

تعیین الگوی سکانشی مناسب برای جدایش واحدهای مخزنی در عضو دالان بالایی، بخش مرکزی خلیج فارس

وحید توکلی، استادیار دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران، ایران *

حسین رحیم‌پور بناب، استاد دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران، ایران

محیا عباسی، دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ایران

چکیده

هدف این مطالعه، تعیین الگوی سکانشی مناسب برای جدایش واحدهای مخزنی عضو کربناته - تبخیری دالان بالایی است. در این راستا با مطالعات پتروگرافی، تعداد ۹ رخساره و ۴ محیط رسوبی برای یکی از میدان‌های این بخش تعیین شد. با استفاده از مجموع داده‌ها در دو الگوی چینه‌نگاری سکانشی، پیشروی - پسروی و روش اکسون مرزها و سیستم ترک‌ها تعیین شدند. روش اول یک سکانش کامل رده سوم و دو سکانش دیگر را شامل می‌شود که ادامه آنها به ترتیب در پایین و بالا در واحد نار و سازند کنگان قرار دارد. در روش دوم دو سکانش رده سوم و ۶ سیستم ترک مشخص شد. باتوجه به نوع الگوهای انتخاب‌شده، داده‌های تخلخل - تراوایی سیستم ترک تراز پایین سکانش‌های روش اکسون، جزئی از سیستم ترک تراز بالای سکانش قبلی منظور می‌شود. در این بخش، نهشت تبخیری‌ها در شرایط پایین‌بودن سطح آب دریا، کیفیت مخزنی ضعیفی را سبب شده است. سیستم ترک پیشروی در هر دو الگو یکی است و به دلیل کاهش میزان انبساط و افزایش سیمان‌های دریایی، کیفیت مخزنی خوبی دارد. سیستم ترک تراز بالا در الگوی اکسون، کیفیت مخزنی مناسبی دارد به دلیل اینکه در ادامه بالا آمدن سطح آب دریا نهشته شده است و در نهایت به مرز سکانشی الگوی اکسون ختم می‌شود. این بخش در سیستم پیشروی - پسروی، کیفیت مخزنی دوگانه‌ای را از خود نشان می‌دهد؛ زیرا سیستم ترک تراز پایین الگوی اکسون را شامل می‌شود. این مقایسه نشان می‌دهد الگوی اکسون به سبب جدایش بهتر واحدهایی با کیفیت مخزنی متفاوت، توانایی بیشتری در زون‌بندی مخازن هیدروکربنی کربناته - تبخیری دارد.

کلیدواژه‌ها: چینه‌نگاری سکانشی، الگوی اکسون، الگوی پیشروی - پسروی، سازند دالان، کیفیت مخزنی

مقدمه

چینه‌نگاری سکانشی در آشکارسازی حوادث ثبت‌شده زمین‌شناسی از مقیاس محلی تا جهانی در جغرافیای دیرینه، کنترل فرایندهای حاکم بر رسوب‌گذاری و بهبود موقعیت اکتشاف و تولید هیدروکربورها توانایی بسیاری دارد. برای این‌منظور مجموعه داده‌های مختلف در کنار هم لازم است (Catuneanu et al. 2006). در زمان حاضر برای انجام مطالعات چینه‌نگاری سکانشی، روش‌های مختلفی وجود دارد که همه آنها پذیرفته همگان نیستند و هر یک مزیت‌ها و محدودیت‌های خاص خود را دارند و هر الگو در هر زمینه ارائه‌شده در شرایط مناسب آن مطلوب است (Catuneanu et al. 2005, 2006). بهترین روش برای انجام تجزیه و تحلیل چینه‌نگاری سکانشی باتوجه به محیط تکتونیکی، محیط رسوبی، نوع رسوب (تبخیری، کربناته، آواری)، داده‌های در دسترس (داده لرزه‌ای، چاه، رخنمون) و حتی مقیاس مشاهده متفاوت است (Embry 2009). باتوجه به موارد گفته‌شده، هرچه الگو و روش چینه‌نگاری سکانشی که برای منطقه و سازند مطالعه‌شده انتخاب می‌شود با ویژگی‌های آن سازگاری بیشتری داشته باشد، باعث می‌شود الگوی چینه‌نگاری سکانشی که در پایان برای آن سازند ارائه می‌شود، دقیق‌تر، روابط تداخل تراوایی به‌دست‌آمده برای سازند، واقعی‌تر، واحدهای جریانی تعیین‌شده، دقیق‌تر و عمل انطباق راحت‌تر و درست‌تر انجام شود و درکل درک کلی از ویژگی‌های مخزنی سازند مطالعه‌شده، بهتر و حقیقی‌تر خواهد شد. به‌علت اختلاف نظر درباره انتخاب مرزهای سکانشی و جدایش این واحدهای مجزای ژنتیکی، الگوها و سبک‌های مختلفی وجود دارد (Catuneanu 2002, 2006). باتوجه به اهمیت مخزنی سازند دالان در ایران، تعیین بهترین الگوی سکانشی برای درک تغییرات کیفیت مخزنی در این سازند ضروری است. در این پژوهش سعی می‌شود باتوجه به داده‌های موجود ازجمله مقاطع نازک و داده چاه‌پیمایی، تغییرات کیفیت مخزنی سازند دالان در چارچوب چینه‌نگاری سکانشی بررسی شود و بهترین و مناسب‌ترین الگو انتخاب شود که توانایی تعیین

دقیق‌تر ویژگی‌های مخزنی این سازند را داشته باشد. برای این‌منظور در این پژوهش دو روش چینه‌نگاری سکانشی انتخاب شده‌اند که از الگوهای متداول و مطرح در صنعت هستند تا هر دو الگو روی عضو دالان بالایی بررسی شوند. الگوی اول، الگوی اکسون است که بعدها هانت و تاگر در سال‌های ۱۹۹۲ و ۱۹۹۵ تغییراتی در آن دادند و سیستم ترک‌ت چهارم را به آن اضافه کردند (Hunt & Tucker 1992, 1995). این الگو، سه سیستم ترک‌ت، تراز پایین، پیش‌رونده و تراز بالا را شامل می‌شود. مرز سکانشی در این الگو در پایان مرحله افت سطح نسبی آب دریا یا شروع افزایش سطح نسبی آب دریا قرار می‌گیرد. الگوی دوم به امبری و جانسون در سال ۱۹۹۲ مربوط است (Embry & Johannessen 1992) و به سیستم پیشروی - پسروی (Transgressive-Regressive) شهرت دارد. این الگو، دو سیستم ترک‌ت پیش‌رونده و پس‌رونده را شامل می‌شود. مرز سکانشی در این الگو در پایان پسروی سطح نسبی آب دریا یا شروع بالاآمدگی قرار می‌گیرد و سیستم ترک‌ت پس‌رونده درواقع مجموع دو سیستم ترک‌ت تراز بالا و تراز پایین است. در این الگو استفاده از سیستم ترک‌ت پس‌رونده به‌جای تراز بالا متداول است. سهولت استفاده از روش پیشروی - پسروی، آن را به پرکاربردترین الگوی چینه‌نگاری سکانشی در صنعت نفت تبدیل کرده است. در این مطالعه، ارتباط بین دو الگوی شرح‌داده‌شده چینه‌نگاری سکانشی با کیفیت مخزنی سازندهای کنگان و دالان در بخش مرکزی خلیج فارس بررسی می‌شود. هدف نهایی مطالعات چینه‌نگاری سکانشی، تعیین زون‌های مخزنی و غیرمخزنی است؛ درنتیجه، شباهت و رابطه بیشتر بین داده‌های تداخل و تراوایی در زون‌های تعریف‌شده نشان‌دهنده توانایی بیشتر الگو در جدایش این زون‌ها خواهد بود.

زمین‌شناسی منطقه

سازندهای دالان و کنگان حدود ۱۸٪ منابع گازی جهان را درخود جای داده‌اند (Kashfi 2000). زاو و خردپیر (Szabo & Khradpir 1978) برای نخستین‌بار در سال ۱۹۷۸، سازند دالان

شده است. یک سوم از هر مقاطع نازک برای تشخیص دقیق دولومیت از آهک با محلول آلیزارین رد - اس براساس روش دیکسون رنگ آمیزی شدند (Dickson 1965). برای نام گذاری رخساره ها از طبقه بندی دانهام (Dunham 1962) استفاده شده است. از تلفیق اطلاعات به دست آمده، رخساره های رسوبی، زیرمحیط و محیط رسوبی تعیین شدند. از داده چاه پیمایی گاما برای تشخیص مرزهای چینه نگاری سکانشی استفاده شده است. داده چاه پیمایی چگالی برای تشخیص وزن مخصوص سازند و یافتن مراحل از سطح آب دریا که تبخیری ها مانند انیدریت نهشته شدند و کمک به تشخیص برخی از سیستم ترک ها مانند تراز پایین استفاده شده است. داده چاه پیمایی صوتی برای تشخیص تخلخل و همچنین در کنار داده های چاه پیمایی دیگر به تشخیص لیتولوژی کمک می کند. چینه نگاری سکانشی توالی های دالان بالایی براساس نتایج به دست آمده از مجموع اطلاعات پتروگرافی و آنالیز داده های چاه پیمایی برای تعیین سطوح چینه ای، سیستم ترک ها و رده سکانشی استفاده شده است. با توجه به داده های موجود در این پژوهش، سکانش های رده سوم جدا شده اند. برای ارزیابی کیفیت مخزنی هر سیستم ترک، نمودارهای تخلخل و تراوایی برحسب عمق و نسبت به یکدیگر رسم شده اند و از نتایج به دست آمده از نمودارها برای انتخاب الگوی چینه نگاری مناسب برای عضو دالان بالایی استفاده شده که در نهایت به بررسی نقش چینه نگاری سکانشی در توزیع رخساره های مخزنی منجر شده است.

نتایج

رخساره ها و محیط رسوبی

براساس تجزیه و تحلیل پتروگرافی انواع فرایندهای رسوبی که در ایجاد رخساره ها نقش داشته اند و مجموعه فسیل های موجود در نمونه ها یازده رخساره تعیین شدند و در چهار محیط رسوبی قرار گرفتند. محیط ها از ساحل به سمت دریا

را به طور دقیق ارزیابی و مطالعه کردند. از آن زمان تاکنون مطالعات فراوانی روی این سازندها در بخش جنوبی ایران و خلیج فارس انجام شده است (Insalaco et al. 2006; Rahimpour-Bonab et al. 2009; Tavakoli et al. 2011; Aleali et al. 2013; Enayati-Bidgoli et al. 2014; Tavakoli 2015; Mehrabi et al. 2016). از لحاظ لیتولوژی، این سازند، مجموعه ای از ردیف های کربناته - تبخیری است و قسمت اعظم آن شامل دولومیت با میان لایه های آهک و انیدریت بوده است و به سه بخش تقسیم می شود؛ دالان پایینی: شامل آهک و دولومیت؛ دالان میانی (واحد نار): شامل انیدریت و دولومیت و دالان بالایی: شامل آهک، دولومیت و انیدریت. سازند دالان با یک ناپیوستگی روی سازند فراقون واقع شده و مرز فوقانی آن نیز با سازند کنگان به صورت ناپیوسته است (Rahimpour-Bonab et al. 2009). عضو دالان بالایی از پایین به بالا به واحدهای مخزنی K4 و K3 تقسیم می شود. سازند کنگان نیز با لیتولوژی مشابه و به ترتیب از پایین به بالا با واحدهای K2 و K1 روی سازند دالان قرار دارد. در این مطالعه، واحدهای K4، K3 و بخش پایینی واحد K2 بررسی شده است. محیط رسوبی عضو دالان بالایی یک رمپ کم شیب تعریف شده است و فرایندهای دیاژنزی قالب در آن، انحلال و دولومیتی شدن را شامل می شود (Tavakoli et al. 2011).

داده ها و روش مطالعه

دویست و چهل متر مغزه از چاه A به همراه ۷۰۰ مقطع نازک، داده های چاه پیمایی و داده های تخلخل و تراوایی حاصل از آزمایش های معمول مغزه، داده هایی هستند که برای این پژوهش از عضو دالان بالایی در میدان مطالعه شده بررسی شده اند. داده های چاه پیمایی شامل پرتو گاما، تخلخل نوترون، چگالی و صوتی هستند. مطالعه مقاطع نازک با میکروسکوپ پلاریزان انجام شده است و اطلاعات بافتی مانند اندازه ذرات، نوع ذرات و فابریک های رسوبی، فسیل ها و لیتولوژی به دست آمد. برای تعیین نوع لیتولوژی، درصد دولومیتی شدن و درصد انیدریت در توالی مطالعه شده نیز از این روش استفاده

بدن‌ترتیب هستند: ۱- پهنه‌های جذرومدی ۲- لاگون ۳- سد
۴- دریای باز

گروه رخساره‌های پهنه جذرومدی

۱. انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای (MF1): انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای با فراوانی بیش از ۸۰٪ انیدریت به صورت بلورهای شعاعی موازی و نیمه‌موازی، لامینه‌های موجی و بلورهای هم‌بعد هستند که به صورت میان لایه‌هایی با دولومادستون دارای نودول‌ها و بلورهای پراکنده انیدریت تشکیل شده است (شکل‌های ۱ و ۲، رخساره MF1 در هر دو شکل). این رخساره، لایه‌های کم‌ضخامتی دارد و بیشترین ضخامت لایه‌های انیدریتی در این توالی‌ها ۵/۰ متر است. این رخساره در بخش‌های پایینی واحدهای مخزنی K4 و K3 در سازند دالان بالایی مشاهده می‌شود. این رخساره در سایر بخش‌ها به صورت متناوب همراه رخساره‌های مادستونی، دولومادستونی و استروماتولیتی دیده می‌شود. باتوجه به ماهیت انیدریتی این رخساره و رخساره‌های همراه آن، این انیدریت‌ها در محیط کم‌عمق بالای جزرومدی رسوب کرده‌اند.

۲. باندستون استروماتولیتی (MF2): رخساره‌های باندستون استروماتولیتی از تناوب لامینه‌های روشن و تیره‌رنگ مسطح و موجی ساخته شده‌اند و قالب‌های تبخیری، نودول‌های انیدریتی، زیست‌آشفته‌گی، فابریک‌های فنسترال و ترک‌های گلی دارند (شکل‌های ۱ و ۲، رخساره MF2 در هر دو شکل). این رخساره، بیشتر دولومیتی شده است و در آن انیدریت‌های هم‌زمان یا بعد از رسوب‌گذاری دیده می‌شود. رخساره استروماتولیتی پس از پیدایش موجودات پرسلولی که از آنان تغذیه می‌کرده‌اند بیشتر در محیط‌های بالای جزرومدی دیده می‌شوند.

۳. مادستون تا مادستون انیدریت‌دار (MF3): این رخساره در بیشتر موارد دولومیت شده است و بلورهای ریز تا متوسط دولومیت در آن دیده می‌شود. در بخش‌هایی از نمونه‌ها نودول‌های انیدریت با بافت شعاعی و نمدی مشاهده

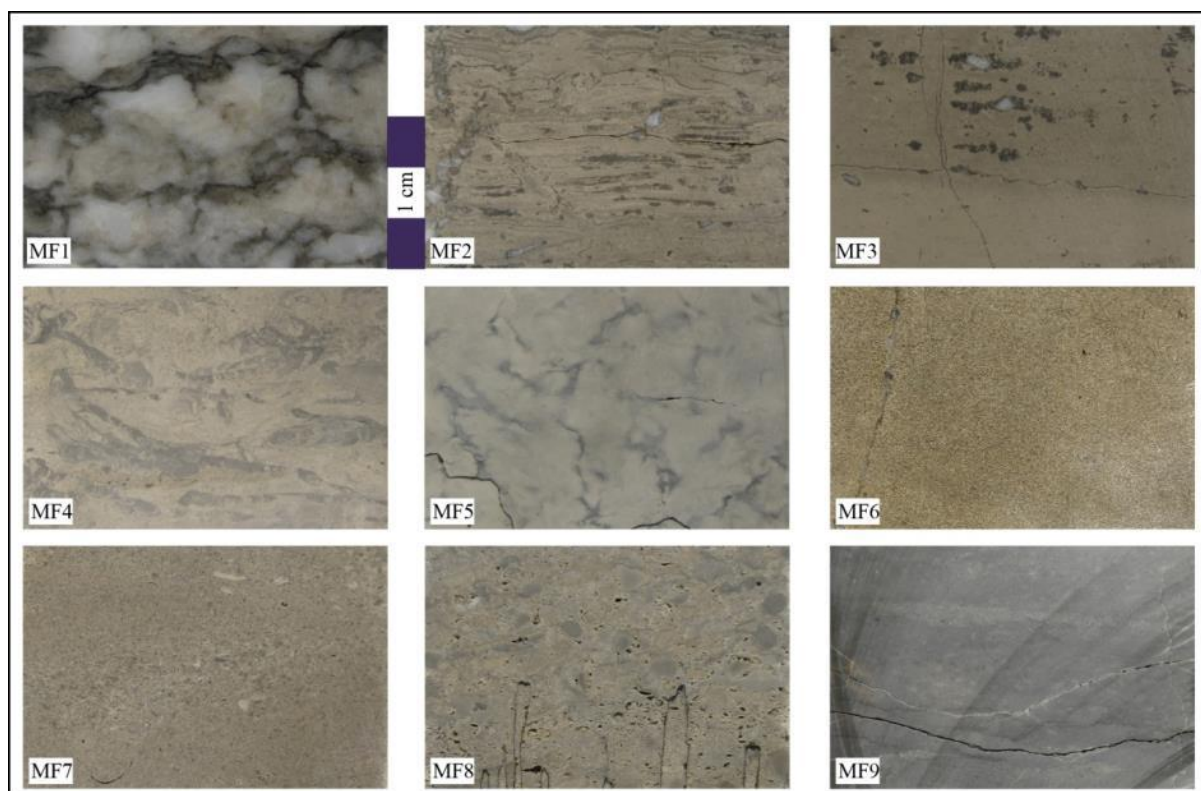
می‌شوند. توسعه نودول‌های انیدریت و قالب‌های تبخیری گاهی به حدی می‌رسد که تشکیل بافت قفسه مرغی را در بخش سابخایی می‌دهند (Warren 2006). آثاری از قطعات زیستی در این رخساره دیده نمی‌شود؛ اما گاهی ساخت‌های لایه‌بندی، زیست‌آشفته‌گی و ترک‌های گلی وجود دارد. بلورهای پراکنده انیدریت، نبود قطعات زیستی و دولومیت‌های ریزبلور را دلیل بر نهشت آن در محیط کم‌انرژی با شوری زیاد بخش‌های پهنه جذرومدی و محیط بالای جزرومدی و دیگر محیط‌های تبخیری و شورابه‌ها می‌دانند (Flügel 2004). این رخساره در عضو دالان با پراکندگی متوسط در واحدهای K3 و K4 گسترش دارد؛ اما در واحد K3 فراوانی بیشتری دارد. این رخساره همراه رخساره‌های دیگر منطقه بین جزرومدی و بالای جزرومدی به صورت میان لایه مشاهده می‌شود (شکل‌های ۱ و ۲، رخساره MF3 در هر دو شکل).

گروه رخساره‌های لاگون

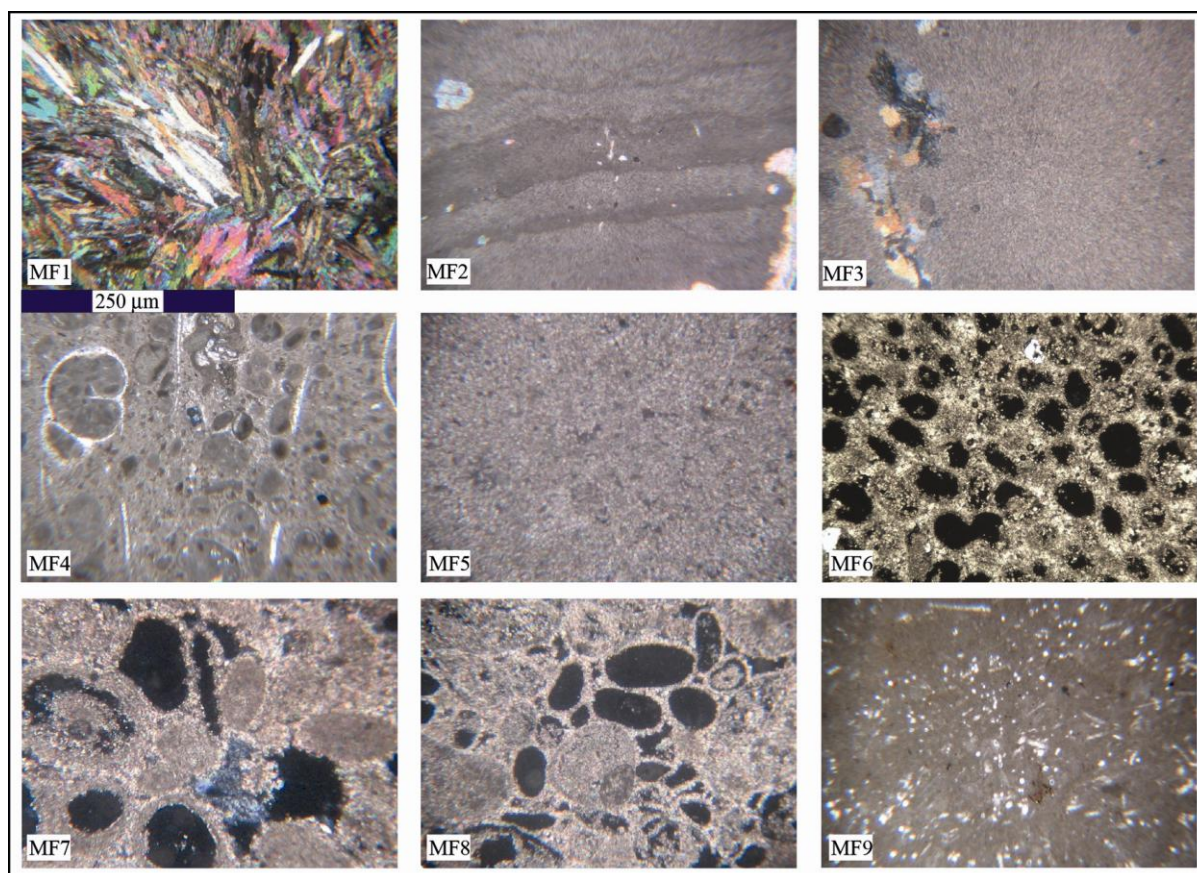
۴. وکستون تا پکستون بایوکلستی (MF4): این رخساره در محیط نیمه‌بسته با انرژی آرام تا متوسط در لاگون دریای باز نهشته شده است. رخساره وکستون تا پکستون بایوکلستی، آلوم‌های پلوئید، جلبک سبز، فرامینفر و گاستروپود دارد و بر فعالیت میکروبی و میکرایتی آلوم‌ها به شدت تأثیر گذاشته است؛ به طوری که بیشتر دانه‌ها به طور کامل میکرایتی شده‌اند که تأثیر زون نوری در این محیط را نشان می‌دهند. جورشدگی در این رخساره، متوسط تا پایین است. آثار زیست‌آشفته‌گی به صورت باروینگ عمودی و مورب در این رخساره دیده می‌شود. این رخساره در واحد K4 در تناوب با سدهای گرینستونی و پکستونی و در واحد K3 به صورت میان لایه با رخساره‌های گل غالب تشکیل شده است. باتوجه به ماهیت گل پشتیبان بودن و حضور موجودات لاگونی (مانند میلیولید)، این رخساره به محیط لاگون نسبت داده می‌شود (شکل‌های ۱ و ۲، رخساره MF4 در هر دو شکل).

۵. مادستون (MF5): رخساره مادستونی، مقدار جزئی پلوئید، زمینه میکرایتی، زیست‌آشفته‌گی و به میزان کم، فرامینفرهای لاگون دارد. نبود ساخت‌های جریان‌ی و آثار خروج از آب به همراه زیست‌آشفته‌گی فراوان به صورت باروینگ عمودی، مورب و افقی و کمبود ذرات زیستی نشان‌دهنده چرخش آب محدود در محیط ته‌نشست این رخساره است (Elrik & Read 1991). حضورنداشتن تبخیری‌ها به علت دوری از شورابه‌های تبخیری و محلول‌های

دولومیت‌ساز، همگی از نشانه‌های رسوب‌گذاری در انرژی آرام با گردش محدود آب است و به همین سبب محیط لاگون تا جزرومدی به آن نسبت داده می‌شود. این رخساره در تناوب با رخساره گرینستونی دیده می‌شود و بیشترین گسترش آن به واحد K3 مربوط است؛ اما در بخش پایینی K4 نیز به تناوب دیده می‌شود (شکل‌های ۱ و ۲، رخساره MF5 در هر دو شکل).



شکل ۱- رخساره‌های مشاهده‌شده روی نمونه‌های مغزه در میدان مطالعه‌شده. MF1: انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای، MF2: باندستون استروماتولیتی، MF3: مادستون تا مادستون انیدریت‌دار، MF4: وکستون تا پکستون بایوکلاستی، MF5: مادستون، MF6: گرینستون انیدی، MF7: گرینستون بایوکلاستی، MF8: گرینستون بایوکلاستی - اینتراکلاستی و MF9: مادستون فسیل‌دار تا وکستون بایوکلاستی.



شکل ۲- رخساره‌های مشاهده‌شده در مقاطع نازک در میدان مطالعه‌شده. MF1: انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای، MF2: باندستون استروماتولیتی، MF3: مادستون تا مادستون انیدریت‌دار، MF4: وکستون تا پکستون بایوکلستی، MF5: مادستون، MF6: گرینستون ائیدی، MF7: گرینستون بایوکلستی، MF8: گرینستون بایوکلستی - اینتراکلاستی و MF9: مادستون فسیل‌دار تا وکستون بایوکلستی.

گروه رخساره‌ای سدهای زیر آبی

۶. گرینستون ائیدی (MF6): به‌طور عمده این رخساره، ائیدهای هم‌مرکز را شامل می‌شود. قطعات زیستی و پلوئید نیز در این رخساره با فراوانی کمتر از ۱۰٪ وجود دارد. جورشدگی، گردشدگی و گسترش زیاد سیمان دریایی هم‌ضخامت و تیغه‌ای نشان‌دهنده وجود امواج و جریان‌های پرانرژی و ورود و خروج زیاد آب است. ضخامت این رخساره در بعضی مناطق به ۶ متر می‌رسد. انواعی از گرینستون‌های ائیدی تا مخلوط گرینستون پلوئیدی ائیدی یا مخلوط گرینستون‌های بایوکلستی ائیدی در بخش‌های مختلف عضو مطالعه‌شده مشاهده می‌شوند. نبود میکرایت، آثار فرسایشی در دانه‌های سازنده، جورشدگی و گردشدگی

خوب همراه ساخت‌های رسوبی مانند لایه‌بندی مورب در مقیاس نمونه دستی، انرژی مداوم و بالا را در زمان تشکیل این رخساره تأیید می‌کند (Tucker & Wright 1990). میکرایتی‌شدن با موجودات میکروبی، پدیده رایجی است که در دوره آرامش محیط گسترش زیادی داشته و بیشتر به‌صورت پوشش میکرایتی، ائیدها را فراگرفته است. در بسیاری از موارد، میکرایتی‌شدن همراه از بین بردن بافت اولیه، شکل ظاهری و غالب دانه را حفظ کرده است. در برخی موارد شورابه‌های دولومیت‌ساز به‌طور انتخابی دانه‌های ائید را دولومیتی کرده‌اند. گسترش سیمان دریایی هم‌ضخامت در این رخساره از فشردگی دانه‌ها جلوگیری کرده و از عوامل مهم توسعه تخلخل بین دانه‌ای در گرینستون‌ها است. مجموعه

حاشیه رو به دریای سدهای زیر آبی است (شکل‌های ۱ و ۲، رخساره MF8 در هر دو شکل).

رخساره دریای باز

۹. مادستون فسیل‌دار تا وکستون بایوکلاستی (MF9): این رخساره در میدان مطالعه شده، فراوانی اندکی داشته‌اند و بافت وکستون تا مادستون و فسیل‌های براکیوپود، بریوزوئر، فرامنیفرهای با دیواره هیالین و استراکود و خرده‌های کرینویید در یک زمینه گلی دارند. میزان کم دانه‌های اسکلتی، وجودداشتن تبخیری‌ها و ساختمان‌های حاصل از امواج و جریان‌ها نشان‌دهنده محیط کم‌انرژی، دور از ساحل و زیر سطح اساس امواج طوفانی دریا است (Flügel 2004). بیشترین میزان گسترش این رخساره در بخش میانی واحد مخزنی K3 بوده است که در تناوب با رخساره وکستون تا پکستون بایوکلاستی دیده می‌شود و نشان‌دهنده عمیق‌ترین رخساره در بین رخساره‌های عضو دالان بالایی است. حضورداشتن موجودات کف‌زی و آثار سوزن اسفنج، تشکیل در شرایط بی‌اکسیژنی تا کم‌اکسیژنی یک محیط آرام با گردش محدود آب در زیر سطح اساس طوفانی امواج را نشان می‌دهد که به رمپ میانی نسبت داده می‌شود (شکل‌های ۱ و ۲، رخساره MF9 در هر دو شکل).

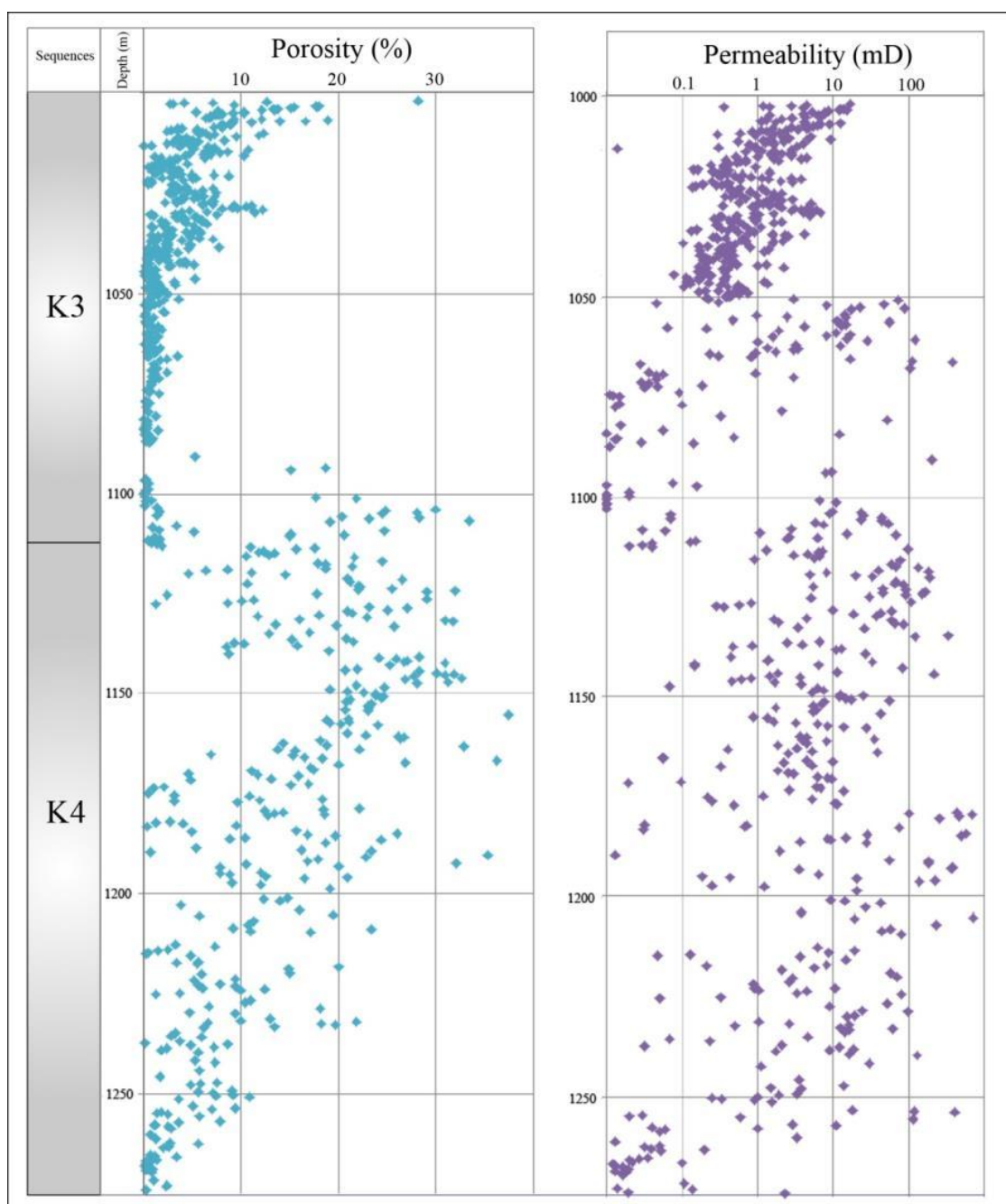
تغییرات کیفیت مخزنی

داده‌های تخلخل و تراوایی سازند دالان بالایی طبق بررسی نمودارهای رسم‌شده (شکل ۳) نشان می‌دهد واحد K4، تخلخل و تراوایی بالاتری نسبت به واحد K3 دارد. میانگین تخلخل در واحد K4 ۱۲٪ و تراوایی ۱۱ میلی داری است و بخش پایینی این واحد نسبت به بخش بالایی تراوایی بیشتری دارد. میانگین تخلخل در واحد K3 ۳/۲٪ و تراوایی ۲/۲ میلی داری است. واحد K3 برخلاف واحد K4 در بخش پایینی نسبت به بخش بالایی، تخلخل و تراوایی پایین‌تری دارد (شکل ۳).

موارد گفته شده، محیط سد زیر آبی را برای این رخساره نشان می‌دهد. بخش اعظم واحد K4 از چنین رخساره‌ای تشکیل شده است (شکل‌های ۱ و ۲، رخساره MF6 در هر دو شکل). باتوجه به کیفیت مخزنی درخور ملاحظه و حضورداشتن انیدریت در بخش ائیددار سازند دالان (بخش بالایی واحد K4)، این سدها دور از ساحل تشکیل شده‌اند.

۷. گرینستون بایوکلاستی (MF7): این رخساره با بافت گرینستونی، بیشتر بایوکلاست‌های فرامنیفرها، نرم‌تنان، گاستروپود، جلبک سبز، بریوزوئر، براکیوپودها و خرده‌های اکینودرم را شامل می‌شود. در این رخساره به مقدار کم اینتراکلاست و پلوئید نیز به چشم می‌خورد. میکرایتی شدن، گسترش زیادی دارد و بیشتر دانه‌ها یا به‌طور کامل میکرایتی شده‌اند یا پوشش میکرایتی دارند. دولومیتی شدن و آثار زیست‌آشفته‌گی نیز کم‌وبیش دیده می‌شوند. وجودداشتن گل آهکی در این رخساره که نشان‌دهنده انرژی بالا و مداوم در زمان رسوب‌گذاری است و نیز حضور سیمان‌های کلسیتی نشان می‌دهد این رخساره در محیط پرانرژی سدی نهشته شده است (شکل‌های ۱ و ۲، رخساره MF7 در هر دو شکل).

۸. گرینستون بایوکلاستی - اینتراکلاستی (MF8): این رخساره حاوی آلوم‌های دانه درشت، فرامنیفرها، نرم‌تنان، جلبک سبز، بریوزوئر، اکینودرم، براکیوپودها، اینتراکلاست و پلوئید است. آثار فعالیت‌های میکروبی و میکرایتی شدن در دوره‌های آرامش توسعه یافته است. در این رخساره، ساخت‌های رسوبی نظیر لایه‌بندی مورب مسطح و لایه‌بندی دیده می‌شود. این رخساره در واحد K4 به‌طور متناوب همراه سدهای ائیدی و در برخی موارد همراه رخساره‌های پکستونی دیده می‌شود. وجود اینتراکلاست‌های گردشده در کنار ائیدهای هم‌مرکز، زمینه بدون گل، توسعه سیمان‌های دریایی و کاهش میزان پلوئیدها نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در محیط پرانرژی بخش مرکزی تا رو به دریای سدها است. بلوغ بافتی بالا و توسعه سیمان‌های دریایی نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در شرایط کاملاً پرانرژی با گردش زیاد آب در



شکل ۳- توزیع داده‌های تخلخل و تراوایی در چاه مطالعه‌شده

بحث

چینه‌نگاری سکansı و تغییرات کیفیت مخزنی

چینه‌نگاری سکansı به شناسایی و پیشگویی توزیع کیفیت مخزنی تحت کنترل رخساره قادر است (Vail et al. 1977; Van Wagoner et al. 1988; Catuneanu 2006; Embry 2009; Slatt 2013; Zecchin and Catuneanu 2015). این ارتباط پیش از این

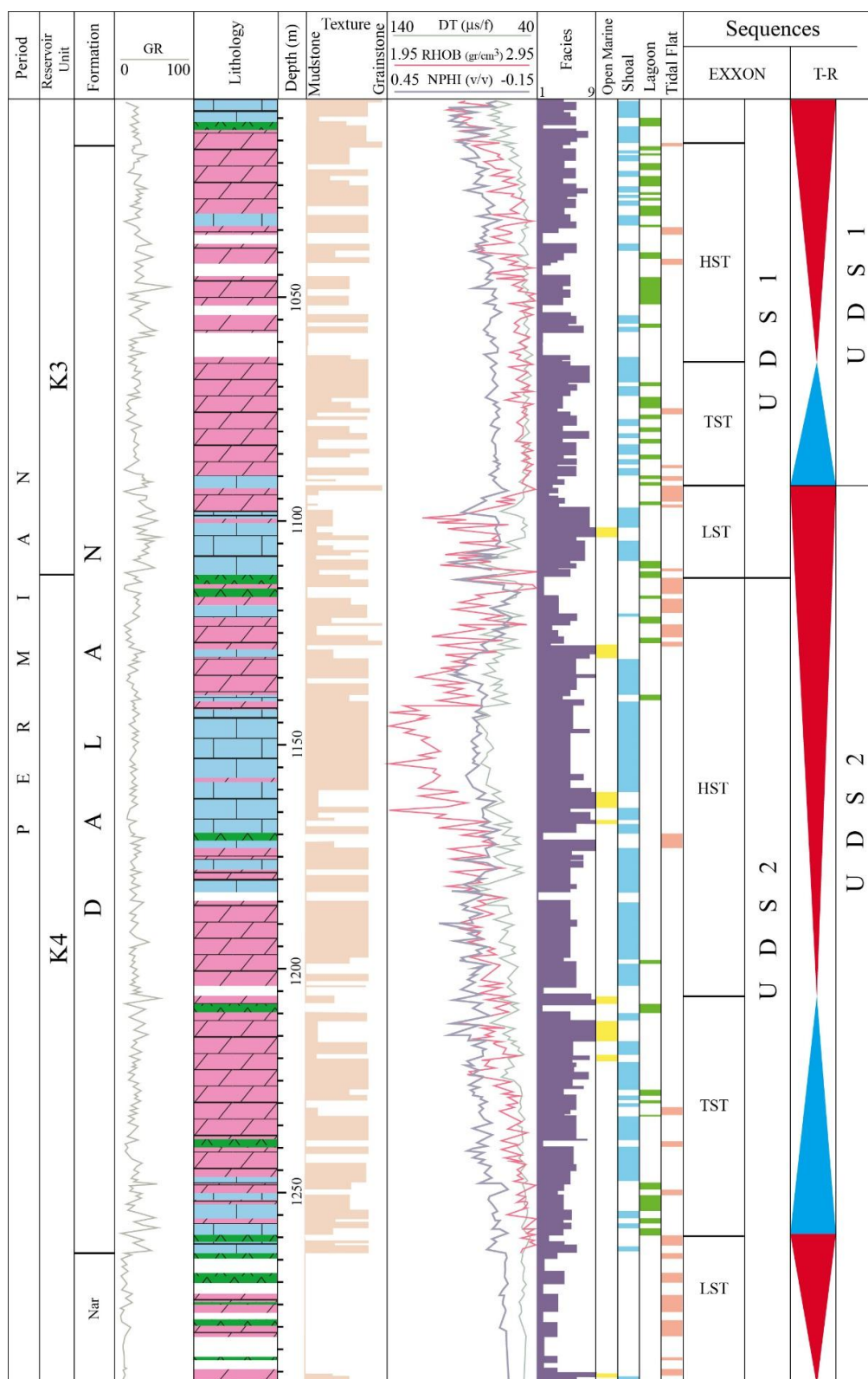
روی سازندهای کنگان و دالان در ایران نیز به اثبات رسیده است (Asadi-Eskandar et al. 2013; Enayati-Bidgoli and Rahimpour-Bonab 2016). فرایندهای دیاژنزی نیز که از الگوی رسوبی اولیه تبعیت می‌کنند (همانند دولومیتی‌شدن در مراحل اولیه دیاژنزی و انحلال جوی) در چارچوب چینه‌نگاری

نهشت انیدریت، رخساره‌های مربوط به پهنه جزرومدی (MF1)، MF3 و افزایش چشمگیر نگار چگالی مشخص می‌شود. انتهای این بخش با کاهش نگار گاما مشخص می‌شود و شروع سکانس بعدی با افزایش مشخص در این نگار همراه است. این سیستم ترک بتلافاصله بعد از واحد نار قرار دارد؛ از این رو میزان انیدریت در آن بالا بوده و این موضوع دلیل اصلی کاهش کیفیت مخزنی آن است. باتوجه به دولومیتی شدن زیادی که در این بخش مشاهده می‌شود، میزان تراوایی افزایش یافته است. انیدریت‌های این بخش از نوع اولیه و ثانویه هستند (Aleali et al. 2013). فرایندهای دیاژنزی اصلی انیدریتی شدن به خصوص در بخش پایینی و بالایی و دولومیتی شدن در بخش پایینی و میانی است. بالابودن داده چاه‌پیمایی چگالی در این بخش و کاسته شدن از میزان آن به سمت سیستم ترک پیش‌رونده این موضوع را تأیید می‌کند (شکل ۴). باتوجه به شکل، نمودار نوترون نیز روند افزایش تخلخل را به سمت بالا در این سیستم ترک نشان می‌دهد. داده‌های تخلخل و تراوایی مربوط به این بخش نشان می‌دهد بیشتر داده‌های تخلخل کمتر از ۵٪ و داده‌های تراوایی، بیشتر ۰/۱ تا ۰/۱ میلی داری هستند و کیفیت مخزنی این سیستم ترک، بسیار پایین است (شکل ۵). سیستم ترک پیش‌رونده در بیشتر الگوهای موجود سکansı یکسان تعریف می‌شود (Catuneanu 2006). باتوجه به افزایش عمق آب در این بخش از میزان انیدریت کاسته شده است و در صورت وجود به صورت سیمان پراکنده دیده می‌شود. به همین دلیل، داده چاه‌پیمایی چگالی نسبت به واحد LST کاهش نشان می‌دهد (شکل ۴). کاسته شدن از مقدار انیدریت و دولومیتی شدن گسترده در این بخش به همراه سیمان‌های دریایی که به حفظ تخلخل اولیه کمک کرده است کیفیت مخزنی بالای آن را سبب شده است. با نزدیک شدن به مرز MFS به دلیل گسترش رخساره‌های گل پشتیبان از کیفیت مخزنی آن کاسته شده است. بیشتر داده‌های تخلخل، بیشتر از ۵٪ و داده‌های تراوایی ۰/۱ تا ۱۰۰ میلی داری هستند (شکل ۵).

سکansı پیگیری و پیشگویی می‌شوند (Catuneanu 2006; Embry 2009; Slatt 2013; Zecchin and Catuneanu 2015). در این مطالعه با در نظر داشتن روش‌های مختلف چینه‌نگاری سکansı از دو روش چینه‌نگاری سکansı پیشروی - پسروی و روش اکسون (سه سیستم ترکی) استفاده شده است که از روش‌های متداول هستند. سکانس‌های تعیین شده در الگوهای مختلف از پایین به بالا شرح داده می‌شود.

الگوی اکسون

سکانس اول (UDS2): سه سیستم ترک تراز پایین، پیش‌رونده و تراز بالا را شامل می‌شود. نهشته‌های تبخیری قاعده این سکانس به همراه وجود رخساره‌های پهنه جزرومدی (MF1، MF3) و افزایش داده چاه‌پیمایی گاما نشان‌دهنده پایین‌ترین سطح آب دریا و وجود مرز سکansı است. رخساره غالب در این بخش، انیدریت و مادستون همراه انیدریت (MF3) است که به سمت انتهای این بخش تا رخساره‌های لاگونی نیز می‌رسد. نگار چگالی از ابتدا تا انتهای این سیستم ترک و رسیدن به مرز پیش‌رونده، روند کاهشی نشان می‌دهد. سیستم ترک پیش‌رونده با ضخامت ۵۴ متر در چاه A بعد از نهشت آخرین لایه انیدریتی قرار دارد که نشان‌دهنده شروع پیشروی سطح آب دریا است. رخساره‌ها از ابتدا رو به انتهای این سیستم ترک، روند عمیق‌شوندگی را تا مرز حداکثر غرق‌آبی نشان می‌دهند که با رخساره‌های دریای باز مشخص می‌شود (Flugel 2010). بخش اعظم این سیستم ترک را رخساره‌های سدی (MF6، MF7) تشکیل می‌دهد که در زمان بالآمدن سطح آب دریا و روی پلتفرم کم‌عمق پرمین پایانی نهشته شده است. انتهای این بخش با افزایش مشخص در لاگ گاما شناسایی می‌شود. سیستم ترک تراز بالا به مرز بین واحدهای K4 و K3 ختم می‌شود. رخساره‌ها از پایین تا انتهای این سیستم ترک، روند کم‌عمق‌شونده نشان می‌دهند؛ به طوری که در بخش‌های پایینی، برتری با رخساره‌های گل غالب لاگونی (MF5) تا دانه غالب (MF6، MF7) سدی است؛ در حالی که بخش‌های بالاتر با



شکل ۴- ستون سنگ‌شناسی، رخساره‌ها، داده‌های چاه‌پیمایی، محیط رسوبی و سکناس‌های تعیین‌شده در چاه مطالعه‌شده. مقایسه دو روش در این شکل امکان‌پذیر است.

مقدار بالایی دارد؛ اما تغییرات آن محسوس نیست. نگار گاما نیز مقادیر پایینی را نشان می‌دهد. سیستم ترک تراز بالا با ضخامت ۵۳/۵ متر با تناوبی از رخساره‌های لاگون (MF4, MF5) و سد (MF6, MF7) به رخساره‌های سدی (گرینستون انیدی که در شرایط خاص مرز همراه با پلوتید مشاهده می‌شود) ختم شده که مرز سکانشی بین دالان بالایی و کنگان نیز است. نگار گاما در سرتاسر این بخش، مقادیر بالایی را نشان می‌دهد. تغییرات گاما در مرز سازندهای دالان و کنگان در بخش مرکزی خلیج فارس پیش از این، مطالعه (Tavakoli and Rahimpour-Bonab 2012) و به تغییرات عنصر اورانیوم نسبت داده شده است.

داده‌های تخلخل و تراوایی مربوط به سیستم ترک تراز پایین این سکانش نشان می‌دهد کیفیت مخزنی این بخش پایین است (شکل ۵). از فرایندهای دیاژنزی این بخش، گسترش سیمان‌های انیدریتی، دولومیتی‌شدن و انحلال به مقدار جزئی هستند. گسترش انیدریت، گل پشتیبان‌بودن رخساره‌ها و نبود گسترش انحلال جوی دلایل عمده کیفیت مخزنی پایین این بخش هستند. میزان چگالی نیز از پایین به سمت بالای این واحد به دلیل کاهش میزان انیدریت به سمت مرز Ts روند کاهشی دارد. داده‌های تخلخل کمتر از ۵٪ و داده‌های تراوایی ۰/۱ تا ۰/۱ میلی داری هستند (شکل ۵).

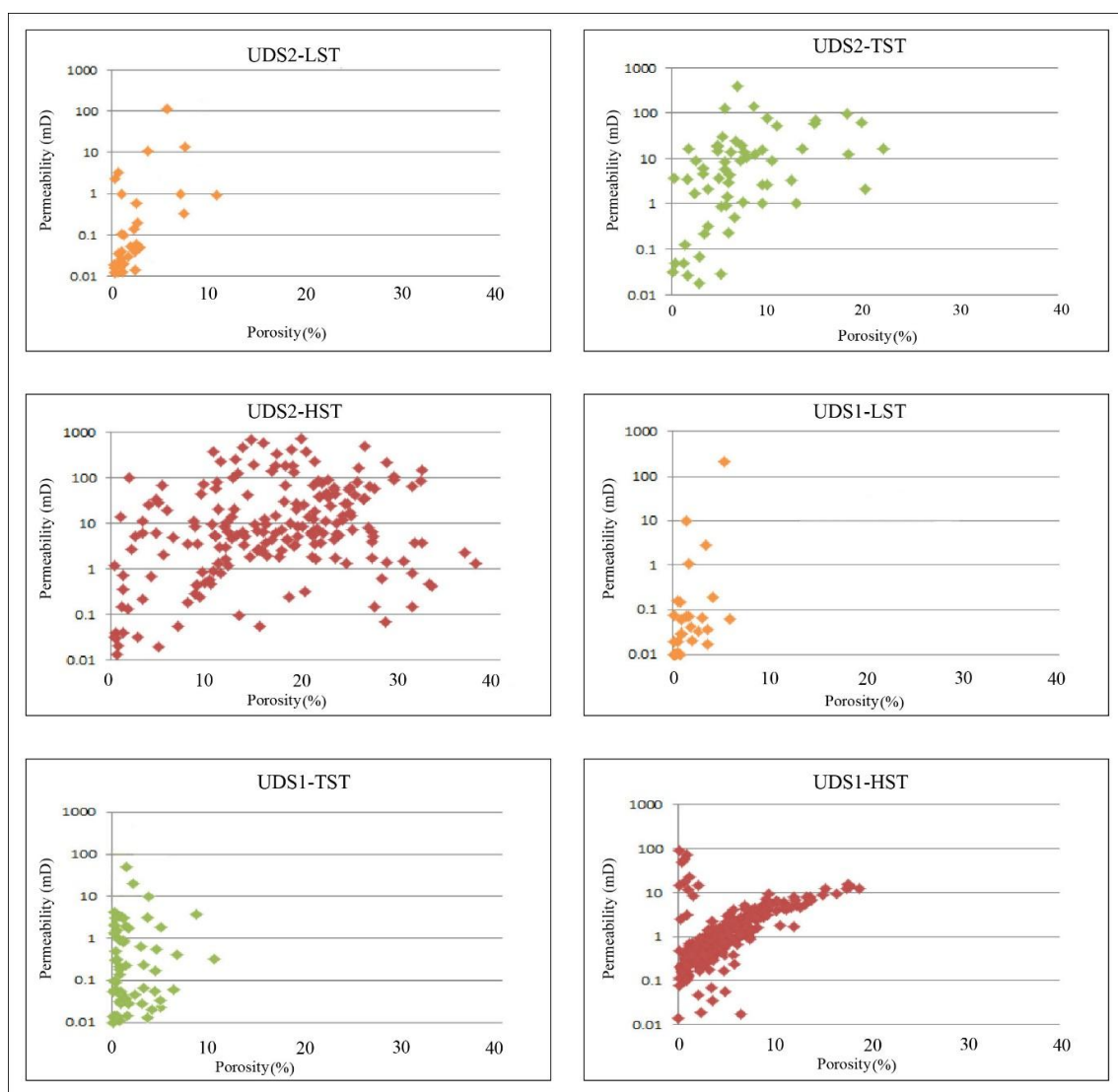
کیفیت مخزنی سیستم ترک تراز پیش‌رونده مانند واحد قبل، پایین و نسبت به واحد مشابه خود در K4 کیفیت خوبی ندارد. در زمان نهشته‌شدن واحد K3، میزان انیدریت باتوجه به نوع محیط رسوبی این واحد، بیشتر و کیفیت مخزنی پایین‌تر است (Mehrabi et al., 2016). علاوه بر این برتری، رخساره‌های گل پشتیبان در این واحد، کیفیت مخزنی آن را کاهش داده‌اند (Tavakoli et al., 2011). میزان چگالی در طول این سیستم ترک نیز به همین علت مقدار بالا و ثابتی دارد (شکل ۴). در این سیستم ترک، تخلخل، بسیار پایین (اغلب کمتر از ۳ درصد) و تراوایی ۰/۱ و ۱ میلی داری است (شکل ۵).

در سیستم ترک تراز بالا، بخش پایینی، رخساره‌های پرانرژی و تخلخل تراوایی بالا دارد و در بخش بالایی، رخساره‌های کم‌انرژی همراه انیدریت ظاهر می‌شوند و تخلخل و تراوایی در این بخش پایین است. با پایین آمدن سطح آب دریا فرایندهای دیاژنزی جوی، انحلال‌های قالبی در انیدها و فسیل‌ها و انحلال‌های حفره‌ای را سبب می‌شود (Moore, 2013). این امر افزایش تخلخل و در نتیجه کیفیت مخزنی بالای این بخش را موجب شده است. با نزدیک شدن به مرز سکانشی بین واحدهای K3 و K4 با نهشت انیدریت از کیفیت مخزنی کاسته می‌شود. نمودار چگالی نیز از ابتدای این بخش تا نزدیکی مرز سکانشی روند کاهشی نشان می‌دهد؛ اما در نزدیکی مرز سکانشی به علت نهشت انیدریت به میزان چشمگیری افزایش می‌یابد. در این واحد، داده‌ها و نمودارهای تخلخل - تراوایی نشان می‌دهد بیشتر داده‌های تخلخل در محدوده ۱۰ تا ۳۰٪ و بیشتر داده‌های تراوایی ۱ تا ۱۰۰ میلی داری هستند (شکل ۵).

سکانش دوم (UDS1): سه سیستم ترک تراز پایین، پیش‌رونده و تراز بالا را شامل می‌شود. سیستم ترک تراز پایین با ضخامت ۲۲ متر در قاعده با یک مرز سکانشی آغاز می‌شود. این بخش با نهشت انیدریت، رخساره‌های مربوط به پهنه جزرومدی، افزایش نگار گاما و چگالی (بیشینه) شروع شده است و به ضخیم‌ترین رخساره‌های پهنه جزرومدی ختم می‌شود. اگرچه رخساره‌های جزرومدی و سدی در این بخش غالب هستند، در میانه این بخش، رخساره‌های عمیق با فراوانی اندک دیده می‌شوند که نشان‌دهنده تغییرات سطح آب دریا درون این بخش است. افزایش نگار گاما در این بخش به فراوانی استیلولیت‌ها نسبت داده شده است (Mehrabi et al., 2016). سیستم ترک تراز پیش‌رونده با ضخامت ۳۰/۵ متر بین شروع پیشروی سطح آب دریا و ضخیم‌ترین رخساره‌های سدی قرار می‌گیرد. رخساره‌های غالب در این بخش، وکستون / پکستون بایوکلاستی (MF4) و مادستون لاگونی (MF5) را شامل می‌شوند. در طول این سیستم ترک، داده نگار چگالی

انیدریتی‌شدن پدیده غالب است. در بخش بالایی به دلیل ورود آب‌های جوی و گسترش انحلال، این پدیده گستردگی کمتری دارد (Aleali et al. 2013) و به همین دلیل داده چاه‌پیمایی چگالی نیز از پایین این سیستم ترک‌ت به سمت بالا روند کاهشی دارد (شکل ۴). در بخش پایینی، بیشتر داده‌ها تخلخل ۰ تا ۵٪ و تراوایی ۰/۱ تا ۱ میلی داری هستند؛ اما در بخش بالایی، داده‌های تخلخل ۱۰ تا ۲۰٪ و تراوایی ۱ تا ۱۰ میلی‌داری هستند (شکل ۵).

در سیستم ترک‌ت تراز بالای این سکانس، روند افزایشی تخلخل و تراوایی از پایین به بالا مشاهده می‌شود. مرز بالایی این سیستم ترک‌ت، مرز سکانشی بین سازندهای دالان و کنگان است که آثار دیاژنز جوی در آن قابل مشاهده است. این آثار پیش از این در این منطقه (Rahimpour-Bonab et al. 2009; Tavakoli et al. 2011) و نیز در سایر نقاط جهان (Retallak and Krull 1999; Krull and Retallak 2000; Sheldon 2006; Payne et al. 2007) مشاهده شده است. خروج از آب، انحلال جوی و افزایش کیفیت مخزنی بخش بالایی این سیستم ترک‌ت را سبب شده است. در میانه و بخش ابتدایی این سیستم ترک‌ت،



شکل ۵- توزیع داده‌های تخلخل و تراوایی در سیستم ترک‌ت‌های مختلف در روش اکسون

مقداری رخساره سدی چسبیده به ساحل در آن دیده می شود (شکل ۴).

مرز بالایی این بخش بر بخش بالایی UDS2-LST منطبق است؛ اما بخش پایینی آن در واحد نار قرار دارد. باتوجه به اینکه واحد نار به طور کامل از انیدریت تشکیل شده است، داده های چاه پیمایی و تخلخل و تراوایی از آن در دسترس نیست؛ اما باتوجه به ماهیت انیدریتی، بدون شک کیفیت مخزنی پایینی دارد. باتوجه به نبود داده، نمودار پراکنندگی تخلخل - تراوایی آن بر نمودار USD2-LST منطبق خواهد بود؛ اما باید توجه داشت که داده هایی با کیفیت مخزنی بسیار پایین در آن وجود دارد. باتوجه به اینکه دو نمودار ذکر شده یکی هستند از تکرار شکل آن خودداری می شود.

سکانس اول (UDS2): دو سیستم ترکرت پیش رونده و پس رونده را شامل می شود. سیستم ترکرت پیش رونده با ضخامت ۳۶ متر از آخرین لایه انیدریتی تا پایان ضخیم ترین رخساره دریای باز ادامه دارد. در طول این سیستم ترکرت، نگار چگالی از ابتدا تا انتها روند کاهشی نشان می دهد که نشان دهنده افزایش عمق و کاهش انیدریت است. انتهای این بخش با افزایش مشخص در نگار گاما مشخص می شود. سیستم ترکرت پس رونده به ضخامت ۱۲۵ متر از رخساره های دریای باز آغاز می شود و به آخرین رخساره های کم عمق و سطح پیش رونده ختم می شود. در طول این سیستم ترکرت، داده نگار چگالی دو روند را نشان می دهد؛ بخش اول آن روند کاهشی (رسیدن به رخساره های عمیق) و بخش دوم آن روند افزایشی (افزایش مقدار انیدریت در انتهای این سیستم ترکرت) دارد. نگار گاما نیز در این بخش رفتار دوگانه ای دارد، بدین صورت که تا مرز پرمین - تریاس، این نگار اعداد کمی را نشان می دهد؛ اما با رسیدن به این مرز افزایش می یابد و این افزایش تا پایان این سیستم ترکرت ادامه دارد. بخشی از این سیستم ترکرت در واحد K4 و بخشی از آن در K3 قرار دارد (شکل ۴).

باتوجه به داده های موجود به دلیل نبود شواهد کافی تعیین نشد. در رمپ های مناطق گرم و مرطوب امکان ایجاد پدیده انحلال و کارستی شدن و تشکیل افق خاک در این مرحله از تغییرات سطح آب دریا وجود دارد و جدایش این سیستم ترکرت با شواهد موجود انجام شدنی است (Tucker and Garland, 2010)؛ اما در رمپ های مناطق گرم و خشک مانند محیط سازند دالان (Insalaco et al. 2006) در بخش های خارج شده از آب، انحلال و کارستی شدن چشمگیری صورت نمی گیرد و جدایش سیستم ترکرت حاشیه شلف امکان ندارد (Moore 2013).

الگو پیشروی - پسروی

در این الگو مرز سکانشی در بخش پایینی سیستم ترکرت پیش رونده قرار می گیرد و مرز بالایی این واحد نیز همانند سیستم قبلی به عنوان حداکثر سطح غرق آبی تعیین می شود؛ در نتیجه مرز سکانشی این دو واحد، متفاوت اما حداکثر سطح غرق آبی در هر دو یکسان است. باتوجه به اینکه در سکانس های دو الگو، بخش پیش رونده کاملاً یکسان است و نیز سیستم ترکرت تراز پایین سکانس پایینی بخش مطالعه شده، نمودار یکسانی با سکانس قبلی دارد، تغییرات کیفیت مخزنی هر سکانس در یک عنوان بررسی می شوند.

سیستم ترکرت پس رونده مشترک با عضو نار

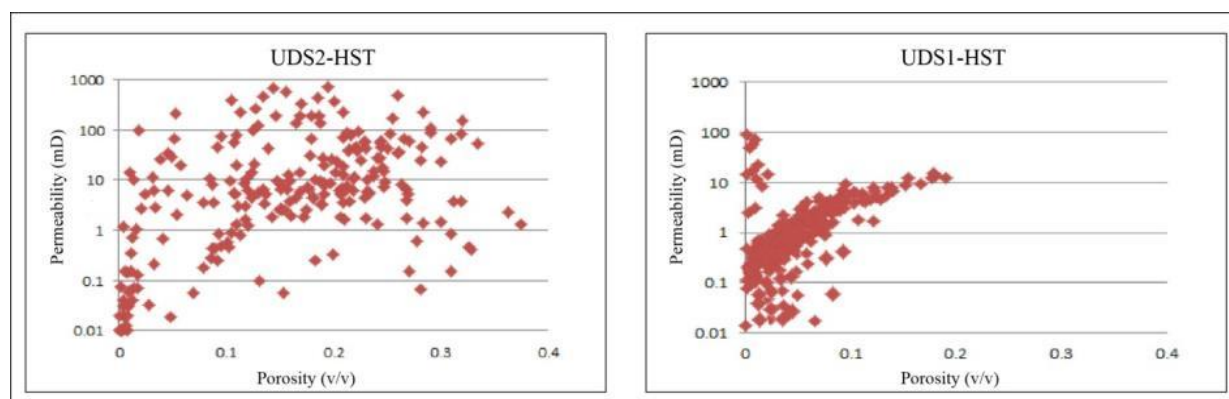
این سیستم ترکرت به طور کامل در عضو دالان بالایی قرار ندارد و بخش پایینی آن عضو نار است. این بخش روند عمیق شونده گی به سمت بالا نشان می دهد که با تبدیل از انیدریت نار به انیدریت دولومیتی و سپس دولومیت انیدریتی در بخش پایینی عضو دالان بالایی مشخص می شود. مقدار بالای انیدریت در این بخش دیده می شود که به سمت مرز ابتدای سطح پیش رونده کاهش می یابد. نگار چگالی نیز روند مشابهی را نشان می دهد. در این واحد، رخساره های مربوط به پهنه جزرومدی و لاگون فراوان است و در انتها نیز

و عضو دالان بالایی قرار نمی‌گیرد و بخشی از آن وارد سازند کنگان می‌شود. این سیستم ترک‌ت با رخساره‌های سدی آغاز می‌شود و نگار چگالی در آن روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۴).

سیستم ترک‌ت پیشروی این سکانس با سکانس بالایی الگوی اکسون یکسان است. بخش تراز بالا باتوجه‌به اینکه بخش تراز پایین سکانس بعدی را شامل خواهد شد، وارد بخش قاعده‌ای سازند کنگان می‌شود. باتوجه‌به حضور رخساره‌هایی با سیمان کلسیتی زیاد و ساخت‌های میکروبی متراکم، این بخش تخلخل و تراوایی بسیار اندکی دارد و در نتیجه داده‌هایی با کیفیت مخزنی پایین به نمودار پراکندگی داده‌های تخلخل و تراوایی اضافه می‌شود (شکل ۶). گفتنی است سطح آب دریا در انتهای پرمین در بخش مرکزی خلیج فارس طبق مطالعات قبلی به حداقل خود می‌رسد (Rahimpour-Bonab et al. 2009; Tavakoli 2015) و در نتیجه مرز بین سازندهای کنگان و دالان طبق الگوی اکسون، مرز سکانسی است؛ ولی باتوجه‌به اینکه مرز سکانسی در الگوی پیشروی - پسروی بر مرز شروع پیشروی سریع منطبق است، بخشی از سیستم ترک‌ت تراز بالای سکانس بالایی دالان در سازند کنگان قرار دارد.

سیستم ترک‌ت پیش‌رونده این سکانس با سکانس پایینی الگوی اکسون یکسان است. نمودار پراکندگی داده‌های تخلخل در برابر تراوایی سیستم ترک‌ت تراز بالای این سکانس در شکل ۶ دیده می‌شود. همان‌طورکه مشاهده می‌شود داده‌ها در این نمودار به دو بخش تقسیم شده است: بخشی از آن مشابه UDS2-HST در سکانس قبلی است که کیفیت مخزنی بالایی را نشان می‌دهد؛ اما بخش دیگری به آن اضافه شده است که مشابه UDS1-LST است. این امر بدیهی است؛ زیرا سیستم ترک‌ت تراز پایین در سیستم اکسون بخشی از سیستم ترک‌ت تراز بالای سکانس قبلی در سیستم پیشروی - پسروی است. به همین سبب کیفیت مخزنی دوگانه در این سیستم ترک‌ت دیده می‌شود.

سکانس دوم (UDS1): این سکانس، سیستم ترک‌ت پیش‌رونده و پس‌رونده را شامل می‌شود. بخش پایین سیستم ترک‌ت پیش‌رونده با ضخامت ۳۰/۵ متر در واحد K3 قرار دارد. رخساره‌ها در طول این سیستم ترک‌ت رو به بالا روند عمیق‌شوندگی نشان می‌دهند و داده نگار چگالی روند ثابتی دارد. این سیستم ترک‌ت روی نگار گاما با یک منطقه کاهشی مشخص است؛ بدین ترتیب که مقادیر پایین این نگار در این بخش با دو افزایش در سیستم ترک‌ت‌های بالا و پایین جدا شده است. سیستم ترک‌ت پس‌رونده به‌طور کامل در واحد K3



شکل ۶- توزیع داده‌های تخلخل و تراوایی در سیستم ترک‌ت‌های روش پیشروی - پسروی

مقایسه کیفیت مخزنی در دو الگو

همان‌طور که ذکر شد تفاوت اصلی دو الگوی استفاده‌شده در جدایش سیستم ترک‌ت تراز پایین در الگوی اکسون است. باتوجه به اینکه چینه‌نگاری سکانشی برای جدایش واحدهای مخزنی به کار گرفته می‌شود، الگویی که بتواند این تغییرات را بهتر نشان دهد، کاربرد بیشتری در صنعت نفت خواهد داشت. جدایش واحدهای مخزنی براساس تغییرات تخلخل و تراوایی در آنان مشخص می‌شود؛ بنابراین در صورتی که داده‌های مخزنی تخلخل و تراوایی در سیستم ترک‌ت تراز پایین متفاوت از سیستم ترک‌ت پیش‌رونده باشد، این بخش باید در مطالعات سکانشی جدا شود. طبق شکل ۵، هردو سیستم ترک‌ت تراز پایین، تخلخل و تراوایی پایینی دارند. مقایسه شکل‌های ۵ و ۶ نشان می‌دهد چنانچه این دو بخش به سیستم ترک‌ت تراز بالا اضافه شوند، بخش مجزایی را در نمودار تخلخل و تراوایی مشخص می‌کنند. به عبارت دیگر نمودار تراز بالا در سیستم پیشروی - پسروی به دو بخش متفاوت تقسیم می‌شود که مطالعه حاضر نشان می‌دهد این بخش همان داده‌های مخزنی سیستم ترک‌ت تراز پایین است. متوسط تخلخل در سیستم ترک‌ت تراز پایین سکانس UDS2 برابر با ۳/۹٪ و متوسط تراوایی ۰/۰۹ میلی‌داری است؛ در حالی که این اعداد در سیستم ترک‌ت تراز بالای این سکانس ۲۱ درصد و ۹/۱ میلی‌داری است. بدین ترتیب در سکانس UDS1، اعداد در سیستم ترک‌ت تراز پایین به ترتیب ۲/۸٪ و ۰/۰۸ میلی‌داری و در تراز بالا ۶/۵٪ و ۰/۹ میلی‌داری است که تفاوت چشمگیری را نشان می‌دهد. در نتیجه، چنانچه در مطالعات مشابه، این بخش در زون‌بندی‌های مخزنی جدا شود، چینه‌نگاری سکانشی، فرایند مناسبی برای زون‌بندی‌های مخزنی خواهد بود. ممکن است این امر در خصوص توالی‌هایی با ماهیت سنگ‌شناسی و مخزنی متفاوت با این مطالعه، متفاوت باشد (Tucker and Garland 2010).

نتیجه

- با مطالعات انجام‌گرفته روی مقاطع نازک ۹ رخساره تعیین شد که در چهار محیط رسوبی (پهنه جزرومدی، لاگون، سد و دریای باز) نهشته شده‌اند.
- باتوجه به داده‌های تخلخل تراوایی و موارد ذکرشده در بخش تغییرات کیفیت مخزنی واحد K4، کیفیت مخزنی بهتری نسبت به K3 دارد. در زمان نهشت واحد K3، سطح نسبی آب دریا نسبت به زمان نهشت K4 پایین‌تر بوده و نهشت گسترده تبخیری‌ها و رخساره‌های گل‌غالب و کاسته‌شدن از کیفیت مخزنی این واحد را سبب شده است. بخش پایینی K4 به صورت گسترده، دولومیتی شده است. واحد K3 برعکس واحد K4 در بخش بالایی، کیفیت مخزنی بهتری دارد.
- در سکانس پایینی (UDS2)، دالان بالایی در الگوی اکسون سیستم ترک‌ت تراز پایین باتوجه به داده‌های تخلخل تراوایی ارائه‌شده، کیفیت مخزنی پایینی دارد. سیستم ترک‌ت پیش‌رونده، کیفیت مخزنی مناسبی دارد. سیستم ترک‌ت تراز بالا نیز کیفیت مخزنی خوبی دارد.
- در سکانس بالایی (UDS1) در الگوی اکسون سیستم ترک‌ت تراز پایین، کیفیت مخزنی مناسبی ندارد. در سیستم ترک‌ت پیش‌رونده، کیفیت مخزنی به علت نهشت تبخیری‌ها و رخساره‌های گل‌غالب در این سیستم ترک‌ت بسیار پایین است. در سیستم ترک‌ت تراز بالا (به خصوص در بخش بالایی آن) کیفیت مخزنی خوبی وجود دارد. مرز بالایی این سیستم ترک‌ت، مرز سکانشی بین دالان و کنگان است که در آن بخش آثار مربوط به دیاژنز جوی مشاهده می‌شود. خروج از آب، انحلال‌های گسترده جوی و افزایش کیفیت مخزنی بخش بالایی این سیستم ترک‌ت را سبب شده است.
- در الگوی اکسون برخلاف الگوی پیشروی - پسروی، سیستم ترک‌ت تراز پایین از سیستم ترک‌ت تراز بالا با کیفیت مخزنی متفاوت جدا شده است و هر کدام یک سیستم ترک‌ت مستقل در نظر گرفته شده‌اند. به این دلیل در این مطالعه، الگوی

- (Special Publication). Norwegian Petroleum Society (NPF), 121–146.
- Enayati-Bidgoli, A. H. H. Rahimpour-Bonab and Mehrabi H. 2014. Flow unit characterization in the Permian-Triassic carbonate reservoir succession at South Pars Gas Field, offshore Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 37: 205–230.
- Flügel E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*: Springer-Verlog, 976 p.
- Hunt D. and Tucker M. E. 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge: systems tract: deposition during baselevel fall– reply: *Sedimentary Geology*, 95:147–160.
- Hunt D. and Tucker M.E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during baselevel fall, *Sedimentary Geology*, 81:1–9.
- Insalaco E. A. Virgone B. Curme J. Gaillot S. A. Kamali M. R. Moallemi M. Lotfipour and Monibi S. 2006. Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars Iran: depositional system biostratigraphy and stratigraphic architecture. *GeoArabia*, 11: 75-176.
- Kashfi M.S. 2000. The greater Persian Gulf Permian-Triassic stratigraphic nomenclature requires study. *Oil and Gas Journal*, 6: 36-44.
- Krull E.S. G. J. Retallack 2000. $\delta^{13}\text{C}$ depth profiles from paleosols across the Permian–Triassic boundary: evidence for methane release. *Geological Society of America Bulletin*, 112: 1459– 1472.
- Mehrabi H. M. Mansouri H. Rahimpour-Bonab V. Tavakoli M. Hassanzadeh 2016. Chemical compaction features as potential barriers in the Permian-Triassic reservoirs of Southern Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 145:95–113.
- Moore C. W. J. Wade 2013. *Porosity and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework*: Elsevier, 392 p.
- Payne J. L. D. J. Lehrmann D. Follett M. Seibel L. R. Kump A. Riccardi D. Altiner H. Sano J. Wei 2007. Erosional truncation of uppermost Permian shallow-marine carbonates and implications for Permian-Triassic boundary events. *Geological Society of America Bulletin*, 119:771–784.
- Rahimpour-Bonab H. A. Asadi-Eskandar and R. Sonie 2009. Effects of the Permian-Triassic boundary on reservoir characteristics of the South Pars gas field, Persian Gulf.

چینه‌نگاری اکسون، الگوی مناسب برای عضو دالان بالایی در نظر گرفته شده است. سیستم ترک‌های تراز پایین و تراز بالا در هر دو سکانس تعیین‌شده، کیفیت مخزنی متفاوتی دارند. پس یکسان در نظر گرفتن و قراردادن این رسوبات در یک واحد از نگاه کیفیت مخزنی، دقت مطالعات مخزنی را کاهش خواهد داد.

References

- Aleali M. H. Rahimpour-Bonab R. Moussavi-Harami and 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.
- Asadi-Eskandar A. H. Rahimpour-Bonab S. Hejri K. Afsari Mardani A. 2013. Consistent geological-simulation modeling in carbonate reservoirs, a case study from the Khuff Formation, Persian Gulf. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 109: 260-279.
- Catuneanu O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic system: Concepts merits and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 1–43.
- Catuneanu O. 2006. *Principles of Sequence stratigraphy*: Elsevier, 375p.
- Catuneanu O. M. A. Martins-Netob and Eriksson P. G. 2005. Precambrian sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 176: 67–95.
- Dickson J.A.D. 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section: *Nature*, 205: 587.
- Dunham R.J. 1962. Classification of Carbonate rocks according to depositional texture, In: W. E., Ham, (Ed.), *Classification of Carbonate rocks*. AAPG memoir, 1: 108-121.
- Elrik M. and Read J.F. 1991. Cyclic ramp to basin carbonate deposits Lower Mississippian, Wyoming and Montana: a combined field and computer modeling study. *Sedimentary Petrology*, 61: 1194-1224.
- Embry A.F. 2009. *Practical Sequence Stratigraphy*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Online at www.cspg.org, 79 p.
- Embry A.F. and E. P. Johannessen 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: T.O. Vorren E. Bergsager, O. A. Dahl-Stamnes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie, T. B. Lund (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*: v. 2

- approach. *Comptes Rendus Geoscience*, 343:55-71.
- Tucker M. E. and V. P. Wright 1990. *Carbonate Sedimentology*. Black well, London, 482 p.
- Tucker M. E. and J. Garland 2010. High-frequency cycles and their sequence stratigraphic context: orbital forcing and tectonic controls on Devonian cyclicity, Belgium. *Geologica Belgica*, 13: 213-240.
- Vail P. R. R.M. Mitchum Jr. S. Thompson 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: C.E. Payton (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26:63-81.
- Van Wagoner J.C. H. W. Posamentier R. M. Mitchum P. R. Vail J. F. Sarg T. S. Loutit and J. Hardenbol 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: C. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, and J.C. Van Wagoner (Eds.), *Sea level changes: an integrated approach: SEPM Special Publication*, 42: 39-46.
- Warren J.K. 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*: SpringerVerlag, Brunei, 1035 p.
- Zecchin M. and O. Catuneanu 2015. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves III. Applications to reservoir geology, *Marine and Petroleum Geology*, 62:161-175.
- Geological Journal, 44: 341-364.
- Retallack G.J. E. S. Krull 1999. Landscape ecological shift at the Permian-Triassic boundary in Antarctica. *Australian Journal of Earth Sciences*, 46: 785-812.
- Sheldon N. D. 2006. Abrupt chemical weathering increase across the Permian-Triassic boundary. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 231: 315-321.
- Slatt R. M. 2013. Basics of Sequence Stratigraphy for Reservoir Characterization. In: R. M. Slatt (Ed.), *Developments in Petroleum Science*: Elsevier, 61: 203-228.
- Szabo F. and A. Khradpir 1978. Permian and Triassic stratigraphy Zagros Basin. Southwest Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 1: 57-82.
- Tavakoli V. 2015. Chemostratigraphy of the Permian-Triassic Strata of the Offshore Persian Gulf, Iran. In: M. Ramkumar, (Ed.), *Chemostratigraphy: Concepts, Techniques, and Applications*: Elsevier, Amsterdam, 373-393.
- Tavakoli V. H. Rahimpour-Bonab 2012. Uranium depletion across Permian-Triassic boundary in Persian Gulf and its implications for paleoceanic conditions. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 350: 101-113.
- Tavakoli V. H. Rahimpour-Bonab and B. Esrafil-Dizaji 2011. Diagenetic controlled reservoir quality of South Pars gas field, an integrated

