

ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی و تعیین سن ایزوتوپی سازند دشتک در ناحیه خلیج فارس، فارس و ایذه

محمود حاجیان برزی^{۱*}، سید محسن آل‌علی^۲، داود جهانی^۳ و محمد فلاح خیرخواه^۴

^۱دکتر، اداره پژوهش و فناوری، مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران
^۲استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران
^۳استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران
^۴دکتر، اداره اکتشافات نفت، شرکت OMV، اتریش، وین

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۳/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۸/۲۵

چکیده

سازند دشتک با سن تریاس میانی - پسین به دلیل وجود نهشته‌های ستر انیدریتی به عنوان یکی از بهترین سنگ‌های پوشش برای مخازن گازی عظیم گروه دهرم در جنوب باختری ایران و شمال خلیج فارس به‌شمار می‌رود. تحلیل رخصاره‌های سازند دشتک سبب شناسایی ۱۴ ریزرخساره مربوط به محیط دشت ساحلی، سیخا (پهنه بالای جزرومدی)، پهنه جزرومدی، لاگون، پشته‌های سدی (شول) شده است. بررسی تغییرات افقی و عمودی رخصاره‌ها و مقایسه آنها با محیط‌های عهد حاضر و دیرینه نشانگر آن است که سازند دشتک در یک پلاتفرم از نوع رمپ کربناتی کم‌زرفا نهشته شده است. مطالعات چینه‌نگاری سکانسی نشان می‌دهد که سازند دشتک از چهار سکانس رسوبی دسته سوم و دسته‌های رسوبی TST و HST تشکیل شده است. ستبرای سازند دشتک از کوه سورمه به سمت چاه c، d، b، و در نهایت a افزایش یافته است. مطالعات ایزوتوپ استرانسیم از نمونه‌های سازند دشتک سن تریاس (آشکوب آنسین تا نورین) را تأیید می‌کند.

کلیدواژه‌ها: سازند دشتک، ریزرخساره، رمپ کربناتی، چینه‌نگاری سکانسی، ایزوتوپ استرانسیم.

*نویسنده مسئول: محمود حاجیان برزی

Email: mah_hajian@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

میدان پارس جنوبی با فاق‌های متعدد نفت و گاز در ۱۰۰ کیلومتری جنوب بندر عسلویه قرار گرفته است. بخش بالایی سازند دالان و سازند کنگان با سن پرمین پسین - تریاس پیشین واقع در میدان پارس جنوبی و به عنوان سنگ مخزن اصلی این میدان و سازند دشتک به‌عنوان پوش سنگ مؤثر به‌شمار می‌رود. در دیگر نقاط زاگرس نیز این سازند به‌عنوان پوش سنگی مؤثر عمل کرده است. رسوبات تریاس در حوضه زاگرس شامل سازندهای کنگان، دشتک و خانه‌کت است. سازند دشتک (تریاس میانی تا پسین) از گروه کازرون با ستبرای تقریبی ۶۲۵ متر در کوه سورمه و تا بیش از ۲۱۰۰ متر در چاه سرتل، عمدتاً از دولومیت، شیل، انیدریت و سنگ‌آهک و سازند خانه‌کت (تریاس پیشین - میانی) از دولومیت، شیل و سنگ‌آهک تشکیل شده است. سازند دشتک از پایین به بالا شامل بخش شیلی آغار، بخش A، بخش B، بخش C، بخش دولومیت سفیدار و بخش D است. سازند دشتک از سمت فارس و پس از چاه سرتل (در زون ایذه) به سمت زاگرس مرتفع و از لرستان به سمت شمال خاور زاگرس تغییر رخساره داده و به سازند خانه‌کت تبدیل می‌شود (حاجیان، ۱۳۸۵). سازند خانه‌کت با سن تریاس پیشین تا تریاس میانی خواص پوش سنگی نداشته و بنابراین چگونگی گسترش آن در حوضه و تبدیل آن به سازند دشتک برای مقاصد نفتی بسیار حائز اهمیت است (مطیعی، ۱۳۷۲). سازند دشتک به دلیل دارا بودن قابلیت و استعداد پوش سنگی در بخش‌هایی از حوضه (به‌ویژه میدان پارس جنوبی)، از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان بوده و مطالعات گوناگون در صفحه عربی و زاگرس به این سازند و هم‌ارزهای آن اشاره کرده است (Alsharhan & Naim, 1997; Sharland et al., 2001; Strohmenger et al., 2002; Konert et al., 2001; Ziegler et al., 2001; Khoshnoodkiaet al., 2008; Mohseniet al., 2008). هدف از این نوشتار بررسی و شناسایی رخصاره‌های میکروسکوپی و تغییرات آنها در جهت عمودی و افقی، شناسایی محیط رسوبی در زمان تشکیل سازند دشتک، شناسایی چرخه‌های رسوب‌گذاری و الگوی برهم‌تابستگی (Stacking pattern) برای تشخیص دسته‌های رخصاره‌ای، مرزهای سکانسی و تعیین سکانس‌های رسوبی و مقایسه آنها با یکدیگر در نواحی خلیج فارس، فارس و زون ایذه است.

۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

به منظور دستیابی به نتایج دقیق‌تر در این نوشتار سعی شده از مقاطع سطحی و زیرزمینی در بخش‌های مختلف زاگرس اعم از زون ایذه، فارس و خلیج فارس استفاده شود. بدین منظور از چند چاه و مقطع سطح‌الارضی اصلی (۸ مورد) به‌عنوان منابع اطلاعاتی اصلی و از داده‌های چاه‌های دیگر که موقعیت آنها در این بخش یاد نشده به‌عنوان منابع اطلاعاتی تکمیلی به‌ویژه در بخش آنالیز ایزوتوپی استفاده شده است. مطابق شکل ۱ برای بررسی دقیق و جزئی از ۸ برش سطح‌الارضی و زیرزمینی (چاه‌های حفاری) در مطالعه ویژگی‌های سازند دشتک استفاده شده است (برش‌های a تا h). برش e سطحی کوه سورمه و بقیه برش‌های چاه‌های حفاری هستند، که به دلیل حساسیت داده‌های مربوط به آنها، ذکر نامشان امکان‌پذیر نیست. برش‌های a تا f در زاگرس و برش‌های g و h در خلیج فارس واقع شده‌اند (شکل ۱).

۳- ساختار زمین‌شناسی

کمبرند چین‌خورده - روراندۀ زاگرس با روند شمال باختر - جنوب خاور، از رشته‌کوه‌های Taurus در شمال عراق تا تنگه هرمز در جنوب باختری ایران ادامه دارد (Falcon, 1974; Haynes & McQuillan, 1974). مرز حوضه زاگرس در شمال خاوری توسط گسل اصلی روراندۀ و گسل اصلی جدید مشخص می‌شود. نهشته‌های رسوبی در حوضه زاگرس مشتمل بر لایه‌های رسوبی کامبرین زیرین تا پلیوسن است (Stocklin, 1968; Falcon, 1969). در طول پالئوزویک، صفحه ایران و عربستان لبه غیرفعال گسترده و استوار اقیانوس تیسس قدیمی (Paleo-Tethys) را ساخته بودند که در بازه زمانی تریاس تا ژوراسیک بسته شده است (Berberian & King, 1981). اقیانوس تیسس جدید (Neo-Tethys) طی کربنیفر پایانی تا پایان پرمین زیرین باز شده است (Stampfli & Borel, 2002). در دوران دوم، حوضه زاگرس در طول گسل‌های موجود شروع به فرونشینی کرد و چرخه‌های ستبر رسوبی که عمدتاً از کربنات‌های دریایی است بر روی لبه غیرفعال صفحه عربی نهشته شده است (Berberian & King, 1981). دوران سوم با یک تغییر

برداشت شده است (Szabo et al., 1977). در برش نمونه چاه کوه سیاه بخش آغاز شیل حدود ۲۰ متر و در کوه سورمه عمدتاً پوشیده و حدود ۱۸ مترسترا دارد (شکل ۲). این بخش در چاه‌های حفاری شده از ۱۰ تا ۴۰ مترسترا داشته است. طبقات شیلی آغاز به رنگ قهوه‌ای اکسیده شده، سبز و رنگ‌های متنوع دیگر با میان‌لایه‌هایی از دولومیت با رگه‌های تبخیری و سیلتستون دیده می‌شوند. سمت زیرین این شیل‌ها با بخش بالایی سازند کنگان و همینطور با طبقات دولومیتی و تبخیری سازند دشتک همشپ است.

۵-۲. بخش تبخیری A

پایین‌ترین بخش تبخیری سازند دشتک است. بخش زیرین آن مشتمل بر دولومیت و سنگ‌آهک رسی، شیل و میان‌لایه‌هایی از انیدریت و بخش بالایی آن از طبقات ستبر انیدریت تشکیل شده است. ستبرای این بخش در کوه سورمه در صورت عدم به هم ریختگی و تکرار حدود ۲۲۰ متر است. روی بخش تبخیری A در برخی از چاه‌ها و به‌ویژه برش سطحی کوه سورمه، ماسه‌سنگ تا میکروکنگلومرا وجود دارد که به سمت عربستان سعودی محتوای شیل این طبقات بیشتر می‌شود.

۵-۳. بخش تبخیری B

لایه‌های نسبتاً نازک انیدریت با رگه‌هایی از دولومیت معرف این بخش تبخیری از سازند دشتک است. ستبرای این بخش در کوه سورمه که با ظاهر کاملاً واضح طبقات انیدریت بین لایه‌های برجسته دولومیت قرار گرفته، حدوداً ۴۰ متر است (شکل ۳). در چاه‌ها نیز از روی خرده‌های حفاری شده چاه و نمودارهای الکتریکی کاملاً مشهود است.

۵-۴. بخش تبخیری C

به دلیل فرسایش متأثر از کوهزایی تریاس پسین، ستبرای این بخش بسیار متغیر و از صفر تا ۳۶۰ متر در نوسان است. در مواردی که فرسایش سبب از بین رفتن بخشی یا تمامی این بخش شده باشد، در بخش بالایی آن یک ناپیوستگی دیده می‌شود. شروع این بخش شامل تناوبی از دولومیت‌های نخودی رنگ و قهوه‌ای تا خاکستری رس دار، انیدریت سفید و شیل است.

۵-۵. بخش دولومیت سفیدار

برش نمونه این بخش در چاه کوه سیاه-۱ انتخاب و نام آن از چاه شماره-۱ سفیدار در حدود ۶۰ کیلومتری جنوب شیراز اقتباس شده و ۴۰ متر ستبرای دارد. این بخش شامل یک لایه دولومیتی سخت و برجسته به رنگ قهوه‌ای تیره، متبلور، با دانه‌های درشت تا متوسط و مقدار رادیواکتیویته پایین تشکیل شده که در نمودار گاما کاملاً قابل تشخیص است. بخش دولومیت سفیدار در کوه‌های سورمه و خانه کت قابل شناسایی اما در کوه‌های گهگم و فراقان و احتمالاً در تمامی ارتفاعات زاگرس دیده نمی‌شود. نبود این بخش به فرسایش پس از تریاس میانی نسبت داده شده است (Szabo, 1977). در برش کوه سورمه در قاعده این بخش یک لایه نازک از کنگلومرای تخریبی با دانه‌های کوارتز وجود دارد.

۵-۶. بخش تبخیری D

بالترین بخش از رسوبات سازند دشتک مربوط به بخش تبخیری D است، که در برش کوه سورمه به دلیل فرسایش تریاس پسین، این بخش وجود ندارد و سازند نیریز مستقیماً روی بخش دولومیت سفیدار قرار می‌گیرد. این بخش از دولومیت با میان‌لایه‌های انیدریت و شیل تشکیل شده است و ستبرای آن در چاه‌های مناطقی که مطالعه شده است، بسیار متغیر و حداکثر حدود ۳۳۰ متر در چاه a است. ستبرای این بخش در برش‌های d، c، b، g و h به ترتیب ۵۱، ۴۱، ۱۶۲، ۰ و ۳۴ متر است. شکل ۴ نمای کلی از بخش‌های مختلف سازند دشتک در پال شمالی تاقدیس کوه سورمه را نشان می‌دهد.

به دلیل شرایط رسوب‌گذاری در محدوده زمانی تریاس، در ارتباط با سن سازند دشتک بین صاحب‌نظران توافق قطعی وجود ندارد به طوری که برخی معتقدند که

ناحیه‌ای در رخساره‌های رسوبی از محیط دریایی باز به قاره‌ای مشخص می‌شود. بسته شدن اقیانوس تئیس جدید به طور عمده در طول کرتاسه پایانی و به دلیل همگرایی صفحه عربی به سوی صفحه ایران بوده است (Berberian & King, 1981; Berberian, 1995). کمر بند چین‌خورده-رورانده زاگرس نتیجه برخورد دو صفحه قاره-قاره لبه صفحه عربی به صفحه اوراسیا در طول خطواره بسته شده اقیانوس تئیس جدید و در طول سنوزویک است (Stocklin, 1968; Falcon, 1974). سازندهای کنگان، دشتک و خانه کت در یک دریای کم‌ژرفای 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 (Strohmeier et al., 2002).

۴- روش مطالعه

در این نوشتار روش مطالعه به‌طور عمده بر اساس مطالعات صحرایی، بررسی نمونه‌های دستی و خرده‌های حفاری و بررسی‌های آزمایشگاهی است. در ابتدا به‌منظور کسب بهترین نتیجه موقعیت سازند دشتک در بخش‌های مختلف زاگرس مورد ارزیابی قرار گرفت و یک برش چینه‌ای سطحی و هفت برش زیرسطحی با کامل‌ترین اطلاعات و ستبرای قابل توجه از سازند دشتک در نواحی خلیج فارس، فارس و زون ایزه انتخاب شد (شکل ۱). برش سطحی کوه سورمه بازدید و پس از بررسی دقیق، نمونه‌برداری به‌صورت سیستماتیک انجام پذیرفت. برای انجام مطالعات آزمایشگاهی (سنگ‌نگاری) از نمونه‌های حاصل از برش سطحی دشتک در کوه سورمه و خرده‌های حفاری حاصل از چاه‌ها تعداد ۸۳۶ مقطع نازک میکروسکوپی (Thin sections) تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. در نامگذاری رخساره‌های میکروسکوپی کربناتی از طبقه‌بندی (Dunham 1962) و در دسته‌بندی رخساره‌ها و ارائه مدل رسوبی از (Burchette & Wright 1992) و (Flügel 2010) استفاده شده است. حدود ۵۹ نمونه از مقاطع و چاه‌های منطقه انتخاب و برای انجام مطالعه ایزوتوپ استرانسیم به کشور فرانسه (آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه نانس) ارسال شد. نمونه‌ها از زمینه کربناتی تهیه شده و اطلاعات ایزوتوپ استرانسیم بر اساس استاندارد NBS987 = 0.710252- 0.000024 بوده است.

۵- چینه‌شناسی سازند دشتک

نام این سازند از چاه دشتک-۱ در تاقدیس دشتک در ۷۵ کیلومتری باختر شیراز گرفته شده است. برش نمونه این سازند در چاه کوه سیاه با ستبرای حدود ۸۱۴ متر و در مقطع سطح‌الارضی کوه سورمه حدود ۶۲۵ متر است. پیش‌تر این سازند را معادل سازند سودیر در عربستان در نظر می‌گرفتند. سازند دشتک متشکل از لایه‌های تبخیری انیدریت به سن تریاس میانی تا پسین است (Szabo, 1977).

الگوی رسوب‌گذاری رخساره تریاس میانی و پسین در ناحیه خلیج فارس ادامه رسوب‌گذاری تریاس آغازین است و فرونشینی لادی‌نین (Ladinian) را تأیید می‌کند (Sharland et al., 2001). رخساره‌های مشابهی توسط پژوهشگران از نواحی مجاور مانند عربستان سعودی، عراق و خاور خلیج فارس گزارش شده است. سازند دشتک را در برش نمونه به ۶ بخش تقسیم کرده‌اند (Szabo & Kheradpir, 1978) که از پایین به بالا شامل بخش شیلی آغاز (رسمی)، رسوبات تبخیری A (غیر رسمی)، رسوبات تبخیری B (غیر رسمی)، رسوبات تبخیری C (غیر رسمی)، بخش دولومیت سفیدار (رسمی) و رسوبات تبخیری D (غیر رسمی) است.

۵-۱. بخش شیلی آغاز

این بخش رسمی به‌طور وسیعی در منطقه گسترش دارد و به سادگی قابل شناسایی است. نام این بخش از چاه آغاز در حوالی فیروزآباد در شمال کوه سورمه

هیچ دلیل قانع‌کننده یا نشانه قابل اعتمادی مبنی بر وجود نهشته‌های تریاس پایانی در ناحیه زاگرس و خلیج فارس وجود ندارد (Setudehnia, 1978; Szabo & kheradpir, 1978). نبود این نهشته‌ها را به پایین افتادن شدید سطح آب دریا در این زمان مربوط می‌دانند (Murriss, 1980). دلیل این امر را می‌توان به نبود فسیل‌های شاخص و تا حدودی نیز وجود فاز فرسایشی گسترده‌ای که پیش از لیا (ژوراسیک زیرین) اتفاق افتاده ربط داد (James & Wynd, 1965; Setudehnia, 1978; Szabo & kheradpir, 1978; Seyed Emami, 2003). البته برخی دیگر معتقدند که در بخش‌هایی از زاگرس سازند دشتک می‌تواند تا محدوده زمانی تریاس پسین نیز ادامه یابد که مطالعه حاضر نیز که بخش گسترده‌ای از زاگرس را پوشش می‌دهد به این واقعیت اذعان داشته و محدوده زمانی تریاس میانی تا پسین را برای سازند دشتک در نظر می‌گیرد، که در ادامه به بررسی آن پرداخته می‌شود.

۶- محیط رسوبی و رخساره‌های سازند دشتک

رخساره‌های سازند دشتک در برش‌های مطالعه شده از پنج کمر بند رخساره‌ای تشکیل شده است که از ساحل به طرف دریا به شرح زیر هستند: کمر بند رخساره‌ای پهنه ساحلی (A)، کمر بند رخساره‌ای پهنه بالای جزرومدی (B)، کمر بند رخساره‌ای پهنه بین جزرومدی (C)، کمر بند رخساره‌ای لاگون (D)، کمر بند رخساره‌ای پشته‌های سدی (E).

۶-۱- کمر بند رخساره‌ای پهنه ساحلی (Coastal plain facies belt) (A)

در این کمر بند رخساره‌ای میکروکنگلومرا و ماسه‌سنگ دانه درشت با ذرات تخریبی کوارتز دیده می‌شود (شکل‌های ۵-۵، a، b، c). ایتراکلاست‌های کربناتی و دانه‌های تخریبی کوارتز با گردشگی ضعیف تا خوب دیده می‌شود و قطر دانه‌ها از ۰/۵ میلی‌متر تا بیش از ۲ میلی‌متر است. دانه‌ها با زمینه و سیمان کربناتی به یکدیگر پیوسته‌اند. کوارتز در این گونه محیط‌ها بیشتر به صورت مکانیکی جابه‌جا و رسوب می‌کند. این عمل به وسیله جریان‌های سیلابی صورت می‌گیرد و فرایندهای جزرومدی در آن نقشی ندارند. اندازه ذرات در حدود ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر نشان دهنده جریان‌های آبی ناپایدار در محیط‌های قاره‌ای است (Warren, 1989). بالاآمدگی منطقه‌ای (کمان قطر - گاوبندی) در تریاس پیشین در نتیجه فعالیت زمین‌ساختی به وقوع پیوسته است. سپری پایدار که در باختر و جنوب باختری حوضه خلیج فارس (سپر عربی) وجود داشته را می‌توان منشأی مناسب برای تأمین رسوبات تخریبی به حساب آورد که تا اواخر تریاس به سمت خاور پراکنده می‌شده‌اند.

۶-۲- کمر بند رخساره‌ای پهنه بالای جزرومدی (Supratidal flat facies belt) (B)
کمر بند رخساره‌ای پهنه بالای جزرومدی در منطقه مورد مطالعه در برگزیده رخساره‌های B1 و B2 به شرح زیر است:

– رخساره انیدریت لامینه‌ای تا توده‌ای (Massive to laminated anhydrite) (B1): این رخساره در برگزیده انیدریت و ژپیس با ساخت و بافت‌های متنوع است. انیدریت به صورت نودول‌های میلی‌متری تا لایه‌های ستر بیش از ۵ متر در سازند دشتک قابل شناسایی است. بیشتر بلورهای ژپیس با از دست دادن آب و تحت تأثیر گرمای زیاد و تدفین به انیدریت تبدیل شده‌اند. این رخساره تخریبی در بخش محیط سیخا، جایی که کمترین مقدار آب دریا نفوذ می‌کند و حداکثر حرارت وجود دارد نهشته می‌شود. در این بخش به دلیل فراوانی یون‌های سولفات (شورابه‌های غنی از نمک‌های سولفاتی)، سولفات کلسیم به صورت ژپیس و انیدریت تولید می‌شود. رایج‌ترین ساخت‌های موجود در تخریبی‌های سازندهای دشتک شامل انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای (Layered to massive anhydrite)، انیدریت تورمرغی (Chickenwire anhydrite) و انیدریت نودولی (Nodular anhydrite) و اصلی‌ترین بافت‌های آن نیز شامل بلورهای سوزنی با آرایش در هم

– مادستون سیلنی (Silty mudstone) (B2): این ریزرخساره شامل دولومیکرایت اولیه حاوی ذرات کوارتز در ابعاد سیلت است (شکل ۶-۶a). این رخساره در محیط سوپراتایدال (سیخا) تشکیل می‌شود. تشکیل مادستون در محیط سیخا بیشتر به صورت دولومیت اولیه (دولومیکرایت) و پس از تشکیل ژپیس و انیدریت است و دلیل این پدیده خارج شدن یون سولفات از محیط است. وجود ذرات تخریبی سیلیس در ابعاد سیلت را به عامل باد و پراکنندگی آن در حاشیه ساحل مربوط می‌دانند (آدابی، ۱۳۸۳). پهنه جزرومدی مکان مناسبی برای رسوب‌گذاری مادستون سیلنی است و تجمعات گل می‌تواند توسط جریان‌های دریایی و یا جریان باد وارد محیط سیخا شود (Warren, 2006). افزون بر این ذرات بسیار ریز کوارتز نیز دیده می‌شود.

۶-۳- کمر بند رخساره‌ای پهنه جزرومدی (Tidal flat facies belt) (C)

کمر بند رخساره‌ای پهنه جزرومدی در منطقه مورد مطالعه در برگزیده رخساره C1 و C2 به شرح زیر است:

– دولومادستون فنسترال: (Fenestral Dolomudstone) (C1) این ریزرخساره دارای زمینه تیره و دانه ریز میکرایتی است که بخش عمده سنگ را به خود اختصاص داده است. شرایط زیست موجودات زنده در این بخش فراهم نبوده و آثار فسیلی کم است. از عوارض موجود در این ریزرخساره به وجود ترک‌های گلی، فابریک فنسترال و قالب‌های تخریبی می‌توان اشاره کرد. مقدار انیدریت در این ریزرخساره نسبت به رخساره پیشین کمتر است و محتوای دولومادستونی گسترش بیشتری یافته است. بیشتر بخش‌های مربوط به این ریزرخساره بین ۸۰ تا ۱۰۰ درصد دولومیتی است. به همین دلیل بهتر است برای توصیف این ریزرخساره از لفظ دولومادستون استفاده شود. با توجه به شواهد یادشده در این ریزرخساره، محیط تشکیل بخش‌های بالایی پهنه بین جزرومدی (Upper intertidal) تا بخش بالایی محدوده فوق جزرومدی (Supratidal) در نظر گرفته می‌شود (Warren, 2006; Flugel, 2010; Tucker & Wright, 1990). (شکل ۶-۶b).

– باندستون استروماتولیتی (Stromatolite Boundstone) (C2): این ریزرخساره از لامینه‌های تیره و روشن ساخته شده، که به صورت تناوبی از رشته‌های تیره رنگ سیانوباکتری و لامینه‌های کربناتی به رنگ روشن دیده می‌شوند. لامینه‌های تیره‌رنگ سیانوباکتری‌ها، گل‌های کربناتی را به دام انداخته‌اند (شکل ۶-۶c). تنوع موجودات در این ریزرخساره محدود است ولی ممکن است قطعاتی از بقایای موجودات منطقه زیر جزرومدی توسط طوفان به این محیط حمل شود (Tucker & Wright, 1990). سیانوباکتری‌ها که رسوبات استروماتولیتی را تشکیل می‌دهند در پهنه جزرومدی به مقدار زیاد رشد می‌کنند. در نواحی گرم و خشک این موجودات در منطقه بین جزرومدی مثل خلیج فارس امروزی رشد می‌کنند (Shinn, 1983; Purser, 1973). با توجه به مطالعات پژوهشگران گوناگون محل تشکیل ریزرخساره باندستون استروماتولیتی را می‌توان به پهنه بین جزرومدی نسبت داد (Shinn, 1983; Tucker & Wright, 1990; Tucker, 2001; Warren, 2006; Flugel, 2010; Koehrer et al., 2010).

– پکستون بایوکلاستی پلویددار (Pelloid Bioclast Packstone) (C3): این ریزرخساره شامل ذرات خردشده بیوکلاست و دانه‌های پلت است که در یک زمینه کربناتی قرار گرفته‌اند. دانه‌ها کاملاً به یکدیگر چسبیده (دانه پشتیبان) و گردشگی خوبی دارند. به دلیل انرژی بالا در منطقه بین جزرومدی و رفت و برگشت امواج، در

این مکان لایه‌های نازک از مادستون تا پکستون به صورت موازی به همراه خرده‌های صدف موجودات به صورت گرد شده و آثار پلویید (احتمالاً اینتراکلاست‌های گرد شده و میکرایتی شده) دیده می‌شود. در کانال‌های جزرومدی این رخساره با فراوانی و درشتی دانه‌ها همراه است. این رخساره تحت تأثیر شرایط طوفانی و در کانال‌های جزرومدی (Tidal channel) نهشته شده است و متعلق به بخش انتهایی پهنه جزرومدی است (Lucia, 2007; Flugel, 2010) (شکل ۶-د).

۴-۶. کمربند رخساره‌های لاگون (Lagoon facies belt) (D)

ریزرخساره‌های موجود در کمربند رخساره‌های لاگون در ناحیه مورد مطالعه شامل رخساره‌های (D1)، (D2)، (D3) به شرح زیر است:

– **مادستون – وکستون بایوکلاستی (Bioclastic mudstone-wackestone) (D1):** مجموع آلوکم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی موجود در این ریزرخساره بین ۵ تا ۲۵ درصد است. خرده‌های اسکلتی در این رخساره شامل همی‌گوردیوس، آگاتامینا و اینولوتینا در مواردی دانه‌های پلویید و اینتراکلاست است. زمینه سنگ بر اثر پدیده تبلور دوباره و دولومیتی شدن کاملاً تخریب شده است (شکل ۶-ع). این ریزرخساره در بخش آرام و کم انرژی لاگون نهشته شده است.

– **وکستون پلئیت‌دار (Pelloid wackestone) (D2):** این ریزرخساره در بردارنده دانه‌های غیر اسکلتی از نوع پلویید است که بیشترین مقدار آن به ۱۵ درصد می‌رسد. از ویژگی مهم این ریزرخساره وجود فابریک آشفته‌گی زیستی (Bioturbation) است که در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود. پدیده دولومیتی شدن نیز در برخی نمونه‌های این رخساره دیده شده است. با توجه به محیط آرام و کم انرژی این محیط موجودات سازگار با شرایط زیستی رشد و تکثیر کرده و نیز مدفوع آنها تشکیل پلت‌ها را می‌دهد (شکل ۶-ف).

– **پکستون پلئیتی بایوکلاست‌دار (Bioclast pelloid packstone) (D3):** مهم‌ترین اجزای اسکلتی این ریزرخساره شامل آثاری از سیانوباکتری، خرده‌های صدف و دوکفه‌ای و فرامینیفراهای بنتیک با فراوانی حداکثر ۲۰ درصد است. پلویید از اجزای غیر اسکلتی مهم موجود در این ریزرخساره است که بیشترین مقدار آن تا ۳۵ درصد است. از ویژگی‌های بارز این ریزرخساره می‌توان به دو فرایند میکرایتی شدن و آشفته‌گی زیستی اشاره کرد. افزون بر آن ریزرخساره مورد نظر به شدت دولومیتی شده و فقط شیبی از اجزای تشکیل‌دهنده در آن دیده می‌شود. با توجه به همراهی این ریزرخساره با رخساره‌های پهنه جزرومدی و دیگر رخساره‌های لاگون، گسترش فونای لاگون و توسعه فرایند میکرایتی شدن و آشفته‌گی زیستی این ریزرخساره را می‌توان به محیط لاگون نسبت داد (Flugel, 2010; Alsharhan, 2006) (شکل ۶-گ).

۵-۶. کمربند رخساره‌های پشته‌های سدی (Shoal facies belt) (E)

این کمربند رخساره‌ای شامل رخساره‌های E1، E2، E3 و E4 است.

– **گرینستون پلوییدی اینتراکلاست‌دار (Intraclast/pelloid grainstone) (E1):** پلت مهم‌ترین جزو غیر اسکلتی این ریزرخساره است که مقدار آن بیش از ۳۰ درصد است و به همراه آن اینتراکلاست‌های گرد شده نیز وجود دارد. این ریزرخساره نشانه نزدیک شدن به محیط شول و زیادتر شدن انرژی است (Tucker & Wright, 1990). بر شدن فضای این ریزرخساره با سیمان‌اندیریتی و کمبود گل از ویژگی‌های آن است. دولومیتی شدن و جان‌نشینی نیز در آن دیده شده است. شواهد رخساره‌ای و مقایسه با کمربندهای رخساره‌ای نشان می‌دهد که ریزرخساره گرینستون پلوییدی اینتراکلاست‌دار متعلق به بخش‌های ابتدایی شول بوده و در بخش رو به ساحل شول (Leeward shoal) و در مجاورت لاگون قرار می‌گیرد (Warren, 2006; Flugel, 2010; Tucker, 2001; Tucker & Wright, 1990) (شکل ۶-ه).

– **گرینستون آئیدی (Ooid grainstone) (E2):** آئیدها مهم‌ترین جزء غیر اسکلتی این

– **گرینستون آئیدی اینتراکلاست‌دار (Ooid/intraclast grainstone) (E3):** اسپارایت شفاف خمیره اصلی را تشکیل داده و میزان گل در خمیره سنگ بسیار کم است. آلوکم‌ها بیشتر از دانه‌های آئید، اینتراکلاست و به مقدار کمتر پلویید تشکیل شده‌اند (شکل ۶-ز و k). بلوغ بافتی، گردشگی و جورشدگی خوب و جهت‌یافتگی ذرات از ویژگی‌های این ریزرخساره است. پدیده‌های دیاژنتیکی در این ریزرخساره شامل سیمانی شدن اولیه، دولومیتی شدن و میکرایتی شدن است. فابریک بیشتر دانه‌های آئید به صورت مماسی است و در بیشتر آنها ساختمان داخلی به صورت واضح مشخص نیست. با توجه به شواهد مختلف ریزرخساره گرینستون آئیدی – اینتراکلاستی متعلق به بخش جلویی (روبه دریا) و پر انرژی شول کربناتی (Seaward carbonate shoal) است (Flugel, 2010; Koehrer et al., 2011).

– **گرینستون اینتراکلاستی (Intraclastic grainstone) (E4):** خمیره اصلی از کلسیت اسپاری با رنگ روشن تشکیل شده و تقریباً فاقد گل است. اینتراکلاست‌های گرد شده مهم‌ترین جزء غیر اسکلتی این ریزرخساره است که مقدار آن بیش از ۳۰ درصد است. این ریزرخساره نشان‌دهنده بخش پر انرژی و متلاطم محیط شول است (Tucker & Wright, 1990). سیمانی شدن، دولومیتی شدن و میکرایتی شدن از مهم‌ترین فرایندهای دیاژنتی است. ریزرخساره گرینستون اینتراکلاستی را می‌توان به خارجی‌ترین بخش شول کربناتی (بخش روبه دریای شول) یا Seaward carbonate shoal نسبت داد (Tucker & Wright, 1990; Flugel, 2010) (شکل ۶-ا).

۷- مدل رسوبی سازند دشتک

بازسازی و ارائه مدل رسوبی سازند دشتک بر اساس داده‌های صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی و تشخیص رخساره‌ها، محیط تشکیل آنها، ارتباط آنها با یکدیگر و تطابق توالی ریزرخساره‌ها با نمونه‌های قدیم و عهد حاضر نشان می‌دهد که سازند مورد مطالعه در یک حوضه رسوبی کربناتی کم ژرفا و با شیب بسیار کم نهشته شده است و محیط رسوبی به صورت یک رمپ کربناتی (Carbonate ramp) با شیب ملایم بوده است (شکل ۷). شواهدی همانند نبود موجودات ریف‌ساز (Burchette & Wright, 1992)، شیب کم حوضه، تغییر تدریجی رخساره‌ها و نبود رسوبات توربیدیتی یا آهک‌های حاوی رسوبات و قطعات ریزی تأیید می‌کنند که سازند دشتک در یک پلتفرم کربناتی کم ژرفا از نوع رمپ و در چندین زیر محیط رسوبی بر جا گذاشته شده است و بررسی‌ها نشان می‌دهد در زمان تشکیل این سازند اقلیم گرم و خشک با تبخیر فراوان حکمفرما بوده (به‌ویژه با توجه به فراوانی و گسترش نهشته‌های انیدریتی و دولومیت اولیه) و محیط تشکیل این سازند مشابه با شرایط عهد حاضر سواحل جنوبی خلیج فارس است. بر اساس داده‌های حاصل از مطالعات یادشده، رخساره تخریبی (ماسه‌سنگ و کنگلومرا) سازند دشتک در محیط ساحلی، رخساره تبخیری در محیط سیخا و رخساره کربناتی در محیط‌های سیخا (دولومادستون‌ها)، پهنه بین جزرومدی، 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 تا پسین بر حوضه حکمفرما بوده است، به طوری که سازند دشتک از دید ویژگی‌های سنگ‌شناسی وضعیت تقریباً یکسان و پایدار داشته و سکانس‌های رسوبی با یک الگوی و چیدمان یکنواخت تشکیل شده‌اند. گسترش ریزرخساره‌ها در توالی مورد مطالعه نشان می‌دهد از بخش‌های مختلف رمپ فقط شرایط مربوط به رمپ داخلی و میانی بر حوضه حکمفرما بوده و سازند دشتک در گستره مورد مطالعه شرایط رسوب‌گذاری در بخش رمپ خارجی را نداشته و رخساره‌های ژرف در آن دیده نمی‌شود.

۸-۱. چینه‌نگاری سکانسی سازند دشتک در برش کوه سورمه

سکانس I: این سکانس با ستبرای ۲۴۱ متر متشکل از دسته رخساره TST با ستبرای ۲۳ متر و HST با ستبرای ۲۱۸ متر تشکیل شده است. مرز زیرین این سکانس منطبق بر مرز سازند کنگان و دشتک بوده و با گسترش ندول‌های آهن حاصل از شرایط اکسیدان همراه و از نوع SB₁ (با شواهد خروج از آب) است (شکل ۸). دسته رخساره‌های پیشرونده TST متشکل از شیل‌های کم ژرفای بخش شیلی آغاز با چند لایه دولومیتی با رخساره لاگون است که در ادامه با رخساره پشته‌های سدی (شول) به حداکثر ژرف‌شدگی خود می‌رسد. سطح MFS در این بخش نشانگر حداکثر پیشروی آب در این زمان است که مطابق با الگوی T₅₀ (۲۳۳ میلیون سال پیش) (Sharland et al., 2001) و مربوط به آشکوب Ladinian است (Sharland et al., 2001). دسته رخساره‌های پیشرونده، HST با تبدیل رخساره پشته‌های سدی به لاگون و سپس سبخا است که با تبدیل طبقات دولومیتی به انیدریت همراه است. روند الگوی چیدمان طبقات با تناوب دولومیت و انیدریت با افزایش تدریجی ستبرای طبقات انیدریتی و کاهش تدریجی طبقات دولومیتی در بخش انیدریت توده‌ای A همراه است. با ادامه پسروی دریا، طبقات ماسه‌سنگی و کنگلومرایی با دانه‌های کوارتز (شکل ۹) مربوط به محیط قاره‌ای (Costal plain) برجای گذاشته می‌شود. مرز بالایی سکانس از نوع SB₁ و در رأس لایه کنگلومرایی یادشده قرار می‌گیرد. در این سطح آثار اکسید آهن نیز دیده می‌شود، که نشانگر کم‌ژرف‌شدگی شدید در این بخش است.

سکانس II: این سکانس با ستبرای ۱۳۱ متر متشکل از دسته رخساره TST با ستبرای ۵۳ متر و HST با ستبرای ۷۸ متر است. دسته رخساره پیشرونده TST متشکل از تناوب طبقات انیدریت، شیل و دولومیت است که در نهایت به یک لایه سبیر ۱۰ متری دولومیت آرژیلیت‌دار به رنگ زردکرم ختم می‌شود. این لایه سبیر و برجسته دولومیتی نشانگر حداکثر ژرف‌شدگی حوضه در آن زمان است. سطح MFS در داخل لایه دولومیت آرژیلیت‌دار یادشده و اواسط آن در نظر گرفته شده است این سطح مربوط به T₆₀ (۲۲۶ میلیون سال پیش) و آشکوب Carnion است (Sharland et al., 2001). دسته رخساره پیشرونده HST متشکل از طبقات انیدریتی بخش B با بین لایه‌هایی از دولومیت است که به سمت بالای سکانس به ستبرای طبقات انیدریتی افزوده می‌شود. مرز بالایی سکانس در بالای یک طبقه دولومیت برشی شده که روی بخش انیدریت توده‌ای B قرار گرفته در نظر گرفته شده است. این مرز از نوع SB₂ (بدون شواهد خروج از آب) است.

سکانس III: با ستبرای ۲۵۶ متر متشکل از دسته رخساره TST با ستبرای ۴۸ متر و HST با ستبرای ۲۰۸ متر است. دسته رخساره پیشرونده TST متشکل از تناوب طبقات دولومیت، شیل و انیدریت است که در انتهای TST به یک طبقه برجسته دولومیتی به رنگ خاکستری روشن با لایه‌بندی نازک ختم می‌شود. سطح MFS در طبقه دولومیتی یادشده و با حداکثر تجمع فسیلی اکتینوئید /کرینویید و تروکولینا همراه است. این سطح معادل T₇₀ (۲۲۲ میلیون سال پیش) الگوی (Sharland et al., 2001) و مربوط به آشکوب Late Carnion است (Sharland et al., 2001). با پسروی دریا دسته رخساره HST متشکل از تناوب انیدریت و طبقات نازک از دولومیت بر جای

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 تا پسین بر حوضه حکمفرما بوده است، به طوری که سازند دشتک از دید ویژگی‌های سنگ‌شناسی وضعیت تقریباً یکسان و پایدار داشته و سکانس‌های رسوبی با یک الگوی و چیدمان یکنواخت تشکیل شده‌اند. گسترش ریزرخساره‌ها در توالی مورد مطالعه نشان می‌دهد از بخش‌های مختلف رمپ فقط شرایط مربوط به رمپ داخلی و میانی بر حوضه حکمفرما بوده و سازند دشتک در گستره مورد مطالعه شرایط رسوب‌گذاری در بخش رمپ خارجی را نداشته و رخساره‌های ژرف در آن دیده نمی‌شود.

۸- چینه‌نگاری سکانسی سازند دشتک

بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها، الگوی رویهم‌انباشتی چرخه‌های رسوبی و هم‌ارزی با منحنی نوسانات آب دریا به شناسایی چهار سکانس رسوبی وابسته به سوپر سیکل Absaroka (Sloss, 1963) در سازند دشتک منجر شده است. در بیشتر رمپ‌های کربناتی متداول‌ترین سیستم تراکت‌های قابل شناسایی، دسته‌های رسوبی TST و HST هستند (Tucker, 1993). در این سازند نیز این دسته‌های رسوبی قابل تفکیک می‌باشند. به طور کلی سیستم تراکت‌های HST نسبت به TST ستبرای بیشتری دارند و حجم رسوب‌گذاری در آنها بیشتر است. سکانس‌های سازند دشتک با رخساره‌های ژرف‌شونده به سمت بالا (TST) شروع شده و در ادامه به سطوح انتقالی حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) و در نهایت به رخساره‌های کم‌ژرف‌شونده (HST) می‌رسد. رخساره HST در ابتدا با فضای برانباشت عمودی زیاد شروع شده و در نهایت با رخساره‌های پسرونده تمام می‌شود.

از مقایسه سازند دشتک با استفاده از نتایج (Szabo & Kheradpir 1978) و نتایج چاه‌های ام‌شیف ۱۱۴ در ابوظبی و بیال ۸۵ عمان چهار سکانس رسوبی در تریاس میانی - بخش زیرین تریاس پسین در چاه‌های b و c در ایران و سه سکانس رسوبی در چاه‌های ام‌شیف ۱۱۴ در ابوظبی و بیال ۸۵ در عمان به دست آمد (Sharland et al., 2001).

مطالعه چینه‌نگاری سکانسی سازند دشتک بر پایه اصول و تعاریف ارائه شده توسط پژوهشگران این علم (Van Wagoner et al., 1988 & 1990; Posamentier et al., 1988; Emery & Myers, 1996; Miall, 1997 & 1999; Sharland et al., 2001; Catuneanu, 2002 & 2006) و بحث پراکندگی تبخیری‌ها در تشکیل سکانس‌های کربناتی-تبخیری و چگونگی توزیع آنها در سیستم‌های کربناتی به طور مفصل‌تری با استفاده از منابع موجود در این زمینه همانند (Sarg (1982, 1999 & 2001); Sarg & Lehmann (1986); Tucker (1991) Strohmenger et al. (1996 a & b); Warren (1999 & 2006); Aleali et al. 2013 انجام شده است.

با توجه به ماهیت رسوبات تریاس در جهان و به‌ویژه در ایران که از یک سو با رسوبات دریایی کم‌ژرفا و از نوع سبخا همراه است و از سوی دیگر به دلیل نبود یا کمبود فسیل و تأثیر شدید پدیده‌های متأثر از دیاژنز و فرایند دولومیتی شدن که سبب از بین رفتن بافت سنگ و فسیل‌ها شده است، بیشتر شناخت رخساره‌های اولیه و فسیل‌های موجود با مشکل مواجه است. از این رو در جدا کردن مرز سکانس‌ها (SB) و حداکثر سطح طغیان آب دریا (MFS) از اطلاعات موجود همانند داده‌های صحرائی در برش‌های سطح ارضی، مقاطع نازک و به‌ویژه از بررسی‌های دقیق رخساره‌ای استفاده و تا حد امکان سعی شده است که از تطابق چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی و موارد دیگری نیز استفاده شود.

بر اساس بررسی‌های انجام شده سازند دشتک از چهار چرخه رسوبی دسته سوم تشکیل شده است که اختصاصات کلی آنها از پایین به بالا به شرح زیر است:

میانی به رخساره‌های کم ژرفای رمپ داخلی و در نهایت رخساره‌های سیخایی و پهنه‌های ساحلی تبدیل می‌شوند. در این شرایط با کاهش فضای انباشت رسوبات در ابتدا الگوی رسوب‌گذاری تجمعی (Aggradational stacking pattern) و در ادامه بر اثر کاهش تدریجی فضای رسوب‌گذاری (Accommodation space) و افزایش نرخ رسوب‌گذاری الگوی برانبارش از نوع پسروده (Progradational stacking pattern) بر حوضه حاکم می‌شود. به طوری که رسوبات آهکی (گرینستون‌های شول) و دولومیتی به مرور به رسوبات انیدریتی سیخا و میکرو گنگلومراهای پهنه ساحلی تبدیل می‌شوند. در مقیاس کلی و از جنبه سنگ‌شناختی در دسته رسوبی HST به تدریج به ستبرای رسوبات تبخیری افزوده شده و ستبرای رسوبات کربناتی به سمت بالا کاهش می‌یابد، به طوری که در انتها با افت شدید سطح آب دریا شواهد مربوط به مرز سکانس نمایان می‌شود، که مبین پایان عمر دسته رسوبی HST و سرآغاز ظهور سکانس جدید است.

۹- گسترش سکانس‌های پوش سنگی

برای مشخص شدن تغییرات سکانس‌های تریاس در مقیاس ناحیه‌ای، از تلفیق اطلاعات این پژوهش و اطلاعات مربوط به چینه‌نگاری سکانسی سازند خانه کت نیز استفاده شده است. بر اساس خطواره تطابقی (شکل ۱۳) گسترش سکانس‌های پوش سنگی سازند دشتک در سکانس‌های اول، دوم، سوم و در برش‌هایی که دارای بخش انیدریت D است و در سکانس چهارم قابل ملاحظه است. سکانس‌های سازند خانه کت به دلیل نبود بخش‌های انیدریتی فاقد خاصیت سنگ پوشش برای افق‌های پایین‌تر است. در زیر به توضیح هر یک از سکانس‌ها در طول خطواره تطابقی پرداخته می‌شود.

سکانس I، در طول خطواره از برش کوه سورمه به سمت چاه‌های a, b, c, d, e, f, g و h به دلیل وجود انیدریت بخش A دارای خواص سنگ پوششی مناسب است. بر عکس این سکانس در برش کوه دالانی (سازند خانه کت) به دلیل ماهیت کربناتی و پدیده‌های دیاژنزی مانند دولومیتی شدن دارای خواص مخزنی مناسب است.

سکانس II، در طول خطواره از برش کوه سورمه به سمت چاه‌های a, b, c, d, e, f, g و h به دلیل وجود انیدریت بخش B دارای خواص سنگ پوششی مناسب است. اما در برش کوه اشترانکوه (دالانی) به دلیل نبود رسوبات تبخیری خواص سنگ پوشش را نشان نمی‌دهد.

سکانس III، در طول خطواره از برش کوه سورمه به سمت چاه‌های a, b, c, d, e, f, g و h به دلیل وجود انیدریت بخش C دارای خواص سنگ پوششی مناسب است. در حالی که برش کوه دالانی فاقد چنین خواصی است.

سکانس IV، در طول خطواره از برش کوه سورمه، چاه‌های a, b, c, d, e, f, g و h با وجود انیدریت بخش D تنها چاه‌های a و b دارای خواص سنگ پوششی مناسب هستند زیرا ستبرای قابل ملاحظه‌ای از رسوبات تبخیری انیدریت در آنها دیده می‌شود. در حالیکه برش کوه سورمه و چاه g فاقد این بخش و چاه‌های a, b, c, d, e, f, g به دلیل کم بودن ستبرای این بخش و یا تغییر رخساره آن از تبخیری به کربناتی (در برش کوه دالانی) فاقد چنین خواصی هستند.

۱۰- چینه‌شناسی ایزوتوپی استرانسیم

چینه‌شناسی ایزوتوپی با استرانسیم را می‌توان به عنوان ابزاری قدرتمند برای سن‌سنجی و تطابق نهشته‌های کربناتی دریایی مورد استفاده قرار داد. در این روش مشاهده‌ای، که بر پایه تغییرات محتوای ایزوتوپ استرانسیم آب دریا در طول زمان است، بر مبنای تغییرات میزان نسبی استرانسیم (نسبت بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) نشأت گرفته از فرسایش قاره‌ای و (نسبت پایین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) که از فرسایش اقیانوسی ناشی می‌شود، عمل می‌گردد. شکل ۱۴ نمودار دوران فانروزوییک را که بر اساس تکمیل داده‌های Prokoph et al. (2008) رسم شده است، نشان می‌دهد. مقایسه میزان $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

گذشته می‌شود. این رخساره‌ها در انیدریت توده‌ای بخش C و بیشتر محیط سیخایی را در برمی‌گیرد و در انتها به میکرو گنگلومرا و ماسه‌سنگ (شکل ۱۰) با محیط ساحلی ختم می‌شود. مرز بالایی سکانس از نوع SB₁ و در بخش میکرو گنگلومرای قاعده بخش دولومیت سپیدار قرار دارد. این مرز بین انیدریت و کربنات‌های بخش بالایی بخش C و بخش زیرین دولومیت سپیدار قرار دارد.

سکانس IV: با ستبرای ۲۷ متر متشکل از دسته رخساره TST با ستبرای ۲۷ متر است که به دلیل پدیده فرسایش بخش بالایی سازند دشتک در این منطقه فاقد رخساره HST است. دسته رخساره پسروده TST از لایه میکرو گنگلومرای قاعده دولومیت سپیدار شروع شده که مربوط به محیط پهنه ساحلی است (شکل ۱۱) و تمامی ستبرای بخش دولومیت سفیدار را در برمی‌گیرد. سطح MFS احتمالاً در بخش پایانی بخش دولومیت سپیدار، با آثار فسیل و احتمالاً مربوط به محیط لاگون قرار می‌گیرد (خشنودکیا و همکاران، ۱۳۹۰). به دلیل پدیده دیاژنزی و تبلور شدید در تمامی بخش‌های این بخش (دولومیت سپیدار) تشخیص دقیق رخساره و محیط رسوبی بسیار دشوار است. این سطح با T_p 80 (۲۱۵ میلیون سال پیش) الگوی (Sharland et al., 2001) مشابه و معادل آشکوب Norian است (Sharland et al., 2001). دسته رخساره پسروده HST همانگونه که پیش‌تر یاد شد به دلیل فرسایش بخش بالایی سازند دشتک در این منطقه وجود نداشته و مرز بالایی سکانس از نوع SB₁ و با تجمع فراوان اکسید آهن در بخش بالایی دولومیت سفیدار همراه است (شکل ۱۱). این مرز بین دو دوران تریاس و ژوراسیک و در حد فاصل دو سازند دشتک و نیریز واقع شده است.

همان‌گونه که پیش‌تر بیان شد، رسوبات تریاس بالایی به دلیل هوازدگی و یا عدم رسوب‌گذاری در منطقه مورد نظر به سختی قابل تشخیص بوده و مرز بین دو سازند دشتک و نیریز بسیار مشخص است. شکل ۱۲ سکانس‌های رسوبی سازند دشتک در یال شمالی تاقدیس کوه سورمه را نشان می‌دهد.

همان‌گونه که بیان شد محیط تشکیل سازند دشتک یک رمپ هموکلاين با وسعت فراوان و ژرفای کم بوده و از دسته‌های رسوبی TST و HST تشکیل شده است. چرخش شدید آب و نوسان ناگهانی ژرفا در آن کمتر دیده می‌شود و بنابراین پهنه وسیعی از تبخیری‌های فوق جزرومدی و رسوبات شورابه کم ژرفا در این سازند گسترش یافته است (Purser & Evans, 1973). در سازند دشتک پیشروی دریایی و بر جای گذاشته شدن دسته رسوبی TST در ابتدا با رخساره‌های کم ژرفای ساحلی و شیل آغار و در ادامه با ظهور لایه‌های دولومیتی و آهکی که مبین رخساره‌های نسبتاً ژرف (رخساره زیر جزرومدی و پهنه بین جزر و مدی پایینی تا بخش میانی شول) است، ادامه می‌یابد. دسته رسوبی TST دارای الگوی رسوب‌گذاری پسروده (Retrogradational stacking pattern) است و با تبدیل رخساره‌های مربوط به پهنه ساحلی (Coastal plain) و سیخا به رخساره‌های بخش میانی رمپ همراه است.

با ژرف تر شدن رمپ در سطح MFS شواهد حداکثر افزایش ژرفا در رخساره‌ها ظاهر می‌شود که از مهم‌ترین آنها می‌توان به گسترش رخساره‌های پرفسیل‌تر، توسعه رخساره‌های شیلی دریایی و یا گرینستون آبییدی و اینتراکلاستی اشاره کرد. ستبرای سطوح MFS در برخی سکانس‌ها در حدود ۲ متر و گاهی بیشتر است که بهتر است در این حالت به جای واژه حداکثر سطح طغیان آب دریا (MFS) از لفظ حداکثر زون طغیان آب دریا (MFZ) برای تفسیر استفاده شود. لایه‌ها و عدسی‌های کوچک انیدریت که در نزدیکی سطوح حداکثر طغیان آب دریا MFS در برخی مقاطع دیده می‌شود، می‌تواند حاصل تبدیل نهشته‌های ژپیس در حوضه‌های شور و یا حاصل عملکرد فرایندهای دیاژنزی در محیط‌های دیاژنزی مختلف باشد (Warren, 1999&2006; Aleali et al., 2013).

پس از حداکثر پیشروی خط ساحلی به سمت خشکی، سطح آب دریا تدریجاً پایین می‌آید و با پسروی سطح آب دریا به مرور رخساره‌های دریایی مربوط به رمپ

حاصل از ایزوتوپ استرانسیم بسیار متغیر بوده و قابل اعتماد به نظر نمی‌رسند. بنابراین بهترین راه برای تطابق بین چاه‌ها چینه‌نگاری سکانسی است.

۱۱- نتیجه‌گیری

در نهایت از بررسی و پژوهش در ارتباط با سازند دشتک نتایج زیر حاصل شده است: - آنالیز رخساره‌های رسوبی سازند دشتک نشان می‌دهد که این سازند در محدوده مورد مطالعه شامل ۱۴ رخساره است، که در پنج کمر بند رخساره‌ای شامل کمر بند رخساره‌ای ساحلی-قاره‌ای، پهنه سیخایی، پهنه بین جزرومدی، لاگون و پشته‌های سدی (شول) نهشته شده‌اند.

- مدل رسوب‌گذاری سازند دشتک در مقیاس وسیع در واقع بخش‌های کم ژرفا (داخلی) یک سیستم کربناتی-تبخیری است، که به صورت رمپ هموکلینال و یا اپیریک (مانند سواحل شیخ‌نشین خلیج فارس) بوده است. این محیط به صورت کم شیب و بدون تغییر ناگهانی در شیب از خط ساحل به حوضه منتهی می‌شود و شامل رسوبات میکروکنگلومرا و ماسه‌سنگ، ژیس، انیدریت، مادستون، نوارهای جلبکی یا استروماتولیتی، و کستون و پکستون (پلوییدی و بایوکلاستی)، مادستون‌های آهکی و سرانجام گریستون‌ها (شامل اولیت، اینتراکلاست) است. نهشته‌های فوق جزرومدی شامل کربنات و تبخیری (عمدتاً دولومیت، انیدریت و تبخیری) است. رسوبات بین جزرومدی، شامل مادستون‌های جلبکی دولومیتی است و نهشته‌های زیر جزرومدی شامل رخساره و کستون پلتی و گریستون است.

- سازند دشتک در مقاطع سطحی و زیرزمینی مورد مطالعه از چهار سکانس رسوبی دسته سوم تشکیل شده است. سکانس‌های سازند دشتک در توالی‌های مورد مطالعه از دسته رخساره‌های TST و HST شکل گرفته است. سیستم تراکت‌های HST نسبت به TST ستبرای بیشتری داشته و حجم رسوب‌گذاری در آنها بیشتر است.

- به‌جز مرز بالایی سکانس دوم و مرز زیرین سکانس سوم که شواهد خروج از آب را نشان نمی‌دهند و مرز سکانسی از نوع درجه دوم (SB2) هستند، دیگر مرزها در تمامی سکانس‌ها با شواهد مستدل از خروج آب همراه بوده و از نوع درجه اول (SB1) هستند.

- سکانس‌های با رخساره تبخیری در سازند دشتک می‌تواند نقش سنگ‌پوش مناسبی را برای سازندهای مخزنی گروه درم در منطقه ایفا کند. با توجه به ستبرای زیاد لایه‌های تبخیری بخش A (سکانس ۱) و تداوم آن در منطقه، به عنوان بهترین پوش سنگ معرفی می‌شود.

- سکانس‌های اول تا سوم در برش‌های کوه سورمه و چاه‌های g, d, c و h و همچنین سکانس‌های اول تا چهارم در برش‌های چاه‌های b, f و a به عنوان پوش سنگ مناسب معرفی می‌شوند.

- با توجه به میزان دگرسانی و تأثیر شدید فرایندهای دیاژنزی، اغلب داده‌های ایزوتوپ استرانسیم بسیار متغیر بوده و قابل اعتماد به نظر نمی‌رسند. بنابراین بهترین راه برای تطابق بین چاه‌ها چینه‌نگاری سکانسی است.

سپاسگزاری

بدینوسیله نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از حمایت‌های بی‌دریغ مدیریت محترم اکتشاف شرکت ملی نفت ایران به‌ویژه اداره زمین‌شناسی و بخش پژوهش و فناوری به دلیل در اختیار قرار دادن نمونه‌ها و اطلاعات این مقاله و اجازه چاپ آن سپاسگزاری نمایند. همچنین این پژوهش بدون همکاری اساتید و مجموعه امکانات دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران به‌ویژه گروه زمین‌شناسی امکان‌پذیر نبوده و نگارندگان سپاسگزار این عزیزان هستند.

اندازه‌گیری شده در یک نمونه کربناتی با سن نامشخص با این نمودار، این امکان را در اختیار قرار می‌دهد که سن این نمونه مشخص شود. قابل اعتماد بودن نتایج به‌دست آمده از چینه‌شناسی ایزوتوپی با استرانسیم تا حدود زیادی به کیفیت نمونه برداشت شده بستگی دارد. بهترین حالت برای این کار استفاده از صدف فسیل‌هایی با ترکیب کلسیت با کلسیم کم (LMC) است. در صورت نبودن چنین نمونه‌هایی و نیاز به آزمایش می‌توان از سنگ‌های کاملاً آهکی استفاده و نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ را اندازه‌گیری کرد. از دیگر شرایط مساعد برای انتخاب نمونه بهتر، کم بودن SiO_2 ، مواد تخریبی، MgO/CaO و زیاد بودن مقدار عنصر استرانسیم است (آدابی، ۱۳۸۳). مطابق با جدول ۱، ۵۹ نمونه از خرده‌های حفاری چاه‌ها و نمونه‌های سطحی کوه سورمه برای آنالیز ایزوتوپی استرانسیم انتخاب و برای انجام مطالعات ایزوتوپی به لابراتوار دانشگاه ناسی در فرانسه ارسال شد. نتایج و داده‌های جدول ۱ در شکل ۱۴ رسم و با نمونه استاندارد Prokoph et al. (2008) مقایسه شده است. تعدادی از نمونه‌ها به دلیل احتمال آلودگی، پدیده‌های دیاژنزی و یا خارج بودن از محدوده سازند دشتک حذف شده‌اند و در نهایت تنها ۴۶ نمونه قابل استناد باقی ماند که نتایج ایزوتوپ عنصری آن در شکل ۱۴ خلاصه شده است.

کوه سورمه: نتایج تجزیه ایزوتوپی این نمونه‌ها به دلیل کم بودن مقدار استرانسیم و نسبت بالای MgO/CaO قابل استناد نیست و نشانگر آن است که احتمالاً نمونه‌ها به‌شدت تحت تأثیر دیاژنز قرار گرفته‌اند.

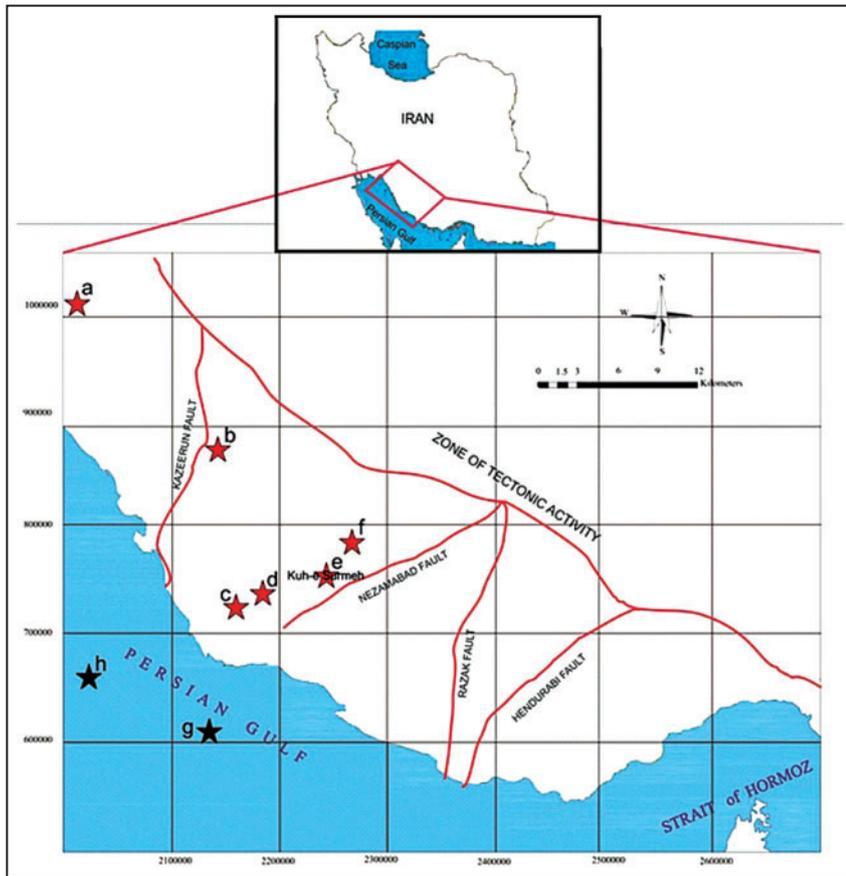
چاه b: مقدار بالای MgO در نمونه شماره ۲ نشان‌دهنده دولومیتی بودن آن است. نمونه‌های ۳ و ۴ مربوط به بخش بالای انیدریت A، غنی از گل و دولومادستون و کانی‌های آلومینوسیلیکات رسی هستند که نسبت استرانسیم را به طور غیر واقعی بالا می‌برند. نمونه ۵ مربوط به بخش زیرین انیدریت A با دارا بودن مقدار زیاد MgO دولومیتی بوده و برای این منظور پیشنهاد نمی‌شود. نمونه ۷ مربوط به بخش زیرین بخش انیدریت A به دلیل سن بالای چینه‌ای قابل استناد نیست.

چاه a: به دلیل نبود تجزیه عنصری کامل برای برخی نمونه‌ها (مقدار SiO_2 و رسوبات تخریبی، نسبت CaO/MgO و مقدار استرانسیم) امکان نتیجه‌گیری وجود ندارد. نمونه ۶ به دلیل سن پایین و دور از واقعیت (خارج از محدوده تریاس)، غیر قابل اعتماد است. در نمونه ۱۱ به دلیل مقدار زیاد آلومینوسیلیکات رسی، نسبت بالای ایزوتوپ استرانسیم را سبب شده است. بقیه نمونه‌ها سن‌های منطقی را نشان می‌دهند (جدول ۱).

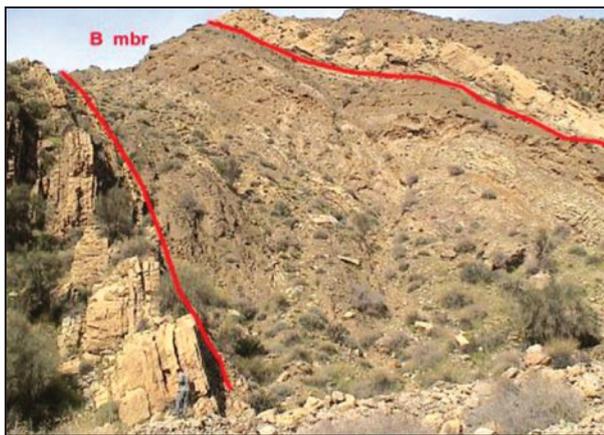
چاه گوری-۱: مقادیر بالای رس، استرانسیم و آلومینوسیلیکات رسی باعث بالا بودن نسبت ایزوتوپی استرانسیم شده است. بنابراین نتایج سنی به‌دست آمده از نسبت ایزوتوپی استرانسیم قابل اعتماد نیست (جدول ۱).

چاه کبیرکوه-۱: مقادیر منطقی رس، نسبت MgO/CaO و آلومینوسیلیکات رس (به جز نمونه‌های ۱ و ۲) در این چاه، انتظار نسبت منطقی ایزوتوپ استرانسیم را متصور می‌سازد. اما داده‌های ایزوتوپی این منظور را تأیید نمی‌کند (جدول ۱).

چاه بنگستان-۱: مقادیر پایین آلومینوسیلیکات رسی و مقادیر بالای نسبت MgO/CaO و استرانسیم (نمونه‌های ۵ و ۶) می‌تواند نشانگر وجود رخساره دولومیت اولیه یا مادستونی باشد که سن چینه‌ای خوبی را ارائه می‌دهند. بقیه نمونه‌ها تغییرات بیشتر در داده‌های آنالیز عنصری را نشان می‌دهند که نسبت بالای استرانسیم آن، سن بیشتر را سبب شده است (جدول ۱). در مجموع می‌توان گفت که بیشتر نمونه‌های آنالیز شده و داده‌های حاصل از آنها به دلایل یاد شده در تعیین سن ناکام بوده و فقط تعداد محدودی از نمونه‌ها محدوده زمانی تریاس میانی-ابتدای تریاس پسین را برای سازند دشتک تأیید می‌کند که این امر نشان می‌دهد به دلیل دگرسانی شدید، تأثیر شدید دیاژنز به‌ویژه دولومیتی شدن گسترده و نامناسب بودن نمونه‌ها، داده‌های



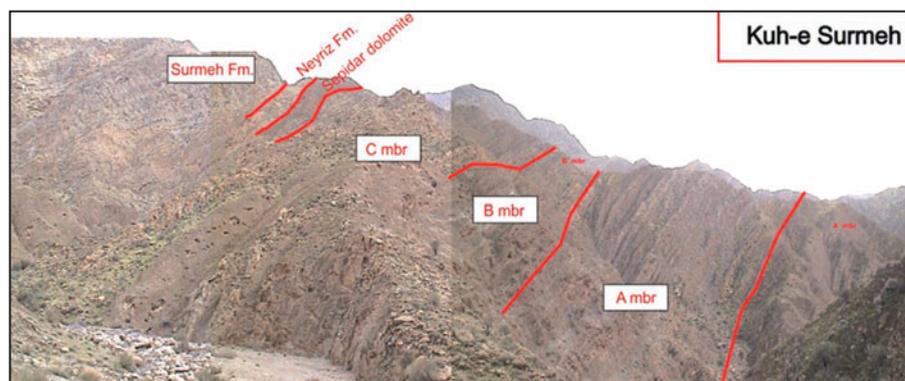
شکل ۱- نقشه و موقعیت مکانی برش‌های مورد مطالعه در ناحیه خلیج فارس (ستاره‌های سیاه رنگ) و زاگرس (ستاره‌های قرمز رنگ).



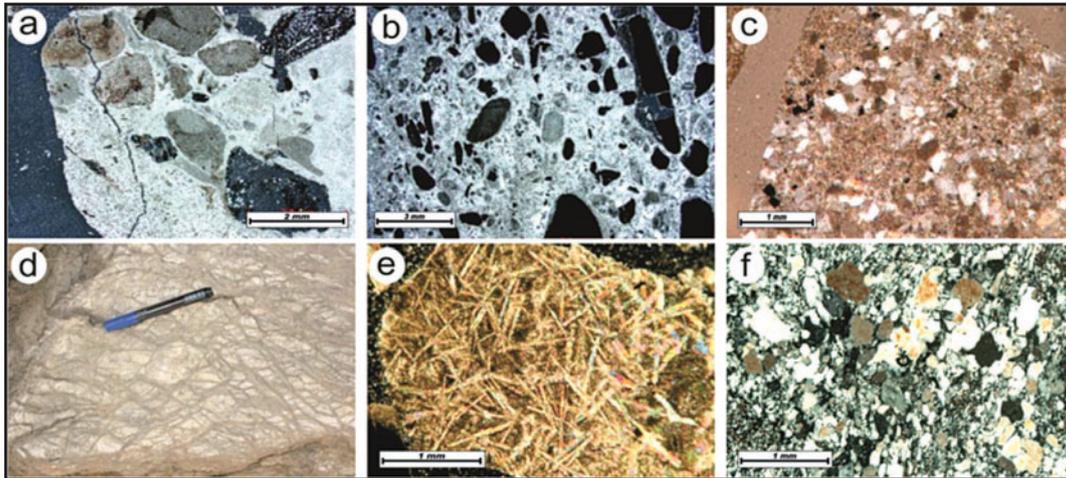
شکل ۳- بخش انیدریت توده‌ای B سازند دشتک در یال شمالی تاقدیس کوه سورمه، نگاه به سمت شمال باختر.



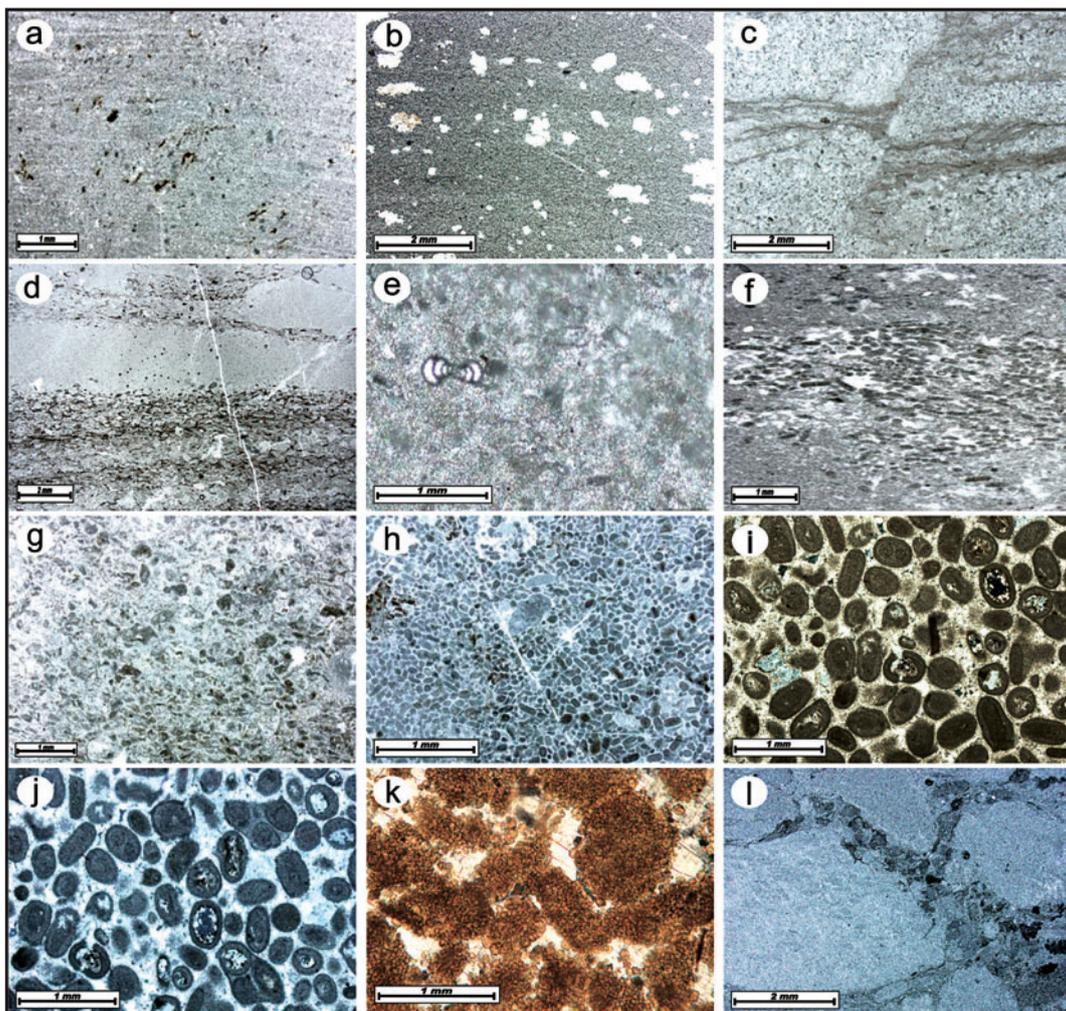
شکل ۲- مرز سازندهای کنگان و دشتک و بخش شیلی آغار در یال شمالی تاقدیس کوه سورمه، نگاه به سمت جنوب خاوری.



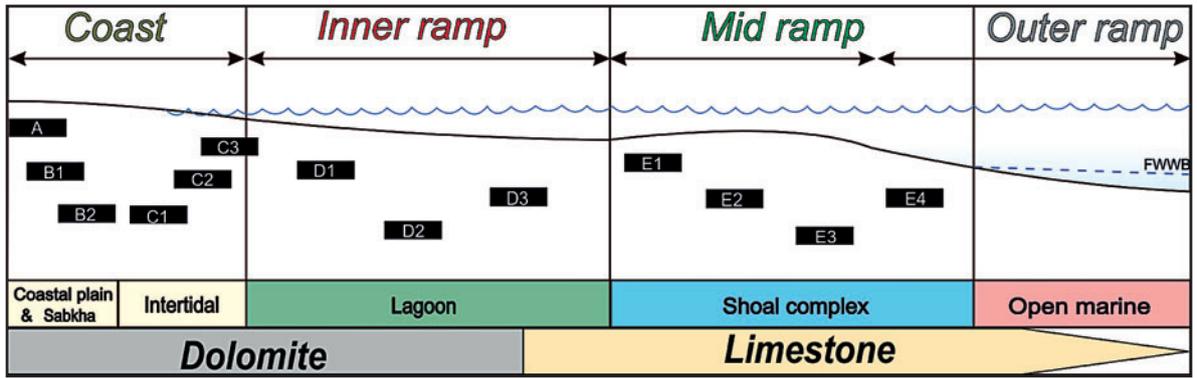
شکل ۴- نمای کلی از بخش‌های مختلف سازند دشتک در یال شمالی تاقدیس کوه سورمه، نگاه به سمت جنوب خاوری.



شکل ۵- رخساره‌های میکروسکوپی زیر محیط پهنه ساحلی و بالای جزرومدی در سازند دشتک؛ (a) میکروکنگلومرا با دانه‌های تخریبی کوارتز؛ (b) ماسه‌سنگ دانه درشت با دانه‌های کوارتز تخریبی و با ماتریکس و سیمان کربناتی؛ (c) ماسه‌سنگ با کوارتز تخریبی؛ (d) انیدریت با ساخت تور مرغی (تصویر صحرائی)؛ (e) بلورهای سوزنی انیدریت با آرایش درهم در یک نودول انیدریتی، نور پلاریزه؛ (f) انیدریت لایه‌ای با بافت هم‌بعد موزاییکی، نور پلاریزه.



شکل ۶- رخساره‌های میکروسکوپی زیر محیط پهنه جزرومدی، لاگون و پشته‌های سدی در سازند دشتک. (a) رخساره مادستون سیلتی؛ (b) دولومادستون با فنسترال؛ (c) باندستون استروماتولیتی؛ (d) تناوب لایه‌های مادستون و پکستون پلوییدی بایوکلاست‌دار؛ (e) مادستون- وکستون بایوکلاستی؛ (f) وکستون پلوییدار؛ (g) پکستون پلتی بایوکلاست‌دار؛ (h) پلویید گرینستون پلوییدی اینتراکلاست‌دار؛ (i) گرینستون پلوییدی اینتراکلاست‌دار؛ (j) و (k) گرینستون آئیدی اینتراکلاست‌دار؛ (l) گرینستون اینتراکلاستی.



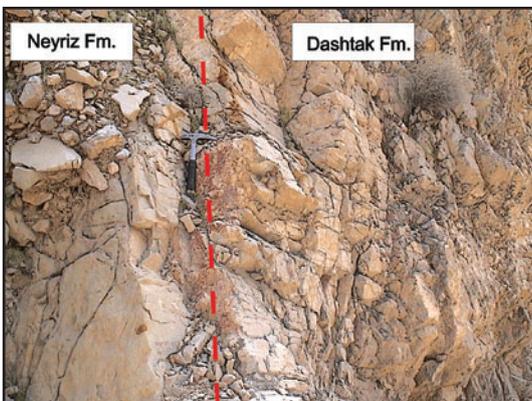
شکل ۷- مدل رسوبی رمپ کریناتی و تغییرات جانبی نهشته‌های سازند دشتک و توزیع رخساره‌ها در بخش‌های مختلف رمپ.



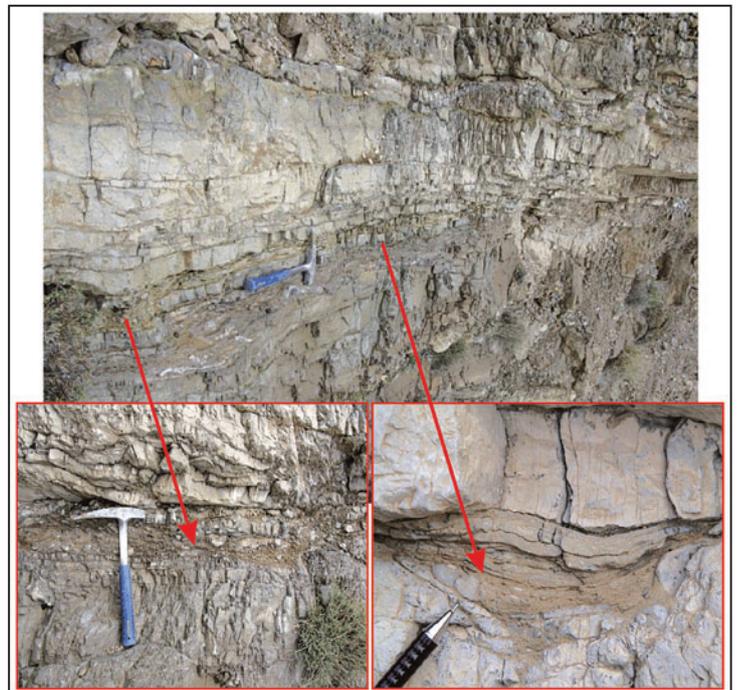
شکل ۹- لایه نازک برش تا میکروکنگلوмера روی بخش اندریت توده‌ای A به همراه آثار اکسید آهن در سازند دشتک، یال شمالی تاقدیس کوه سورمه.



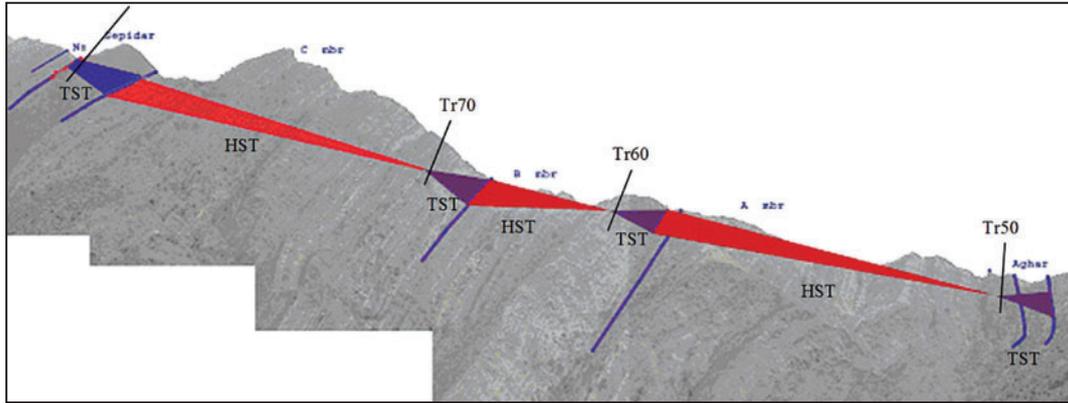
شکل ۸- آثار نودول‌های اکسید آهن در سطح لایه‌های رأس سازند کنگان - کوه سورمه.



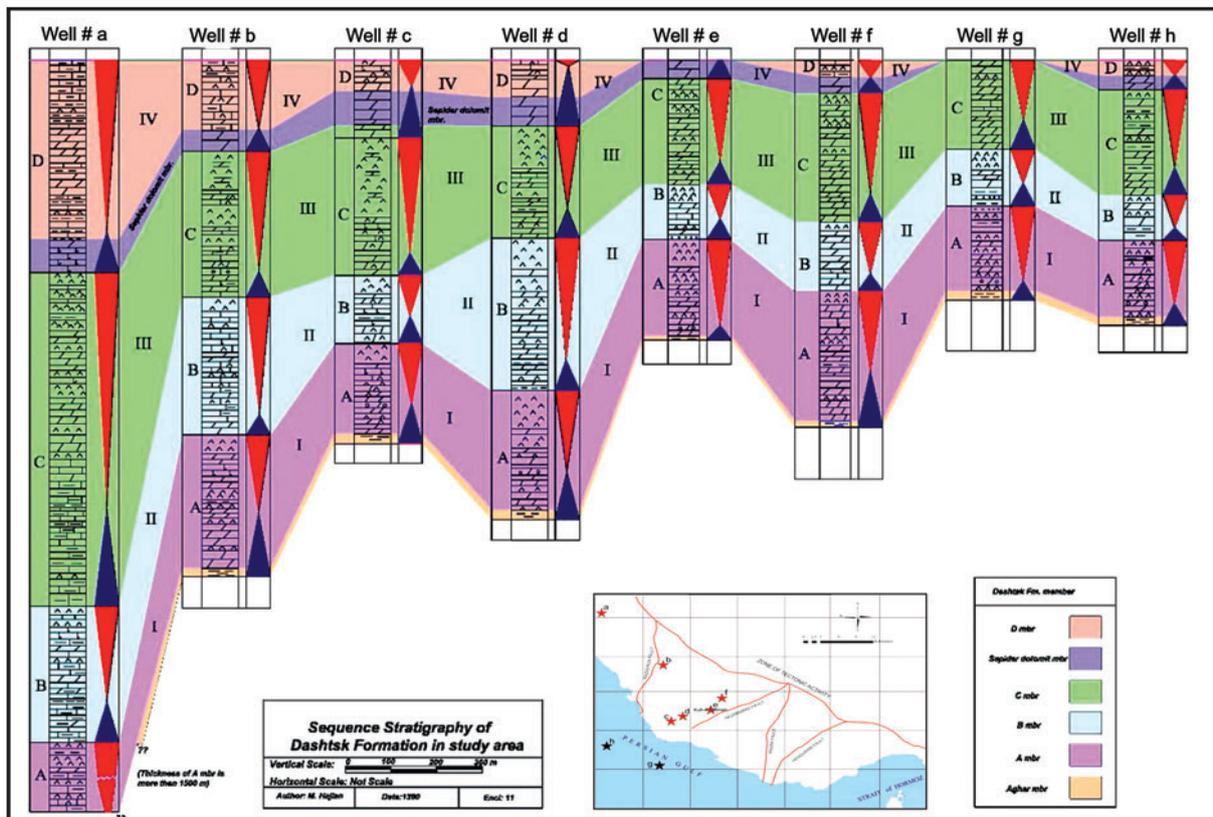
شکل ۱۱- سطح ناپیوستگی (هیاتوس) به همراه اکسید آهن در بالای بخش دولومیت سفیدار، یال شمالی تاقدیس کوه سورمه.



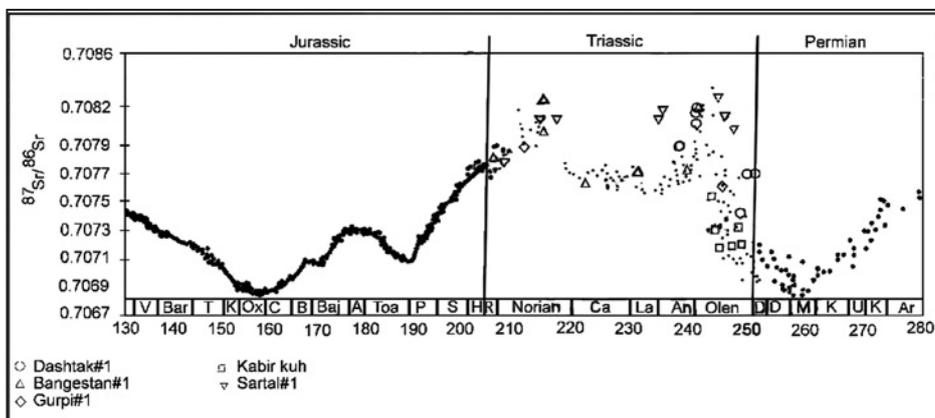
شکل ۱۰- میکروکنگلوмера و ماسه‌سنگ دانه درشت همراه با آثار اکسید آهن در قاعده بخش دولومیت سفیدار، یال شمالی تاقدیس کوه سورمه.



شکل ۱۲- سکانس های رسوبی سازند دشتک در یال شمالی تاقدیس کوه سورمه.



شکل ۱۳- نگاره تطابق سکانس های سازند دشتک در منطقه مورد مطالعه. در این نگاره تنها سازند دشتک، بخش های مختلف آن و سکانس های رده سوم نمایش داده شده است. سکانس اول این سازند در چاه a به دلیل ستبرای زیاد، بریده و کوچک تر شده است.



شکل ۱۴- نمودار نسبت ایزوتوپ استرانسیم به زمان. نتایج رسم نمونه چاه ها روی این نمودار منطقی به نظر می رسد.

جدول ۱- نتایج تجزیه عنصری و ایزوتوپی نمونه‌های سازند دشتک در چاه‌ها و برش سطحی (اعداد قرمز مربوط به نمونه‌هایی است که برای سن‌سنجی ایزوتوپ استرانسیم دارای مشکل هستند).

Formation	Sample	Depth (m)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr (ppm)	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	MgO	CaO	MgO/CaO	Date (my)	Triassic Age	Stage
Kuh-E-Surmeh	1	689	0.708945	70	6.6	1.77	0.78	17.44	28.42	0.614	?	?	?
	2	699	0.708662	114	4.4	1.05	0.40	17.73	28.43	0.624	?		
	3	913	0.708347	75	1.5	0.41	0.22	19.37	30.67	0.632	?		
	4	949	0.708022	123	1.3	0.38	0.22	20.95	30.76	0.681	?		
	5	973	0.708002	70	0	0.11	0.06	20.83	30.88	0.675	?		
	6	1056	0.707845	70	0.8	0.24	0.10	19.19	31.68	0.606	?		
	7	1075	0.708239	80	2.1	0.72	0.34	15.71	34.62	0.454	?		
	8	1101	0.707848	70	0	0.12	0.04	21.36	30.27	0.706	?		
	9	1137	0.707902	105	0	0.14	0.03	19.13	33.28	0.575	?		
	10	1157	0.707771	203	0.7	0.28	0.14	20.87	30.76	0.679	?		
	11	1297	0.707713	80	2.0	0.17	0.08	21.45	29.59	0.725	?		
Dashtak#1	2	3605	0.707906	953	2.1	0.64	0.39	19.12	30.25	0.632	245-236.4	Middle	Anisian
	3	3701	0.708202	1105	6.1	1.59	0.99	14.80	30.54	0.485	244.7-238.5		
	4	3863	0.708134	936	5.1	1.38	0.87	17.87	28.90	0.618	244.7-238.5		
	5	4035	0.708235	914	2.2	0.52	0.22	12.21	33.94	0.360	244.7-238.5		
Bangestan#1	1	2220	0.707836	523	17.9	5.69	1.38	9.01	28.58	0.315	210-200	Late	Norian-Rhaetian
		2900	0.708011	534	31.3	6.83	1.79	12.61	16.38	0.770	216-210		
		3194	0.708336	219	28.2	12.7	2.72	9.24	14.35	0.644	216-210		
	4	3676	0.707643	1211	3.5	1.36	0.36	12.05	37.84	0.318	229.4-225	Early-Mid	Ladinian-Carnian
	5	3700	0.707584	626	0.8	0.32	0.10	16.80	34.83	0.482	236-230	Middle	Anisian-Ladinian
		3806	0.707731	2783	2.7	0.88	0.28	2.07	49.97	0.041	241.5-236		
	7	4320	0.708272	270	25.8	8.36	2.28	9.89	19.34	0.511	244-240		
Sartal#1	6	4041	0.707747	-	-	-	-	-	-	-	208-203	Late	Anisian
	7	4066	0.707816	-	-	-	-	-	-	-	230-208		Norian
	8	4162	0.707910	-	-	-	-	-	-	-	230-208	Mid-Late	Ladinian-Norian
	9	4214	0.707777	-	-	-	-	-	-	-	230-208		
	10	4483	0.708134	748	-	-	-	-	-	-	235-208		
	11	4500	0.707239	-	10.8	9.3	-	-	16.05	-	?		
	12	4574	0.708367	-	-	-	-	-	-	-	247-230	?	?
	13	4615	0.708260	307	-	-	-	-	-	-	247-230		
	14	4897	0.708978	458	30.2	8.9	-	-	17.54	-	247-230	Early-Middle	Olenekian-Ladinian
	15	4980	0.708675	-	1.9	0.4	-	-	50.68	-	247-230		
	16	5357	0.708312	-	-	-	-	-	-	-	247-230		
	17	5658	0.708177	-	-	-	-	-	-	-	247-230		
	18	6010	0.708273	-	-	-	-	-	-	-	247-230		
19	6054	0.708115	1254	-	-	-	-	-	-	247-230			
20	6122	0.708019	-	11.0	0.5	-	-	207.8	-	247-230			
Gurpi#1	2	3625	0.707914	776	11.8	4.76	0.41	1.75	42.36	0.041	212	Mid	Norian
	3	3845	0.707465	1168	8.2	3.36	0.25	0.04	45.58	0.023	245		Anisian
Kabir Kuh#1	4	1475	0.707381	1491	3.6	0.85	0.16	2.96	39.07	0.076	246.00	Early	Olenekian
	5	1560	0.707323	1349	4.4	0.99	0.18	2.02	37.83	0.053	246.30		
	6	1860	0.707277	295	0.7	0.30	0.07	2.32	51.71	0.045	246.80		
	7	1970	0.707297	508	1.2	0.27	0.05	2.50	48.00	0.052	247.00		
	8	2390	0.707322	308	0.7	0.19	0.04	4.56	49.19	0.093	247.40		
9	2700	0.707231	1444	3.5	0.65	0.21	8.05	38.01	0.212	247.70			

کتابخانه

- آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳- ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، ۴۱۹ ص.
- حاجیان، م.، ۱۳۸۵- بررسی رخساره، محیط رسوبی و چینه‌شناسی سکانسی سازند دشتک در ناحیه فارس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، ۱۱۷ صفحه.
- حاجیان، م.، جهانی، د. و آل‌علی، م.، ۱۳۹۰- تحلیل کانی‌های تبخیری سازند دشتک در فارس نیمه ساحلی، حوضه رسوبی زاگرس، مجله نمک، سال اول، شماره سوم، صفحات ۲۴-۱۵.
- خشنود کیا، م.، محسنی، ح. و حاجیان، م.، ۱۳۹۰- چینه‌شناسی سکانسی توالی‌های کربناتی-تبخیری سازند دشتک در چاه آغار #۱ و آغار باختری #۱ در میدان گازی آغار، فصلنامه علوم زمین، سال بیستم، شماره ۷۹، صفحه ۱۸۲-۱۷۱.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ صفحه.

References

- Aleali, M., Rahimpour-Bonab, H., Moussavi-Harami, R. & Jahani, D., 2013- Environmental and sequence stratigraphic implications of anhydrite textures: A case from the Lower Triassic of the Central Persian Gulf. *Journal of Asian Earth Sciences* 75, 110–125.
- Alsharhan, A. S. & Naim, A. E. M., 1997- *Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East*. Elsevier, Amsterdam. 811 pp.
- Alsharhan, A. S., 2006- Sedimentological character and hydrocarbon parameters of the middle Permian to Early Triassic Khuff Formation, United Arab Emirates. *GeoArabia* 11, 121–158.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. – *Canadian Journal of Earth Science*, 18, 210–265.
- Berberian, M., 1995- Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds, active basement tectonics and surface morphotectonics: *Tectonophysics*, v. 241, p. 193-224.
- Burchette, T. P. & Wright, V. P., 1992- Carbonate ramp depositional systems, *Sedimentary Geology*, NO. 79, p. 3-57.
- Catuneanu, O., 2002- Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences* 35: 1-43.
- Catuneanu, O., 2006- *Principles of Sequence Stratigraphy*, (First Edition) Elsevier, Amsterdam. 375 pp.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. (ed. by W. E Ham), *AAPG Bull., Memoir* 1, p. 108-121.
- Emery, M. & Myers, K., 1996- *Sequence Stratigraphy*, Blackwell Science, 279 pp.
- Falcon, N. L., 1969- Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range, In *Time and place in orogeny: Geological of Society London, Special Publication* 3, p. 9–22.
- Falcon, N. L., 1974- Southern Iran: Zagros Mountains. In: Spencer A (Eds) *Mesozoic–Cenozoic orogenic belts*. – Geological Society of London, Special Publication, 4, 199-211.
- Flugel, E., 2010- *Microfacies Of Carbonate Rocks, Analyses, Interpretation and Application*, Springer verlag, pp. 976.
- Haynes, S.J. & McQuillan, H., 1974- Evolution of the Zagros suture zone, Southern Iran. – *Geological Society American Bulletin*, 85, 739-744.
- James, G. A. & Wynd, J. G., 1965- Stratigraphical nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area”: *AAPG Bull.*, v. 49, p. 2182–2245.
- Khoshnoodkia, M., Mohseni, H., Hajian, M. & Rafiye, B., 2008- Depositional environment and Microfacies of carbonate-evaporite of Dashtak Formation at Aghar#1 on Subcostal Fars in Iran. *GEO 2008, 8th Middle East Geosciences Conference and Exhibition of Petroleum Middle East*, 2-5 March, Manamah. Bahrain.
- Koehrer, B., Heymann, C., Prousa, F. & Aigner, T., 2010- Multiple-scale facies and reservoir quality variations within a dolomite body - Outcrop analog study from the Middle Triassic, SW German Basin. *Marine and Petroleum Geology* 27, 386-411.
- Koehrer, B., Aigner, T. & Poeppelreiter, M., 2011- Field-scale geometries of Upper Khuff reservoir geobodies in an outcrop analogue (Oman Mountains, Sultanate of Oman). *Petroleum Geoscience* 17, 3-16.
- Konert, G., Afif, A.M., AL-Hajari, S.A. & Droste, H., 2001- Palaeozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian Plate. *GeoArabia* 6, 407–442.
- Lucia, F. J., 2007- *Carbonate Reservoir Characterization An Integrated Approach*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Second Edition, pp. 366.
- Maurer, F., Martini, R., Rettori, R., Hillgärtner, H. & Cirilli, S., 2009- The geology of Khuff outcrop analogues in the Musandam Peninsula, United Arab Emirates and Oman. *GeoArabia* 14, 125–158.
- Miall, A.D., 1999- *Principles of Basin Analysis*. 3 edition, Springer-Verlag, Berlin, p. 616.
- Miall, A. D., 1997- *The geology of stratigraphic sequences*. Springer, Berlin p. 433.
- Mohseni, H., Khoshnoodkia, M., Hajian, M. & Rafiye, B., 2008- Sequence Stratigraphy of Dashtak Formation in Aghar#1, West Aghar#1 and Naura#1 on Subcostal Fars in Iran, 33 IGC, Oslo Norway.
- Murris, R. J., 1980- The Middle East: stratigraphic evolution and oil habitat: *AAPG Bull.*, v. 64, p. 597–618.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. & Vail, P.R., 1988- Eustatic controls on clastic deposition II – conceptual framework. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kedall, C.G. St.C., Posamentier, H.W., Ross C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, 125–154.
- Prokoph, A., Shields, G.A. & Veizer, J., 2008- Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $87Sr/86Sr$ and $\delta^{34}S$ database through Earth history. *Earth Science Reviews*, 87, 113-133.

- Purser, B. H., 1973- The Persian Gulf: Holocene Carboante sedimentation and Diagenesis in a shallow Epicontinental sea. Springer-Verlag, 471pp.
- Purser, B. H. & Evans, G., 1973- The Persian Gulf: Regional sedimentation along the Thrust Coast, SE Persian Gulf, In: The Persian Gulf (ed. by B. H. Purser), Springer-Verlag, p. 211-232.
- Sarg, J. F., 2001- The Sequence Stratigraphy, Sedimentology and economic importance of evaporite- carbonate transitions: a Review, *Sedimentary Geology*, V.140, p. 9-42.
- Sarg, J.F., 1982- Off-reef Salina deposition (Silurian), southern Michigan basin: implications for reef genesis. *Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites*, Handford, C.R. (Ed.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop 3, 354-384.
- Sarg, J.F. & Lehmann, P.J., 1986- Lower and middle Guadalupianfacies, stratigraphy, and reservoir geometries, San Andres-Grayburg formations, Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas. *Lower and Middle Guadalupian Facies, Stratigraphy, and Reservoir Geometries, San Andres-Grayburg Formations, Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas*. Midland, Permian Basin Section, Moore, G.E., Wilde, G.L. (Eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Publication 86-25, 1-35.
- Sarg, J.F., Markello, J.R. & Weber, L.J., 1999- The second-order cycle, carbonate-platform growth, and reservoir, source, and trap prediction. *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: Application to Reservoirs, Outcrops, and Models*, Harris, P.M., Simo, J.A., Saller, A.H. (Eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication. 62, 1-24.
- Setudehnia, A., 1978- The Mesozoic sequence in southwest Iran and adjacent areas: *Journal of Petroleum Geology*, v. 1, p. 3-42.
- SeyedEmami, K., 2003- Triassic in Iran. *Facies*, 48, 91-106.
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, A. P., Horbury, A. D. & Simmons, M. D., 2001- Arabian Plate Sequence Stratigraphy". *Gulf petrolink, Bahrain, Special Publication 2*, 371 pp.
- Shinn, E. A., 1983- Tidal flat environment., In: Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, A. P., Horbury, A. D., Simmons, M. D., (eds.), *Arabian Plate Sequence Stratigraphy. Gulf petrolink, Bahrain, Special Publication 2*, p. 184-199.
- Sloss, L. L., 1963- Sequence in cratonic interior of North America, *G.S.A. Bull.*, v. 74, p. 93-114.
- Stampfli, G.M. & Borel, G.D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, p. 17-33.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a Review: *AAPG Bull.*, v. 52, p. 1229-1258.
- Strohmenger, C. J. S., Alway, R.H. W., Broomhall, R., 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, U.A.E.): Society of Petroleum Engineers, Special Publication Paper 78535.
- Strohmenger, C., Voigt, E. & Zimdars, J., 1996a- Sequence stratigraphy and cyclic development of Basal Zechstein carbonate-evaporite deposits (Upper Permian, northwest Germany). *Sedimentary Geology* 102, 33-54.
- Strohmenger, C., Antonini, M. & Jager, G., 1996b- Zechstein 2 Carbonate reservoir facies distribution in relation to Zechstein sequence stratigraphy – an integrated approach. *Sedimentary Geology* 103, 1-35.
- Szabo, F., 1977- Permian and Triassic lithostratigraphy Central Zagros mountain and Lurestan, unpub. Rep. No. 1258.
- Szabo, F., 1977- Permian Triassic stratigraphy Zagros basin, south west Iran, unpub. Rep. No. 1261.
- Szabo, F. & Kheradpir, A., 1978- Permian and Triassic stratigraphy, Zagros basin, southwest Iran, *Journal of Petroleum Geology*, v. 1, p. 57-82.
- Szabo, F., Kheradpir, A. & Khalili, M., 1977- Permian and Triassic study of Fars north and adjacent areas. OSCO unpub. Report 1249.
- Tucker, M. E., 1993- Carbonate Diagenesis and sequence stratigraphy, In: V. P. Wright (ed.) *Sedimentology Review*, Blackwell, p. 5 1-72
- Tucker, M. E. & Wright, V.P., 1990- Carbonate Sedimentology. Blackwell, 482 pp.
- Tucker, M.E., 1991- Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining Noth Sea: *Journal of the Geological Society, London* 148, 1019-1036.
- Tucker, M.E., 2001- *Sedimentary petrology*, Third edition, Blackwell, Oxford, pp. 260.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. & Rahmanian, V. D., 1990- Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrop: concepts for high resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin Method ExplorSer* 7, 55.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H.W. & Mitchum, R.M.J.R., 1988- An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definition. In: Wilgus CK, Hastings BS, Kendall CGStC, Posamentier HW, Ross CA, Van Wagoner JC (eds) *Sea level changes , an approach*. Society for Sedimentary Geology special publications 42, 39-45.
- Warren, J., 1989- *Evaporite Sedimentology: Importance in Hydrocarbon Accumulation*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 285 pp.
- Warren, J.K., 1999- *Evaporites: their evolution and economics*. Blackwell Scientific, Oxford, UK. 438 p.
- Warren, J.K., 2006- *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*. Springer Verlag, Brunei, pp. 1035.
- Wilson, J.L., 1975- *Carbonate facies in geological history*. Springer, Berlin-Heidelberg, New York. pp. 471.
- Ziegler, M., 2001- Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences, *Geo Arabia*, v.6, No, 3. p. 445-504.