاً شامل

^{۱۸} Peloidal ooid microbialite rudstone/grainstone

^{۱۹} Peloidal ooid grainstone/rudstone

^{۱۸} Microbialite grainstone/rudstone

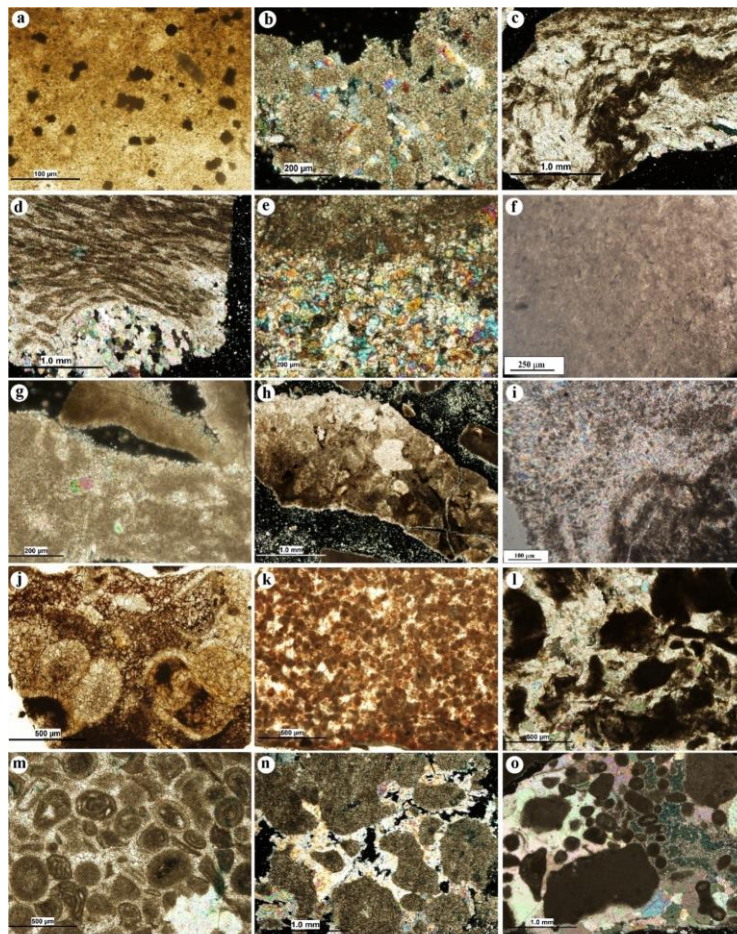
^{۱۹} Peloidal ooid grainstone

مدل‌های شناخته شده به ویژه [۲۲-۲۳]، شواهدی از قبیل فقدان رسوبات دوباره نهشته شده ناشی از ریزش و لغزش‌های زیر دریایی، نبود رخساره‌های ریف یا سدهای محصورکننده، مدل رسوب‌گذاری سازند دشتک در منطقه مورد مطالعه یک رمپ هموکلاین کربناته- تبخیری (سبخایی) معرفی می‌گردد. [۳۲]. سازندهای کنگان، دشتک و خانه کت در یک دریای کم ژرفای کربناتی- تبخیری با سنگ‌شناسی مشخص در محدوده زمانی تریاس نهشته شده‌اند. آب و هوا در این محدوده زمانی گرم و خشک بوده و اقلیم گرم و خشک با تبخیر فراوان، شرایطی مشابه وضعیت امروزی خلیج فارس را در زمان رسوب‌گذاری توالی مورد مطالعه به وجود آورده است [۳۷].

شواهدی همانند نبود موجودات ریف‌ساز [۲۴]، شیب کم حوضه، تغییر تدریجی رخساره‌ها و نبود رسوبات توربیدایت یا آهک‌های حاوی رسوبات و قطعات ریزشی تأیید می‌کنند که سازند دشتک در یک پلاتفرم کربناتی کم‌ژرفا از نوع رمپ در چندین زیر محیط رسوبی بر جا گذاشته شده است. مدل رسوبی سازند دشتک نشان دهنده این مطلب است که سازند مورد مطالعه در یک حوضه رسوبی کربناتی کم‌ژرفا و با شیب کم نهشته شده است و محیط رسوبی به صورت یک رمپ کربناتی با شیب ملایم بوده است (شکل ۳). بررسی‌ها نشان می‌دهد در زمان تشکیل این سازند اقلیم گرم و خشک با تبخیر فراوان حکم‌فرما بوده است و محیط تشکیل این سازند مشابه شرایط عهد حاضر سواحل جنوبی خلیج فارس بوده است. بر اساس مطالعات یادشده، رخساره تبخیری در محیط سبخا و رخساره کربناتی در محیط‌های سبخا (دولومادستون)، پهنه بین جزر و مدی، لاگون و پشته‌های سدی (شول) نهشته شده است. شرایط زمین‌ساختی نیز در زمان نهشته شدن سازند دشتک از آرامش نسبی برخوردار بوده و به همین دلیل شرایط رسوب‌گذاری همگنی در طول زمان تریاس میانی-پسین در حوضه رسوبی حکم‌فرما بوده است.

تبخیری و دولومیت می باشد که بطرف شمال شرق (زاگرس مرتفع) تبخیری‌ها توسط دولومیت جایگزین شده است. دو سطح فرسایشی در قاعده و رأس این سکانس شناسایی شده است [۳۵]. آب و هوای تریاس در صفحه عربی به دلیل حضور تبخیری‌ها خشک و بسیار گرم بوده است [۳۶]. پیشروی دریا در قسمت قاعده سازند دشتک با نهشته شدن شیل در پهنه‌های کشندی و فراکشندی شروع گردید و به رسوبات خشکی و رودخانه‌ای ختم گردید. در پائین‌ترین قسمت شامل شیل‌های قرمز به همراه میان لایه‌های مادستون دولومیتی (عضو آغار شیل) می‌باشد. بتدریج به سمت بالای این چرخه رسوبی در اثر عقب‌نشینی دریا، سری‌های رسوبی کم عمق /محصور نهشته شده (کولابی) و به رسوبات محیط سبخا ختم می‌گردد [۲۶].

سازند دشتک حاوی نهشته‌های پهنه فراکشندی (عمدتاً انیدریت و کربنات)، پهنه کشندی (رخساره مادستون جلبکی)، کولابی/لاگونی (رخساره وکستون پلتی) و پشته‌های ماسه‌ای کربناته (رخساره‌های گرینستونی) می‌باشد. مدل رسوب‌گذاری گسترش جانبی وسیعی دارد و با پیشروی نواحی فراکشندی/سبخا به سمت دریا سبب دولومیتی‌شدن لایه‌های زیرین می‌شود. از طرفی چون رسوبات رمپ کربناته- تبخیری نزدیک سطح آب دریا تشکیل می‌شوند، وجود ذرات اسکلتی و غیراسکلتی دلیلی بر یک رمپ داخلی و میانی است، زیرا اجزای غالب در رمپ اوئید، بایوکلاست و به مقدار کمتر پلوئید و اینتراکلاست می‌باشد. بایوکلاست‌های رمپ داخلی در مقایسه با دریای نرم‌تنان، استراکد و اکینودرم است. اوئیدها نیز در رمپ داخلی نزدیک خط ساحلی و پشته‌های ماسه‌ای کربناته تشکیل می‌شوند و اکثر اوئیدها میکریتی یا متمرکز هستند. پلوئیدها به صورت پلت مدفوعی و یا حاصل طوفان می‌باشند. آنکوئیدهای جلبکی در رمپ داخلی فراوان هستند. اینتراکلاست‌ها در کل رخساره رمپ حضور دارند. با توجه به شواهد مزبور و تکیه بر مقایسه ویژگی‌های این رخساره‌ها با



شکل ۲. رخساره‌های اصلی سازند دشتک در میدان کنگان. تصاویر a، f، j و k در نور طبیعی و بقیه تصاویر در نور پلاریزه تهیه شده است. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.

شده است.

۵.۴ دیاژنز

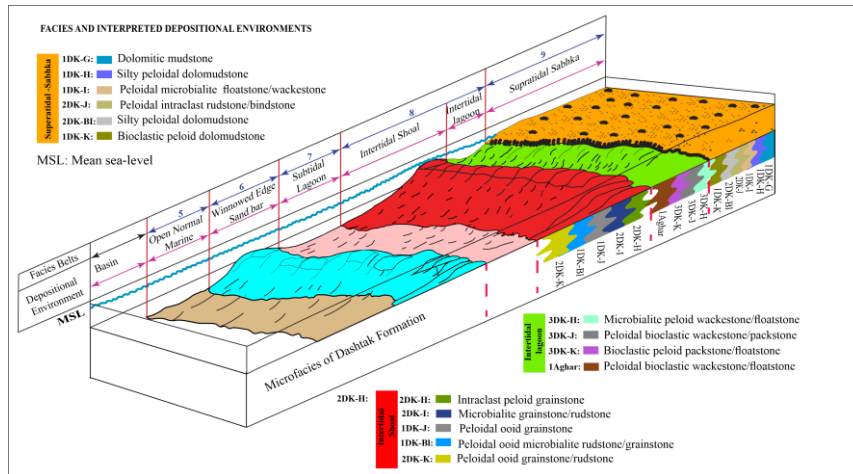
بر مبنای مطالعات پتروگرافی، فرایندهای دیاژنزی اصلی در ریزرخساره‌ها مورد بررسی قرار گرفت. عوامل مهم در کنترل دیاژنز شامل موارد زیر می‌باشد: [۳۸-۳۹].
 (۱) لیتولوژی اولیه (۲) محیط رسوبی (۳) تاریخچه نوسانات دریا (۴) تحول زمین‌ساختی (۵) هیدرولوژی حوضه رسوبی و (۶) حداکثر عمق تدفین [۴۰].

فرایندهای دیاژنزی از محیط نزدیک سطح آب دریا تا محیط دفنی عمیق دیده می‌شوند و رسوبات کربناته - تبخیری در طول زمان می‌توانند از این محیط‌ها عبور کرده و در محیط دیاژنزی دیگری قرار گیرند [۴۱]. سه محیط اصلی دیاژنزی دریایی، جوی نزدیک سطح و دفنی شناسایی

۴.۱.۵. دیاژنز دریایی و هم‌زمان با رسوب‌گذاری
 در محیط دریایی، دیاژنز درست در زیر کف دریا در آب‌های کم‌عمق و عمیق در مناطق پهنا کسندی - پهنا فراکسندی اتفاق می‌افتد [۴۲]. شرایط فوق شور در پلاتفرم کربناته به‌طرف خشکی عمدتاً با سیمان‌زایی کلسیت در رخساره‌های لاگون محصور، لاگون به‌طرف دریای باز، سدهای پشته‌های ماسه‌ای کربناته در منطقه پهنا کسندی و همچنین در لبه شلف به‌طرف دریای باز همراه بوده است. فرایندهای اصلی شامل تشکیل سیمان‌های کلسیتی حاشیه‌ای هم بعد یا فیبری، میکریتی‌شدن دانه‌های فسیلی و غیر فسیلی با پوشش میکریت، جهت‌دار شدن دانه‌های کشیده در اثر تراکم

است [۴۰-۴۳].

و سیمانی شدن اولیه انیدریت در محیط‌های دریایی کم‌عمق



شکل ۳. مدل رسوبی سازندهای دشتک (تریاس میانی-تریاس پسین) و گسترش ریزرخساره‌های آن در میدان خشکی مورد مطالعه

جانشین بلورهای انیدریت هم-بعد شده است (شکل b-۴) و بنابراین بافت اولیه سنگ حفظ شده است. معمولاً فابریک دانه‌های کلسیتی غنی از منیزیم مثل بعضی روزن‌بران، اکینودرم‌ها، بعضی جلبک‌ها و بعضی شکم‌پایان ضمن دولومیتی‌شدن، تغییر کرده است (Aghar shale). قسمت اعظم دانه‌های آراگونیتی مثل صدف دوکفه‌ای‌ها (Aghar) دولومیتی شده و فابریک اولیه آن‌ها از بین رفته است. در برخی موارد آراگونیت حل شده و توسط دولومیت به‌طور کامل جایگزین شده است.

در دولومیت‌های زین‌اسبی، اندازه بلورها بزرگ (چندین میلی‌متر تا سانتی‌متر) و سطوح منحنی مشاهده می‌گردد (1DK-K, 2DK-K). در زیر میکروسکپ دارای رخ منحنی و خاموشی جاروبی است. این بلورها معمولاً دارای ادخال (سیالات یا کانی‌ها) و بیشتر آهن‌دار هستند. دولومیت‌های زین‌اسبی معمولاً با کانی‌زایی سولفیدها، فعالیت‌های هیدروترمال و هیدروکربن‌ها همراه هستند (IDK-J). مدل دولومیتی‌شدن نشتی-بازگشتی برای سازند دشتک پیشنهاد می‌گردد که طی افت آب دریا در آب‌وهوای خشک رخ داده است. این مدل دولومیتی‌شدن به تأمین سیالات حاصل از تبخیر در آب تالاب یا آب حفره‌ای پهنه جزر و مدی وابسته است که به داخل رسوبات کربناته زیرین نشت کرده و آن را دولومیتی کرده است [۴۷]. انواع دولومیت‌های مشاهده‌شده در سری سنگ‌های گروه دهرم و

میکریتی‌شدن قطعات فسیلی تحت تأثیر تبلور دوباره قطعات فسیلی کربناته به بلورهای هم‌بعدکلسیت و همچنین حفره‌فراتی در قطعات فسیلی به‌وسیله موجودات حفر ریز و پر کردن آن‌ها توسط میکریت صورت گرفته است [۴۴-۴۵]. این فرآیند عمدتاً در ریزرخساره‌های کربناته دانه‌پشتیبان اتیدی و بایوکلاستی و در واحدهای 1DK-H, 1DK-J, 3DK-J اتیدی و بایوکلاستی و در واحدهای 1DK-H, 1DK-J, 3DK-J اتیدی و بایوکلاستی و در واحدهای 1DK-H, 1DK-J, 3DK-J قابل مشاهده است (شکل a۴).

رسوب‌گذاری دولومیت به‌طور مستقیم از آب دریا صورت نمی‌گیرد [۳۴]. اولین بار تشکیل دولومیت‌های هولوسن در سیخا پهنه فوق جزر و مدی در حاشیه خلیج فارس توسط ولز، ۱۹۶۲ گزارش شد [۴۶].

در ریزرخساره Aghar دولومیتی‌شدن از بافت سنگ تبعیت می‌کند و جایگزین خمیره سنگ شده ولی دانه‌ها دولومیتی نشده است. تبلور دوباره دولومیت یا سنگ‌آهک یا جایگزینی دولومیت‌های درشت‌بلور (planar-e to planar-s) به‌جای دولومیت‌های خیلی ریز-متوسط بلور (planar-e to planar-s)، مشاهده می‌گردد. آغشتگی اکسید آهن (شکل e-۴) در این رخساره در قسمت‌هایی مشاهده شده که نشانگر سطح فرسایشی بین سازند دشتک و سازند کنگان است. در ریزرخساره IDK-J رسوب میکریتی اولیه معمولاً توسط بلورهای ریزدانه دولومیت، جایگزین شده است. دولومیت‌های خیلی ریز-متوسط بلور (planar-e to planar-s) در نقاطی

تدفینی کم‌ژرفا صورت گرفته است (شکل c-۴).

۲.۵.۴ دیاژنز تدفینی

دولومیت زین اسبی و دولومیت بی‌شکل از سیمان‌های دیاژنز تدفینی عمیق هستند. سیمان انیدریت فراگیر^{۲۲} هم در حیطه دیاژنز تدفینی عمیق تشکیل می‌شود. تبلور دوباره دولومیت‌های جانیشینی باعث از بین رفتن بافت اولیه سنگ شده است [۴۸]. بعضی از سیمان‌های کلسیتی و انیدریتی در مرحله دیاژنز تدفینی تخلخل‌ها و شکستگی‌ها را پر کرده‌اند (شکل d-۴). شکستگی، جایگزینی توسط دولومیت زین‌اسبی و تشکیل بلورهای کلسیت با رخ‌های دوتایی یا دوقلو در مراحل تدفین عمیق صورت گرفته‌اند. دولومیت‌های ایجادشده در مراحل اولیه دیاژنز نزدیک به سطح در ناحیه تدفین دوباره متبلور شده‌اند (شکل e-۴).

تعیین زمان انحلال آراگونیت بسیار مشکل است، مخصوصاً به دلیل اینکه در زمان‌های متفاوت و در نقاط مختلف صورت گرفته است [۶۰]. انحلال در کرنات‌های دریایی کم‌عمق معمولاً در اثر قرار گرفتن در معرض آب‌های سطحی/ جوی ایجاد می‌شود [۶۱]. در دیاژنز تدفینی کم‌عمق انحلال انتخابی ممکن است رخ داده باشد [۴۰].

در فواصل مورد مطالعه، انحلال انواع تخلخل‌های حفره‌ای، قالبی و انحلال شکستگی‌ها را ایجاد کرده است. در ریزرخساره‌های سازند دشتک که مربوط به محیط رسوبی تپه‌های ماسه‌ای سدی پهنه جزر و مدی است، ضمن قرار گرفتن در محیط دیاژنزی جوی تخلخل‌های بین‌دانه‌ای، درون‌دانه‌ای و حفره‌ای ایجادشده است. در ریزرخساره-3DK J دشتک که مربوط به محیط رسوبی تالاب پهنه کشندی است، تخلخل در شکستگی مشاهده می‌گردد که توسط سیالات بین‌سازندی در محیط دفنی ایجادشده است.

تراکم مکانیکی ممکن است بلافاصله بعد از نهشته شدن رسوب صورت گیرد، درحالی‌که معمولاً تراکم شیمیایی نیاز به بیش از چند صد متر فشار روبار دارد. گل‌های آهکی بیشتر تحت تاثیر تراکم مکانیکی در محیط دیاژنزی کم‌عمق قرار گرفته و آب خود را از دست می‌دهند [۴۲].

هردو نوع تراکم شیمیایی و فیزیکی در سازند دشتک مشاهده شده است.

سازند دشتک متفاوت هستند. بعضی از آن‌ها (نوع مسطح و غیرمسطح) به صورت سیمان جانیشینی کرنات کلسیم و یانوشکلی دولومیت‌های قبلی ایجاد گردیده‌اند.

بین تبخیری‌ها و دولومیت‌های سری سنگ‌های گروه دهرم و سازند دشتک ارتباط وجود دارد. سیالاتی که ضمن تراکم تبخیری‌ها در اثر تغییر ژپیس به انیدریت در حیطه تدفینی عمیق خارج می‌شوند، معمولاً غیراشباع از یون کلسیم و دارای یون کلسیم/منیزیم بوده و قادر به دولومیتی کردن سنگ‌های آهکی هستند. همچنین این سیالات اسیدی بوده و می‌توانند باعث تبلور دوباره و یا انحلال کرنات‌ها شوند. اندازه بلورهای دولومیت از مخفی بلور ($<5\mu\text{m}$) تا خیلی ریزبلور ($5-20\mu\text{m}$)، ریزبلور ($20-50\mu\text{m}$)، متوسط بلور (50 تا 100 میکرون) و دولومیت زین‌اسبی از $20-200$ میکرون در توالی‌های مورد مطالعه مشاهده شده است.

سیمان‌های دریایی اولین سیمان‌هایی هستند که تشکیل شده‌اند و به صورت حاشیه فیبری یا هم بعد به دور دانه یا دیواره حفره‌ها ایجاد شده‌اند. این سیمان‌ها اغلب توسط جانوران، حفر شده‌اند و دارای بلورهای غیرآهنی و شفاف هستند. در محیط دیاژنزی فریاتیکی دریایی، سیمان هم بعد حاشیه‌ای شکل گرفته است. معمولاً کلسیت غنی از منیزیم فیبری یا تیغه‌ای و آراگونیت در حفراتی که حاوی آب دریا است، تشکیل می‌شود [۵۰-۵۱]. فاکتورهایی مثل حرارت، اشباع و جریان سیال ممکن است مهم‌تر از شوری سیال در شکل بلور کلسیت تعیین‌کننده باشند. بنابراین شکل بلور کلسیت به‌تنهایی تعیین‌کننده محیط دیاژنتیکی آن نیست (IDK-J, IDK-Blue zone, IDK-J, 2DK-) (شکل b-۴).

کلسیت درشت‌بلور در محیط دیاژنتیکی آب‌های سطحی یا تدفینی عمیق تشکیل می‌شود. مطالعات پتروگرافی صرف برای شناسایی نحوه تشکیل آن کافی نیست و برای تعیین شیمی سیالات درگیر در تشکیل این سیمان نیاز به مطالعات ایزوتوپی می‌باشد [۴۰].

نوشکلی آراگونیت به کلسیت تحت تأثیر آب‌های جوی صورت گرفته است. تبلور دوباره گل آهکی به میکریت یا کلسیت ریزبلور تحت تأثیر دیاژنز آب‌های جوی، دریایی و

^{۲۲} Poikilotopic

انیدریت و ژپس ثانویه در مراحل اولیه دیاژنز (در سطح یا محیط دفنی کم‌ژرفا) و دیاژنز تأخیری در زمان دفنی عمیق و نمایان‌شدگی^{۲۴} اتفاق می‌افتد. بیشتر نهشته‌های انیدریتی از نظر رسوب‌شناسی و پتروگرافیکی خصوصیات را نشان می‌دهد که به صورت جانیشینی (انیدریتی شدن) از نهشته‌های ژپس ایجاد شده‌اند.

از عوارض موجود در توالی‌های مورد مطالعه می‌توان به پراکنش شکستگی‌ها و رگچه‌ها توسط انیدریت و سلنیت اشاره کرد (شکل ۴-d). رگچه‌ها احتمالاً حاصل آب‌زدایی ژپس می‌باشند و توسط انیدریت پر شده‌اند. با توجه به همراهی استیلولیت درزه‌های انحلالی و آثار انحلالی همراه با این عوارض به نظرمی رسد که این سیمان‌ها نیز در مرحله تدفین، بانفوذ شوراب‌های غنی از سولفات کلسیم ایجاد شده‌اند.

انواع ساخت‌های انیدریت به صورت ۱-انیدریت‌های لایه‌ای تا توده‌ای^{۲۵}، ۲-انیدریت تور مرغی^{۲۶} و ۳-انیدریت نودولی^{۲۷} قابل مشاهده هستند.

۴.۶. دشتک در بخش دریایی

با توجه به اینکه تطابق و مقایسه سازندها در میدان‌ها و مناطق مختلف سبب شناسایی دقیق‌تر این سازندها در بخش‌های ناشناخته می‌گردد، در این مطالعه از دو چاه در بخش دریایی جهت بررسی و مقایسه خصوصیات سازند دشتک استفاده گردید (شکل ۵). چاه X1 در بخش مرکزی خلیج فارس و در وسط کمان قطر در حاشیه مرز قطر قرار دارد و چاه X2 در فاصله ۱۵ کیلومتری شرق آن واقع است. بررسی سنگ‌شناسی این دوچاه نشان می‌دهد که انیدریت و شیل فراوان‌ترین سنگ‌شناسی تشکیل‌دهنده سازند دشتک در بخش دریایی هستند اما میزان شیل در قاعده سازند (بخش شیلی آغار) در چاه X بیشتر است. در چاه X2 میزان تقریباً مساوی شیل و انیدریت مشاهده می‌گردد. همچنین میزان آهک در چاه X1 بیشتر از چاه X2 است. بخش تبخیری A در چاه X1 تقریباً از نسبت مساوی آهک و انیدریت به همراه کمی شیل و دولومیت تشکیل می‌گردد در حالی که همین بخش در چاه X2 شیلی-انیدریتی است و

تراکم مکانیکی به صورت فشرده‌شدن و نزدیک‌شدن آلوک‌ها به یکدیگر مشخص می‌گردد. در برخی موارد تراکم مکانیکی باعث شکسته‌شدن آلوک‌ها و ایجاد تماس‌های نقطه‌ای، خطی و حتی مقعر-محدب شدن به خصوص در گرینستون‌ها شده است (IDK-J). بدیهی است که این فرآیند دیاژنزی به علت فشرده‌کردن دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی به همدیگر منجر به کاهش تخلخل و کاهش کیفیت مخزنی می‌گردد.

تراکم شیمیایی باعث افزایش انحلال در محل تماس دانه‌های فیسیلی و غیر فیسیلی شده است. فشار روباره^{۲۸} و فشارهای زمین‌ساختی اثرات انحلال فشاری را افزایش می‌دهد.

سیلیسی شدن می‌تواند هم در مراحل اولیه و هم در مراحل دفنی رخ دهد. انواع سیمان‌های سیلیسی مشاهده شده در سنگ‌های کربناته-تبخیری مورد مطالعه عبارت‌اند از: (۱) بلورهای خودشکل کوارتز (۲) بلورهای خیلی ریز-متوسط کوارتز، IDK-I, IDK-G, IDK-J (۳) کوارتز کالسدونی (۴) چرت (۵) سیلیس ورمیکوله (IDK-J).

توالی‌های رسوبی مورد مطالعه شامل انواع مختلف سیمان و کانی‌های تبخیری می‌باشد که گسترش آن‌ها به اشکال لایه‌ای، فراگیر، پرکننده خلل و فرج، بلورهای جداگانه یا شکل نودول و به شکل پرکننده شکستگی و رگچه می‌باشند. در مراحل مختلف دیاژنز اشکال مزبور در اثر جایگزینی و پرکردن خلل و فرج به میزان متفاوت شکل گرفته‌اند و تأثیر بسزایی بر روی خصوصیات مخزن و سنگ‌پوشش نهاده‌اند. بعضی از اشکال در زمان رسوب‌گذاری کمی عمیق‌تر از سطح رسوب‌گذاری به صورت جایگزینی در داخل رسوبات در بالای ناحیه فریاتیکی یا از شوراب‌های فوق اشباع درون خلل و فرج ایجاد می‌شوند. این اشکال به صورت لایه انیدریتی، انیدریت‌های توده‌ای و یا به شکل نودول دارای بلورهای پراکنده یا بلورهای جداگانه سوزنی/فیبری/تیغه‌ای به صورت موازی یا نیمه موازی، بلورهای همبند موازی، فیبری یا تیغه‌ای شعاعی، بلورهای بسیار ریز، لخته‌ای و یا ترکیبی از انواع بلورهای ذکر شده تشکیل شده‌اند (شکل ۴-f). فرآیندهای دیاژنزی سولفات‌ها در سازند دشتک با ایجاد

^{۲۴} Chicken-wire anhydrite

^{۲۵} Nodular anhydrite

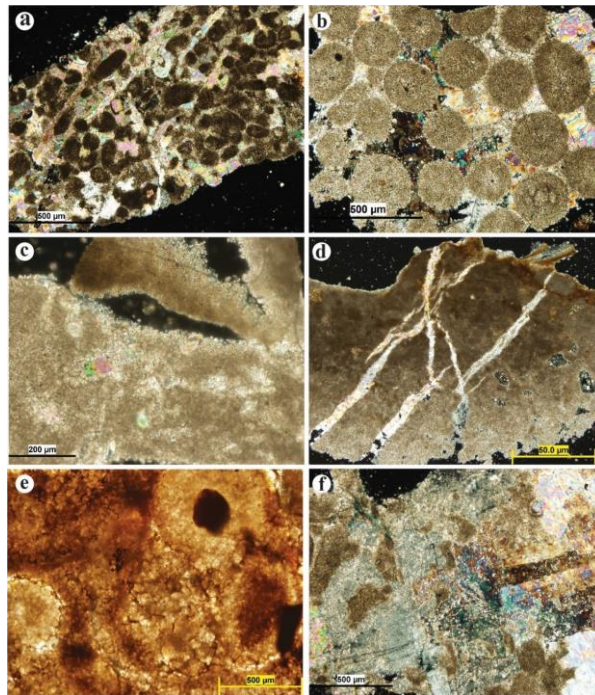
^{۲۸} Overburden pressure

^{۲۶} Exhumation

^{۲۷} Layered to massive anhydrite

آهک نیز در این زون مقادیر قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهد. بخش دولومیتی سفیدار و بخش تبخیری D در هر دو چاه با برتری دولومیت مشخص است. میزان انیدریت در چاه X2 بیشتر از چاه X1 است. در مرز واحدهای دولومیت سفیدار و تبخیری D، یک لایه انیدریتی در هر دو چاه مشاهده می‌گردد.

مقادیر اندک دولومیت و آهک در آن دیده می‌شود. روند مشابهی در بخش تبخیری B نیز در دو چاه دیده می‌شود با این تفاوت که مقدار دولومیت نسبت به بخش پایینی بیشتر است. در بالاترین قسمت بخش تبخیری B، میزان انیدریت در هر دو چاه به حداکثر خود می‌رسد و سپس بخش تبخیری C با برتری دولومیت در هر دو چاه دیده می‌شود. در چاه X1،



شکل ۴. فرآیندهای اصلی دیانژی سازند دشتک در میدان خشکی مورد مطالعه. تصویر e در نور پلاریزه و بقیه تصاویر در نور طبیعی تهیه شده‌اند.

۵. بحث

قابل تفسیر است و در نتیجه می‌توان حجم آن را با دو چاه دریایی مورد مقایسه قرار داد. بر اساس همین نگار، چاه خشکی نیز زون‌بندی گردید (شکل ۶). مقایسه چاه خشکی با چاه‌های دریایی نشان می‌دهد که در اغلب بخش‌ها، حجم شیل چاه خشکی کمتر از چاه‌های دریایی است (جدول ۱). این موضوع از آغاز ته‌نشست سازند و تشکیل شیل آغاز مشخص است. در حالی که شیل بخش اصلی این زون را در چاه‌های دریایی مانند چاه‌های مربوط به میدان X را تشکیل می‌دهد، مقدار شیل به سمت خشکی کاهش می‌یابد. بدیهی است که این کاهش با افزایش شرایط تبخیر و تشکیل کانی‌های آهک و انیدریت (احتمالاً دولومیت) همراه بوده است. به عبارتی هرچند کانی‌های کربناته و دولومیت در

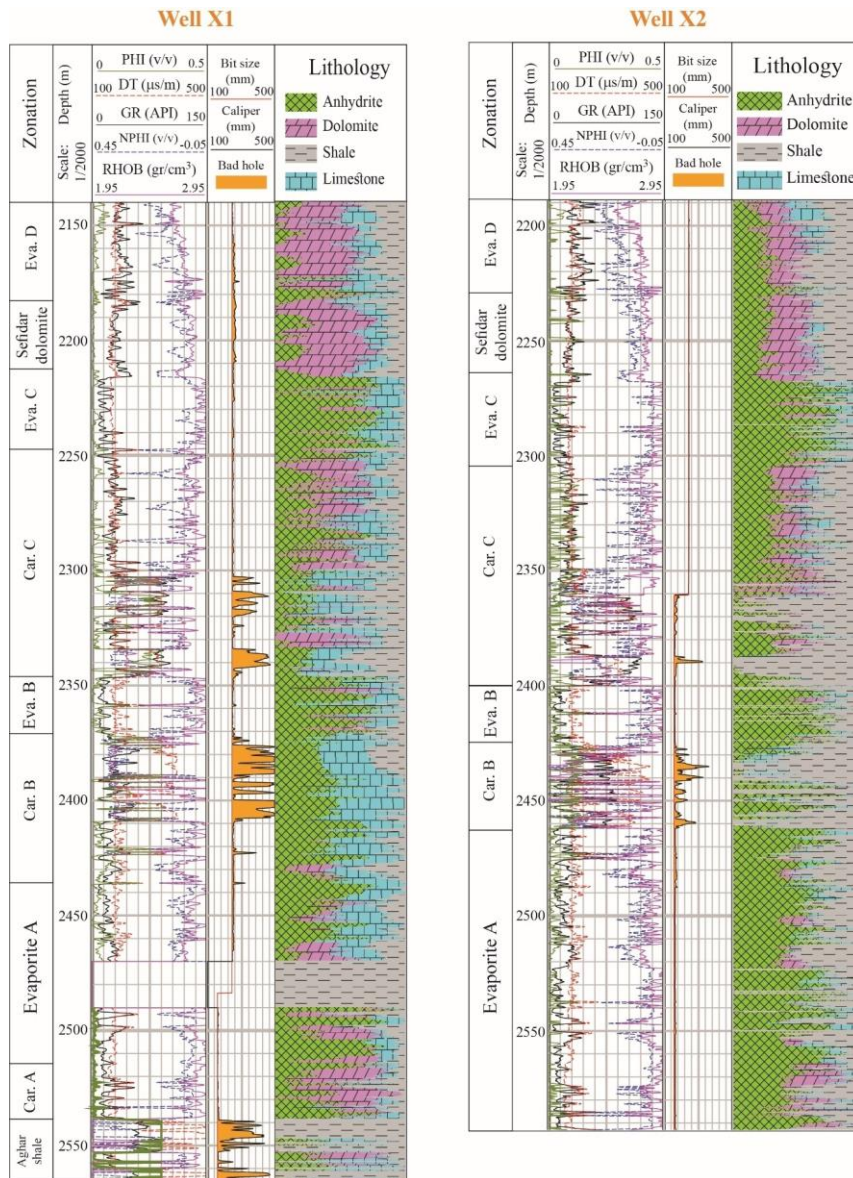
سازند دشتک به عنوان یک پوش‌سنگ اهمیت بسیاری در مطالعات مخازن ایران دارد. با وجود این اهمیت، مطالعات اندکی تا کنون به بررسی این سازند پرداخته‌اند که به سبب نبود داده‌های مستقیم و غیرمستقیم از این سازند بوده است. از این رو، در این مطالعه همه داده‌های در دسترس جهت تجزیه و تحلیل زمین‌شناسی این سازند مورد استفاده قرار گرفت. بررسی سازند دشتک در یک چاه خشکی و دو چاه دریایی نشان داد که لیتولوژی اصلی سازند مخلوطی از آهک، دولومیت، انیدریت و شیل است که مقادیر این کانی‌ها در بخش‌های مختلف و چاه‌های مختلف متفاوت است. در چاه خشکی، نگار گاما به عنوان شاخصی از حجم شیل در سازند

بالاترین بخش سازند، تنها داده گاما و صوتی از چاه میدان خشکی در دسترس است، اما کاهش مقدار شیل در این داده‌ها به خوبی مشخص است. مقادیر بالای نگار صوتی در اغلب بخش‌های مورد مطالعه نشان‌دهنده ریزش دیواره چاه است. مقایسه این نگار در بخش‌هایی که دیواره چاه ریزشی نداشته است نشان می‌دهد که متوسط نگار صوتی در چاه خشکی همواره کمتر از چاه‌های دریایی است. شیل‌ها به سبب داشتن آب ساختاری و سطحی همواره مقادیر بسیار بالایی از نگار صوتی را نشان می‌دهند و در نتیجه مقادیر بالاتر این نگار در چاه‌های دریایی نشان‌دهنده حجم بالاتر شیل است.

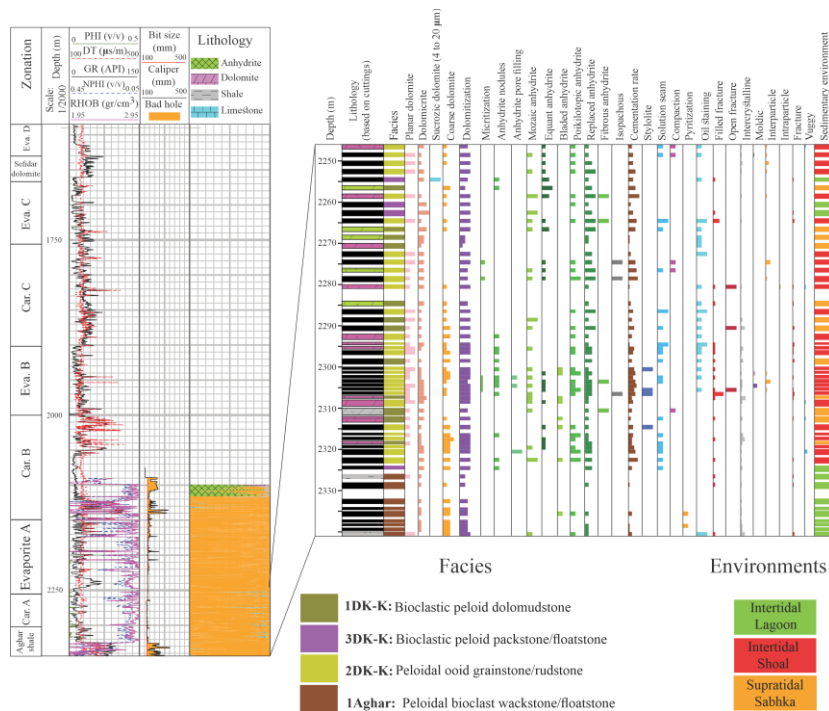
بخش کربنات A در همه چاه‌های مطالعه شده بیشتر از میزان شیل است اما به طور کلی میزان شیل موجود در چاه‌های دریایی از میزان شیل در چاه خشکی بیشتر می‌باشد. مقایسه مقادیر کانی‌های کربناته نیز نشان می‌دهد که مقدار آهک و دولومیت در چاه‌های دریایی بیشتر است. در عوض انیدریت بیشتری در بخش خشکی مشاهده می‌گردد. این شواهد نشان می‌دهد ژرفای آب در بخش خشکی کمتر از بخش دریایی بوده است. حضور رخساره‌های عمدتاً آهکی و حتی زیستی (مانند ریزرخساره 2DK-J) نشان می‌دهد که ورود مواد آواری در زمان ته‌نشست سازند دشتک در صفحه ایران بسیار محدود بوده است. اگرچه از بخش کربنات B تا

جدول ۱. مقدار متوسط گاما در زون‌های چاه‌های دریایی و خشکی

X1 در میدان X									چاه
تبخیری D	دولومیت سفیدار	تبخیری C	کربنات C	تبخیری B	کربنات B	تبخیری A	کربنات A	شیل آگار	زون
۳۴.۸	۲۹.۱۲	۱۴.۹۳	۶۲.۲۴*	۱۳.۵۵	۳۸.۱۴*	۱۸.۴۶	۲۲.۸۴	۷۳	متوسط مقدار گاما
X2 در میدان X									چاه
تبخیری D	دولومیت سفیدار	تبخیری C	کربنات C	تبخیری B	کربنات B	تبخیری A	کربنات A	شیل آگار	زون
۳۵.۲۱	۲۷.۵۲	۱۲.۸۵	۵۶.۵۷*	۱۱.۸۶	۳۴.۸۵*	۱۶.۹۵	-	-	متوسط مقدار گاما
Y1 در میدان Y									چاه
تبخیری D	دولومیت سفیدار	تبخیری C	کربنات C	تبخیری B	کربنات B	تبخیری A	کربنات A	شیل آگار	زون
۱۴.۶۸	۳۰.۲۱	۱۲.۶۳	۳۱.۵۶	۱۱.۲۵	۲۷.۱۶*	۱۴.۵۱	۱۱.۸۱	۵۶. ۸۱	متوسط مقدار گاما



شکل ۵. خصوصیات سازند دشتک در دو چاه دریایی. ستون سنگ‌شناسی بر مبنای تحلیل داده‌های چاه‌پیمایی رسم شده است.



شکل ۶. مشخصات سازند دشتک در یکی از چاه‌های میدان خشکی و زون‌بندی آن. بخش دارای مقاطع نازک، با جزئیات بیشتری نشان داده شده است.

رخساره‌های کربناته و حتی زیستی در چاه خشکی نشان می‌دهد که ژرفای آب در این بخش از حوضه به سمت شمال کاهش یافته است. مقایسه این یافته‌ها با یافته‌های حاصل از مطالعات پیشین مشخص می‌سازد که این کاهش ژرفا به صورت محلی بوده و نمی‌توان آن را به همه خلیج فارس کنونی نسبت داد [۱۱-۶-۱۲].

۶. نتیجه‌گیری

مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک خرده‌های حاصل از پانزده حلقه چاه برای توالی‌های تریاس میانی-پسین، منجر به شناسایی پانزده ریزرخساره در سازند دشتک گردید. تحلیل و بررسی ریزرخساره‌ها مؤید ته‌نشست این رسوبات در حوضه‌ای کم‌ژرفا با سامانه سکوی کربناته-تبخیری و رمپ مانند است که حضور ضخامت‌های قابل‌توجهی از تبخیری‌ها، بر نهشته شدن این رسوبات تحت شرایط اقلیمی گرم و خشک دلالت دارد. این محیط‌های رسوبی به‌صورت کم شیب و بدون تغییر ناگهانی در شیب از خط ساحلی

پمحاسبه مقدار تخلخل با استفاده از روش قطعی در چاه‌های دریایی نشان می‌دهد که حجم فضاهای خالی در تمام سازند کمتر از ۵ درصد است. مقادیر بالای تخلخل که در برخی از بخش‌ها مشاهده می‌گردد نتیجه ریختگی دیواره چاه است. با توجه به اینکه در عمل این سازند نقش پوش سنگ مخازن پرمین-تریاس را ایفا می‌نماید، مقدار اندک تخلخل در آن از قبل نیز قابل پیش‌بینی بوده است.

با توجه به اینکه داده‌های مقطع نازک از چاه‌های دریایی در دسترس نبود، امکان مقایسه فرآیندهای دیاژنزی در چاه‌ها فراهم نگردید. با این وجود فرآیندهای میکرایتی‌شدن، دولومیتی‌شدن، تشکیل انواع سیمان‌های دریایی و انحلال نشان می‌دهد که این رخساره‌ها در محیط کم‌ژرفا دریایی و جوی قرار داشته‌اند.

نتایج حاصل از این مطالعه نشان می‌دهد که ژرفای دیرینه آب دریا در بخش مرکزی خلیج فارس به سمت شمال کاهش یافته است. حضور مقادیر بالای شیل در چاه‌های دریایی، مقادیر بیشتر انیدریت در چاه خشکی و حضور

Petroleum Geologists Hedberg Series 2, 13– 22. <https://doi.org/10.1306/1060753H23159>

[5] Aplin, A. C., & Larter, S. R. (2005). Fluid flow, pore pressure, wettability, and leakage in mudstone cap rocks. In: Boulton, P., Kaldi, J (eds.) Evaluating fault and cap rock seals: AAPG Hedberg Series, no. 2, p. 1–12. <https://doi.org/10.1306/1060752H23158>

[6] Rahmani, O., Khoshnoodkia, M., Mohseni, H., & Hajian, M. (2018). Sequence stratigraphy of the Triassic Period: Case from the Dashtak and Khaneh-Kat formations, the Zagros Basin, Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 167, 447-457. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2018.03.092>

[7] Jia, R., Fan, C., Liu, B., Fu, X., & Jin, Y. (2021). Analysis of natural hydraulic fracture risk of mudstone cap rocks in xd block of central depression in Yinggehai basin, South China sea. *Energies*, 14, 4085. <https://doi.org/10.3390/en14144085>

[8] Zhao, Z., Zhang, H., Cui, Y., Tang, W., & Qiao, P. (2021). Cenozoic Sea-land Transition and its Petroleum Geological Significance in the Northern South China Sea. *Acta Geologica Sinica*, 95, 41 – 54. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.14628>

[9] Wang, W. Z., Yang, Y. M., Wen, L., Luo, B., Luo, W. J., Xia, M. L., & Sun, S. N. (2016). A study of sedimentary characteristics of microbial carbonate: A case study of the Sinian Dengying Formation in Gaomo area, Sichuan basin. *Geology in China*, 43(1), 306-318.

[10] Burki, M., & Abu-Khadra, A. (2019). Sequence stratigraphic approaches for reservoir modeling, Arshad area, Sirt Basin, Libya. *Journal of African Earth Sciences*, 151, 1-8. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.11.012>

[11] Khoshnoodkia, M., Mohseni, H., Hajian, M., FallahKheirkhah, M., Khosro Tehrani, K., & Khaleghi, M. (2009). New data on sequence stratigraphy of Dashtak and Khaneh Kat Formation and re-evaluation as effective cap rock in Zagros basin. Shiraz 2009 - 1st EAGE International Petroleum Conference and Exhibition, cp-125-00096. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20145947>

[12] Vatandoust, M., Faghieh, A., Burberry, C. M., & Shafiei, G. (2020). Structural style and kinematic analysis of folding in the southern Dezful Embayment oilfields, SW Iran. *Journal of Structural Geology* 134, 103989. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.103989>

[13] Sadooni, F. N., & Alsharhan, A. S. (2004). Stratigraphy, lithofacies distribution, and petroleum potential of the Triassic strata of the northern Arabian plate. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88 (4), 515-538. <https://doi.org/10.1306/12030303067>

به‌سوی بخش ژرف‌تر حوضه رسوبی شامل رسوبات ژیبس، مادستون، زون‌های میکروبیالیتی، و سپس گرینستون‌ها (شامل اوئید و اینتراکلاست)، و کستون و پکستون (پلوئیدی و بایوکلاستی) می‌باشد. نهشته‌های جزر و مدی شامل کربنات و تبخیری است. رسوبات بین جزرومدی شامل مادستون‌های جلبکی و روزن‌بران با صدف هیالین و تنوع کم می‌باشد.

• سیمان‌های کلسیتی و انیدریتی در مرحله مزوژنیک در اثر دیاژنز تدفینی، تخلخل‌ها و شکستگی‌ها را پر کرده است. ایجاد شکستگی یا جایگزینی توسط دولومیت زین اسبی و بلورهای کلسیت بارخ‌های دوتایی یا دوقلو در مراحل تدفین عمیق یا بالا آمدن سنگ‌ها و قرار گرفتن در معرض دیاژنز جوی در مرحله تلوزنیک رخ داده و منجر به از بین رفتن خلل و فرج شده است.

• مقایسه خصوصیات چاه‌های خشکی و دریایی نشان داد که چاه‌های دریایی در محیط عمیق‌تری نسبت به چاه خشکی نهشته شده است. حضور مقادیر بالای شیل در چاه‌های دریایی، مقادیر بیشتر انیدریت در چاه خشکی و حضور رخساره‌های کربناته و حتی زیستی در چاه خشکی از شواهد این نتیجه‌گیری است.

۷. مراجع

[1] Moore, C. H. (2001). Carbonate reservoirs-Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Developments in Sedimentology*, (1st Ed), Volume 55. Elsevier, Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(01\)00104-8](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(01)00104-8)

[2] Burberry, C. M., Jackson, C. A. L. & Chandler, S. R. (2016). Seismic reflection imaging of karst in the Persian Gulf: Implications for the characterization of carbonate reservoirs. *AAPG Bulletin*, 100(10), 1561-1584. <https://doi.org/10.1306/04151615115>

[3] Pourmalek, A., Newell, A. J., Shariatipour, S. M., & Wood, A. M. (2022). The impact of heterogeneous mixed siliciclastic-carbonate systems on CO₂ geological storage. *Petroleum Geoscience*, 28, 2020-086. <https://doi.org/10.1144/>

[4] Hermanrud, C., Nordgard Bolas, H. M., & Teige, G. M. G. (2005). Seal failure related to basin-scale processes. In: Boulton, P., Kaldi, J. (eds.) Evaluating fault and cap rock seals: American Association of

Petroleum Science and Engineering 167: 447-457.
<https://doi.org/10.1016/j.petrol.2018.03.092>

[26] Szabo, F., & Kheradpir, A. (1978). Permian and Triassic stratigraphy, Zagros basin, south-west Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 1(2), 57-82.
<https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1978.tb00611.x>

[27] Shinn, E. (1983). Tidal Flats. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G. and Moore, C.H., Eds., Carbonate Depositional Environments, AAPG Memoir 33, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 171-210. <https://doi.org/10.1002/gj.3350190407>

[28] Sharifi-Yazdi, M., Rahimpour-Bonab, H., Tavakoli, V., Nazemi, M. & Kamali, M.R. (2019). Linking diagenetic history to depositional attributes in a high-frequency sequence stratigraphic framework: A case from upper Jurassic Arab formation in the central Persian Gulf. *Journal of African Earth Sciences*, 153, 91-110.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.02.006>

[۲۹] حاجیان‌برزی، محمود (۱۳۹۱). محیط رسوبی و چین‌نگاری سکانسی سیستم کربناته-تبخیری تریاس میانی (سازند دشتک) در ناحیه فارس و خلیج فارس و مقایسه هم ارزی چین‌شناسی آن با زاگرس مرتفع (سازند خانه کت)، رساله دکتری، دانشگاه علوم و تحقیقات. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42310>

[۳۰] حاجیان‌برزی، محمود، مرسل‌نژاد، داود، کیارستمی، محمد، معتمدی، بهروز، حسینی، مهدی، (۱۳۸۵). چین‌نگاری سکانسی سازندهای دشتک و خانه کت در برش‌های سطحی کوه سورمه، کوه منگشت، کوه دالانی و چاه‌های دالان-۱، کوه سیاه-۱، دشتک-۱، سرتل-۱ و هلیلان-۱. گزارش ۲۰۸۶، مدیریت اکتشاف.

[۳۱] خشنودکیا، مهدی (۱۳۸۶). بررسی چین‌شناسی سکانسی، محیط رسوبی و رخساره سازند دشتک در میدان گازی آغار در منطقه فارس در چاه‌های آغار-۱، آغار غربی-۱ و نورا-۱. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا، همدان.

[۳۲] خشنودکیا، مهدی، محسنی، حسن و حاجیان، محمود (۱۳۹۰). چین‌شناسی توالی‌های کربناته-تبخیری سازند دشتک در چاه آغار-۱ و آغار باختری-۱ در میدان آغار. *مجله علوم زمین*، ۷۹، ۱۷۱-۱۸۲. <https://doi.org/10.22071/gsj.2011.55117>

[33] Warren, J. K. (1989). Evaporite sedimentology. Importance in hydrocarbon accumulation. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 285.

[34] Tucker, M. E., & Wright, V. P. (1990). Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482.
<http://dx.doi.org/10.1002/9781444314175>

[14] Ziegler, M. A. (2001). Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences. *GeoArabia* 6: 445-504.
<https://doi.org/10.2113/geoarabia0603445>

[15] Ehrenberg, S. N., Nadeau, P. H., & Aqrabi, A. A. M. (2007). A comparison of Khuff and Arab reservoir potential throughout the Middle East. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 91: 275-286. <https://doi.org/10.1306/09140606054>

[16] Maurer, F., Martini, R., Rettori, R., Hillgartner, H., & Cirilli, S. (2009). The geology of Khuff outcrop analogs in the Musandam Peninsula, United Arab Emirates and Oman. *GeoArabia* 14: 125-158.
<https://doi.org/10.2113/geoarabia1403125>

[17] Tavakoli, V., Nader-Khujin, M., & Seyedmehdi, Z. (2017). The end-Permian regression in the western Tethys: sedimentological and geochemical evidence from offshore the Persian Gulf, Iran. *Geo-Marine Letters* 38: 179-192. <https://doi.org/10.1007/s00367-017-0520-8>

[18] Alavi, M. (2004). Regional Stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and Its Proforeland Evolution. *American Journal of Science*, 304, 1-20.
<http://dx.doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>

[19] Dickson, J. A. D. (1965). A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature* 205, 587. <https://doi.org/10.1038/205587a0>

[20] Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E (ed.), Classification of carbonate rocks. A symposium. American Association of Petroleum Geologists 1, 108-171. <https://doi.org/10.4236/ojms.2016.62014>

[21] Embry, A. F., & Klovan, J. E. (1971). A late Devonian reef tracton northeastern Banks Island. N.W.T.1. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 19(4), 730-781.
<https://doi.org/10.35767/gscpgbull.19.4.730>

[22] Wilson, J. L. (1975). Carbonate Facies in Geologic History. Springer-Verlag, 471 p.
<https://doi.org/10.1007/978-1-4612-6383-8>

[23] Flügel, E. (2010). Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Springer-Berlin, Heidelberg, New York.
<https://doi.org/10.4236/ojg.2017.75044>

[24] Burchette, T. P., & Wright, V. P. (1992). Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79, 3-57. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90003-A](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A)

[25] Rahmani O., Khoshnoodkia M., Mohseni H., & Hajian, M. (2017). Sequence stratigraphy of the Triassic Period: Case from the Dashtak and Khaneh-Kat formations, the Zagros Basin, Iran. *Journal of*

Association of Petroleum Geologists Bulletin 85, 530-532. <https://doi.org/10.1306/090800850530>

[46] Strohmenger, C. J., Al-Mansoori, A., Al-Jeelani, O., Al-Shamry, A., Al-Hosani, I., Al-Mehsin, K., & Shebl, H. (2010). The sabkha sequence at Mussafah Channel (Abu Dhabi, United Arab Emirates): Facies stacking patterns, microbial-mediated dolomite and evaporite overprint Sabkha sequence at Mussafah Channel, UAE, *GeoArabia* 15, 49-90. <https://doi.org/10.2113/geoarabia150149>

[35] Setudehnia, A. (1978). The Mesozoic sequence in south-west Iran and adjacent areas. *Journal of Petroleum Geology*, 1(1), 3-42. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1978.tb00599.x>

[36] Boucot, A. J., C. Xu, C. & Scotese, C. R. (2013). Phanerozoic paleoclimate: An atlas of lithologic indicators of climate: *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 11, 478

[37] Strohmenger, C. J., Alway, R. H., Broomhall, R.W., Hulstrand, R. F., Al-Mansoori, A., Abdalla, A. A. & Al-Aidarous, A. (2002). Sequence stratigraphy of the Khuff Formation comparing subsurface and outcrop data (Arabian Plate, UAE). In Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference. OnePetro. <https://doi.org/10.2118/78535-MS>

[38] Chillingier, G. V., & Wolf, K. H. (1988). Diagenesis I: Development in Sedimentology. 41, Elsevier, Amsterdam.

[39] Larsen, G., & Chilingar, G. V. (1979). Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks, Elsevier, Amsterdam. <https://doi.org/10.1017/S0016756800035834>

[40] Melim Leslie, A., Swart Peter, K., & Maliva Robert, G. (2001). Meteoric and marine-burial diagenesis in the subsurface of Great Bahama Bank. SEPM (Society for sedimentary geologists), special publication No. 70, 137-161. <https://doi.org/10.2110/pec.01.70.0137>

[41] James, N. P. (1984). Shallowing upward Sequences in Carbonates: In R. G. Walker, (ed), Facies Models, Geoscience Canada. 46(1989), 213-228. [https://doi.org/10.1016/S00704571\(08\)71064-1](https://doi.org/10.1016/S00704571(08)71064-1)

[42] Tucker, M. E. (2001). Sedimentary Petrology. Third Edition, Blackwell, Oxford. <https://doi.org/10.4236/ojg.2015.59055>

[43] Tavakoli, V., Rahimpour-Bonab, H., & Esrafil-Dizaji, B. (2010). Diagenetic controlled reservoir quality of South Pars gas field an integrated approach. *C.R. Geoscience*, 343(1), 55-71. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.10.004>

[44] Bathurst, R. G. C. (1966). Boring Algae, Micrite Envelope and Lithification of Molluscan Biosparites. *Geological Journal*, 5, 15-32. <https://doi.org/10.1002/gj.3350050104>

[45] Hook, J.E. Golubic, S., & Milliman, J. D. (1984). Micritic cement in microborings is not necessarily a shallow-water indicator. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 425-431. <https://doi.org/10.1306/212F8431-2B24-11D7-8648000102C1865D>

[47] Saller, H., & Henderson, N. (2001). Distribution of Porosity and Permeability in platform dolomite: Insight from the Permian of West Texas. *American*