پژوهشهای چینه نگاری و رسوب شناسی سال بیست و هفتم – شماره پیاپی ۴۲– شماره اول – بهار ۱۳۹۰ تاریخ وصول: ۱۳۸۹/۷/۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۲/۲۴ صص ۱۳۶–۱۱۱

# محیط رسوبی بخش بالایی سازند دالان بر روی کمان قطر- فارس و حاشیه شرقی آن: میادین پارس جنوبی و سلمان

مریم فتوت، دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم غزل هاشمی حسینی، دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران<sup>\*</sup> حسین رحیم پور بناب، استاد، گروه زمین شناسی دانشگاه تهران

#### چکیدہ

مخزن هیدرو کربوری پرمین- تریاس سازندهای دالان- کنگان (همارز سازند خوف) میزبان اصلی مخازن گاز طبیعی در خلیج فارس هستند. هدف از این مطالعه بررسی تغییرات رخسارهها در بخش دالان بالایی در میادین پارس جنوبی و سلمان است. برای بازسازی بهتر توزیع چینهنگاری و فضایی رخسارهها دو چاه انتخاب شد آنالیز رخسارهها در چاههای مطالعه شده نشان میدهد که توالی رسوبی شامل سنگ آهک، دولومیت و تبخیری است که در نواحی داخلی تا ابتدای بخشهای میانی یک رمپ کربناته همو کلینال نهشته شدهاند. مطالعه پترو گرافی مقاطع نازک منجر به شناسایی ۱۵ میکروفاسیس و در نهایت ۴ محیط مجزا شامل ۱- سوپراتایدال (سبخا)، ۲- لاگون، ۳- پشتههای زیر آبی سدی و ۴- دریای باز شده است. این بررسی نشان میدهد که رخسارهها در میدان سلمان در یک محیط کم عمقتر نسبت به پارس جنوبی نهشته شلدهاند. بازسازی جغرافیای دیرینه پلیت عربی نشان میدهد که میدان سلمان در یک محیط کم عمقتر نسبت به پارس جنوبی نهشته شلدهاند. بازسازی جغرافیای دیرینه پلیت عربی نشان میدهد که میدان سلمان در یک محیط کم عمقتر نسبت به پارس جنوبی نهشته شلدهاند. بازسازی جغرافیای دیرینه پلیت عربی کرمارهای تر در این میدان (نسبت به پارس جنوبی) ممکن است در ارتباط با این مسئله باشد. کم عمق تر در این میدان (نسبت به پارس جنوبی) ممکن است در ارتباط با این مسئله باشد.

<sup>\*</sup> نویسنده مسئول: • •••••••••

Email: Ghazal\_Hashemi\_Hosseini@yahoo.com

مقدمه

119

طاقدیس گنبدی بسته با ابعادی در حدود ۱۵×۱۶ کیلومتر میباشد که یالهایی ملایم با شیب ۳ تا ۷ درجه دارد. تولید ذخایر هیدرو کربنی خصوصاً گاز در این دو میدان و دیگر میادین حوضه خلیجفارس از سازند دالان (پرمین بالایی) و سازند کنگان (تریاسزیرین) و معادل آن سازند خوف، صورت می گیرد (Szabo and Kheradpir 1978).



خليج فارس(Aali et al. 2005)

پالئوژئوگرافی و حوضه رسوبی

حوضه خلیج فارس و نواحی مجاور آن از زمان پروتروزوئیک تحت تأثیر گسلهای پیسنگ با سه روند اصلی N-S ،NW-SE و NE-SW قرار داشته است Edgell) (1996. صفحه عربی یک حوضهٔ عظیم رسوبی است که حوضههای خلیجفارس، غرب و جنوب رشته کوههای زاگرس، شبه جزیرهٔ عربستان، عراق، اردن، سوریه و بخش جنوبی ترکیه را شامل می گردد (Konert et al. 2001). خلیج فارس در حاشیه شرقی صفحه عربی بین عرضهای جغرافیایی ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۸ تا ملا درجه شرقی واقع شده است. میادین هیدرو کربوری زیادی با سنگشناسی کربناته در حوضه خلیج فارس زیادی با سنگشناسی کربناته در حوضه خلیج فارس خشف شده است که از آن جمله میدان عظیم گازی پارس جنوبی در بخش شمالی گنبد پارس جنوبی گنبدشمالی و میدان سلمان در بخشهای مرکزی خلیج فارس تا شرق میدان ملمان در بخشهای مرکزی خلیج فارس تا شرق

میدان پارس جنوبی در موقعیت ۵۲ تا ۵۲/۵ درجه شرقی و ۲۶/۵ تا ۲۷ درجه شمالی در حدود ۱۰۰ کیلومتری بندر عسلویه، ۱۷۵ کیلومتری کیش و ۱۰۵ کیلومتری سواحل قطر واقع شدهاست. وسعت این میدان بیش از ۶۰۰۰ کیلومترمربع و دارای طول تقریبی ۱۵۰ و عرض تقریبی ۷۰ كيلومتر است (Kashfi 1992). ساختمان زمين شناسي ميدان پارس جنوبی که بخش شمالی گنبد پارس جنوبی-گنبدشمالی را تشکیل میدهد، دارای یالهای ملایم بوده که خود تشکیلدهنده یکی از چند قله ساختمانی بر آمدگی قطر- فارس بر روی پلاتفرم کربناته منطقه است. (Konert) et al. 2001; Alsharhan and Nairn 1997; Zeigler 2001) میدان سلمان در بخش مرکزی خلیج فارس در شرق میدان گازی پارس جنوبی و در فاصله ۴۰ کیلومتری آن قرار دارد. این میدان در حد فاصل ۱۴ ۵۳° تا ۲۰<sup>٬</sup> ۵۳° طول شرقی و ۲۷<sup>°</sup> ۲۵<sup>°</sup> ۳۸<sup>°</sup> ۲۵<sup>°</sup> عرض شمالی در مرز مشترک ایران و اماراتمتحدهعربی با میدان ابوالبوخوش در ابوظبی مشترک است. میدان سلمان به صورت یک ۱۱۷

متفاوتی داشته اند (Alsharhan and Nairn 1997). ضخامت رسوبات در زیر حوضه غربی ۶/۷ کیلومتر و در زیر حوضه شرقی ۲/۵ کیلومتر و بر روی کمان قطر حدود ۴ کیلومتر است که این ضخامت نسبی رسوبات در مقایسه با نواحی اطراف (ضخامت ۷–۱۴ کیلومتری رسوبات در کمربند چین خورده زاگرس) نشان می دهد که این بخش در بیشتر دوران پالئوزوئیک یک بالاآمدگی ساختاری بوده است (Esrafili-Dizaji and Rahimpour-Bonab 2009). هیچ شواهدی از رسوب گذاری سری هرمز بر روی بالاآمدگی های قدیمی مانند کمان قطر –فارس و بالاآمدگی های مجاور آن دیده نشده، اما این رسوبات در بین این بالاآمدگی ها وجود دارد (Edgell 1990) روند شمالی- جنوبی که قدیمیترین روند ساختاری است در برخی از بالاآمدگیهای پیسنگ مانند کمان قطر-فارس، کمان En- Nala و کمان Hail- Rutbah که مکررا جوان شدهاند، دیده میشود (Edgell 1990). کمان قطر با تقریباً ۵۰۰ کیلومتر مربع وسعت و روند شمال شمالشرق- جنوب جنوبغرب یکی از مهمترین ساختارهای تکتونیکی بالاآمده بر روی پلیت عربی است ساختارهای تکتونیکی بالاآمده بر روی پلیت عربی است که از روند گسلی شمالی- جنوبی تبعیت کرده و حوضه خلیج فارس را به دو زیر حوضه شرقی و غربی تقسیم کرده است(شکل ۲). این کمان به میزان زیادی ساختمان و تأثیر قرار داده است . 2001 به میزان زیادی ساختان رموب گذاری را در این ناحیه از زمان پالئوزوئیک تحت تأثیر قرار داده است . 2001; Konert et al نازروزوئیک نرخهای فرورانش و تاریخچه رسوب گذاری



دیاپیریسم نمک یک عنصر ساختمانی مهم در حوضه خلیج فارس است که موجب تشکیل گنبدها، جزایر و همچنین به تله افتادن هیدروکربور در میادین متعدد نفت و گاز (مانند میدان سلمان) در حوضه خلیج فارس شده است (Kent 1970).

برخی از محققین معتقدند که انحلال رسوبات نمکی پروتروزوئیک پسین موجب فروافتادگی و بهوجود آمدن ناودیس های بزرگی شده که بعداً توسط رسوبات آواری کامبرین– اردویسین پر شده است Al-Marjeby and). (Al-Marjeby and در مرحله بعدی فعالیت مجدد نمک موجب معکوس شدن ناودیس ها و تشکیل طاقدیس های مرتفع شده است(Heward 1990)

در پرمین پسین پلاتفرم اپیریک بسیار گستردهای از جنوب ایران تا عربستان سعودی گسترش داشته که این پلاتفرم حاصل گسترش نئوتتیس و در نتیجه پیشروی آب دریا از

زمان پرمین میانی به بعد بوده است :Pillevuite 1993) Sharland et al. 2001).

البته برخی معتقدند که گسترش نئوتتیس از زمان پرمین پیشین آغاز گردیدهاست (Angiolini et al. 2003). با شروع پرمین پیشین بخش های بالایی قاره گندوانا از بلوک اصلی جدا شده و به طرف شمال حرکت کرده است. این بلوک حداقل دارای هفت خرده پلیت شامل ایران مرکزی(CI)، سنندج - سیرجان(S)، لوت(L)، ترکیه(T)، مرکزی(CI)، افغانستان(A) و خرده پلیت عربی (A) بوده است (A)، افغانستان(A) و خرده پلیت عربی (A). بدین تبت(A)، افغانستان(A) و خرده پلیت عربی (C)، واقعه است (Sharland et al. 2001; Heydari 2008). بدین وسیله اقیانوس نئوتتیس گسترش یافته است. این واقعه تکتونیکی موجب تشکیل سیستم هورست و گرابن در نزدیکی حاشیه شمال شرقی ناحیه زاگرس شده است (Ziegler 2001; Weidlich and Bernecker 2003)

(شکل۳).



شکل ۳- فاز پلاتفرمی صفحه عربی در پرمین پسین-ژوراسیک پیشین (Heydari 2008)

از این زمان به بعد در بخشهای شرقی پلیت عربی و حوضه رسوبی خلیج فارس(جنوب نئوتتیس) رسوبگذاری رسوبات دريايي بدون انقطاع قابل توجه تا زمان ترشياري ادامه داشته است (Sharland et al. 2001). این پلاتفرم حوضه رسوبی با توپوگرافی بسیار ملایم بوده و بنابراین رخسارههای گستردهای را تشکیل داده که عرض آنها از دهها تا صدها کیلومتر بوده است. در زمان پرمین میانی تا پایانی آب و هوا به تدریج گرمتر و خشکتر شده و پلاتفرم کربناته – تبخیری بوجود آمد که در آن نهشتههای کربناته- تبخیری گستردهای تشکیل شد. شواهد رسوب شناسی و چینه شناسی نیز این مطلب را تأیید می کند به گونهای که در سازند دالان که سنگ مخزن گازی در بسیاری از میادین در حوضه خليج فارس است، رخسارههای خيلی شور لاگونی و تبخیریها بیشتر گسترش دارند (Alsharhan and Nairn) 1994; Stampfi 2000; Sharland 2001; Rahimpour-Bonab 2007)

## پیشینه مطالعاتی بخش بالایی سازند دالان در میادین سلمان و پارس جنوبی

سازندهای دالان و کنگان به عنوان یکی از پیچیدهترین و اقتصادی ترین مخازن بزرگ هیدرو کربوری دارای گاز شناخته شدهاند، از این رو مطالعات گستردهای از جنبههای گوناگون مانند محیط رسوبی و چینه شناسی، تاریخچه تکتونیکی- رسوب گذاری، منشأ هیدرو کربور و خصوصیات مخزنی بر روی این سازندها صورت گرفته است.

از جمله مطالعات صورت گرفته در سالهای اخیر می توان به مطالعه اینسالاکو و همکاران (Insalaco et al. 2006) بر روی رسوبگذاری، چینهنگاری سکانسی و بایواستراتیگرافی بخش بالایی سازند دالان و سازند کنگان در سه منطقه کوههای زاگرس، فارس خارجی و میدان پارس جنوبی اشاره کرد.

علاوہ بر آن رحیمپور بناب (Rahimpour-Bonab 2007) ، رحيم پور بناب و همكاران .(Rahimpour-Bonab et al به بررسی (Rahimpour-Bonab et al. 2009, 2010) محيط رسوبي، دياژنز و ارتباط آنها با خصوصيات مخزني در توالى مخزنى دالان و كنگان، فرآيندهاى انيدريتى شدن و دولومیتیشدن در میدان پارس جنوبی و همچنین مرز پرموتریاس پرداختهاند. بطور کلی به دلیل اهمیت میدان يارس جنوبي، عمده مطالعات قبلي انجام شده بر روى سازند دالان، بر روی این میدان متمرکز بوده است. لذا نیاز به مطالعات جامع رسوبشناسی و دیاژنزی بر روی این سازند مخزنی در میدان سلمان و میادین مجاور آن احساس میشود. هدف از این پژوهش بررسی تغییرات رخسارههای بخش بالایی سازند دالان از میدان پارس جنوبی به سمت ميدان سلمان با تأكيد بر مقايسه محيط رسوبي اين سازند در دو میدان، نقش تکتونیسم نمک بر عمق رسوب گذاری سازند دالان در میدان سلمان و در نهایت بازسازی موقعیت میدان سلمان نسبت به کمان قطر- فارس در زمان رسوب گذاری سازند مزبور است.

### چینەنگارى

مطالعات قبلی بر روی سازندهای کنگان و دالان در ناحیه منجر به تقسیمبندی این سازندها به پنج بخش مخزنی K1 K2 مخزنی K4 و K5 گردیده است. لایههای مخزنی K1 و K2 معادل سازند کنگان، لایههای K3 و K4 معادل بخش بالایی دالان و K5 معادل بخش غیرمخزنی دالان پایینی میباشند. بخش انیدریتی نار (Nar Member) مابین لایههای میباشند. بخش انیدریتی نار (Szabo and Kheradpir 1978) مابین کربناتهای (جدول۱). سازند دالان در ایران به سه بخش کربناتهای بالایی تقسیم پایینی، تبخیریهای میانی نار و کربناتهای بالایی تقسیم شده است (Szabo and Kheradpir 1978).

| AGE       |         |        | FORMATION        |                                 | <b>RESERVOR</b><br>UNIT | LITHOLOGY                                    |
|-----------|---------|--------|------------------|---------------------------------|-------------------------|--|
| sozoic    | assic   | Early  | Kangan           |                                 | K1                      | Dolomite + Anhydrite<br>Anhydrite + Dolomite |
| Mes       | Tri     |        |                  |                                 | K2                      | Dolomite, Limestone                          |
| Paleozoic | Permian | Late   | Upper<br>Dalan   |                                 | K3                      | Anhydrite + Dolomite<br>Anhydrite            |
|           |         |        |                  |                                 | K4                      | Dolomite, Limestone,<br>Anhydrite + Dolomite |
|           |         | Middle | Nar<br>Anhydrite | Nar Middle<br>hydrite Anhydrite |                         | Anhydrite                                    |
|           |         | EARLY  | Lower<br>Dalan   |                                 | K5                      | Limestone + Dolostone                        |

جدول ۱- چینهنگاری کلی میادین پارس جنوبی و سلمان (Aali et al. 2005).

روش مطالعه

جهت تعیین محیط رسوبی و نوع پلاتفرم کربناته بخش بالایی سازند دالان، ابتدا رخسارههای میکروسکوپی در هر دو میدان بررسی شد و در مرحله بعد به دلیل شباهت نسبی میکروفاسیسها، تغییرات حوضه در زمان رسوبگذاری در دو میدان مورد بحث قرارگرفت.

جهت تجزیه و تحلیل رخسارهها، تغییرات عمودی و جانبی آنها، محیط رسوبی و نوع پلاتفرم کربناته، به ترتیب تعداد ۴۰۰ و ۳۸۷ عدد مقطع نازک از مغزههای به دست آمده از بخش بالایی سازند دالان، در دو چاه از میادین پارس جنوبی و سلمان مطالعه گردید. نام گذاری انواع بافتهای آهکی بر اساس طبقهبندی دانهام (Dunham 1962) و تقسیمبندی کمربندهای رخسارهای بر اساس فلوگل (Flugel 2004) صورت گرفته است. جهت تعیین دقیق نوع لیتولوژی (دولومیت یا آهک)، تمامی مقاطع نازک با

محلول آلیزارین رد- اس بر اساس روش متداول رنگ آمیزی دیکسون (Dickson 1965) رنگ آمیزی شدند.

رخسارهها و گروههای رخسارهای

بر اساس تجزیه و تحلیل پتروگرافی، انواع فرایندهای رسوبی که در ایجاد رخساره نقش داشتهاند و مجموعه موجودات گیاهی و جانوری موجود در نمونهها، چهار کمربند رخسارهای (جدول ۲) شناسایی شدهاند که با دور شدن از خط فرضی ساحلی و حرکت به سمت دریای باز عبارتند از:

A) گروه رخسارهای پهنه جزرومدی
گروه رخسارهای پهنه جزرومدی شامل رخسارههای:

#### A1: انیدریت لایهای تا تودهای

**توصیف:** انیدریت لایهای تا تودهای با فراوانی بیش از ۸۰ درصد انیدریت بهصورت بلورهای شعاعی موازی و نیمهموازی، لامینههای موجی و بلورهای هم بعد با حاشیه مضرس است که به صورت میان لایه با دولومادستون دارای نودول ها و بلورهای پراکنده انیدریت تشکیل شده است. در لایه ها و نودول ها، انیدریت به شکل بلورهای ریزدانه، همچنین موزائیک های چگالی از بلورهای کشیده ریزدانه قرار گرفته اند. این رخساره در میدان سلمان دارای ضخامت بیشتری است. (شکل ۴– ۵).

تفسیر: در شورابه های تبخیری سبخاها که میزان تبخیر بیش از بارش و آب ورودی به حوضه است در اثر ایجاد شرایط فوقاشباع محلولهای غنی از سولفات، ژیپس و انیدریت نهشته میشوند (Lucia 2007; Sarg 2001). پتروگرافی رسوبات تبخیری نشان داده که انیدریت از دو طریق همزمان با رسوبگذاری و همچنین انیدریتیشدن ژیپس در طول دیاژنز اولیه تا ثانویه میتواند تشکیل

شود (Kasprzyk and Orti 1998).

انیدریتهای لایهای تا تودهای با فراوانی بیش از ۸۰ درصد انیدریت، نهشتههای سبخای سوپراتایدال تا شورابههای ساحلی و هیپرسالین لاگون هستند که همراه با فابریکهای نودولار، قفس پرندهای و درونسنگی دیده می شوند. این رخساره همچنین ممکن است در نتیجه جانشینی وسیع رسوبات کربناته قبلی توسط انیدریت لایهای تا تودهای، لامینهای یا نودولی – البته از منشأ دیاژنزی– باشد که فابریکهای رسوبی اولیه را قطع کردهاند. همچنین در اینها (Insalaco et al. می توان بقایایی از بافت کربناته قبلی را دید.

## A2: دولومادستون با نودول ها و بلورهای یراکنده انیدریت

**توصیف:** این رخساره شامل دولومیت ریز بلور با نودول ها و یا بلورهای پراکنده ژیپس و انیدریت، به شکل فیبری-شعاعی، سوزنی و هم بعد میباشد. در این رخساره هیچ گونه آثاری از قطعات اسکلتی دیده نمی شود اما ممکن است ساخت لامیناسیونی، زیست آشفتگی، سطوح رخنمون و ترکهای گلی وجود داشته باشد (شکل۴–c,b).

تفسیر: در محیطهای سبخا تا بخشهای بالایی اینترتایدال انیدریت می تواند به صورت نودولهایی باشد که در مراحل اولیه دیاژنز همزمان یا کمی پس از رسوب گذاری در آبهای منفذی فوقاشباع از سولفات در زون موئینه تشکیل می شوند. Gundogan et al. 2005; Warren). (Gundogan et al. 2005; Warren 2005). و (با افزایش فشار باعث تغییر شکل رسوبات میزبان و و با افزایش فشار باعث تغییر شکل رسوبات میزبان و Shearman and Fuller 1969; Louck and 2006) می شوند. Ingman 1982; Rouchy et al. 1994; Warren 2006) فلو گل (Flugel 2004) بلورهای پراکنده انیدریت، عدم و جود فسیل و دولومیتهای ریز بلور را دلیلی بر نهشت آن در بخشهای پهنهٔ جزرومدی و محیط سوپراتایدال و دیگر محیطهای تبخیری و شورابهها میداند.

### A3: دولومادستون فنسترال

توصیف: رخساره دولومادستون فنسترال به صورت میانلایه با رخساره دولومادستون دارای انیدریت دیده می شود. لیتولوژی دولومیتی ریزبلور، حفرات فنسترال و چشمپرندهای، ترکهای گلی، بلورهای تبخیری، فقدان فوناهای دریایی و در برخی موارد وجود لامیناسیون از

ویژگیهای این رخساره میباشد حفرات فنسترال گاها (d)توسط سیمانهای کلسیتی و انیدریتی پر شدهاند (شکل 4-تفسیر: فنسترالها همزمان با رسوب گذاری و در اثر تخریب و فساد مواد آلی، ایجاد حباب گاز و رها شدن آن ایجاد شده که گاها با ژیپس و انیدریت پر میشوند و در صورتی که به صورت موازی باشند نقش مهمی در افزایش محورتی که به صورت موازی باشند نقش مهمی در افزایش این حفرات ممکن است در پهنه بین (Korngreen and Benjamini 2010).خصوصیات مخزنی خواهند داشت این حفرات ممکن است در پهنه بین (Benjamini 2010) جزر و مدی و زیر جزر و مدی تشکیل شوند، ولی در پهنه جزر و مدی در نتیجه سنگشدگی سریع با سیمان کربناته یا جزر و مدی در نتیجه سنگشدگی سریع با سیمان کربناته یا (Wray 1977; Shin 1968, 1983a,b)

A4: باندستون استروماتولیتی

توصيف: رخساره استروماتوليت باندستون از تناوب لامينه هاى روشن و تيره رنگ مسطح و موجى ساخته شده و داراى قالب هاى تبخيرى، نودول هاى انيدريتى، فابريك هاى فنسترال و ترك هاى كلى است (شكل ۴- e).

تفسیر: در اثر فعالیتهای میکروبی و به تله افتادن رسوبات توسط سیانوباکتریهای آهکئساز در محیط کم انرژی (Warren 2006; Tucker میشوند Warren 2006; Tucker) استروماتولیتها تشکیل میشوند and Wright 1990) (Mathews تا بین جزر و مدی تشکیل و حفظ میشوند Mathews) 1974; Shin 1983a,1983b, Walkden and Matos 2000; Palma et al. 2007)

برخی معتقدند استروماتولیتها در محیطهای متنوعی زیست میکنند، ولی عمدتاً محیط زیست آنها در آبهای کم عمق حاشیه حوضههای دریایی و دریاچههای باآبهای شور میباشد (Wray 1977; Flugel 2004)

A5: دولومادستون

جمله حفرات فنسترال وترکهای گلی و از طرف دیگر فاقد فونای لاگونی و آشفتگی زیستی هستند. استیلولیتیشدن وسیع مهمترین فرایند دیاژنزی مشاهده شده در این رخساره میباشد (شکل۴-۴) تفسیر: فقدان آثار خروج از آب از جمله حفرات فنسترال و ترکهای گلی، بهعلاوه همراهی نزدیک با استروماتولیتها نشاندهنده تشکیل این رخساره در بخشهای میانی پهنه جزر و مدی است (Tucker and Wright 1990). از طرف دیگر نبود آشفتگی زیستی و همراهی با رخسارههای دیگر نشانگر تشکیل این رخساره در شرایط دریایی محدود است که با افزایش شوری آب همراه بوده است (El-Araby 2005).

توصيف: دولومادستونها فاقد هرگونه آثارخروج از آب از

همراهی مجموعه رخسارههای گروه A و شواهد رسوبی موجود حاکی از تشکیل آنها در یک محیط پری تایدال با آب و هوای گرم و خشک است. با توجه به عرض جغرافیایی دیرینه پایین خلیج فارس (حدود ۱۷ تا ۲۵ درجه) در پرمین پسین و حاکم بودن اقلیم گرم و خشک، شرایط تبخیری- هیپرسالین گسترش داشته که سبب گسترش (Rahimpour- میپرسالین گسترش داشته که سبب گسترش انیدریتیشدن و دولومیتیشدن گردیده است -Rahimpour) (Rahimpour- دولومیتهای ریز بلور احتمالاً انیدریتیشدن و دولومیتیشدن گردیده است -A محما (2009) دولومیتی شدن اولیه گلهای آهکی هستند -AI) حاصل دولومیتی شدن اولیه گلهای آهکی هستند -AI) سوپراتایدال تا اینتر تایدال حین دیاژنز اولیه در حوضچههای (Sibley and Gregg 1987; یند ;Sibley and Gregg 1987; دامال

بلورهای فراگیر دولومیت از ریز تا متوسط بلور و شکل دار تا نیمه شکل دار در تغییر است و باعث افزایش تخلخل بین بلورین شده است. این بلورها گاهی دارای مراکز ابری و حاشیه شفاف هستند که به دولومیتهای دانه شکری معروفند.

www.SID.ir



شکل<sup>۴</sup> – a) انیدریت لایهای تا تودهای (تصویر در نور XPL) b) دولومادستون با بلورهای پراکنده انیدریت و ژیپس(تصویر در نور XPL) c) فابریک قفسپرنده در نتیجه افزایش رشد نودول های انیدریت در دولومادستون (تصویر در نور XPL) b) دولومادستون با حفرات فنسترال (تصویر در نور PPL) e) باندستون استروماتولیتی ( تصویر در نور PPL ) c) دولومادستون با بلورهای خیلی ریز دولومیت که تخلخل استیلولیتی در آن مشخص است (تصویر در نور PPL)

www.SID.ir

رخسارههای پهنه جزرومدی در هر دو میدان در واحد K3 با گسترش بیشتری نسبت به واحد K4 دیده می شود. چنانچه در ستون لیتولوژی و رخسارهای نشان داده شده (شکل ۸) ضخامت این رخسارهها در میدان سلمان نسبت به میدان پارس قابل ملاحظه تر است این امر حاکی از شباهت زیاد زونهای مخزنی در این دو میدان است.

> B) **گروه رخسارهای لاگون** این گروه شامل رخسارههای:

B1: دولومادستون تا دولوو کستون پلوئیدی

**توصیف:** رخساره دولومادستون تا دولووکستون پلوئیدی دارای پلوئیدهای کوچک تا بزرگ، ماتریکس میکرایتی، زیستآشفتگی و مقادیر ناچیزی قالب نرمتنان بهویژه میکروگاستروپودا و به میزان کم فرامینیفرهای لاگون است (شکل۵– a).

**تفسیر:** نبود ساختهای جریانی و آثار خروج از آب به همراه زیستآشفتگی و کمبود ذرات اسکلتی نشاندهنده چرخش محدود آب و یا شوری زیاد است Elrick and). (Elrick and

تشخيص منشأ پلوئيدها چندان آسان نيست اما با توجه به حضور فسيل گاستروپود و دوكفهاى حداقل بخشى از پلوئيدها مىتواند منشأ دفعى داشته باشد. علاوه بر اين اندازه متغير پلوئيدها و زاويهدار بودن آنها منشأ ليتوكلاستى را نيز نشان مىدهد(2004 Flugel); Flugel بنت كلاستى را نيز نشان مىدهد(2004 Trucker and Wright) اين رخساره تغيير تدريجى رخسارههاى پايينى پهنه جزرومدى تا ابتداى لاگون را به خوبى نشان مىدهد(2004 Tucker and Wright).

رخساره دولومادستون تا دولووکستون پلوئیدی در میدان سلمان دارای ضخامت قابل توجهی است در حالیکه در

میدان پارس جنوبی رخساره دولومادستون با بایوتوربیشن گسترده جایگزین این رخساره شده است.

#### B2: دولومادستون بايوتوربيشندار

**توصیف:** این رخساره شامل دولومادستونی است که به ندرت دارای خردههای اسکلتی و پلوئیدی است. رخساره دولومادستون با زیست آشفتگی فاقد هر گونه نشانههای زون اینتر تایدال مانند حفرات فنسترال، ترکهای گلی و لامیناسیون است (شکل **b**-**d**).

تفسیر: گردش نسبتاً کم آب دریا در محیط لاگون و ارتباط محدود آن با دریای باز شرایط تقریباً نامساعدی را برای زیست موجودات فراهم کرده که موجب تنوع زیستی کم آنها می گردد (Wilson 1975). در چنین محیطی در اثر انرژی کم و محدودتر بودن مواد غذایی فعالیت موجودات رسوبخوار بیشتر است که ایجاد زیست آشفتگی با مرز مشخص می کند (Wetzel 1991). افزایش زیست آشفتگی به سمت میدان پارس جنوبی دلیل بر گسترش بیشتر محیط لاگون با شوری نزدیک به طبیعی در زمان تشکیل این رخساره است (Enos 1983). ایزایش زیساره

را به عنوان مادستون های بژ رنگ دور از زون اینتر تایدال در محیط لاگونی معرفی می کند.

B3: دولوو كستون بيو كلاستي

**توصيف:** وکستون بايوکلاستی دارای مقادير زيادی جلبک سبز (داسیکلاداسه و ميزيا)، مقادير کمتری گاستروپودا و فرامينيفر بنتيک از جمله ميليوليد، ومقادير ناچيزی دوکفهای، خارپوست و استراکود است. در اين رخساره پلتهای دفعی به طور پراکنده ديده میشود.

فعالیت میکروبی و میکرایتی شدن توسط جلبک های سبز قشرساز، آلو کم ها را به شدت تحت تأثیر قرار داده به طوریکه اکثردانه ها به طور کامل میکرایتی شده اند (شکل ۵- c). **تفسیر:** انواع بایو کلاست های شاخص لا گونی شناور در ماتریکس گلی، زیست آشفتگی ، پلت های دفعی و از طرفی پوشش میکرایتی گسترده بر روی بایو کلاست ها، نرخ پایین رسوب گذاری و قرار گیری طولانی مدت دانه های اسکلتی در شرایط آب های آرام و محدود شده نظیر محیط لا گونی (Khalifa and Zaghloul 1990; Tucker and Wright 1990; Palma et al. 2007)

# B4: دولوپکستون بیوکلاستی پلوئیدی

توصیف:در رخساره پکستون بایو کلاستی پلوئیدیانواع بیو کلاست.های لاگونی مشابه با رخساره دولووکستون بایوکلاستی است، اما

در این رخساره میزان و اندازه جلبکهای سبز، همچنین فراوانی پلوئیدها افزایش و میزان فرامینیفرها کاهش نشان میدهد. همچنین در این رخساره اائیدهای میکرایتی شده، آنکوئید و قطعات اینتراکلست نیز مشاهده شد. جورشدگی در این رخساره متوسط تا پایین است (شکل۵– d). تفسیر: جلبکهای سبز در دریای کمژرفای گرم با چرخش محدود آب همراه با پلوئید به طور معمول در لاگون پشت سد فراوان هستند (Tucker 1991). کاهش زیست آشفتگی در مقایسه با رخساره دولووکستون بیوکلاستی، افزایش میزان اائیدها، همچنین وجود آنکوئید و اینتراکلستهای نیمه گرد تا گرد شده و همراهی نزدیک با رخساره نیمه گرد تا پکستون بیوکلستی اائیدی سمت بادپناه مدهای زیرآبی، نشاندهنده تشکیل این رخساره در بخشهای لاگونی نزدیکتر به سدهای زیرآبی است.



شکل۵- a) دولومادستون تا دولووکستون پلوئیدی( تصویر در نور PPL). b) دولومادستون با زیست آشفتگی (تصویر در نور XPL). c) دولووکستون بایوکلاستی (تصویر در نور PPL). d) دولوپکستون بایوکلاستی پلوئیدی (تصویر در نور PPL)

فلوگل (Flugel 2004) پیدایش همزمان گاستروپودا و پلتهای دفعی همراه با آشفتگیزیستی زیاد را تأییدی بر محیط دریایی کمژرفا و کمانرژی میداند.

دولومیتی شدن در محیط لاگون عمدتاً فراگیر و تقلید کننده فابریک بوده است. اما گاهی در رخسارههای لاگونی دانه درشت، دولومیت های تخریب کننده فابریک نیز دیده می شود. در این رخساره فرایند جانشینی انیدریت پس از انحلال خرده های اسکلتی خصوصاً جلبک های سبز گسترده می باشد. گسترش سیمان انیدریت ثانویه گاهی به حدی می باشد. گسترش سیمان انیدریت ثانویه گاهی به حدی می سد که به طور کامل جانشین دانه ها و ماتریکس می شود. در واحد K3 رخساره های کم عمق لاگونی همراه با رخساره های پهنه جزرومدی نسبت به K4 گستر شبیشتری دارند. اگر چه به علت کم عمق بودن حوضه در میدان سلمان شرایط لاگونی در واحد K4 نسبت به پار سجنوبی بیشتر حاکم بوده است.

> C) **گروه رخسارهای سدهای زیر آبی** این گروه شامل:

C1: گرینستون تا پکستون بیو کلاستی اائیدی توصیف: این رخساره دارای بافت گرینستونی تا پکستونی است. اجزاء اصلی این رخساره شامل پلوئیدها، اائیدهای ریز و خردههای اسکلتی از جمله فرامینیفرها، نرم تنان و خردههای جلبک و غیره است. اندازه اائیدها معمولاً کوچکتر از ۱ میلیمتر است که جورشدگی ضعیف تا متوسطی دارند. تغییر تدریجی به گرینستونهای اائیدی ریزدانه و همچنین پکستونهای بیوکلاستی پلوئیدی لاگون دیده میشود. اائیدها و پلوئیدهای شناور در ماتریکس گلی در رخسارههای به سمت لاگون سدهای زیرآبی دیده می شود. میکرایتی شدن به صورت یوشش میکرایت (Micrit)

envelope تا میکرایتیشدن کامل فراوان است(شکل۶a)

**تفسیر:** حضور ذرات آلوکمی پرانرژی مانند اائیدهای شناور در ماتریکس گلی نشان دهندهٔ معکوس شدگی بافتی است (Wilson 1975; Flugel 1982). فراوانی نسبتاً کم اائیدها، همراهی با رخسارههای کمانرژی تر سدهای زیر آبی، میکرایتی شدن و افزایش میزان بیوکلاستهای لاگونی تشکیل این رخساره در سمت رو به لاگون سدهای زیر آبی (بادپناه شول) را نشان میدهد.

C2: رخساره گرینستون اائیدی

**توصیف:** اائیدهای دانه درشت تا متوسط متحدالمرکز آلوکم اصلی آن میباشد. اگرچه خرده های بیوکلاست، اینتراکلست، آنکوئید و پلوئید نیز وجود دارد. جورشدگی، گردشدگی و دانه بندی تدریجی از ویژگی های مهم این رخساره است. انواعی از گرینستون های اائیدی تا مخلوط گرینستون های پلوئیدی اائیدی یا مخلوط گرینستون های بیوکلاستی اائیدی و گرینستون اینتراکلستی در بخش های مرکزی شول معمول هستند (شکل ۶- d).

تفسیر: به طور کلی اائیدهای معمولی با چندین لامینه در محیطهای نسبتاً کم عمق با انرژی بالا و اشباع از کربنات کلسیم مانند سدهای حاشیهای و یا اینترتایدال، نهشته می شوند (e.g., Peryt 1983). فراوانی اائیدها (Hips می شوند (e.g., Peryt 1983). فراوانی اائیدها و نبود می شوند (2004) جور شدگی، گردشدگی و نبود میکرایت، آثار فرسایش در دانههای سازندهٔ این رخسارهها، میکرایت، آثار فرسایش در دانههای سازندهٔ این رخسارهها، ممراه با ساختارهای رسوبی مانند کراس بدینگ، دانهبندی تدریجی و لامیناسیون، انرژی مداوم و بالا را در زمان (Tucker and Wright 1990; تشکیل آنها تأیید می کند (1992; Tucker et al. 1993; (1992; Tucker et al. 1993;

C3: **گرینستون اینتراکلاستی** توصیف: رخسارهای گرینستونی و گاهی پکستونی که آلوکم اصلی آن اینتراکلست است. اگرچه اائید و بیوکلستهایی نظیر جلبک سبز و گاستروپودا نیز در آن فراوان است. دارای جورشدگی نسبتاً خوب و گردشدگی خوبی میباشد (شکل 8-c).

تفسیر: وجود اینتراکلستهای گرد شده در کنار اائیدهای متحدالمرکز و نبود گل کربناته نشاندهنده تشکیل این رخساره در محیط پرانرژی سدهای زیرآبی در بالای سطح اساس امواج عادی دریا است Wilson 1975; Scoffine) (Wilson 4975; Tucker and Wright 1990)

اینتراکلستها از فرسایش رسوبات کربناته سیمانی شده، توسط جریانها در کانالهای جزر و مدی یا جریانات طوفانی نیز بوجود می آیند Folk 1962; Tucker and) (Wright 1990).

این رخساره تنها در میدان سلمان در واحد K4 دارای گسترش بوده و در میدان پارس جنوبی اینتراکلستها در رخساره گرینستون اائیدی به صورت پراکنده حضور دارند. بهنظر میرسد که رخسارههای C2 و C3 دو نوع سد را می ساختهاند به طوریکه در میدان پارس جنوبی یک سد اائیدی و به سمت میدان سلمان به سد اائیدی تا اینتراکلستی اائیدی تغییر یافته است.

## C4: گرینستون بیوکلاستی اینتراکلستی درشتدانه

**توصيف:** گرینستون بایوکلاستی اینتراکلستی درشتدانه شامل اینتراکلست و بیوکلاستهایی نظیر بریوزوئر، جلبک سبز، براکیوپود، صفحات خارپوست، فرامینیفرهای لاگون و دریای باز به علاوه مقدار زیادی پلوئید واائیدهای

حمل شده از سدهای زیر آبی است. جور شدگی متوسط، زمینه عاری از گل و توسعه سیمان دریایی نسل اول از ویژگی های این رخساره است (شکل ۶– ۵). تفسیر: وجود اینتراکلست های گردشده در کنار اائیدهای متحدالمرکز ونبود گل کربناته نشان دهندهٔ تشکیل این رخساره در محیط پرانرژی سدهای زیر آبی (بخش مرکزی تا رو به دریای سدهای زیر آبی) در بالای سطح اساس امواج عادی دریا است. توسعه سیمان دریایی هم ضخامت تشکیل این رخساره را در (Bathurst می کند می کند ایر (بای ۶).

فرايند دولوميتي شدن در رخساره هاي سدهاي زير آبي عمدتاً فراگیر بوده، اما در مواردی تنها اائیدها و سیمان دریایی دوردانه را به شکل انتخابکننده فابریک و تخريب كننده، تحت تأثير قرار داده است. تبلور مجدد دولومیتهای جانشینی در گرینستونهای سدی در واحد K4 در میدان پارسجنوبی باعث تشکیل دولومیتهای تخريب كننده فابريك شده است(شكلf,e -۶). اين دولومیتها معمولاً به صورت موزائیکهایی از بلورهای نیمه شکل دار هستند که عمدتاً بافت قبلی را کاملاً از بین برده و تنها شواهدی از آلوکمهای اصلی را برجای گذاشتهاند اگر چه تشخیص نوع آلو کمهای موجود چندان آسان نیست. در نور طبیعی بلورهای دولومیت جانشینی دارای ظاهر ابری و خاموشی مستقیم تا موجی ضعیف هستند. این بلورها توسط گرگ و سایبلی Gregg and) (Sibly 1984 دولومیت زنوتوپیک گفته شدهاند. در حالیکه ضخامت این واحدهای دولومیتی شده در میدان پارس جنوبی به حدود ۱۰ متر هم میرسد، در میدان سلمان این نوع دولومیتیشدن دیده نشد. انیدریت در این رخساره عمدتاً از نوع فراگیر و گاهاً جانشینی میباشد که افزایش یا کاهش کیفیتمخزنی بستگی به گسترش این سیمانها دارد.



شکل ۶- a) گرینستون تا پکستون بایو کلاستی اائیدی در سمت رو به لاگون سدهای زیرآبی (تصویر در نور PPL). d) گرینستون اائیدی با تخلخل قالبی فراوان و سیمان کلسیتی دور دانه (تصویر در نور XPL). c) گرینستون اینتراکلستی (تصویر در نور XPL). d) گرینستون بایو کلاستی اینتراکلستی درشت دانه در سمت رو به دریای باز سدهای زیرآبی (تصویر در نور XPL). e) دولومیت جانشینی در نور PPL. اندازه بلورهای دولومیت در یک مقطع تغییر می کند که تبلور مجدد دولومیت از بلورهای کوچکتر به بزرگتر را نشان می دهد. f) تصویر دولومیت جانشینی در نور XPL

D) **گروه رخسارهای دریای باز** این گروه شامل رخسارههای: D1: **مادستون فسیلدار** 

**توصیف:** مادستونهای فسیل دار دارای میکروفونا و ماکروفونای دریای باز نظیر خردههای کرینویید، براکیوپود، بریوزوئر، فرامینیفرهایی با دیواره هیالین و استراکود در متنی از گل است (شکل۷–۵). تفسیر: میزان کم دانههای اسکلتی، فراوانی گلسنگ آهکی، عدم وجود تبخیریها و نبود ساختمانهای حاصل از امواج و عدم وجود تبخیریها و نبود ساختمانهای حاصل از امواج و جریانها، حاکی از محیط کمانرژی دور از ساحل و زیر سطح اساس امواج طوفانی دریاست Calvet and Tucker).

در میدان پارس جنوبی این رخساره در ابتدای رمپ میانی تا بخش های عمیق تر دریای باز قرار گرفته و در مجاورت این رخساره در بلافصل کمپلکس شول و دریای باز رخساره گرینستون تا پکستون بیوکلاستی تشکیل شده است.

D2: گرینستون تا پکستون بیو کلاستی

توصیف: گرینستونها و پکستونهای ریزدانه حاوی مقادیر زیادی خردههای اکینودرم، فرامینیفرهای بسیار ریز و استراکود است. این رخساره در میدان سلمان دیده نشد، در این میدان رخساره مادستون فسیلدار دریای باز بلافاصله در کنار رخسارههای سدهای زیرآبی قرار گرفته است (شکل۷-d).



شکل a -۷) مادستون فسیلدار b) گرینستون تا پکستون بایو کلاستی (تصاویر در نور XPL)



شکل ۸- ستون لیتولوژی و رخسارهای همراه با محیطهای رسوبی مربوطه برای بخش بالایی سازند دالان در میادین سلمان (سمت چپ) و پارس جنوبی( سمت راست)

مدل حوضه رسوبی

پارس جنوبی در یک رمپ با شیب کم نهشته شدهاند (شکل ۹). در پرمین بالایی جداشدگی بستر دریا و به همراه آن پیشروی آب دریا منجر به تشکیل این پلاتفرم شده که از جنوب ایران تا عربستان سعودی گسترش داشته است (Stampfli 2000; Sharland et al. 2001)) این پلاتفرم در .(Stampfli 2000; Sharland et al. 2001) تا ۲۵ درجه جنوبی در پرمین پسین و ۱۷ تا ۲۰ درجه جنوبی تا ۲۵ درجه جنوبی در پرمین پسین و ۱۷ تا ۲۰ درجه جنوبی (Stampfli 2000; مرای تریاس زیرین بوده است

با بررسی تغییرات عمودی و جانبی رخسارهها بر اساس اصل والتر و مقایسهٔ آنها با رخسارههای محیطهای امروزی و قدیمی، مدل رسوبی برای بخش بالایی سازند دالان در چاههای مطالعه شده ارائه گردیده است. تغییر تدریجی بین کمربندهای رخسارهای نسبتاً وسیع، تنوع کم رخسارهای، عدم گسترش ریفهای حاشیهای مشخص، وجود عدم گسترش ریفهای حاشیهای مشخص، وجود فاسیسهای گرینستونی پرانرژی در سمت رو به خشکی و فاسیسهای گرینستونی پرانرژی در سمت رو به خشکی و information بایود یک شکست مشخص در شیب پلاتفرم (Wilson 1975; Read 1985; Tucker 1993; Flugel 2004) نشان میدهد که رسوبات دالان بالایی در میادین سلمان و



شکل ۹- مدل رسوبی پیشنهادی بخش بالایی سازند دالان در میادین پارسجنوبی و سلمان

تبخیریها در دالان بالایی از گسترش زیادی برخوردار هستند. در حالیکه گسترش رخسارههای پریتایدال از جمله سویراتایدال در میدان سلمان بیش از این رخسارهها در میدان پارس جنوبی است، رخساره های سدهای زیرآبی و دریای باز در میدان پارس از ضخامت بیشتری برخوردارند. بنابراین روند کمعمق شدگی حوضه از ميدان پارس جنوبي به سمت ميدان سلمان بوده، به اين معنى كه ميدان سلمان در حاشيهٔ اين يلاتفرم قرار داشته است. همچنین گسترش ناچیز مادستون با زیست آشفتگی در میدان مذکور نسبت به پارس جنوبی دلیل بر وجود شرایط نامساعد و شورتر جهت زیست و فعالیت موجودات در حاشیه پلاتفرم بوده است. این شواهد حاکی از افزایش نسبی انرژی و عمیق تر شدن حوضه از میدان سلمان به سمت میدان یارس جنوبی، و شرایط حیطی مساعدتر برای زیست موجودات در این در این بخش از حوضه است.

قرار گیری سازند دالان در اعماق بیشتر در میدان سلمان (نسبت به پارس جنوبی) ظاهراً ناشی از انحلال رسوبات نمکی پروتروزوئیک پسین بوده است. به طوریکه انحلال نمکها پس از تشکیل، ایجاد فروافتادگیها و ناودیسهایی کرده است که با گذشت زمان توسط رسوبات پرمین پسین پر شدهاند.

#### منابع

1- Aali J., H., Rahimpour-Bonab and M. R., Kamali 2006, Geochemistry and origin of the world's largest gas field from Persian Gulf, Iran: Journal of Petroleum Science and Engineering v. 50, p. 161–175. نتيجه گيري

بر اساس مطالعات انجام گرفته در این مقاله یانزده میکروفاسیس شاخص در بخش بالایی سازند دالان شناسایی شد که در چهار کمربند رخسارهای یهنه جزرومدی، لاگون، سد و دریای باز بر روی یک پلاتفرم رمپ کربناته وسیع با شیب کم تشکیل شدهاند. این رخساره ها عمدتاً در بخش داخلی تا ابتدای بخش میانی رمپ نهشته شدهاند. بررسی میکروفاسیسها نشان داد که تنوع رخسارهای در این پلاتفرم به دلیل نیمرخ توپوگرافیک ملایم (یعنی رمپ)، همانند دیگر محیط های مشابه در طول زمان زمین شناسی، کم است. کمان قطر-فارس که در زمان پرمین پسین یک بلندای ساختاری بوده حوضه خلیج فارس را به دو زیرحوضه شرقی و غربی تقسیم کرده است. در سرتاسر حوضه خلیج فارس گسترش وسیع سری نمکی هرمز به استثنای كمان قطر-فارس كه ميدان پارس جنوبي قسمت شمالي آن را تشکیل میدهد و دیگر بالاآمدگیهای موازی با روند این کمان، نشانگر این است که این بالاآمدگیها حتی در زمان پروتروزوئیک پسین وجود داشتهاند. در طی دوران پالئوزوئیک خصوصاً تا پیش از پرمین این ساختارهای مرتفع به دلیل حرکت گسلها، پی در پی فعال و جوان می شدهاند. این پژوهش نشان داد که میدان سلمان کاملاً در خارج از یال شرقی کمان قطر-فارس واقع شده و تحت تأثیر حرکت گسل.های عمیق پیسنگ و تکتونیسم شدید نمک بوده است. از آنجا که در پرمین اقلیم گرم و خشکی در تمام منطقه حکمفرما بوده رخسارههای خیلی شور لاگونی و

۱۳۲

texture . In: Ham, W.E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, p.108-121.

11- Edgell, H.S., 1991, Proterozoic salt basins of the Persian Gulf area and their role in hydrocarbon generation: Precambrian Research, v. 54, p.1-54.

12- Edgell, H.S., 1996, Salt tectonism in the Persian Gulf Basin. v. 100, p.129-151

13- Elrik, M., and J.F. Read, 1991, Cyclic ramp to basin carbonate deposits Lower Mississipian, Wyoming and Montana: a combined field and computer modeling study: Sedimentary Petrology, v. 61, p. 1194-1224.

14- Enos, P., 1983, Shelf environment . In P.A., Scholle, D.G., Bebout and C.H. , Moore (Eds.), Carbonate Depositional Environment: American Association Petroleum Geologists Memoir, v. 33, 708p.

15- Esrafili-Dizaji, B., and H. Rahimpour-Bonab, 2009, Effects of depositional and diagenetic characteristics on carbonate reservoir quality: a case study from the South Pars gas field in the Persian Gulf: Petroleum Geoscience, v. 15, p. 325-344.

16- Flugel, E., 2004, Microfacies of CarbonateRocks. Analysis, Interpretation andApplication: Springer-Verlog, 976p.

17- Gregg, J.M., and D.F. Sibbly, 1984, Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: Journal of Petroleum Geology, v. 54, p. 908-931

18- Gundogan, I., O. Mehmet, and T. Depçi,2005, Sedimentology, petrography anddiagenesis of Eocene–Oligocene evaporites: theTuzhisar Formation, SW Sivas Basin, Turkey:

2- Al-Aasm, I.S., and J.J. Packard, 2000, Stabilization of early-formed dolomite: a table of divergence from two Mississipian dolomites: Sedimentary geology, v. 131, p. 97-108.

3- Al- Husseini, M. I., 2000, Origin of the Arabian plate stractures: Amar collision and Najd rift, Geo Arabia, v. 5, p. 527- 542

4- Al-Marjeby, A., and S.F. Nash, 1986, A summary of the eastern flank hydrocarbon province of south Oman: Journal of Petroleum Geology, v. 3(4), p. 306-314.

5- Alsharhan, A.S., and A.E.M. Nairn, 1994, Stratigraphy and sedimentology of the Permian in the Arabian Basin and adjacent areas: a critical review. In. P. Scholle (Ed.), Permian of the world. Springer-Verlag.

6- Alsharhan, A.S., and A.E.M. Nairn, 1997, Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East: Elsevier, 843p.

7- Angiolini, L., M. Balini, E. Garzanti, A. Nicora, A. Tintori, S. Crasquin, and G. Muttoni, 2003. Permian climate and paleogeographic changes in Northern Gondwana: the Khuff Formation of interior Paleogeography, Paleoclimatology, Oman: Paleoecology. v. 191, p. 269-300

8- Bathurst, R.G.C., 1975, Carbonate Sediments and their Diagenesis, Development in sedimentology, v. 12, Elsevier, Amesterdam, 658p.

9- Calvet, E., and M. Tucker, 1988, Outer ramp cycles in the upper Muschelkalk of the Catalan basin, Northeast Spain: Sedimentary Geology, v. 57, p. 785-798

10- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional

1997. High-latitude response to the K/T boundary event in Ecuador: Marine Micropaleontology.

26- Kent, P.E., 1970, The solt plugs of the Persian Gulf Region: Leicester Lit., Phil., Soc., Trans., v. 64, p. 55-88.

27- Khalifa, M.A., and E.A. Zaghloul, 1990, Carbonate lithofacies and depositional environments of the Lower Eocene Farafra Limestone, Farafra Oasis, Western desert, Egypt, v. 11, p. 281-289.

28- Khalifa, M.A., 2004, Lithofacies, diagenesis and cyclicity of the 'Lower Member' of the Khuff Formation (Late Permian), Al Qasim Province, Saudi Arabia: Journal of Asian Earth Sciences, p 1-16.

29- Konert, G., A.M. Afif, S.A. Al-Hajari, and H. Droste, 2001, Paleozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian Plate: GeoArabia, v. 6(3): p. 407-442

30- Korngreen, D., and C. Benjamini 2010, The epicontinental subsiding margin of the Triassic in Northern Israel, North Arabian Plate: Sedimentary Geology, 42p.

31- Lucia, J.F., 2007, Carbonate ReservoirCharacterization: An Integrated Approach:Springer Varlag, Berlin Heidelberg, 341p.

32- Loucks R.G., and M.W. Longman, 1982, Lower Cretaceous Ferry Lake anhydrite, Fairway Field, East Texas: product of shallowsubtidal deposition. In: Handford, C.R., Loucks, R.G., Davies, G.R. (Eds.), Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites: Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Core Workshop. v. 3, p 130–173. Journal of Asian Earth Sciences, v. 25, p. 791-803.

19- Heward, A.P., 1990, Salt removal and sedimentation in southern Oman. In: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., and Ries, A.C. (Editors and tectonics of the Oman region. Geological society Spec. Publ., **v** .49, 845p.

20- Heydari, E., 2008, Tectonic versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountain of Iran: Tectonophysics, v. 451, p. 56-70.

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

22- Insalaco, E., A. Virgone, B. Coutme, J. Gaillot, M. Kamali, A. Moallemi, M. Lotfpour, and S. Monibi, 2006, Upper Dalan Member and Kangan Formation between Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture: GeoArabia, v. 11, p. 75-173.

23- Kashfi, M.S., 1992, Geology of the Permian Supergiant Gas reservior in the greater Persian Gulf area: Journal of Petroleum: Geology. v. 15, No.4, p.465–480.

24- Kasprzyk, A., and F. Orti, 1998, Paleogeographic and burial controls on anhydrite genesis: a case study from the Badenian basin in the Carpathian Foredeep (southn Poland, western Ukrain): Sedimentology, v. 45, p. 889-907

25- Keller, G., T. Adatte, C. Hollis, M. Ordõnez, I. Zambrano, N. Jiménez, W. Stinnesbeck, A. Aleman, and W. Hale-Erlich,

41- Sarg, J.F., 2001. The sequence stratigraphy, sedimentology and economic important of evaporate carbonate transitions: a review: Sedimentary Geology, v. 149, p. 9-42.

42- Sharland, P.R., R. Archer, D.M. Casey, R.B. Davies, S.H. Hall, A.P. Helward, A.D. Horbury, and M.D. Simmons, 2001, Arabian Plate sequence stratigraphy. GeoArabia Special Publication2, Gulf petro Link, Bahrain, 371p.

43- Shearman, D.J., and J.G. Fuller, 1969, Anhydrite diagenesis, calcitization, and organic laminites, Winnipegosis Formation, Middle Devonian, Saskatchewan: Bull. Can. Petroleum Geology, v. 17, p. 496-525.

44- Sibley, D.F., and J.M. Gregg, 1987, Classification of dolomite rocks textures. Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 967-975.

45- Stampfi, G., 2000, Tethyan Oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., and Piper, J.D.A.,(Ed.), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area: Geological Society of London, Special Publication, v. 173, p. 1-23.

46- Szabo, F., and A. Kheradpir, 1978. Permian and Triassic Stratigraphy of Zagros Basin, Southwest Iran: Journal of Petroleum Geology, v. 12, p. 57-82.

47- Tucker, M.E., and V.P. Wright, 1990, Carbonate Sedimentology: Black well, London, 482 p.

47- Tucker, M.E., 1991, Sedimentary Petrography: Black Scientific Pub, 260 p.

48- Tucker, M. E., 1993, Carbonate Diagenesis and sequence stratigraphy. In: Wright, V.P., 33- Middelton, G.V., 1973, Johannes Walthers law of correlation of facies: Bull Geological Society of America, v. 84, (3), p. 979-988.

34- Palma , R.M., J. Lopez- Gomez, and R.D. Piethe, 2007, Oxfordian ramp system (La Manga formation) in the Bardas Blances area (Mendoza Provience) Neuoruen sequences. Een Basin, Argentina: Facies and depositional Sedimentary Geology, p. 113-134.

35- Pillevuit, A., 1993, Les Blocs Exotiques du Sultanat d'Oman. Evolution paleogeographic d'une marge Memoires Geologie Lausanne, v. 17, 249p.

36- Rahimpour-Bonab H. 2007. A procedure for appraisal of a hydrocarbon reservoir continuity and quantification of its heterogeneity: Journal of Petroleum Science and Engineering, v. 58: p 1-12.

37- 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: Geological Journal, v. 44, p 341-364.

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

39-Read, J.F., 1985, Carbonate platform facies models: AAPG Bulltein, v. 66, p.860-878.

40- Rouchy, J.M., C. Pierre, and F. Sommer, 1994, Deep water resedimentation of anhydrite deposits in the Middle Miocene (Belayim Formation) of the Red Sea, Egypt: Sedimentology, v. 42, p. 267-28.

(Ed), Sedimentary review/1, Blackwell. Scientific Publication, p. 51-72.

49- Warren, J.K., 2006, Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons: Espringer Berlin Heidel- berg New York, 1041 p.

50- Weidlich, O., and M. Bernecker, 2003, Supersequence and composite sequence carbonate platform growth: Permian and Triassic outcrop data of the Arabian platform and Neo-Tethys: Sedimentary geology, v. 158, p. 87-116.

51- Wetzel, A., 1991, Ecologic interpretation of deep- sea fossil communites: Paleology.Paleoclimato. Paleocolo., v. 8, p. 47-69.

52- Wilson, J.L., 1975, Carbonate facies in Geologic History , Springer\_Verlag, New York, 471 p.

53- Zeigler , M.a., 2001, Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbone occuravces: GeoArabia, v. 6, p. 445-504.

