پژوهشهای چینه نگارس و رسوب شناسی
سال بیست و هفتم- شماره پیاپی۴۳- شماره دوم - تابستان سال ۱۳۹۰
تاریخ دریافت:۸۸/۶/۱۶ تاریخ پذیرش:۸۸/۱۱/۲۱
صص ۸۶-۶۳

محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان در میدان گازی پارس جنوبی[1]

مجتبی امیری، *دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران*
حسین رحیم‌پوربناب، *استاد، گروه زمین شناسی دانشگاه تهران* *
اشکان اسدی، *دانشجوی دکترای، دانشگاه تهران*
مهدی صرفی، *دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران*

چکیده

سازند داریان یکی از مهم‌ترین سنگ مخزن‌های هیدروکربوری در میدان گازی پارس جنوبی است. با توجه به گسترش زیاد اربیتولین‌ها در این توالی‌ها، بخش عمده‌ای از آنالیزهای رخساره‌ای بر اساس ویژگی‌های دیرینه بوم‌شناسی اربیتولین‌ها انجام شده است، بررسی رخساره‌ای در چاه‌های SPOa و SPOb نشان می‌دهد که سازند داریان در این میدان، ماهیت بافتی و رسوبی کاملاً متفاوت نسبت به مقطع تیپ و بخش‌های دیگر حوضه‌ی زاگرس دارد. بررسی‌های دقیق رسوب‌شناسی این واحدها و مقایسه‌ی آن‌ها با سازند شوئیبا (معادل داریان در کشورهای عربی) در گنبد شمالی و تلفیق آن‌ها با جغرافیای دیرینه‌ی آپتین حاکی از آن است که سازند داریان در پلاتفرم کربناته رمپ در یال پشت به باد حوضه‌ی اینتراشلف نهشته شده است. با تکیه بر روش‌های متفاوتی از چینه‌نگاری سکانسی سعی شده است ضمن تلفیق تغییرات رخساره‌ای با نمودار لاگ گاما و کنش متقابل زیستمندان به نوسانات سطح آب، دسته‌های رخساره‌ای هرچاه مشخص شده که دید مناسبی جهت مهندسی مخزن ایجاد می‌کند. بررسی تغییرات عمودی رخساره‌های سازند داریان نشان می‌دهد که در کل این چینه‌ها شامل یک سکانس رده سوم و یک دسته رخساره‌ای HST از واحد زیرین می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: سازند داریان، اربیتولین، رمپ، اینتراشلف، دسته رخساره .

---

[1]- شرکت نفت و گاز پارس جنوبی

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۲۳۸۷۴۶۴۲ Email: hrahimpor@gmail.com

مقدمه

میدان گاز پارس جنوبی یکی از بزرگ‌ترین منابع گازی جهان است که بر روی خط مرزی مشترک ایران و قطر در خلیج فارس قرار دارد (شکل ۱). از نگاه زمین‌شناسی، خلیج فارس فرونشست زمین‌ساختی کم ژرفایی است که در زمان ترشیری پسین در حاشیه‌ی جنوبی کوه‌های زاگرس تشکیل شده است ، عمدتاً شیل و سنگ‌آهک‌های آرژلیتی سازند گورپی و کژدمی سنگ منشا اکثر میادین موجود در خلیج فارس را تشکیل می‌دهند، در برخی مخازن نیز سازند گرو، برخی از سازندهای گروه بنگستان، برخی از سازندهای گروه خامی (بویژه گدوان و بخش زیرین سورمه) سنگ منشا نفت شناخته شده‌اند(آقانباتی ۱۳۸۳). سنگ مخازن نفتی ایران عمدتاً سن کرتاسه و ترشیری را دارد، بورگان، سروک، فهلیان، داریان، ایلام و جهرم از دیگر توالی‌های مخزنی مهم می‌باشند. سنگ مخزن مخازن گازی ایران عمدتاً سن پرموتریاس داشته و در گروه دهرم واقع شده‌اند. سنگ پوش مخازن نیز اغلب سازند گچساران و بنگستان، همچنین سازندهای کژدمی، هیث و بورگان می باشد (Alsharhan and Nairn 1997). با توجه به مشترک بودن این میدان، گسترش مطالعات اکتشافی در بخش ایرانی میدان بسیار ضروری است. محیط رسوب‌گذاری سازند داریان در میدان مربوطه تاکنون بررسی نشده است. سازند داریان در مقطع تیپ شامل ۲۸۶ متر سنگ آهک قهوه‌ای – خاکستری ستبر لایه تا توده‌ای خشن و صخره‌ساز است. مرز پایینی داریان با گدوان تدریجی است ولی در بالا با کژدمی به شدت فرسایش یافته است (آقانباتی ۱۳۸۳). با توجه به حضور گسترده‌ی اربیتولین در سازند داریان در این مطالعه علاوه بر توجه بر معیارهای معمول سنگ‌شناختی و فسیل‌شناسی، مورفولوژی کنشی اربیتولین‌ها درنظر گرفته شده است. عواملی مانند نور، میزان شوری، نوع پی‌لایه و غیره بر ویژگی‌های ریختی و توزیع روزن‌داران در پلاتفرم کربناته تاثیر می‌گذارد (Reiss and Hottinger 1984). به همین دلیل همبستگی ظریفی بین تجمع گونه‌های اربیتولین با ویژگی‌های ریخت‌شناسی متفاوت، با رخساره‌های مربوطه وجود دارد. چینه‌نگاری سکانسی امروزه با توجه با افزایش مطالعات تحت‌الارضی و گرایش بیشتر صنعت به این نوع مطالعات، شکل تازه‌ای به خود گرفته است، به گونه‌ای که امروزه چینه‌نگاری سکانسی در غیاب مطالعات مستقیم صحرائی، با استفاده از داده‌های لرزه‌ای، لاگ‌های چاه‌پیمائی، مخصوصاً لاگ گاما و تلفیق این داده‌ها با داده-های حاصل از مغزه (مقاطع نازک) متداول است (Taylor and Sellwood 2002; Michelsen and Danielsen 1996). در بسیاری از مطالعات تحت‌الارضی تشخیص سطوح چینه‌شناسی مشکل است، از طرفی دقت و تفکیک پذیری[1] داده‌های لرزه‌ای نیز برای تشخیص سیستم تراکت‌ها کافی نمی‌باشد، با کمک لاگ گاما می‌توان با تلفیق آن با تغییرات لیتولوژی و رخساره‌ای، سیستم تراکت‌ها را با دقت بالائی تعیین کرد (Michelsen and Danielsen 1996). در این پروژه، چینه‌نگاری سکانسی با استفاده از مقاطع نازک و لاگ گاما انجام گرفته است. تکیه اصلی برای تشخیص سیستم تراکت‌ها تغییرات عمودی رخساره‌ای، روند تغییرات لاگ گاما و کنش متقابل زیستمندان به نوسانات سطح آب دریا است.

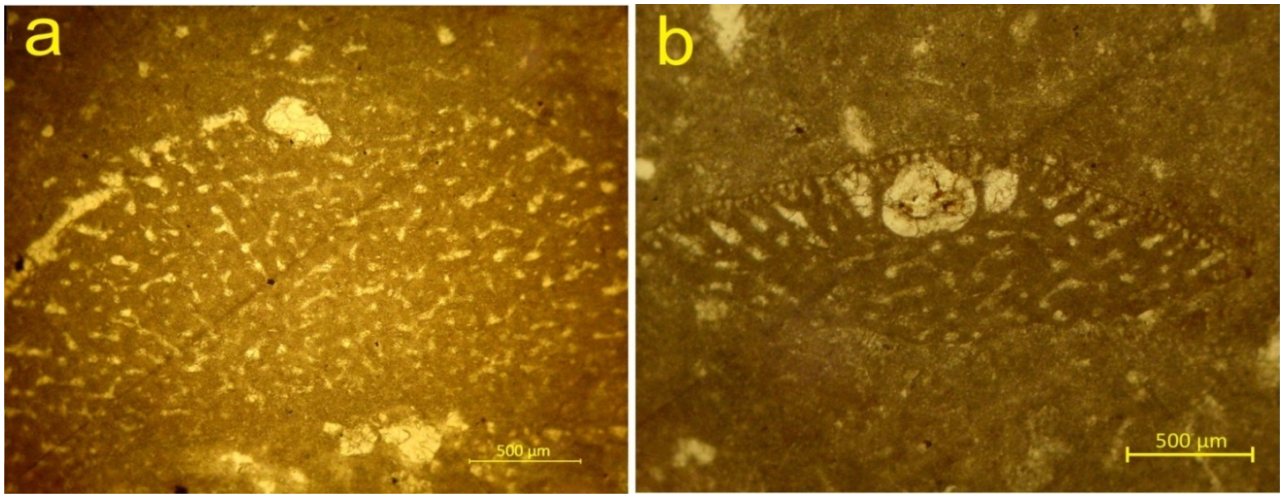
[1]- resolution

شکل ۱- موقعیت میدان گازی پارس جنوبی در خلیج فارس (Hosseinyar et al. 2009)

میکروفاسیس‌ها

شناسائی رخساره‌ها و محیط رسوبگذاری سازند داریان در میدان گازی پارس جنوبی با استفاده از مطالعات میکروسکوپی انجام شده بر روی ۲۵۰ مقطع نازک تهیه شده از مغزه‌های حفاری چاه‌های SPO a و SPO b در میدان انجام گرفته است، نامگذاری سنگ‌ها به روش دانهام و مدل تصحیح شده‌ی آن توسط امری و کلوان (Embry and Klovan 1971) و تقسیم‌بندی رخساره‌ها و ارائه مدل به روش فلوگل(Flügel 2004) و ویلسون (Wilsone 1975) انجام شده است. همانطور که پیش‌تر نیز اشاره شد در این تحقیق برای طبقه‌بندی دقیق‌تر میکروفاسیس‌های سازند داریان علاوه بر معیارهای معمول سنگ‌شناختی و فسیل‌شناسی، مورفولوژی کنشی اربیتولین‌هانیز در نظر گرفته شده است. عواملی مانند نور، میزان انرژی، عمق و غیره بر ویژگی‌های ریختی و توزیع روزن‌داران بزرگ از جمله اربیتولین‌ها تاثیر می‌گذارد (Reiss and Hottinger 1984). اشکال پهن‌تر معمولاً در اعماق بیش‌تر و زیر لایه‌های نرم‌تر گسترش می‌یابند (Buxton and Pedley 1989). واضح است که شکل و ویژگی‌های ریخت‌شناسی خارجی اربیتولین‌ها توسط شرایط محیطی در یک گونه تغییر می‌کند (Hottinger 1982; Immenhauser et al. 1999; Banner and Simmons 1994). نکته‌ی مهم این که عده‌ای از فسیل‌شناسان معتقدند که این تغییرات به جنس و گونه‌ی اربیتولین‌ها نیز بستگی دارد، مثلاً گونه‌هائی از اربیتولین‌ها ذاتاً مخروطی شکل هستند (مثلاً گونه‌های متعلق به Conicorbitolina و تا حدودی Mesorbitolina) و این حالت مخروطی هیچ ارتباطی با محیط رسوبی یا انرژی محیط ندارد، بلکه بیشتر دارای منشا ژنتیکی است (Mancinelli et al. 2003; Husinec et al. 2000). از این روی جهت دقت کار و استفاده‌ی بهینه از خیل عظیم اربیتولین‌ها در سازند مربوطه به عنوان شواهدی معتبر جهت بازسازی محیط رسوبی دیرینه، جنس و گونه‌ی اربیتولین-های سازند داریان در میدان گازی پارس جنوبی تعیین شد. در کل توالی سازند داریان در هر دو چاه تنها دو گونه‌ی *Palorbitolina lentiularis* و *Praeorbitolina cormy*

دیده شده‌اند (شکل ۲). *Palorbitolina lentiularis* در تمام توالی داریان بالائی *Praeorbitolina cormy* تنها در داریان زیرین گسترش داشته است. ویلاس و همکاران (Vilas et al. 1995) معتقد است که بالاخص گونه‌ی *Palorbitolina lentiularis* (فراوان‌ترین گونه در سازند داریان در میدان گازی پارس جنوبی) به خوبی تغییرات محیطی (عمق، انرژی، نور و پی‌لایه) را در ویژگی‌های ریخت‌شناسی و فراوانی خود نشان می‌دهد.



شکل ۲- عکس a) *Praeorbitolina cormy* **با پروتوکونگ بیضوی بدون دوتریوکونگ و محفظه ساب آمبریونیک، حجره‌ی جنینی نسبت به خط قرینه در راس مخروط واقع نشده است (داریان زیرین). تصویر** b) *Palorbitolina lentiularis* **با پروتوکونگ بزرگتر کروی با فرورفتگی بخش زیرین و دو زائده‌ی گوشواره مانند و دوتریوکونگ با پارتیشن بندی متوسط تا ضعیف، حجره‌ی جنینی درست در راس مخروط واقع شده است (داریان زیرین و بالائی).**

تعیین سن سازند داریان با استفاده از اوربیتولین ها:

در ارتباط با سن سازند داریان گزارشات متعددی وجود دارد و مطالعات مختلفی در مکان‌های مختلف از این سازند انجام شده است. عده‌ای معتقدند سازند مذکور دارای سن آپتین – آلبین بوده (آقانباتی ۱۳۸۳) و عده‌ای نیز سن سازند داریان را آپتین (صفری ۱۳۸۸) برآورد کرده‌اند، سیمون و هارت سن سازند شوئیبا (معادل داریان) در کوه‌های عمان را آپتین آغازین تعیین کرده (Simmons and Hart 1987) و اسکوت ضمن مطالعه‌ی سازند مربوطه در منطقه‌ی شارژه دوبی سن آپتین آغازین را برای سازند شوئیبا تایید می‌کند (Scott 1990)، هریس با بررسی دقیق سازند شوئیبا در خلیج فارس سن این سازند را آپتین آغازین تا میانه آپتین تعیین کرده است (Hariss 1984)، الشرحان و نایرن نیز در مطالعات جداگانه سن آپتین آغازین تا میانه آپتین را برای سازند شوئیبا در خلیج فارس را تایید کرده‌اند (Alsharhan and Nairn 1986). در این پروژه با استفاده از اوربیتولین-های سازند داریان و تعیین جنس و گونه‌ی آنها و مقایسه‌ی آن با اطلس‌های معتبر جهانی و سایر مطالعات انجام شده در نقاط مختلف دنیا، همچنین استفاده از سایر فسیل‌های کلیدی مثل *Choffattella decipiens*، *Permocalculus inopinatus*، *Salpingoporella dinarica* و *Lithocodium aggregatum* سن سازند داریان در میدان گازی پارس جنوبی در چاه‌های SPO1 و SPO2 تعیین شده است.

همان‌طور که پیش‌تر نیز بیان شد در این مطالعات دو گونه‌ی *Praeorbitolina cormyi* و *Palorbitolina lenticularis* تشخیص داده شد.

Praeorbitolina cormyi

شرودر در مطالعات مبسوط خود این گونه را به آپتین پیشین نسبت می‌دهد (Schroeder 1964). بوسیلینی (Bosellini 1999) پراوربیتولین‌های آپتین آغازین را از سنگ آهک‌های جنوب شرق اتیوپی گزارش کرده است، هیوزنیک دریک گزارش کامل ضمن بررسی مطالعات قبلی، این گونه را ازرسوبات آپتین زیرین منطقه Cres and Losinj ایسلند گزارش کرده است (Husinec 2000). ماتسومورو (Matsumaru 2005) پراوربیتولین‌های آپتین آغازین "هوکایدو" ژاپن را تشریح کرد. ویت و گوکداغ نیز پررابیتولین کورمی را از رسوبات آپتین آغازین سازند شوئبیا (معادل سازند داریان) در عمان گزارش کرده‌اند (Witt and Gokdag 1994). به این ترتیب دامنه گسترش *Praeorbitolina cormyi* بی‌شک آپتین آغازین (Early Aptian) می‌باشد.

Palorbitolina lenticularis

Palorbitolina lenticularis عموماً دارای حداکثر گسترش در آپتین آغازین می‌باشد (Husinec et al. 2000; Husinec & Sokac 2006)، در انتهای آپتین از بین رفته و گونه‌های مربوط به زیرجنس مزواوربیتولین جایگزین آن می‌شوند، هیوزنیک در ایسلند *Palorbitolina lenticularis* را از رسوبات آهکی آپتین آغازین گزارش کرد، در Istria نیز این گونه از رسوبات آهکی آپتین آغازین گزارش شده است (Velic et al. 1995; Velic & Vlahovic 1994). این در حالی است که ویلیک در مطالعات خود در Karst Dinarides و Velika Capela، *Palorbitolina lenticularis* را از آپتین آغازین گزارش کرده است (Velic 1988). بوسیلینی نیز این گونه را متعلق به آپتین آغازین می‌داند (Bosellini 1999). می‌توان با جمع‌بندی مطالب فوق حداکثر گسترش *Palorbitolina lenticularis* را آپتین آغازین بیان کرد.

Choffattella decipiens

یکی از متشکله‌های فسیلی موجود در سازند داریان در میدان پارس جنوبی گونه‌ی *Choffattella decipiens* است که تنها در بخش‌های ابتدائی داریان زیرین گسترش دارد، این گونه پیش‌تر از رسوبات کرتاسه پیشین (Loeblish and Tappan 1988) و بارمین – آپتین پیشین ایران (کلانتری، ۱۳۶۵) گزارش شده است. *Choffattella decipiens* معرف انتهای بارمین و ابتدای آپتین می‌باشد (Velic 2007 ;Simmons 1994 ; Shakib 1994; Sampo 1969). عده‌ای نیز دامنه‌ی گسترش آن را از بریازین تا ابتدای آپتین می‌دانند (Krobicki and Olszewska 2005).

با توجه به حضور گسترده‌ی *Palorbitolina lenticularis* (Early Aptian) در سرتاسر سازند داریان و گسترش محدود *Praeorbitolina cormyi* (Early Aptian) و *Choffattella decipiens* (Late Baremian-Early Aptian) تنها در داریان زیرین و عدم حضور هیچ گونه‌ی مربوط به زیر جنس مزواربیتولین‌ها مخصوصاً محتمل‌ترین گونه‌ها از قبیل *Mesorbitolina totzei*، *Mesorbitolina texana* و *Mesorbitolina parva* که در انتهای آپتین ظاهر شده و به عنوان شروع سیر تکاملی مزواربیتولین‌ها از میانه – انتهای آپتین تا ابتدای آلبین در نظر گرفته می‌شوند (Husinc et al. 2000; Bachman and Hirsch 2006; Witt and Gokdag 1994; Velic et al. 1988; Jones 2006) از طرفی عدم حضور گونه‌ی*Paleodictyoconus arabicus* که دارای حداکثر گسترش در بارمین می‌باشد و در انتهای بارمین منقرض شده‌اند (Sampo 1969; Simmons 1994) و عدم وجود

گونه‌های وابسته به*Eopalorbitolina* مانند *Eopalorbitolina charollaisi* که در انتهای بارمین منقرض شده‌اند (Moullade et al. 1985) و با توجه به سایر فسیل‌های همراه، سن سازند داریان در میدان پارس جنوبی آپتین آغازین (Early Aptian) می‌باشد. در ادامه در مبحث بایواستراتیگرافی به بررسی دقیق محدوده گسترش هر یک از فسیل‌های فوق پرداخته خواهد شد.

بایواستراتیگرافی

در میان گروه‌های بنتیک سازند داریان در میدان پارس جنوبی فرآمینی‌فرهای بنتیک بزرگ، رودیست‌ها و جلبک-های آهکی ارزش بایواستراتیگرافی دارند (Hughes 2000; Schroeder 1975; Husinec 2000). از آنجائی که میزان رودیست‌ها در این میدان کاهش یافته(دلیل آن در ادامه بحث خواهد شد)، اساس بایواستراتیگرافی و تعیین سن در این مطالعه فرآمینی‌فرهای بنتیک بزرگ هستند. در میان فرآمینیفرهای بنتیک بزرگ، اربیتولین‌ها فراوان‌تر و شاخص‌تر هستند. استفاده از اربیتولین‌ها جهت بایواستراتیگرافی در توالی‌های کرتاسه زیرین بسیار رایج است (Witt and Gokdag 1994; Simmons, 1994; Moullade et al. 1985; Shroeder 1975). سن سازند داریان در میدان پارس جنوبی همان‌طور که پیش‌تر نیز اشاره شد بر اساس حضور *Palorbitolina cormyi*, *Preorbitolina lenticularis* و *Choffattella decipiens*آپتین زیرین تعیین شده است.

Palorbitolina lenticularis Zone

این بایوزون در سرتاسر توالی مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۱). گستره‌ی سنی این گونه انتهای بارمین - ابتدای آپتین است (Simmons 1994; Whittaker et al. 1998). اما حضور هم‌زمان با *Preorbitolina cormyi* و سایر فرآمینی‌فرها و جلبک‌های آهکی سن آپتین زیرین را برای این بخش از زون نشان می‌دهد. بنابراین در این مطالعه، قاعده‌ی این زون با شروع سازند داریان بر روی سازند گدون تعریف شده است و راس آن با انقراض محلی *Palorbitolina lenticularis* و شروع سازند کژدمی تعریف می‌شود. این بایوزون با بیش‌تر بخش‌های خاورمیانه و منطقه‌ی تتیس شرقی قابل مقایسه است (Velic et al.; 1995; Husinec 2001, 2000; Simmons 1994; Velic and Velahovic 1994) مجموعه‌ی فسیلی در بخش ساب زون بحث خواهد شد (شکل ۳).

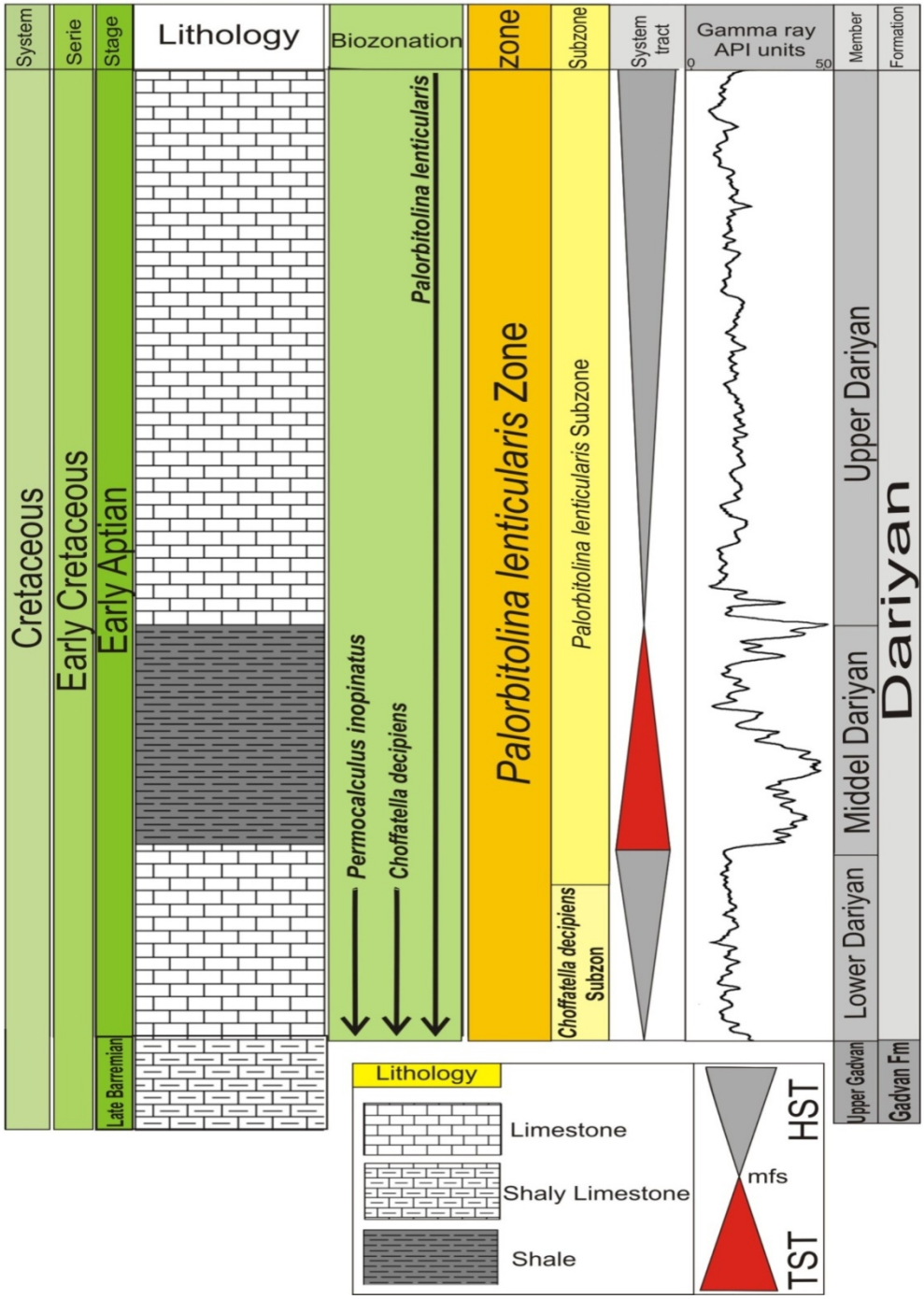
Choffattella decipiens Subzon

این بایوزون در داریان زیرین مشاهده شده است. راس آن با انقراض *Choffattella decipiens* تعریف شده است و نمایان‌گر بخش زیرین آپتین زیرین است. راس این ساب زون همچنن می‌تواند با انقراض *Permocalculus inopinatus* مشخص شود. با توجه به گستره‌ی *Choffattella decipiens* این ساب زون می‌تواند در بارمین پسین نیز گسترش یابد (Simmons 1994 ; Shakib 1994). به این ترتیب می‌توان گفت این ضخامت از رسوبات در واقع بخش فوقانی از ساب زون *Choffattella decipiens* می‌باشد که احتمالاً ادامه آن در بارمین (سازند گدوان) بوده است. این ساب زون قابل مقایسه با ساب زون *Choffattella decipiens* از سازند شوئیبا عمان می‌باشد (Simmons 1994).

برخی از میکروفسیل‌های مهم همراه در این ساب زون شامل: *Palorbitolina lenticularis* (basic forms), *Praechrysalidina infracretacea*, *Ammobaculites* sp. *Permocalculus inopinatus*, *Lithocodium aggregatum*, *Actinoporella podolica*, *Salpingoporella dinarica*, *Lenticulina* sp. می‌باشد. سن این ساب زون با توجه به فسیل های موجود، بخش زیرین آپتین آغازین می‌باشد.

Palorbitolina lenticularis Subzone

این ساب زون شامل داریان میانی، داریان بالائی و بخش فوقانی داریان زیرین است. قاعده‌ی این ساب‌زون بر اساس انقراض *Choffattella decipiens* و راس آن با انقراض *Palorbitolina lenticularis* و شروع سازند کژدمی تعریف شده است (شکل ۳). مهم‌ترین خصیصه‌ی این ساب‌زون عدم حضور *Choffattella decipiens* و *Permocalculus inopinatus* در تجمع با *Palorbitolina lenticularis* است. از طرف دیگر گونه‌ی *Permocalculus inopinatus* در این ساب زون روند تکاملی مشخصی نشان می‌دهد، در قسمت‌های پائینی این ساب زون، نمونه‌های ابتدائی *Palorbitolina lenticularis* (basic forms) همراه با *Praeorbitolina cormyi* و در قسمت‌های فوقانی نمونه‌های پیشرفته *Palorbitolina lenticularis* (advanced forms) گسترش یافته‌اند. به طور کلی *Palorbitolina lenticularis* در میدان پارس جنوبی می‌تواند به دو فرم تقسیم شود، فرم‌های اولیه عموماً درانتهای بارمین و ابتدائی‌ترین بخش آپتین (سازند گدون و داریان زیرین) و فرم‌های پیشرفته که در داریان بالائی غالب می‌شوند. برخی از تغییرات مهم در طی این روند تکاملی عبارتند از افزایش در اندازه‌ی حجره‌ی جنینی و افزایش در تعداد پارتیشن‌ها و ضخامت منطقه دوتروکونک (Husinec 2001; Cherchi and Shroeder 2004). برخی از میکروفسیل‌ها در این ساب‌زون عبارتند از *Palorbitolina lenticularis* (advanced and basic forms), *Praeorbitolina cormyi*, *Actinoporella podolica*, *Praechrysalidina infracretacea*, *Ammobaculites* sp. *Lithocodium aggregatum*, *Lenticulina* sp. *Everticyclammina* sp. *Reophax* sp. با توجه به فسیل‌های موجود از جمله پال اربیتولین‌های پیشرفته و تکامل یافته، سن این ساب زون بخش فوقانی آپتین آغازین می‌باشد. این ساب زون قابل مقایسه با ساب زون *Palorbitolina lenticularis* سیمونس از سازند شوئیبا در عمان می باشد (Simmons 1994). در ادامه پس از بررسی دقیق اربیتولینها و تعیین سن سازند داریان در میدان پارس جنوبی به شرح میکروفاسیس ها پرداخته می شود.



شکل ۳- بایواستراتیگرافی سازند داریان در میدان گازی پارس جنوبی به همراه نمایش لاگ گاما

گروه رخساره رمپ داخلی شامل (A, B1, B2, B3)

رخساره‌ی پهنه‌ی جزر و مدی[1] (A): شامل میکروفاسیس (**A**) مادستون تا وکستون بایوکلاست، اینتراکلاست‌دار بوده، سنگ آهکی با بافت مادستونی تا وکستونی است که دارای قطعات خرد شده و نابرجای اسکلتی از قبیل نرمتنان و برخی از فرآمینیفرهای بنتیک دو ردیفه و تک‌ردیفه می‌باشد، بسیاری از آلوکم‌ها با درجات مختلف میکرایتی شده‌اند که بیانگر کم انرژی بودن محل تشکیل آن‌ها بوده (Flügel 2004) و آثار شکستگی و خردشدگی آن‌ها بیانگر حمل آن‌ها به این قسمت از محیط رسوبی می‌باشد. آلوکم‌ها دارای جورشدگی بسیار ضعیف و گردشدگی بد می‌باشند، که موید حمل ذرات از قسمت-های نه‌چندان دورتر به این بخش از محیط است. قطعاتی از اینتراکلاست‌ها نیز به صورت پراکنده دیده شده است. محیط تشکیل این میکروفاسیس مربوط به پهنه‌ی جزر و مدی می‌باشد. این میکروفاسیس قابل مقایسه با میکروفاسیس شماره‌ی ۲۴ فلوگل است (Flügel 2004) (شکل ۶).

گروه رخساره‌ای لاگون (B): شامل میکروفاسیس (B1) پکستون تا گرینستون دارای بایوکلاست و پلوئید، میکروفاسیس (B2) وکستون تا پکستون دارای بایوکلاست و پلوئید و میکروفاسیس (B3) لیتوکودیوم-باسینلا باندستون می‌باشد.

میکروفاسیس (B1): این میکروفاسیس یک سنگ آهک با بافت پکستونی تا گرینستونی بوده که اجزای اصلی اسکلتی تشکیل دهنده‌ی آن، فرآمینیفرهای بنتیک دو ردیفه و تک ردیفه همچون تکستولاریده، *Ammobaculites* sp.، *Lenticulina* sp. و از خانواده‌ی میلیولیدآ گونه *Istriloculina* sp. است. اجزای فرعی اسکلتی آن شامل اربیتولین‌های پراکنده (عموما مخروطی شکل) و بسیار محدود، دوکفه‌ای‌ها، جلبک سبزداسی کلاداسه‌آ (گونه *Salpingoporella dinarica*) و خارپوستان است. *Lithocodium aggregatum* نیز گهگاه به صورت جزئی قشرسازی کرده است. آلوکم‌ها غالباً میکرایتی شده‌اند، همراه با قطعات غیر اسکلتی همچون پلوئید و اینتراکلاست می‌باشد. زمینه سنگ ماتریکس با رنگ نسبی روشن‌تر که در برخی قسمت‌ها سیمان دریائی ظریف بین آلوکم ها را فرا گرفته است، همچنین وجود قطعات اینتراکلاست که گاهاً فراوانی زیادی دارند، شواهدی است که تاکید بر انرژی متوسط آب در زمان نهشت رسوبات بوده است. حضور ذرات میکرایتی شده و پلوئید که فراوانی نسبی زیادی دارند، همچنین میلیولید و جلبک‌های سبزمانند *Salpingoporella dinarica* به صورت پراکنده و منفرد که در محیط‌های محدود به راحتی گسترش می‌یابند (Hosseini and Conrad 2008) شرایط محیطی نسبتاً بسته و محدود را نشان می‌دهد، این میکروفاسیس مطابق با میکروفاسیس شماره‌ی ۲۰ فلوگل (Bioclastic packstone with calcareous algae wackestone and and bentic foraminifera) (Flügel 2004) و میکروفاسیس استاندارد شماره‌ی ۱۸ ویلسون (Grainstone/packstone with abundant foraminifera or algae) (Wilson 1975) و بیانگر محیط‌های لاگون باز[2] با چرخش متوسط آب می‌باشد (شکل ۶).

میکروفاسیس (B2): این میکروفاسیس سنگ آهک با بافت وکستونی تا پکستونی می‌باشد که دارای تنوع زیستی کم بوده و اندک قطعات اسکلتی آن شامل فرآمینیفرهای بنتیک کوچک، جلبک‌های داسی کلاد، خارپوستان، دوکفه‌ای و میلیولید می‌باشد و اجزای غیر اسکلتی آن شامل

[1]- Tidal flat

[2]- Open lagoonal

پلوئید بوده و آثار میکرایتی شدن شدید آلوکم‌ها که غالباً فرآمینیفرهای بنتیک و میلیولید می‌باشند مشاهده می‌شود. حضور شیل در برخی مواقع به همراه آهک دلیل بر کم بودن انرژی محیط در زمان نهشت رسوب بوده است. با توجه به شرایط موجود از جمله تنوع زیستی بسیار کم، میکرایتی شدن شدید آلوکم‌ها، حضور میلیولید میکرایتی شده، آهک با ناخالصی رسی می‌تواند بیانگر محیطی محدود با چرخش کم آب و انرژی پائین باشد، که می‌توان آن را با میکروفاسیس استاندارد ۱۶ ویلسون (Wilson 1975) که بیانگر محیط‌های محدود و بسته با چرخش محدود آب یا لاگون محدود[1] و لاگون کم‌انرژی است، معادل دانست (Flügel 2004) برونئوس نیز رسوبات مشابهی را از اسپانیا گزارش کرده است (Bernaus et al. 2003).

میکروفاسیس (**B3**): این میکروفاسیس باندستون لیتوکودیوم می‌باشد، *Lithocodium aggregatum* برخلاف تصور گذشته که آن را در خانواده‌ی جلبک‌های کودیاسین نامگذاری می‌کردند (Elliott 1956)، میکروارگانیسم‌های قشرساز با منشا و سیستماتیک نامشخص می‌باشد (Cherchi and Schroeder 2006; Conrad and Clavel 2008; Flügel 2004; Hosseini and Conrad 2008) و *Lithocodium aggregatum* و *Bacinella irregularis* معمولاً در پیوند با یکدیگر دیده می‌شوند به طوری که گاهی هم‌نام خوانده شده و تفکیک این دو بسیار مشکل می‌باشد (Banner et al. 1990). در میدان مورد مطالعه نیز *Lithocodium aggregatum* و *Bacinella irregularis* با یکدیگر در زمینه‌ی میکرایتی قرار داشته و همراه با آن گاهاً قطعاتی از پلوئید و فرآمینیفرهای بنتیکی چون میلیولید دیده شده که گاه آثار میکرایتی شدن در آلوکم‌ها مشاهده می‌شود. محیط تشکیل این باندستون‌های لیتوکودیومی معمولاً در لاگون محدود و گاهاً محیط‌های ریفی می‌باشد (Flügel 2004; Hosseini and Conrad 2008; Pittet et al. 2000; Conrad and Clavel 2008).

گروه رخساره‌ای رمپ میانی (C): در برگیرنده‌ی میکروفاسیس‌های (C1) پکستون تا وکستون اربیتولین‌دار، (C2) فرایم‌استون، (C3) وکستون تا پکستون اکینوئید و نرم‌تن‌دار، (C4) فلوتستون و (C5) وکستون بایوکلاست‌دار با آثار زیست آشفتگی می‌باشد.

میکروفاسیس (C1): این میکروفاسیس که فراوان‌ترین در سازند مربوطه می‌باشد، شامل سنگ آهک با بافت پکستون تا وکستون بوده که حاوی اربیتولین‌های فراوان و پراکنده در بخش‌های مختلف سنگ می‌باشد. اربیتولین‌های موجود در سازند داریان در منطقه‌ی مورد مطالعه شامل گونه‌ی *Palorbitolina lenticularis* که به فراوانی در تمام بخش‌های توالی دیده می‌شود (با اشکال مخروطی تا کاملا کشیده و پهن که در ادامه مبسوط شرح داده خواهد شد) و *Praeorbitolina cormy* که فراوانی کمتری را دارا می‌باشند و تنها در داریان زیرین مشاهده می‌شوند (به علت گستره‌ی سنی این گونه می‌باشد)، به‌طور کلی پراکندگی، ویژگی‌های ریخت‌شناسی و ماهیت فرآمینیفرها و ازجمله فرآمینیفرهای بزرگ با اثر متقابل بین عمق آب و اقسام پی‌لایه کنترل می‌شود (Reiss and Hottinger 1984)، اشکال پهن‌تر معمولاً در اعماق بیشتر و زیر لایه-های نرمتر گسترش می‌یابند (Buxton and Pedley 1989). واضح است که شکل و ویژگی‌های ریخت‌شناسی خارجی اربیتولین‌ها توسط شرایط محیطی در یک گونه تغییر می‌کند (Hottinger 1982; Immenhauser 1999; Banner and Simmons 1994)، آنچه ویلاس و همکاران (Vilas et al. 1995) مخصوصاً در مورد گونه‌ی پال

[1]- Restricted lagoon

Palorbitolina lenticularis (که فراوان‌ترین گونه در منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشد)، اثبات کرده‌اند. به طور کلی در اعماق کمتر و در محیط‌های با نور و انرژی بیشتر در بخش‌های داخلی‌تر رمپ میانی اربیتولین‌ها حالت مخروطی تر داشته و رفته رفته به سمت نواحی عمیق‌تر با کاهش نور، انرژی و جلبک‌های همزیست، اربیتولین‌ها با تغییر تدریجی به اشکال پهن‌تر تبدیل شده با عمیق‌تر شدن تدریجی و کاهش شدید نور و انرژی در انتهای رمپ میانی فقط تعداد معدودی از اربیتولین‌های به شدت پهن و بسیار کشیده دیده می‌شود که در رخساره‌ی وکستونی شناور هستند، اربیتولین‌ها می‌توانند در کل پلاتفرم کربناته از نواحی ساحلی تا بخش‌های انتهائی پلاتفرم گسترش داشته باشند (Vilas et al. 1995) اما حداکثر پراکندگی و گسترش آن-ها در اعماق نسبی کم بین ۱۰ تا ۵۰ متری (Banner and Simmons 1994) با نور و انرژی کافی رخ می‌دهد. با توجه به مطالب مذکور می‌توان سه زیر رخساره برای این رخساره در نظر گرفت:

C3a - Conical Orbitolina packstone to wackestone

C3b - Discoidal Orbitolina packstone.

C3c – Discoidal Orbitolina wackestone.

زیر رخساره‌ی (C3a) مربوط به ابتدای رمپ میانی جائی که نور و انرژی زیاد و جلبک‌های همزیست گسترش بیشتری دارند، می‌باشد. زیر رخساره‌ی (C3b) مربوط به میانه‌ی رمپ میانی با کاهش نسبی نور و انرژی متوسط آب و زیر رخساره‌ی (C3c) مربوط به انتهای رمپ میانی با کاهش شدید نور و انرژی می‌باشد (Banner and Simmons 1994) (شکل ۶).

میکروفاسیس (C2)**:** این میکروفاسیس شامل سنگ آهک با بافت فرایم‌استونی است که اجزای اصلی اسکلتی تشکیل دهنده‌ی آن شامل تکه‌ی نسبتاً بزرگ و برجای مرجان می‌باشد، کلنی میکروارگانیسم‌های قشرساز با منشا و سیستماتیک نامشخص لیتوکودیوم، بخش‌هائی از مرجان را فرا گرفته و قشرسازی کرده‌اند، همراهی این میکروارگانیسم‌های قشرساز *Lithocodium aggregatum* با مرجان‌های شاخه‌ای و توده‌ای معمولاً در رمپ‌های کم انرژی رخ می‌دهد (Olivier et al. 2008) که احتمالاً مربوط به یک ریف مرجانی-جلبکی منفرد بوده با ایجاد چارچوب حالت فریم‌استونی ایجاد کرده است. اجزای فرعی اسکلتی شامل اربیتولین‌ها (عموماً اربیتولین‌های مخروطی) و قطعات محدود رودیست به همراه شکم‌پایان، اکینوئید و استروماتوپوراید می‌باشد، این میکروفاسیس را با میکروفاسیس ۱۲ فلوگل (Flügel 2004) می‌توان مقایسه کرد، با توجه به مطالب مذکور این میکروفاسیس بیانگر محیط انتهای رمپ داخلی تا ابتدای رمپ میانی می‌باشد.

میکروفاسیس (C3)**:** این میکروفاسیس شامل سنگ آهک با بافت وکستونی تا پکستونی می‌باشد که اجزای اصلی اسکلتی آن شامل اکینوئید که گاه فراوانی آن بیش از ۱۰ درصد می‌رسد، نرمتنان شامل دوکفه‌ای‌ها، شکم‌پایان، فرآمینیفرهای بنتیکی چون لنتیکولینا، ازخانواده اربیتولینید گونه *Palorbitolina lenticularis* که با دو مورفولوژی کاملاً مخروطی و نسبتاً کشیده و پهن به صورت محدود در رخساره پراکنده شده‌اند. از دیگر اجزای اسکلتی که در برخی قسمت‌ها به صورت محدود دیده می‌شود جلبک سبز *Actinoporella podolica* است، با مقایسه‌ی این میکروفاسیس با میکروفاسیس شماره‌ی هفت فلوگل مشاهده می‌شود که محدوده‌ی گسترش این میکروفاسیس رمپ میانی است، با توجه بیشتر به جزئیات از جمله مورفولوژی اربیتولین‌ها می توان دو زیر رخساره برای این رخساره در نظر گرفت:

C3a -Echinoed-mollusk wackestone to packstone with conical Orbitolina.

C3b -Echinoed-mollusk wackestone to packstone with discodal Orbitolina

حضور خارپوستان زیاد بهمراه تجمع زیاد اربیتولیها بیانگر محطهای دریای باز است (Banner and Simmons 1994)(شکل ۶). عدم وجود ذرات و آلوکم های میکرایتی شده که در محیطهای محدود و بسته گسترش بیشتری دارند همچنین گسترش زیاد اربیتولینها که معمولا در محطیهای دریای باز اینچنین گسترش دارند و نمیتواد در محیطهای بسته گسترش زیادی داشته باشند(هرچند ممکن است در تعداد محدودی یافت شوند لیکن گسترش زیاد آنها فقط در محطهای باز صورت میگیرد) مبین این است که این رخساره نمیتواند معرف لاگون و محیطهای محدود باشد زیر رخساره‌ی (C3a) بیشتر در ابتدای رمپ میانی گسترش داشته در حالی که زیر رخساره‌ی (C3b) در میانه رمپ میانی گسترش داشته است.

میکروفاسیس (C4)**:** این میکروفاسیس شامل یک سنگ آهک با بافت فلوتستون، اجزای اصلی اسکلتی آن شامل قطعات درشت، خرد شده و نابرجای کلنی میکروارگانیسم‌های قشر ساز با منشا و سیستماتیک نا مشخص لیتوکودیوم و گاهاً قطعات مرجان بزرگتر از دو میلیمتر با فراوانی بیش از ۱۰ درصد می‌باشد، اجزای فرعی اسکلتی شامل اربیتولین‌ها، فرآمینیفرهای بنتیکی چون *Choffatella decipiens* ، دوکفه‌ای و اکینوئید می‌باشد. حضور قطعات خرد شده‌ی مرجان و میکروارگانیسم‌های قشرساز (لیتوکودیوم) همراه آن‌ها، همچنین اربیتولین‌های مخروطی عمق نسبی آب را نشان می‌دهد. این رخساره در واقع اطراف ریف‌های جلبکی-مرجانی منفرد موجود در ابتدای رمپ میانی گسترش یافته است (Brandan et al. 2009). با مقایسه‌ی این میکروفاسیس با میکروفاسیس شماره‌ی نه فلوگل نیز محیط رمپ میانی برای این رخساره تایید می‌شود (Flügel 2004) **.**

میکروفاسیس (C5)**:** این میکروفاسیس سنگ آهک با بافت وکستونی می‌باشد که اندک قطعات اسکلتی آن شامل خارپوستان و قطعات محدود شکم‌پایان و دوکفه‌ای می‌باشد، قطعاتی از جلبک سبز داسی‌کلاداسه از گونه‌ی *Salpingoporella dinarica* نیز در این رخساره دیده می‌شود. اربیتولین‌ها به شدت کاهش یافته به صورت اجزای فرعی و بسیار نادر با اشکال بسیار پهن و کشیده از گونه‌ی *Palorbitolina lenticularis* گاهاً دیده می‌شود، کاهش شدید فراوانی اربیتولین‌ها و پهن‌شدگی بسیار زیاد آن‌ها بیانگر افزایش عمق و کمبود نور و اکسیژن می‌باشد. آثار زیست آشفتگی نیز در بخش‌های زیادی از سنگ مشاهده می‌شود. این میکروفاسیس را می‌توان با میکروفاسیس شماره‌ی سه فلوگل مطابقت دارد، درنتیجه می‌توان آن را به انتهای رمپ میانی تا ابتدای رمپ بیرونی نسبت داد (Flügel 2004)**.**

پتروفاسیس شیل (D): این پتروفاسیس شامل شیل خاکستری با میان لایه‌های آهکی و آهک رسی همراه با بلورهای منفرد دولومیت با فسیل‌های اربیتولین بسیار محدود می‌باشد، با توجه به حضور اربیتولین پهن وکشیده به میزان بسیار محدود و ناچیز و میان لایه‌های آهکی به نظر می‌رسد که این شیل میانی متعلق به ابتدای رمپ بیرونی است. در شکل سه جایگاه دقیق میکروفاسیس‌ها همراه با ستون چینه‌شناسی سازند داریان در میدان مربوطه آورده شده است.

چینه‌نگاری سکانسی

اصول و کلیات

چینه‌نگاری سکانسی مطالعه‌ی ارتباط‌های سنگی در درون یک چارچوب زمان-چینه‌ای بر روی چینه‌های دارای ارتباط زایشی و تکرار شونده است که توسط سطوح فرسایشی یا عدم رسوبگذاری و یا پیوستگی‌های قابل انطباق با آن‌ها محدود شده‌اند (Van Wagoner et al. 1988; Posamentier et al. 1988). سکانس به صورت

توالی قابل انطباقی از واحدهای مرتبط از نظر زایشی که توسط ناپیوستگی‌ها و یا پیوستگی‌های قابل انطباق با ناپیوستگی‌ها محدود شده است، تعریف می‌گردد (Mitchum 1977). سکانس از مجموعه‌ی سیستم تراکت-ها تشکیل می‌شود. سیستم تراکت[1] یا دسته رخساره‌ای مجموعه‌ی پیوسته‌ای از سیستم‌های رسوبی هم‌زمان است که تشکیل دهنده‌ی زیر مجموعه‌های سکانس‌ها می‌باشند. (Catuneanu 2006). در علم چینه‌نگاری سکانسی تعاریف متفاوت، گوناگون و گاهاً متناقص از واژه‌ای واحد وجود دارد و بین دانشمندان این علم اتفاق نظر کلی وجود ندارد، از این روی با توجه به چهار مکتب عمده در چینه-نگاری سکانسی (Catuneanu 2006) در این پروژه سیستم تراکت‌ها و مرزهای سکانسی بر اساس مکتب چهارم چینه‌نگاری سکانسی که توسط هانت و تاکر ارائه شده، تعریف و تعیین شده‌اند (Hunt and Tucker 1992,1995).

رسوبگذاری بر روی رمپ‌های کربناته عمدتاً در طی بخش پیشرونده و تراز بالای تغییرات سطح نسبی آب دریا رخ می‌دهد. رسوبگذاری مرحله افت و تراز پایین در رمپ-های هم شیب اهمیت و عمومیت کمتری داشته و ضخامت کمتری نیز دارا می‌باشد. رسوبگذاری در مرحله افت و تراز پائین در رمپ‌های با بخش انتهایی پرشیب، جایی که باز نهشتگی‌های[2] عمده‌ای امکان پذیر است، اهمیت بیشتری دارد (Tucker and Wright 1990).

سیستم تراکت پیشرونده[3]: در زیر توسط سطح پیشروی[4] یا سطح حداکثر پسروی و در بالا توسط سطح بیشینه غرقابی [5]محصور می‌شود و شامل همه رسوبات نهشته شده در طی مرحله بالا رفتن سطح اساس و در زمانی که نرخ بالا آمدگی از نرخ رسوبگذاری در خط ساحلی پیشی می‌گیرد، است. این سیستم تراکت به راحتی توسط الگوی برانبارش شاخص پسرونده[6] خود قابل تشخیص است، که منجر به تشکیل نیمرخ‌های عمیق شونده و ریز شونده در توالی‌های دریایی و غیر دریایی می‌شود (Emery and Myers 1996; Catuneanu 2006).

سیستم تراکت تراز بالا[7]

شامل همه رسوباتی است که در طی مرحله نهایی بالا آمدن سطح اساس و زمانی که نرخ بالا آمدگی کمتر از نرخ رسوبگذاری است، تشکیل شده‌اند. این وضعیت منجر به پسروی عادی خط ساحلی می‌شود. الگوی برانبارش[8] این توالی‌ها، برافزاینده[9] تا پیشرونده[10] است. این سیستم تراکت در زیر توسط سطح بیشینه‌ی غرقابی و در بالا توسط یک سطح مرکب که متشکل از بخشی از ناپیوستگی تحت-الجوی و سطح قاعده‌ی پسروی اجباری (سطح پسروی) و قدیمی‌ترین بخش سطح پسروی فرسایش دریایی است، محصور می‌شود. به عبارتی در اغلب موارد و به ویژه در بخش‌های کم‌عمق‌تر حوضه، سطح قاعده‌ی پسروی اجباری بر مرز سکانسی منطبق می‌شود (Emery and Myers 1996; Catuneanu 2006).

نمودار اشعه‌ی گاما، تشعشعات طبیعی اورانیوم، پتاسیم و توریوم را اندازه‌گیری می‌کند. پتاسیم و توریم در کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ مانند خرده‌سنگ‌ها و رس‌ها که بخش غیر قابل حل سنگ‌های کربناته را تشکیل می‌دهند، متمرکزند. در صورتی که اورانیوم معمولاً در دلوستون متمرکز است و اغلب با دیاژنز ارتباط دارد. لیتولوژی دیگری که از تشعشع گامای زیادی برخوردارند، شامل لایه‌های شیلی، لایه‌های کوارتزسیلت و طبقات غنی از مواد آلی هستند (Selly 1939)، نمودار گاما بر حسب واحد API و معمولاً از صفر تا ۱۰۰ یا ۱۵۰ تقسیم بندی می‌شود.

1- System Tract
2- Resedimantation
3- Transgressive system tract
4- Transgressive surface
5- Maximum flooding surface
6- Retrogradational
7- Highstand system tract
8- Stacking Pattern
9- Aggradational
10- progradational

برای مشاهده‌ی اختلافات خیلی کم در مقادیر گاما و در نتیجه در فابریک سنگ‌ها، معمولاً باید مقیاس نمودار گاما به صفر تا ۵۰ کاهش یابد. در این پروژه نیز نمودار لاگ گاما از صفر تا ۵۰ تقسیم‌بندی شده است. نمودار اشعه‌ی گامای طیفی به صورت دو نمودار به نمایش در می‌آید، نمودار اشعه‌ی گامای طیفی (SGR)، که تمام منابع تشعشع (اعم از U،T،K) را شامل می‌شود و اشعه‌ی گامای محاسبه شده (CGR) که شامل توریم و پتاسیم است. برای تشخیص فابریک سنگ و انطباق جانبی وقایع رسوبی بایستی از (CGR) استفاده شود. در این مطالعه نیز از (CGR) استفاده شده است (Lucia 1990).

نحوه‌ی تشخیص سیستم تراکت از روی لاگ گاما:

در چینه‌نگاری سکانسی مخصوصاً زمانی که داده‌ها محدود به داده‌های لرزه‌ای و داده‌های لاگ چاه می‌باشد و تشخیص سطوح چینه‌نگاری روی زمین غیر ممکن یا دسترسی به آن مشکل می‌باشد با توجه به تفکیک‌پذیری و دقت پائین داده‌های لرزه‌ای می‌توان با استفاده از روند نمودار گاما با دقت بالائی سیستم تراکت‌ها را تشخیص داد. سیستم تراکت‌ها معمولاً در نمودار گاما به صورت فواصل مشخصی با روند کاهش، افزایشی یا ثابت نمود می‌یابند. این کاهش، افزایش و ثابت ماندن روند نمودار گاما به ترتیب بازتاب سیستم تراکت‌های پیشرونده، پسرونده و افزاینده می‌باشد. در واقع با استفاده از نمودار گاما بسته‌هائی با روند افزایشی، کاهشی و ثابت به عنوان سیستم تراکت درنظر گرفته می‌شود (Michelsen and Danielsen 1996).

از آنجا که در رمپ‌های هم شیب کربناته همانطور که پیشتر نیز اشاره شد سیستم تراکت‌های تراز بالا و پیشرونده، بیشترین عمومیت و ضخامت را دارا می‌باشند، در سیستم تراکت پیشرونده (TST) میزان تشعشع گاما نسبتاً افزایش نشان داده و در سطح بیشینه‌ی غرقابی معمولاً بیشترین میزان تشعشع را نشان می‌دهد (به دلیل افزایش کانی‌های رسی، گلوکونیت و مواد آلی حین پیشروی سریع سطح آب دریا، همچنین گل‌غالب شدن رخساره‌های دریای باز) (Taylor and Sellwood 2002; Lucia 1990). این در حالی است که در سیستم تراکت تراز بالا (HST) میزان تشعشع بسته به طرح برانبارش معمولاً تا حدودی (گاه بسیار نامحسوس) کاهش نشان می‌دهد (الگوی برانبارش پیشرونده) یا دارای یک روند ثابت است (الگوی برانبارش افزاینده) (Aigner 1995; Kastner et al. 2008; Michelsen and Danielsen 1996).

کنش زیستمندان به نوسانات آب دریا

موجودات زنده جهت استفاده از نور و اکسیژن دائماً به تغییرات آب دریا واکنش نشان می‌دهند، اربیتولین‌های پهن‌تر معمولاً در اعماق بیشتر و اربیتولین‌های مخروطی‌تر در اعماق کمتر دریا گسترش می‌یابند و فراوانی آنها نیز با عمق کاهش می‌یابد (آنچه در این تحقیق درنظر گرفته شده است)، *Lithocodium aggregatum* و *Bacinella irregularis* از میکروارگانیسم‌های قشرساز موجود در سازند داریان می‌باشند، این میکروارگانیسم‌های قشرساز در تراز بالای آب گسترش می‌یابند (Pittet et al. 2002).

سکانس رده سوم سازند داریان در چاه SPO a در میدان شامل:

سیستم تراکت تراز بالا

از قاعده‌ی چاه SPO a از عمق تقریبی ۱۱۶۸ متری تا عمق تقریبی ۱۱۶۱ متر به ضخامت هفت متر بیانگر توالی با الگوی بر انبارش پیشرونده می‌باشد. . رخساره‌های لاگونی محدود (B2 وB3) بر روی رخساره‌های ابتدای رمپ میانی (C1a و C3a) قرار گرفته‌اند. همانطور که پیشتر نیز اشاره شد طرح برهم انبارش پیشرونده در رمپ‌های

کربناته هم‌شیب بیانگر سیستم تراکت تراز بالا می‌باشد، از سویی با مطالعه‌ی نمودار گامای چاه مربوطه و تطابق نمودار با ستون سنگ‌شناسی و رخساره‌ای، مشاهده می‌شود که لاگ گامای مربوط به این فاصله هفت متری (از ۱۱۶۸ متری تا ۱۱۶۱ متری) کاهش نشان می‌دهد، که خود تاکید می‌کند که این ضخامت بیانگر سیستم تراکت تراز بالا با کاهش میزان تشعشع گاما می‌باشد، از طرفی میکروارگانیسم‌های قشرساز *Lithocodium aggregatum* *Bacinella irregularis* معمولاً در سیستم تراکت تراز بالا گسترش می‌یابند (Pittet et al. 2002)، این سیستم تراکت در واقع بخشی از سیستم تراکت تراز بالائی متعلق به سکانس زیرین می‌باشد. نقطه پایان کاهش لاگ گاما و شروع افزایش آن به عنوان پایان این سیستم تراکت و آغاز سیستم تراکت پیشرونده بالائی و سطح پیشروی در نظر گرفته شده است. با توجه به عدم وجود سیستم ترکت تراز پائین در رمپ‌های هم‌شیب، این سطح مرز سکانسی نیز محسوب می‌شود (شکل ۴).

سیستم تراکت پیشرونده

این سیستم تراکت از عمق تقریبی ۱۱۶۱ متری شروع و به عمق تقریبی ۱۱۳۱ متری ختم می‌شود شامل پتروفاسیس (D) می‌باشد (شیل). در ابتدای شروع سیستم تراکت نمودار API روند افزایشی ملایم را نشان می‌دهد (آهک مارنی سست) که ناگهان بعد از چند متر شدیداً افزایش یافته (افزایش میزان شیل)، این بخش شامل شیل خاکستری آهکی نرم و متورق سیلتی، مارن‌های خاکستری نرم و چسبنده همراه با بلورهای منفرد دولومیت با فسیل‌های بسیار محدود اربیتولین کاملاً پهن می‌باشد. با توجه به داده‌های رقومی ارئه شده از شرکت نفت و گاز پارس که به صورت نمودار درآورده شده (شکل ۳) افزایش نسبی میزان API در این سیستم تراکت کاملاً مشخص می‌باشد و حداکثر میزان API که با یک پیک شدید مشخص می‌شود به عنوان سطح بیشینه‌ی غرقابی در نظر گرفته می‌شود، با تکیه بر نمودار گاما نقطه پایان کاهش میزان API و شروع افزایش تدریجی آن را می‌توان به طور تقریبی به عنوان مرز سکانس در نظر گرفت به طوری که مرز سکانسی در پائین به وسیله سیستم تراکت تراز بالای (HST) سکانس قبلی (با کاهش میزان API) و در بالا با سیستم تراکت پیشرونده (TST) (افزایش میزان API) محدود شده است.

سیستم تراکت تراز بالا

از عمق تقریبی ۱۱۳۱ متری تا ۱۰۸۰ متری سیستم تراکت تراز بالا را شامل می‌شود. سطحی که دارای حداکثر پیک نمودار گاما است، به عنوان سطح بیشینه‌ی غرقابی و فصل ممیز سیستم تراکت پیشرونده‌ی زیرین با این سیستم تراکت درنظر گرفته شده است. ازعمق تقریبی ۱۱۱۴ که مقاطع نازک آنها در اختیار می‌باشد، شامل توالی افزاینده تا پیشرونده می‌باشد که در آن رخساره‌های مربوط به محیط پهنه جزر و مدی شامل میکروفاسیس A (بیشتر) و لاگون شامل میکروفاسیس B3 (کمتر) بر روی (بین) رخساره‌های مربوط به ابتدای رمپ میانی (میکروفاسیس‌های C1a C3a C4) قرار گرفته‌اند (شکل ۴). این توالی با الگوی برانبارش افزاینده تا پیشرونده به‌همراه حضور لیتوکودیوم باندستون‌ها که معمولاً در سیستم تراکت تراز بالا گسترش دارند، بیانگر تراز بالا بودن سیستم تراکت مربوطه می‌باشد، این سیستم تراکت بیشترین ضخامت را دارا می‌باشد. لاگ گامای آن کاهش مشخصی از عمق ۱۱۳۱ متری به سمت اعماق کمتر نشان داده که در ادامه یک روند نسبتاً ثابت به خود می‌گیرد. مرز پائینی این سیستم تراکت با سیستم تراکت پیشرونده با سطح بیشینه‌ی غرقابی که معادل با حداکثر پیک API است، مشخص و مرز بالائی آن با سازند کژدمی که در ایران و در کشورهای هم‌جوار به صورت فرسایشی می‌باشد، با استناد به مطالعات انجام شده در ایران (آقانباتی ۱۳۸۳) و در کشورهای

حوضه‌ی خلیج فارس و بر روی سازند شوئیبا (معادل داریان) که مرز سازند داریان (شوئیبا) با کژدمی (نهرعمر) را فرسایشی درنظر گرفته‌اند (Alsharhan and Nairn 1997; Heydari 2008). این مرز می‌تواند به عنوان مرز سکانسی در نظر گرفته شود. به این ترتیب سازند داریان در چاه مربوطه شامل یک سکانس رده سوم و بخشی از سیستم تراکت تراز بالای متعلق به واحد زیرین می‌باشد (شکل ۴).

سکانس رده سوم سازند داریان در چاه SPO b در میدان شامل:

سیستم تراکت تراز بالا

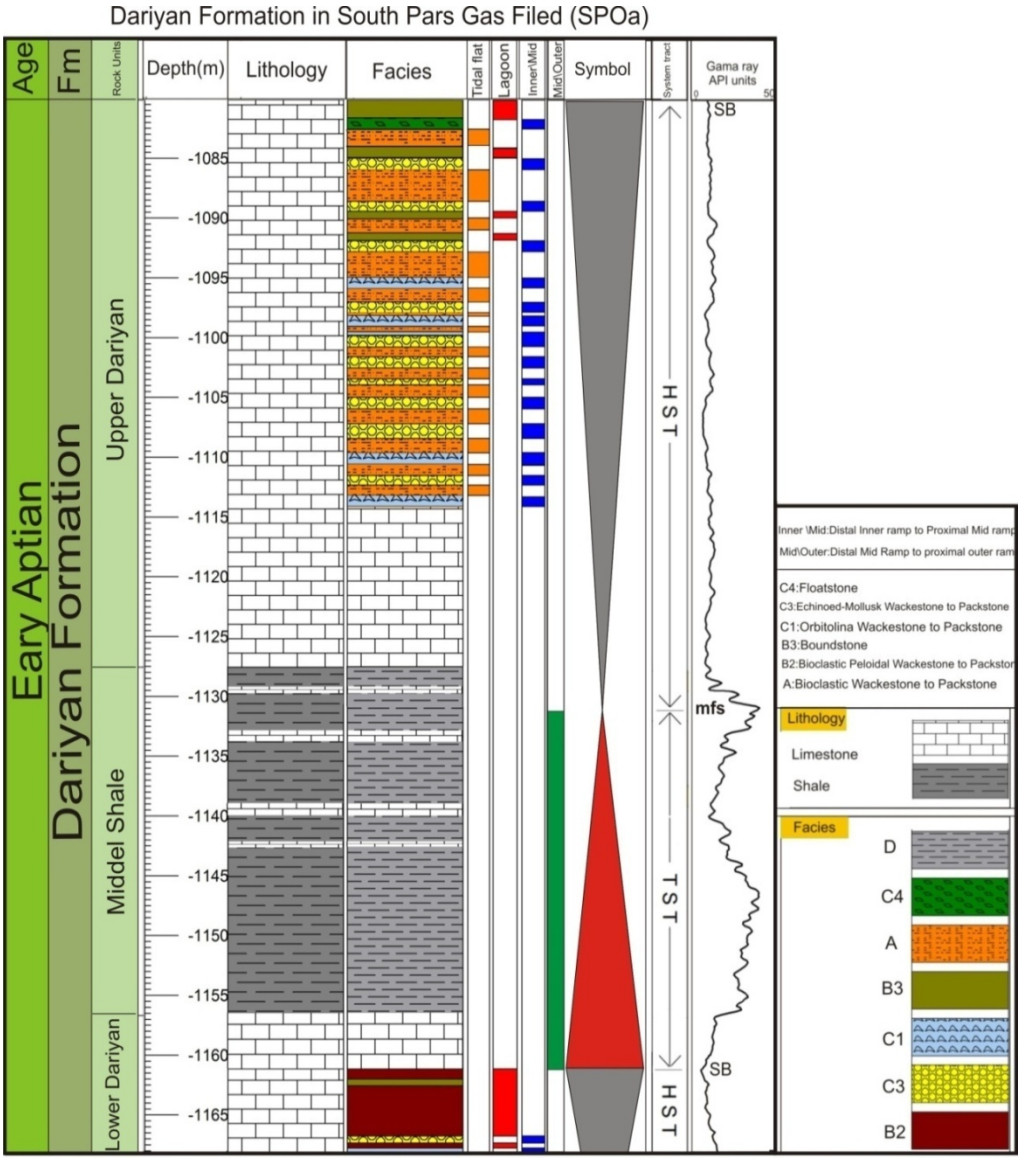
از قاعده‌ی چاه SPO b و از عمق تقریبی ۱۱۵۲ متری تا عمق تقریبی ۱۱۳۱ متری به ضخامت ۲۱ متر معرف توالی پیشرونده‌ای است که در آن رخساره‌های رمپ داخلی بر روی رمپ میانی پیشروی کرده است، که چنین حالتی در رمپ‌های هم‌شیب معمولاً در سیستم تراکت تراز بالا رخ می‌دهد (Tucker et al.. 1993; Emery and Myers 1996). در بخش‌های بالائی این سیستم تراکت میکروارگانیسم‌های قشرساز (لیتوکودیوم و *Bacinella irregularis*) گسترش داشته و میکروفاسیس (B3) را تشکیل می‌دهند. نمودار لاگ گامای چاه مذکور نیز حاکی از آن است که در ضخامت ۲۱ متری مذکور کاهش نسبی در روند لاگ گاما مشاهده می‌شود.

سیستم تراکت پیشرونده

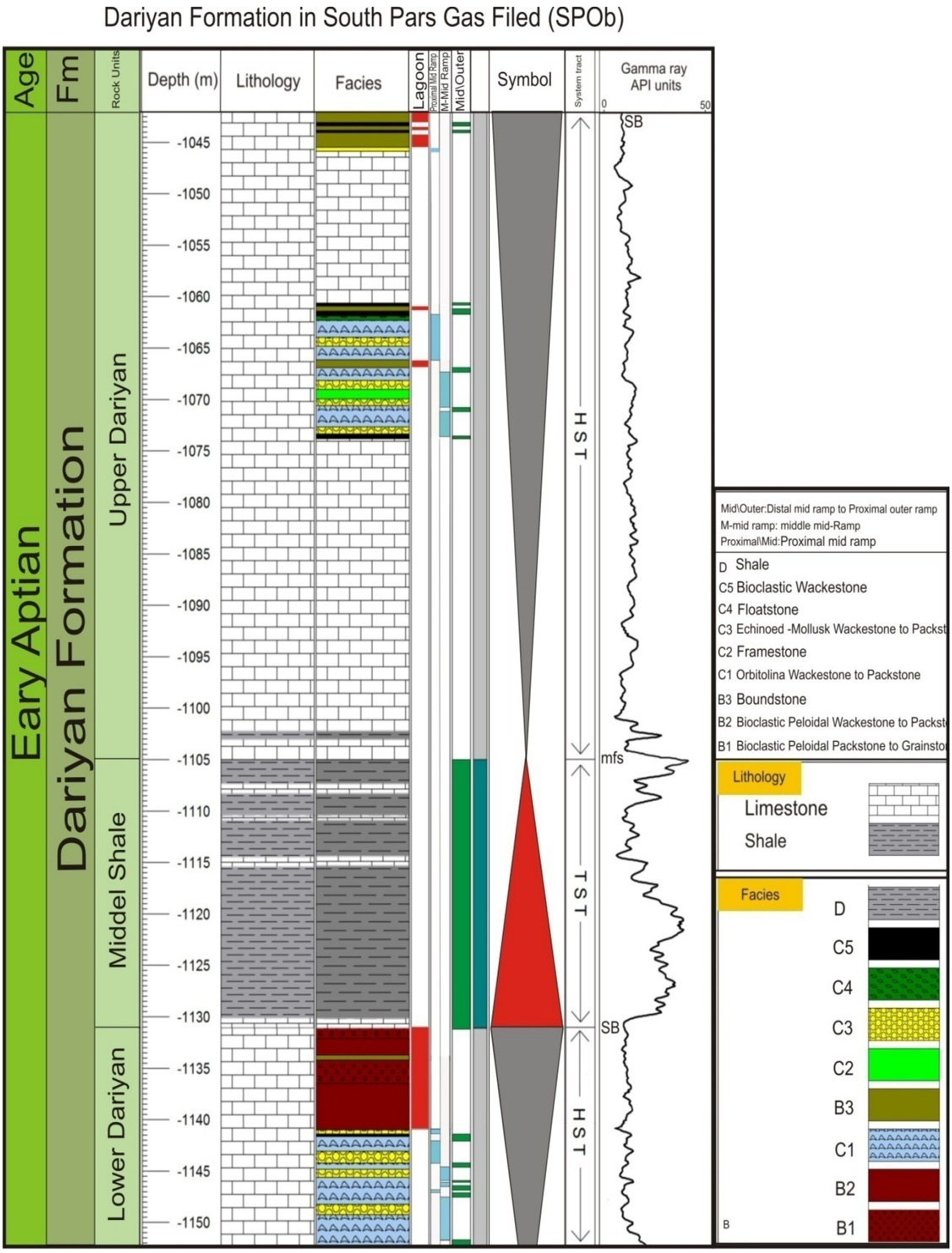
از عمق ۱۱۳۱ تا عمق تقریبی ۱۱۰۵ متری شیل میانی سازند داریان قرار دارد، که سیستم تراکت پیشرونده را شامل می‌شود، در ابتدای شروع شیل میانی نمودار گاما ناگهان افزایش شدیدی نشان داده و در ادامه با روند نسبتاً متغیر و در کل افزایشی، تا اعماق تقریبی ۱۱۰۵ متر ادامه می‌یابد، مشخصات شیل مربوطه در چاه SPOb بدین شرح می‌باشد: شیل‌های متورق همراه با میان لایه‌هائی از سنگ آهک سفید چرکی همچنین شامل لایه‌های با تناوبی از رس و شیل‌های متورق و فسیل بسیار محدود اربیتولین‌های کاملاً پهن می‌باشد. مرز پائینی آن با سیستم تراکت تراز بالا با شروع افزایش میزان نمودار گاما و شروع شیل میانی و مرز بالائی آن با سیستم تراکت تراز بالا با حداکثر پیک نمودار مربوطه در نظر گرفته می‌شود (شکل ۵).

سیستم تراکت تراز بالا

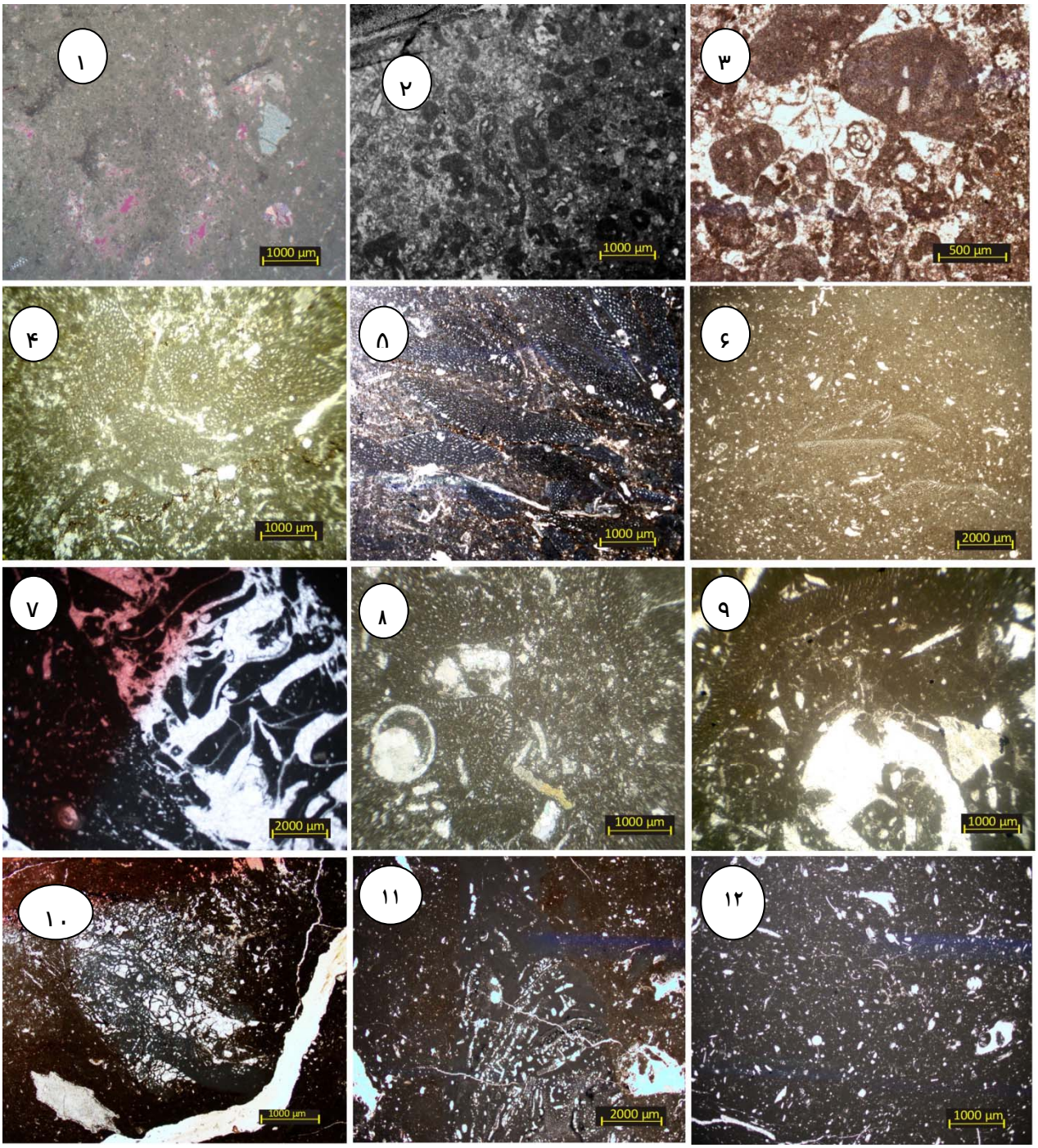
این سیستم تراکت از عمق ۱۱۰۵ متری شروع و به ۱۰۴۲ متری ختم می‌شود. در هر دو چاه مورد مطالعه در میدان گازی پارس جنوبی آهک‌های قسمت فوقانی شیل میانی که متعلق به داریان بالائی می‌باشند، به دلایل فنی از جمله خرد شدن مغزه در دسترس نبوده، لیکن به استناد به گزارش نهائی چاه مربوطه و نمودار گاما لیتولوژی آهکی این قسمت قطعی است، از عمق تقریبی ۱۰۷۳ متری تا ۱۰۴۲ متری، توالی پیشرونده‌ای را شامل پیشروی رخساره‌های رمپ درونی برروی رخساره‌های رمپ میانی در برمی‌گیرد. در انتهای این سیستم تراکت و بخش‌های بالائی آن میکرو-ارگانیسم‌های قشرساز (*Lithocodium aggregatum* و *Bacinella irregularis*) در قالب میکروفاسیس (B3) گسترش بسیار یافته‌اند. (شکل ۵). نمودار لاگ گامای مربوطه نیز از عمق تقریبی ۱۱۰۵ متری به سمت اعماق کمتر (بخش‌های بالائی سیستم تراکت) کاهش نشان می-دهد، این کاهش در ابتدا بسیار شدید است (بدلیل تغییر از شیل به آهک) و در ادامه روند نسبتاً ثابتی به خود می‌گیرد. مرز زیرین این سیستم تراکت با سیستم تراکت پیشرونده‌ی زیرین با حداکثر پیک نمودار گاما مشخص شده مرز فوقانی، مرز فرسایشی سازند داریان با سازند کژدمی می‌باشد. در کل سازند داریان را با یک سکانس رده سوم بعلاوه بخش کوچکی از سیستم تراکت تراز بالای مربوط به واحد زیرین مشخص می‌شود.



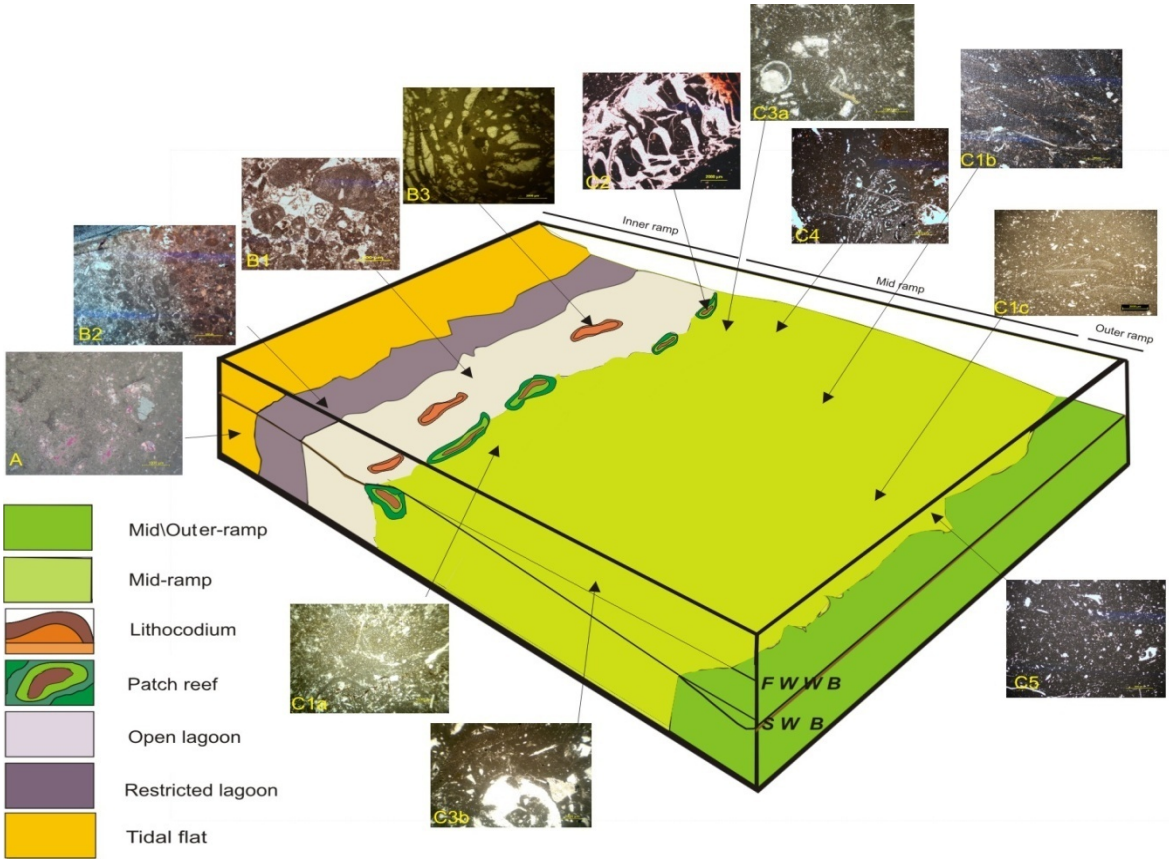
شکل ٤- لیتولوژی، میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند داریان در چاه SPO a



شکل ۵- لیتولوژی، میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند داریان در چاه SPO b



شکل ٦- ۱- مادستون تا وکستون بایوکلاست، اینتراکلاست‌دار ۲- وکستون تا پکستون دارای بایوکلاست و پلوئید ۳- پکستون تا گرینستون دارای بایوکلاست و پلوئید ٤-پکستون اربیتولین دار با اربیتولینهای کاملا مخروطی شکل ٥- پکستون اربیتولین دار با اربیتولینهای پهن و کشیده ٦- وکستون دارای اربیتولین بسیار پهن ۷-فرم استون ۸- پکستون تا وکستون اکینوئید نرم تن دار دارای اربیتولینهای مخروطی شکل



شکل ۷- مدل رسوبگذاری سازند داریان در میدان گلزی پارس جنوبی

نتیجه‌گیری

عدم وجود رخساره‌های ریفی قابل ملاحظه و نیز عدم حضور قطعات و بایوکلاست‌های مناطق کم عمق در مناطق عمیق که در شلف‌های لبه‌دار معمول می‌باشد، بیانگر نهشت توالی‌های کربناته سازند داریان در رمپ کربناته است (Flügel 2004). از سویی عدم حضور اسلامپ‌ها، برش‌ها، جریان‌های خرده‌دار، و توربیدایت در رخساره‌های بخش‌های این توالی‌ها که نمایانگر رمپ‌های با بخش انتهائی پرشیب است (Flügel 2004)، نشان می‌دهد که نوع رمپ هم‌شیب بوده است (شکل ۴). با تلفیق ویژگی‌های ریخت‌شناسی و فراوانی اربیتولین‌ها، با بررسی‌های رسوب‌شناسی، مشاهده می‌شود که در مجموع رخساره‌های سازند داریان در میدان مربوطه اکثراً گل‌غالب بوده و هیچ آثاری از کمربند رخساره‌ای شول دیده نشده است و رخساره‌های مربوط به رمپ میانی با فراوانی اربیتولین، گسترش زیادی دارا می‌باشد، این موارد از خصوصیات رمپ‌های پشت به باد می‌باشد (Flügel 2004). حوضه‌های اینتراشلف معمولاً در حاشیه‌های غیر فعال قاره‌ای (مانند حاشیه‌ی جنوب شرقی صفحه‌ی عربی در ابتدای کرتاسه) (Al-Ghamdi 2006; Greselle and Pittet 2005) گسترش می‌یابند (Burchette and Wright 1992). حاشیه‌های حوضه‌های اینتراشلف از بهترین مکان‌ها جهت تشکیل رمپ‌های کربناته هستند (Burchette and Wright 1992). بسیاری بر این اعتقادند که در قسمت جنوب شرقی

صفحه‌ی عربی در آپتین حوضه‌ی اینتراشلف گسترده‌ای وجود داشته است.

Murris et al. 1980; Alsharhan and Nairn) 1997). با توجه به جهت وزش باد، طوفان و امواج که در آپتین از سمت شمال شرق به سمت حوضه بوده است (Greselle and Pittet 2005) و تلفیق مطالب مذکور می‌توان گفت سازند داریان در میدان گازی پارس جنوبی در پلاتفرم کربناته رمپ بادپناه، در حاشیه‌ی حوضه‌ی اینتراشلف، نهشته شده است. در شکل ۷ مدل رسوبگذاری سازند داریان در میدان نمایش داده شده است.

دلیل کاهش چشم‌گیر رودیست‌ها در سازند داریان چیست، همواره مطرح می‌باشد و تاکنون علی‌رغم اهمیت این موضوع، جواب مستند و مستدلی ارائه نشده است. در این تحقیق اثبات شد که نهشته شدن سازند داریان در رمپ بادپناه کاملاً کمبود رودیست‌ها را توجیه می‌کند. در واقع معمولاً رودیست‌ها (مخصوصاً رودیست‌های سدساز- خوابیده) برای زندگی در بالای لایه‌های متحرک در حاشیه‌های پرانرژی، مانند ماسه‌های سدی کربناته سازش یافته‌اند. در دیواره‌ی ضخیم این قطعات، کانال‌های آب و مجراهائی وجود دارد که به وسیله این زائده‌ها موجود توانسته رشد خود را گسترش دهد (Skelton and Gili 1991)، حال آنکه نهشت سازند داریان در رمپ کم انرژی بادپناه، باعث شده است که رودیست‌ها نتوانند با این کمبود انرژی سازگاری یافته و به شدت از فراوانی آنها کاسته شده است، اندک رودیست‌های موجود نیز احتمالاً از انواعی هستند که توانائی سازگاری با انرژی پائین را دار می‌باشند (رودیست‌های مرتفع-Elevator)، که این کمبود خود در کاهش شدید کیفیت مخزنی در سازند داریان نسبت به شوئیبا بسیار موثر بوده است

با تلفیق نتایج حاصل از بررسی‌های رخساره‌ای، تغییرات روند لاگ گاما و کنش زیستمندان به نوسانات سطح آب دریا در سازند داریان در میدان گازی پارس جنوبی مشخص شده است که سازند داریان در میدان مربوطه شامل یک سکانس رده سوم و بخشی از سیستم تراکت تراز بالای واحدهای زیرین می‌باشد.

تشکر و سپاسگزاری

از معاونت پژوهشی دانشگاه تهران به دلیل فراهم کردن برخی امکانات لازم جهت این پژوهش قدردانی می‌شود. همچنین از شرکت نفت و گاز پارس به دلیل تامین بودجه و داده‌های مورد نیاز این پروژه تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

۱- آقانباتی، ع. ، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ۵۸۶ ص.

۲- صفری، ف.، (۱۳۸۶). میکروبیواستراتیگرافی سازند داریان در برشهای سیوند و دشتک در ناحیه فارس و تطابق آن با چاه سروستان -۳. پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، ۱۶۵ صفحه.

3- Aigner, T., M., Schauer, W-D. Junghans, and L., Reinhardt 1995, Outcrop gamma-ray logging and its applications: examples from the German Triassic: Sedimentary Geology, **v.** 100, p. 47-61.

4- Al-Ghamdi, N. M , 2006, Facies, Sequence Framework, and Evolution of Rudist Buildups, Shuaiba Formation, Saudi Arabia: MSc thesis, Blacksburg, Virginia, May 19, 2006.

5- Alsharhan , A. S. and A. E, Nairn 1997, Carbonate Pltform Model of Arabian Cretaceous Reservoirs in Sedimentary basins and petroleum of the Middle East: Elsevier, chapter 15.

6- Alsharhan, A.S., and A.E.M., Nairn 1986, A review of the Cretaceous formations in the Arabian Peninsula and Gulg: Part 1.Lower

Cretaceous (Thamama Group) stratigraphy and paleogeography: J. Pet.Geol., **v.**9; p. 365-92.

7- Banner, F. T. and M. D., Simmons 1994, Calcareous algae and foraminifera as water-depth indicators: an example from the Early Cretaceous carbonates of northeast Arabia, In: Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East (Ed. M.D. Simmons), pp. 243–252, British Micropalaeontol. Soc. Publ. Series. Chapman & Hall, London.

8- Banner, F.T., E. M., Finch M. D., Simmons 1990, On Lithocodium Elliott (calcareous algae); its paleobiological and stratigraphical significance,J. Micropaleont. **v.** 9, p. 21–36.

9- Bernaus: J. M., A. A., Vanneau, and E., Caus 2003, Carbonate platform sequence stratigraphy in a rapidly subsiding area: the Late Barremian–Early Aptian of the Organya basin: Spanish Pyrenees Sedimentary Geology, **v**. 159, p. 177–201.

10-Bosellini, A., 1999, Stratigraphic evidence for an Early Aptian sea-level fluctuation: the Graua Limestone of south-eastern Ethiopia: Cretaceous Research, **v.** 20, p.783–791.

11-Burchette, T. P. and V. P., Wright 1992, Carbonate ramp depositional systems: Sedimentary Geology, **v.**79, p. 3.

12-Buxton, M. W. N. and Pedley 1989, a standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps: Journal of the Geological Society, **v.** 146, p. 746-748.

13-Catuneanu, O, 2006, Principles of Sequence Stratigraphy: (first Edition) Elsevier, Amsterdam. 375p.

14-Cherchi, A., and R., Schroeder, 2006, Remarks on the systematic position of Lithocodium Elliott a problematic microorganism from the Mesozoic carbonate platforms of the Tethyan realm: Facies **v.** 52, p. 435–440.

15-Cherechi, A., and R., Schroder 2004, Evolution of orbitolinid foraminifers and anoxic event A comment on an article by J,Guex, Eclogae geol.helv. 94 (2001). Eclogae Geol. Helv, **v.** 97; p. 441 – 444.

16-Conrad, M. A., and B., Clavel 2008, A Lithocodium and Bacinella signature of a late Hauterivian, local microbial event: the Urgonian limestone in South-East France: Geologia Croatica, **v.** 61, p. 239–250.

17-Elliott G. F., 1956, further records of fossil calcareous algae from the Middle East: Micropaleontology, **v.** 2; p. 327–334.

18- Embry, A.F., J.E., Klovan 1971, A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island: N.W.T. - Bull. Canadian Petrol. Geol., **v.** 19, p.730-781.

19- Emery D., and K. J., Myers 1996, Sequence stratigraphy: Oxford, UK7 Blackwell, 297. P.

20- Flügel, E., 2004, Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application: Springer Berlin, Heidelberg, New York, 976 p.

21- Greselle, B., B., Pittet 2005, Fringing carbonate platform at the Arabian Plate margin in northern Oman during the Late Aptian-Middle Albian: Evidence for highamplitude sea-level changes: Sedimentary Geology, **v.** 175, p. 367-390.

22- Heydari, E., 2008, Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran: Tectonophysics, **v.** 451, p. 56–70.

23- Hosseini, S. A, and M. A., Conrad 2008, Calcareous algae, foraminifera and sequence stratigraphy of the Fahliyan Formation at Kuh-e-Surmeh (Zagros Basin, SW of Iran): Geologia Croatica, p. 215 – 237.

24- Hosseinyar, G. H., H., Rahimpour-Bonab, A., Asadi Esksndar and M., Asgharian Rostami 2009, Survey of the diagenesis process and effect these process on reservoir quality of the Kangan formation in South Pars Field, Nature Precedings.

25- Hottinger, L., 1982, larger foraminifera, giant cells with a historical background: Naturwissenschaften, **v.** 69, p. 361.

26- Hughes, G. W., 2000, Bioecostratigraphy of the Shu'aiba Formation, Shaybah field, Saudi Arabia, GeoArabia, **v.** 5, p. 4.

27- Hunt, D., and M. E., Tucker 1995, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during baselevel fall – reply: Sedimentary Geology, **v.** 95, p. 147–160.

28- parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during baselevel fall: Sedimentary Geology, **v.** 81, p. 1–9.

29-Husinec, A., I., Velic´, L., Fucek, I., Vlahovic, D., Maticec, O., stric and T., Korbar 2000, Mid Cretaceous orbitolinid (Foraminiferida) record from the islands of Cres and Losinj Croatia) and its regional stratigraphic: Cretaceous Research correlation, **v.** 21, p. 155–171.
30-Husinec, A., and B., Sokac 2006, Early Cretaceous benthic associations (foraminifera and calcareous algae) of a shallow tropical-water platform environment (Mljet Island, southern Croatia): Cretaceous Research, **v.** 27, p. 418-441.
31- Immenhauser, A., W., Schlager, S. J., Burns, R. W. , Scott, T., Geel, J. , Lehmann, S., Van der Gaast, and L. J. A., Bolder Schrijwer 1999, Late Aptian to Late Albian sea-level fluctuations constrained by geochemical and biological evidence (Nahr Umr Formation, Oman): J. Sed. Res, **v.** 69, p. 434–466.
32- Kastner, M., I., Schulke, J., Winsemann 2008, Facies architecture of a Late Jurassic carbonate ramp: the Korallenoolith of the Lower Saxony Basin: Int J Earth Sci (Geol Rundsch), **v.** 97, p. 991–1011.
33- Krobicki, M., and B., Olszewska 2005, Urgonian-type microfossils in exotic pebbles of the Late Cretaceous and Palaeogene gravelstones from the Sromowce and Jarmuta formations (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians): Studia Geologica Polonica, **v.** 124, p. 215–235.
34- Loeblich, A.R., and H., Tappan 1987, Foraminiferal genera and their classification,: 2 Vol., 1182 p., Van Nostrand Reinhold Co, New York.
35- Lucia, G. F., 1990, Carbonate Reservoir Characterization: ISBN, **v.** 964, p. 4865.
36- Mancinelli, A., M., Chiocchini, and B., Coccia 2003, Orbitolinidae and Alveolinidae (Foraminiferida) fromthe uppermost Albian-lower Cenomanian of Monti d'Ocre (Abruzzi, Italy): Cretaceous Research, **v.** 24, p. 729–741.
37-Matsumaru, K ., 2005, Praeorbitolinoides, a new Orbitolinid foraminiferal genus from the Lower Aptian (Cretaceous) of Hokkaido, Japan. Micropaleontology, **v.** 51, p. 93-99.
38-Michelsen, O., and M., Danielsen 1996, Sequence and systems tract interpretation of the epicontinental Oligocene deposits in the Danish North Sea: Geological Society, London, Special Publications 1996, **v.** 117, p. 1-13.
39-Mitchum, R. M., 1977, Glossary of terms used in seismic stratigraphy, In: Payton, C. Z (ed.): nSeismic stratigraphy_applications to hydrocarbon exploration, Amer. Ass. Petrol Geol. Bull, **v.** 26, p. 205-212.
40-Murris, R. J., 1980, The Middle East: stratigraphic evolution and oil habitat: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **v.** 64, p. 597–618.
41-Moullade, M., B., Peybernes, J., Rey and P., Saint-Marc 1985, Biostratigraphic interest and paleobiogeographic distribution of early and mid-Cretaceous Mesogean orbitolinids (Foraminiferida): Journal of Foraminiferal Research, **v.** 15, p. 149–158.
42- Olivier, N., B., Pittet, W., Werner, P., Hantzpergue, C., Gaillard 2008, Facies distribution and coral-microbialite reef development on a low -energy carbonate ramp (Chay Peninsula, Kimmeridgian and western France: Sedimentary Geology, **v.** 205, p. 14–33
43- Pittet. B., S., Frans, P., Van Buchem, H., Hillgartner, P., Razin, J., Grotsgh, H., Drostes 2002, Ecological succession, palaeoenvironmental change, Ecological succession, palaeoenvironmental change of Barremian – Aptian shallow-water carbonates in northern Oman: Sedimentology, **v.** 49, p. 555–581.
44- Posamentier, H. W., M. T., Jervey, and P. R., Vail 1988, Eustatic controls on clastic deposition, I. Conceptual framework. In: Wigus, C.K. (Editor). Sea-Level Change: An Integrated Approach; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **v.** 42, p. 110-124.
45- Reiss, Z., and L., Hottinger 1984, the Gulf of Aqaba. Ecological Micropaleontology: Springer, Berlin, 283.
46- Schroeder R., 1964, Orbitoliniden-biostratigraphie des Urgon nordostlich von Ternel (Spanien). Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie, Monatshefte, p. 462- 474.
47- Schroeder, R., 1975, General evolutionary trends Orbitolinas . Rev. Espanola micropal . Numero Especial, p. 117-123.
48- Selly, R., 1939, Ancient Sedimentaray Environments: ISBN. 964-03-4488-5.

49- Sampo, M., 1969, Microfacies and Microfossils of the Zagros area. Southwestern Iran (from Pre-Permian-Miocen).E.J. Brill, Leiden, 102 p.

50- Scott, R., W., 1990a, Chronostratigraphy of the Cretaceous carbonate shelf, southeastern Arabia. In: A.H.F, Robertson, M.P. Searle and A.C. Ries (Eds.), The Geology and Tectonics of the Oman Region: Geol.Soc.Sep.Publ., **v.** 49, p. 89-108.

51- Shakib, S.S., 1994, Palaeoenvirenmental and biostrathigraphic significance of foraminiferal associations from the early Cretaceous sediments of southwest Iran. Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East, p. 129-149.

52- Simmons, M.D., and M.B., Hart, 1987, The biostratigraphy and microfacies of the Early to mid-Cretaceous carbonate of Wadia Miaidin, Central Oman Mountain.In M. B. Hart(Ed.) Micropalaeontology of Carbonate Environment, Harwood. Chichester, 176-207.

53- Simmons. M. D., 1994, Micropalaeontological biozonation of the Kahmah Group (Early Cretaceous), Centeral Oman Mountains. In: Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East (Ed. M.D. Simmons), pp. 243–252, British Micropalaeontol. Soc. Publ. Series. Chapman & Hall, London.

54-Taylor, S. P., Sellwood, B. W., 2002, the context of lowstand events in the Kimmeridgian (Late Jurassic) sequence stratigraphic evolution of the Wessex–Weald Basin, Southern England: Sedimentary Geology, **v.** 151, p. 89–106.

55-Tucker, M. E., and F., Calvet, D., Hunt, 1993, Sequence Stratigraphy of carbonate ramps: system tracts, models and application to Muschelkalk carbonate platform of eastern Spain, In: Posamentier, H.W, Summerhayes, C.P, Haq, B.U and Allen, G.P (Eds.): Sequence Stratigraphy and facies associations: Spec.Publ.Int.Ass Sedimentol, **v.** 18, p. 397-415.

56- Tucker, M. E., and V. P., Wright, 1990, Carbonate sedimentology: Blackwell Scientific Publications, 482 p.

57- Van Wagoner, J. C., R. M. Jr., Mitchum, H. W., Posamentier, and P. R., Vail 1988, Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: part 2: key definitions of sequence stratigraphy, in: Atlas of Seismic Stratigraphy (A.W. Bally, Editor): American Association of Petrologists and Geologists Student Geology, **v.** 27, p. 11-14.

58-Velic, I., 2007, Stratigraphy and Palaeobiogeography of Mesozoic Benthic Foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe).

59-Velic, I., 1988, Lower Cretaceous benthic foraminiferal biostratig raphy of the shallow water carbonates of the Dinarides: Revue de Pale´obiologie, Volume Spe´cial 2 (Benthos ’86), p. 467– 475.

60- Velic, I., and I., Vlahovic´ 1994, Foraminiferal assemblages in the Cenomanian of the Buzet- Savudrija area (northwestern Istria, Croatia): Geologia Croatica , **v.** 47, p. 25–43.

61- Vilas, L., J. P., Masse, and C., Arias 1995, Orbitolina episodes in carbonate platform evolution the early Aptian model from SE Spain: Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology, **v.** 119, p. 35–45.

62-Witt. W., and H., Gokdag 1994, Orbitolinid biostratigraphy of the Shuaiba Formation (Aptian), Oman implication for reservoir development. In: Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East (Ed. M.D. Simmons), pp. 243–252, British Micropalaeontol. Soc. Publ. Series. Chapman & Hall, London

63- J. E., Whittaker, R. W., Jones, and F.T., Banner 1998, Key Mesozoic Bentic Forminifera of the middle east. Natural history Museum.