

مقایسه تاریخچه رسوب‌گذاری سازندهای جهرم (زاگرس) و زیارت (البرز) بر مبنای فرامینفرهای بنتیک

مینا خطیبی مهر^{(۱)*} - سید علی معلمی^۲

۱. دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲. دکترا، پژوهشگاه صنعت نفت

تاریخ دریافت: ۸۷/۲/۱۶

تاریخ پذیرش: ۸۷/۲/۳۰

چکیده

مجموعه فرامینفرهای پالئوسن تا ائوسن پسین در سازندهای کربناته جهرم در کوه گیسکان واقع در ۱۰ کیلومتری شهرستان برازجان در زاگرس و نیز سازند زیارت با سن پالئوسن فوقانی-ائوسن میانی در البرز مورد مطالعه قرار گرفته و براساس گسترش و فراوانی آنها، محیط رسوبی قدیمه بازسازی گردیده است. کاهش تدریجی عمق آب در مدت رسوب گذاری سازند جهرم و با توجه به گسترش فرامینفرهای بزرگ بنتیک در این سازند کربناته باعث گردیده است تا ۱۱ رخساره رسوبی در محیط رمپ داخلی-میانی تا خارجی نهشته شود. این رخساره ها به ترتیب از بخش عمیق به سمت بخش کم عمق حوضه شامل رخساره آهک رسی حاوی فرامینفرهای پلانکتونی است که در محیط همی پلاژیک تا پلاژیک نهشته شده است و متعلق به رمپ خارجی است. در سازند جهرم رخساره آهکی اپرکولینا و کستون تا پکستون متعلق به بخش خارجی رمپ، رخساره دیسکوسیکیلین / نومولیت و کستون تا پکستون متعلق به بخش میانی تا خارجی رمپ، رخساره نومولیت و کستون مربوط به محیط میانی رمپ، رخساره نومولیت / اوربیتولیتس و کستون تا پکستون متعلق به محیط میانی تا داخلی رمپ و در نهایت رخساره اوربیتولیتس / بایوکلاست پکستون مربوط به بخش داخلی رمپ می‌باشند. در سازند زیارت بررسی‌های سنگ شناسی منجر به شناسایی ۱۱ رخساره رسوبی در محیط‌های رمپ داخلی، میانی و خارجی گردیده است. زیر محیط رمپ خارجی شامل دو میکروفاسیس رادیولار اسپیکول اسفنج و کستون و بنتیک فرامینفر پکستون است. زیر محیط رمپ میانی، شامل نومولیت دیسکوسیکیلینا و کستون تا پکستون، دیسکوسیکیلینا نومولیت و کستون، جلبک قرمز نومولیت پکستون، و نومولیت پکستون می‌باشد. رمپ داخلی در بر دارنده ۵ میکروفاسیس آلئولینا - نومولیت پکستون، میلیولید و کستون، اینتراکلاست اووئید پکستون تا گرینستون، دولومیکرایت، و تبخیری می‌باشد. با توجه به یکنواختی گسترش و نوع رخساره‌ها به نظر می‌رسد که رسوبات سازند جهرم در زاگرس و سازند زیارت در البرز در شرایط رسوبی مشابهی در یک پلاتفرم رمپ کربناته از نوع هموکلین نهشته شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سازند جهرم (زاگرس)، سازند زیارت (البرز)، فرامینفرهای بنتیک بزرگ، رمپ کربناته.

مقدمه

سازند جهرم

نام سازند جهرم به سن پالئوسن تا ائوسن از کوه جهرم در جنوب شهرستان جهرم در حدود ۲۰۰ کیلومتری جنوب خاوری شیراز در استان فارس اقتباس شده است (James and Wynd, 1965). برش نمونه این سازند در تنگ آب در یال شمالی کوه جهرم به ضخامت ۶۷ متر شامل دولومیت و سنگ آهک های دولومیتی است. حد پایینی این سازند در برش نمونه بر روی مارن های

سیلتی و دولومیت های سازند ساچون به صورت همساز قرار دارد. در ضمن بر اساس مطالعه انجام شده توسط صادق الوعد و فقیه (Sadegholvad and Faghhih, 2007)، سن این سازند در دو برش اطراف شیراز بر مبنای مطالعه فسیل های فرامینفر، پالئوسن پسین تا ائوسن میانی اعلام گردیده است. در نقاط دیگر همانند منطقه مورد مطالعه یعنی فارس ساحلی مرز پایینی با سازند پابده به صورت تدریجی بوده و حد پایینی سازند جهرم را بر اساس تغییر آهک رسی به آهک در نظر می گیرند.

* نویسنده مرتبط

روش مطالعه

به منظور تعیین محیط رسوبی قدیمه سازند جهرم، یک برش سطح الارضی در طاقدیس گیسکان اندازه گیری و در مجموع تعداد ۱۲۲ نمونه از این سازند، ۸ نمونه از سازند پابده و ۱۲ نمونه از سازند آسماری نیز برداشت و مقطع نازک میکروسکوپی تهیه گردید. در مطالعات صحرایی علاوه بر نمونه برداری با فواصل منظم ۲ متری، لاگ دستی که در برگیرنده تغییرات عمودی لیتولوژی و لایه بندی می باشد، نیز به صورت هم زمان تهیه گردید. در مطالعات میکروسکوپی ۷۸ مقطع نازک از نمونه های سطحی مورد مطالعه قرار گرفت. برخی از مقاطع میکروسکوپی توسط محلول آلیزاین قرمز (Red-S) به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت به روش دیکسون (Dickson, 1965) رنگ آمیزی شده است. جهت نام گذاری رخساره ها از روش دانهام (۱۹۶۲) استفاده شده است. موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به این برشها در شکل ۱ ارائه شده است.

آب و هوای پالئوسن - ائوسن در ایران و جهان

به نظر می رسد که در دوره های پالئوسن - ائوسن آب و هوای مناطق شمالی و جنوبی اندکی سردتر از قبل شده و بین مناطق سرد شمالی، جنوبی و مناطق گرم استوایی مناطق معتدله بوجود آمده اند که در کل باعث شکل گیری پنج منطقه آب و هوایی همراه با اختلاف فصل گردیده اند. با توجه به مطالب فوق و وجود رسوبات تبخیری و توسعه چشم گیر آهک های نومولیتی و نومولیت ها در ایران و سراسر جهان که معرف دریاها و آب و هوای گرم هستند می توان نتیجه گرفت که در دوره های پالئوسن - ائوسن آب و هوا در مجموع گرم تر از امروز بوده است و حتی درشت بودن نومولیت های ائوسن میانی نسبت به نومولیت های ائوسن بالایی و الیگوسن در سراسر جهان از جمله البرز می تواند بیان کننده این مطلب باشد که آب و هوای ایران و جهان در ائوسن زیرین و میانی گرم تر از ائوسن بالایی و الیگوسن بوده است (خسرو تهرانی، ۱۳۷۰).

پالئوژن آغازی شهادی بر گرم شدن طولانی مدت دوره سنوزوئیک می باشد (Zhaoc et al., 2001). در محدوده زمانی کوتاه مدت، دمای فوق العاده بالا در ائوسن (مرز پالئوسن - ائوسن) تحت عنوان ماکزیمم دما در مرز پالئوسن - ائوسن (Paleocene - Eocene Thermal Maximum, PETM) معرفی گردیده است (Scheibner et al., 2005). این مساله با آشفتنگی اساسی در چرخه کربن ۱۲ که با سبک تر شدن ایزوتوپ کربن ۱۳ همراه است (CIE)، منطبق می باشد. فرامینفرهای بزرگ مهمترین اجزاء تشکیل دهنده پلت فرم های کربناته پالئوسن پسین - ائوسن پیشین هستند که با اندازه بزرگ صدف ها، پدیده دوشکلی^۱ در این مرز تدریجی همراه است (Hottinger, 1998).

فرامینفرهای بزرگ از اجزا اصلی کربناته در مرز پالئوسن - ائوسن (P-E)، بوده که در محیط های الیگوتروفیک زیست می کرده اند (Hottinger, 1983, 1998; Hallock et al., 1991).

مرز بالایی سازند جهرم با سازند آسماری ناپیوستگی فرسایشی بوده به طوری که در برش نمونه، این مرز در زیر آهک های با لایه بندی نامنظم و کنگلومرای دارای ترکیبات آهن قرار دارد (James and Wynd, 1965) در حالی که در منطقه مورد مطالعه در برش گیسکان این مرز در محل تغییر سنگ شناسی آهک به آهک دولومیتی و دولومیت واقع است (Pattinson, 1968). از آنجا که تفکیک این دو سازند در رخنمون ها به سختی امکان پذیر است و در نقشه های زمین شناسی معمولاً به صورت آسماری / جهرم معرفی شده است (Liewellyn and Ahdoot, 1973). سازند جهرم در محیط کم عمق دریایی نهشته شده است (Nadjafi et al., 2004). فرامینفرهای بزرگ بنتیک به ویژه اپرکولینا، نومولیت، دیسکوسیکلینا و اوریتولیتس اکثریت آلوکم های این سازند را تشکیل می دهند. یکنواختی بسیار زیاد لایه های حاوی این آلوکم ها که به صورت توالی های توده ای می باشند، باعث گردیده است تا در این سازند تنوع رخساره ای مشاهده نشود، در نتیجه شواهد بسیار کمی برای نوسانات سطح آب دریا وجود دارد.

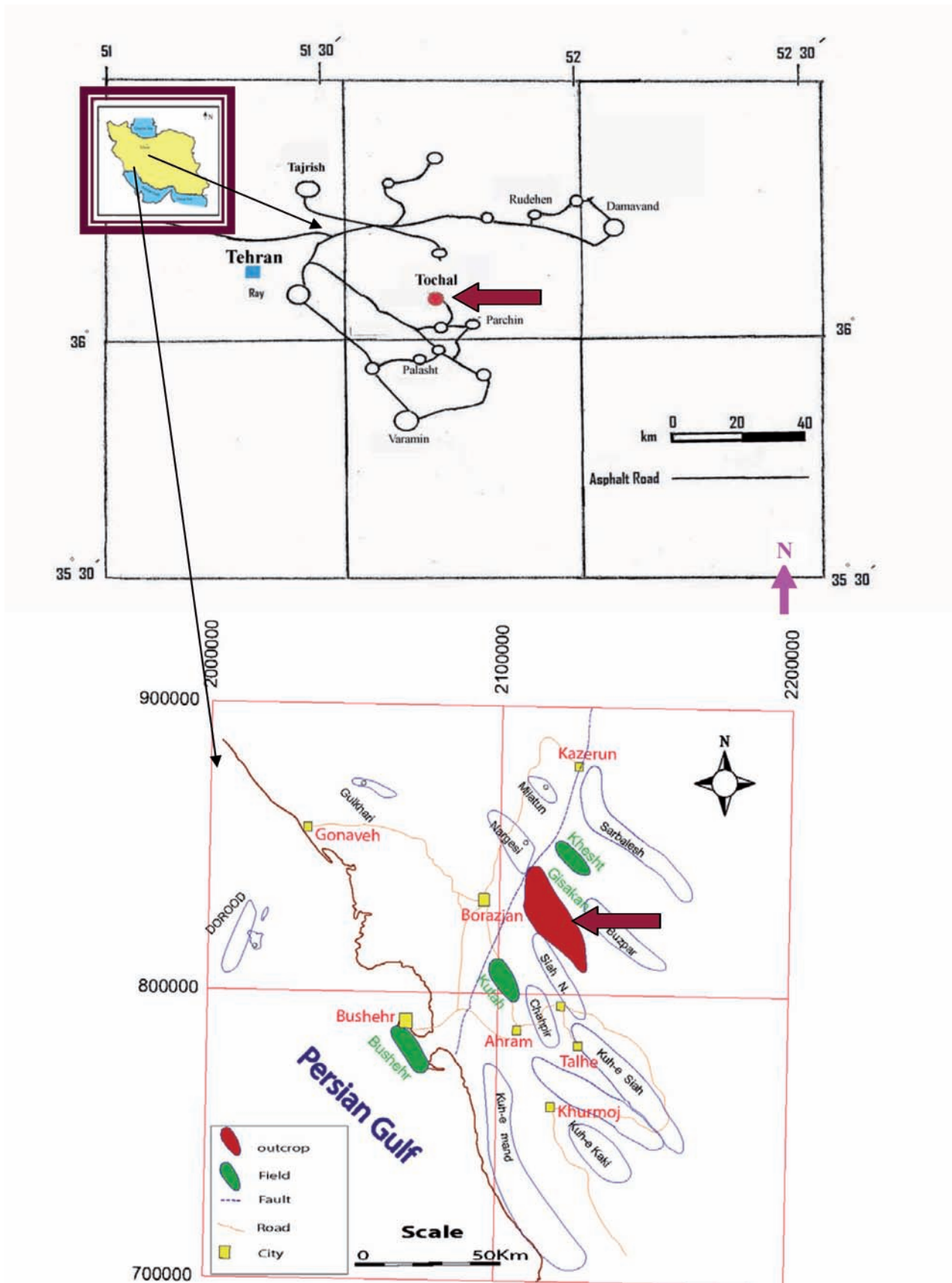
سازند زیارت

در این مطالعه، برش نمونه سازند زیارت در ۳۶ کیلومتری جنوب شرق تهران، در شمال روستای توچال با مختصات جغرافیایی ۲۲' ۵۱° شرقی و عرض ۳۵' ۳۵° شمالی برداشت شده است. این سازند با ضخامت ۲۱۲/۵ متر در بالای کنگلومرای فاجان و در زیر سازند کرج واقع شده است و از پایین به بالا دارای چهار بخش اصلی به شرح زیر می باشد:

بخش ۱: لایه های تبخیری به ضخامت ۱۲/۵ متر، بخش ۲: مارن به ضخامت ۶۵ متر، بخش ۳: سنگ آهک و آهک مارنی به ضخامت ۱۰۹ متر، بخش ۴: مارن به ضخامت ۲۶ متر (شکل ۲). با مطالعات دقیق پتروگرافی، انواع میکروفاسیس ها و محیط رسوبی سازند زیارت مشخص گردیده است که سازند زیارت سرشار از فرامینفرهای بنتیک بزرگ به سن اوایل پالئوژن (نظیر نومولیت و دیسکوسیکلینا) می باشد. با توجه به فراوانی، تنوع، پخش و پراکندگی وسیع فرامینفرهای بنتیک که در قسمت های کم عمق تر حوضه رسوبی یافت می شوند از آنها به عنوان ابزار دقیقی جهت تعیین نوع زیر محیط رسوبی قدیمه رسوبات می توان استفاده نمود (Racey, 2001). این سنگواره ها در رسوبات منطقه مورد تحقیق گسترش داشته و جهت بازسازی محیط رسوبی قدیمه، مورد مطالعه دقیق قرار گرفته اند.

از آنجایی که رسوبات کم عمق کربناته دریایی به سن ائوسن پسین (جهرم) و سازند زیارت به سن پالئوسن فوقانی - ائوسن میانی (البرز) دارای تنوع بسیار زیاد فرامینفرهای بزرگ بنتیک می باشند، به کمک این مجموعه فسیلی (Beavington-Penney and Racey 2004)، تفسیر مدل رسوبی سازند جهرم در منطقه فارس ساحلی و سازند زیارت در البرز انجام شده و این حوضه های رسوبی با یکدیگر مقایسه شده است.

1. Adult dimorphism



شکل ۱- موقعیت برش گیسکان در زاگرس و سازند زیارت در البرز نشان داده شده است.

سازند زیارت

سازند زیارت در برش نمونه با ضخامت ۲۱۲/۵ متر به صورت هم شیب بر روی کنگلومرای قرمز رنگ فاجان و در زیر توف‌های سبز کرج قرار گرفته است. توالی رسوبات سازند زیارت در این برش از قدیم به جدید به قرار زیر می‌باشد:

- لایه‌های گچ و تبخیری به ضخامت ۱۲/۵ متر
- مارن ۶۵ متر
- سنگ آهک مارنی حاوی دوکفه‌ای، ۲ متر
- سنگ آهک خاکستری، ضخیم لایه همراه با نومولیت‌های درشت و دوکفه‌ای، ۸/۵ متر
- سنگ آهک مارنی به همراه دو کفه‌ایهای نازک و کشیده ۶/۵ متر
- سنگ آهک دولومیتی، ضخیم لایه و خاکستری رنگ، ۲ متر
- مارن آهکی حاوی اینتراکلاست، ۱/۵ متر
- سنگ آهک دولومیتی، ضخیم لایه و خاکستری رنگ حاوی اینتراکلاست، ۲ متر
- سنگ آهک ضخیم لایه، خاکستری، حاوی نومولیت آلئولین و گاستروپود، ۳۷ متر
- مارن نازک لایه، ۳ متر
- سنگ آهک مارنی به همراه میان لایه‌های تبخیری، ۹/۵ متر
- مارن نازک لایه، ۱ متر
- سنگ آهک مارنی، ۲۴ متر
- مارن به همراه میان لایه‌های تبخیری، ۷ متر
- تبخیری، ۵ متر
- مارن آهکی، ۱۵ متر
- مارن، ۳ متر
- مارن آهکی همراه با تبخیری، ۸ متر

رخساره‌ها

سازند جهرم

فرامینیفرهای بزرگ بتتیک در شناسایی رسوبات دریایی کم عمق بخش تروپیکال عهد حاضر و قدیمی حائز اهمیت هستند. دانش ما نسبت به آنها در طی سی سال اخیر بسیار زیاد شده است. این اطلاعات به ویژه در رابطه با گسترش آنها نسبت به عمق آب و مورفولوژی آنها است (Beavington-Penney and Racey 2004). مطالعات جامعی که تا کنون صورت گرفته است نشانگر این مطلب است که فرامینیفرهای بزرگ در آبهای گرم در زون فوتیک وجود دارند. طبق نظر هوهنگر و همکاران (Hohenegger, et al., 1999) آنها در عمق کمتر از ۵۰ متر در ریف مرجانی شمال غرب جزیره سسکو^۱ در ژاپن و همچنین گونه‌های عهد حاضر نومولیت در ۲۰ تا ۷۰ متری عمق آب مشاهده شده‌اند. در این مطالعه، بر اساس گسترش فرامینیفرهای بزرگ بتتیک در توالی رسوبات آهکی سازند جهرم ۶ رخساره مربوط به رمپ‌های خارجی، میانی و داخلی به شرح زیر شناسایی شده است:

افزایش دما در مرز پالئوسن - ائوسن در مقیاس جهانی با گسترش ریفها به طرف قطبین و نیز توزیع گسترده‌تر ارگانسیم‌های حساس به دما نظیر فرامینیفرهای بزرگ، مرجان‌ها، درخت کرنا (منگروپ) و خزندگان در عرض‌های جغرافیایی وسیع‌تر تایید می‌شود (Adams et al., 1990; Pearson et al., 2001; Kiessling, 2002).

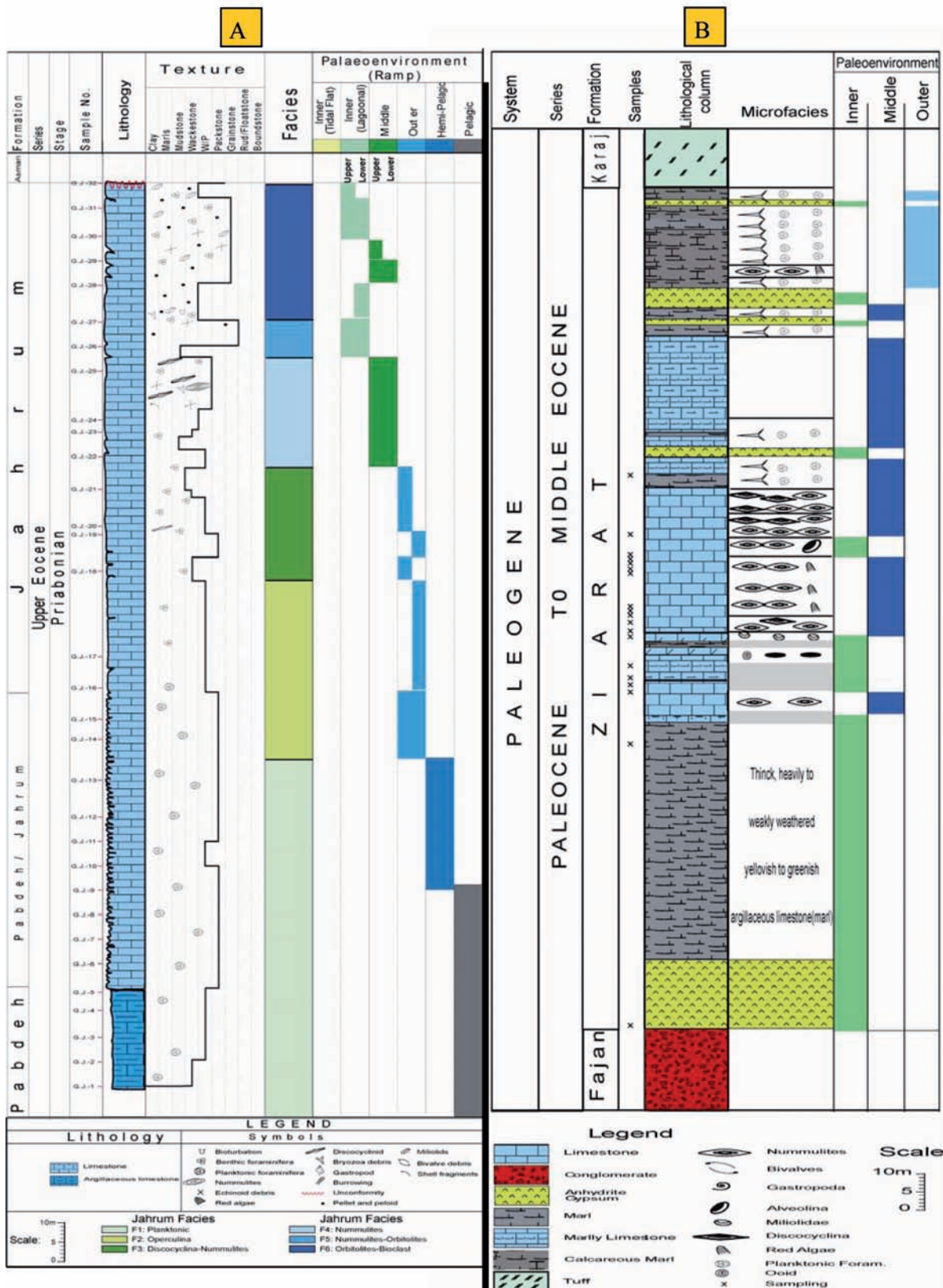
به طور کلی دمای بالای سطح آب دریاها مانع از گسترش کامل ریف‌های مرجانی در عرض‌های جغرافیایی پایین گردیده است. علاوه بر این، افزایش گازکربنیک در اوائل پالئوسن برای گسترش مرجانهای ریف ساز عرض‌های جغرافیایی پایین مناسب نبوده و لذا باعث گردیده تا موجودات هم‌زیست ریف‌ها از بین بروند. لیکن افزایش دمای سطح آب دریاها در مقیاس جهانی در تابستان موجب از بین رفتن ارگانسیم‌های هم‌زیست با فرامینیفرهای بزرگ نشده است (Hallock, 2000). در غیاب دیگر ارگانسیم‌های ریف‌ساز، فرامینیفرهای بزرگ، فضای آنها را اشغال نموده و به سرعت رشد کرده‌اند (Schibner et al., 2005). نظر بر این است که تنوع سریع فرامینیفرهای بزرگ به دلیل شرایط الیگوتروفیک از پالئوسن بالایی تا ائوسن میانی بوده است (Schibner et al., 2005). در شرایط الیگوتروفیک مواد غذایی در محیط کم و مقادیر اکسیژن بالا می‌باشد (Schibner et al., 2005).

چینه شناسی سازندها در برش مطالعه

سازند جهرم

سازند جهرم در کوه گیسکان به طور تدریجی بر روی سازند پابده قرار گرفته است. برش گیسکان نیز در تنگه کنج با مختصات نقطه شروع ۵۱ درجه و ۲۲ دقیقه طول جغرافیایی و ۲۹ درجه و ۱۱ دقیقه عرض جغرافیایی قرار دارد (شکل ۲). از نظر سنگ شناسی سازند پابده به صورت آهک رسی بوده و به تدریج با میان لایه‌های آهکی تبدیل به سازند جهرم می‌گردد. بر اساس مطالعات قبلی (Pattinson, 1968) مرز این دو سازند محل تغییر سنگ شناسی و تبدیل آهک رسی و شیل به آهک - آهک رسی در نظر گرفته شده است. ضخامت این سازند در برش مورد مطالعه با احتساب بخش گذر تدریجی ۱۹۱ متر است. مرز بالایی آن با سازند آسماری دارای ناپیوستگی فرسایشی است. لایه‌های آهک رسی در برش مورد مطالعه که عمدتاً در مرز پایینی سازند گسترش دارند، غنی از فرامینیفرهای پلانکتون می‌باشد، در شرایطی که لایه‌های آهکی به طور عمده دارای فرامینیفرهای بزرگ بتتیک هستند (شکل ۲).

سازند جهرم در منطقه فارس ساحلی دارای پتانسیل مخزنی خوبی بوده به طوری که در میدان موند و خشت، وجود نفت بسیار سنگین که در آن محرز شده و در میداین مجاور نیز آثار هیدروکربور در این سازند گزارش شده است (Fakoori and Asemani, 1983). از این رو نیاز به مطالعه این سازند، از جنبه‌های مختلف زمین شناسی و نفتی جهت بررسی وضعیت آن و تعیین سیستم نفتی در این منطقه، ضروری می‌نماید.



شکل ۲- A، ستون چینه شناسی مقطع مورد مطالعه در کوه گسیکان در شرق شهرستان برازجان همراه با محل نمونه برداری از سازند جهرم نشان داده شده است (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ برازجان، شرکت ملی نفت B، Liewellyn and Ahdoot, 1973) ستون چینه شناسی سازند زیارت در برش نمونه.

میکروفاسیس های رمپ خارجی

۱- مادستون پلانکتونیک^۱

این رخساره متعلق به بخش عمیق حوضه و شامل شیل های آهکی تا آهک رسی دارای گونه های مختلف فرامینیفرهای پلانکتونیک و سوزن اسفنج با بافت مادستون می باشد. به دلیل وجود فسیل های شاخص همانند هتکنینا، این رخساره متعلق به سازند پابده در نظر گرفته می شود (شکل ۳، تصویر A). در رخنمون صحرایی لایه های شیل آهکی به طور مشخص هوازده بوده و معمولاً برجستگی های پوشیده ای را تشکیل می دهند. اگرچه این رخساره دارای فرامینیفرهای پلانکتونی فراوانی است (شکل ۳، تصویر B) ولی به طور پراکنده و محدود شامل ذرات ریز اکینودرم، استراکود و فرامینیفرهای نودوساریا می باشد. وجود پیریت به مقدار زیاد در لایه های شیلی همراه با نبود شواهد آشفستگی زیستی از مشخصه این رخساره است. این رخساره در زیر خط اثر امواج طوفانی و محیط کم انرژی یعنی در جایی که رسوب گذاری عمدتاً توسط ته نشست رسوبات ریز دانه (همانند فرامینیفرهای پلانکتونی، رس ها و گل کربناته) صورت می گیرد، مشاهده می شود. به دلیل نبود آرگانسیم های فوتیک می توان گفت که شیل ها و آهک رسی دارای فرامینیفرهای پلانکتونی مربوط به آبهای عمیق بوده و در بخش های عمیق و دور از ساحل (Distal) پلاتنفرم کربناته نهشته شده اند (شکل ۷).

۲- اپرکولینا وکستون تا پکستون^۲

این رخساره دارای فرامینیفرهای بزرگ و کشیده اپرکولینا با بافت وکستون تا پکستون می باشد. فسیل های همراه با این رخساره شامل درصد کمی از فرامینیفرهای پلانکتونی و دیگر فرامینیفرهای بزرگ کشیده و باریک همانند دیسکوسیکلینا است (شکل ۳، تصویر C). زمینه این رخساره میکرایتی بوده و بافت وکستون تا پکستون را ایجاد نموده است. در روی زمین به صورت ماکروسکوپی رخساره وکستون تا پکستون به رنگ خاکستری تیره تا قهوه ای و بعضاً رسی همراه با فرامینیفرهای بزرگ بنتیک اپرکولینا می باشد. همچنین همراه این رخساره فرامینیفرهای پلانکتونی پراکنده و ذرات اکینودرم همراه با سوزن های آنها و دیتروپا قابل مشاهده است. استراکود و فرامینیفرهای نودوساریا در مقاطع نازک در این رخساره وجود دارند. بر اساس مطالعات انجام شده توسط سینکلر و همکاران (Sinclair et al., 1998) بر روی رسوبات ائوسن ناحیه آلپ فرانسه، رخساره اپرکولینا مربوط به بخش پایینی رمپ میانی و زیر خط اثر امواج تفسیر شده است. از طرفی طبق نظر گیلهام و بریستو (Gilham and Bristow, 1998)، رخساره اپرکولینا ائوسن بالایی مربوط به پلاتنفرم سیرا دل کادی^۳ متعلق به محیط پشت سدی تا رمپ خارجی است.

بافت زمینه میکرایتی این رخساره بیانگر رسوب گذاری در بخش های کم انرژی بوده و در زیر خط نرمال امواج واقع است و به دلیل نفوذ و هجوم دوره ای رسوبات درشت تر بر اثر امواج طوفانی می تواند به فرم بافت پکستون باشد. در برش مورد مطالعه به دلیل موقعیت قرار گیری این

رخساره (در بلا فصل رخساره پلانکتونی)، وجود فرامینیفرهای پلانکتونی همراه با آن و نبود جلبک قرمز بیانگر رسوب گذاری در شرایط نوری و در بخش خارجی رمپ کربناته است (شکل ۷).

میکروفاسیس های رمپ خارجی-میانی

۳- دیسکوسیکلین-نومولیت پکستون تا وکستون^۴

در این رخساره علاوه بر دیسکوسیکلینا و نومولیت (کشیده) که به فراوانی در این رخساره گسترش دارند، فسیل های اکتینوسیکلینا، هتروستزینا، خرده های اکینودرم، گلوبیژرینا و به مقدار کم گلوبوروتالیا هم مشاهده می شوند. ضخامت این رخساره حدود ۲۸ متر است. بافت این رخساره پکستون تا وکستون است (شکل ۳، تصویر D). رخساره دیسکوسیکلینا توسط محققین زیادی مطالعه شده و نظرات متفاوتی رادر مورد آن ارائه نموده اند به طوری که لوکس و همکاران (Loucks et al., 1998) عقیده دارند که فرم های بیضوی شکل دیسکوسیکلینا مربوط به رمپ داخلی و بالای خط اثر امواج و فرم های کشیده و مسطح مربوط به رمپ میانی تا خارجی است. جیل (Geel, 2000) این رخساره را متعلق به آبهای عمیق تر از رخساره آسلینا ولی کم عمق تر از رخساره اپرکولینا دانسته است. همچنین در نهایت ریزی (Racey, 1994) و بایونگتون پنی و همکاران (Beavington-Penney, et al., 2006) با مطالعه این رخساره در سازند سیب به سن ائوسن میانی در عمان (معادل بخشی از سازند جهرم) عقیده دارند که رخساره دیسکوسیکلینا مربوط به رمپ خارجی است. بنابر این گسترش اصلی این رخساره در منطقه مورد مطالعه با توجه به موقعیت آن در ستون چینه شناسی مربوط به بخش میانی تا خارجی رمپ کربناته است (شکل ۷).

۴- نومولیت وکستون^۵

در برش گیسکان، رخساره نومولیت دارای ضخامت ۲۵ متر با بافت پکستون تا وکستون است. بخش پایینی این رخساره همراه با اپرکولینا (به طور کم) و خرده های اکینودرم است. در بخش بالایی نومولیت های بزرگ با مقطع عرضی ضخیم به تنهایی گسترش دارند (شکل ۳، تصویر E).

در ارتباط با موقعیت رخساره نومولیت، محققین زیادی مطالعاتی را انجام داده اند، به طوری که ریزی (Racey, 1994) با مطالعه سازند سیب^۶ به سن ائوسن میانی در عمان، انواع مختلف نومولیت ها به همراه آسلینا، دیسکوسیکلینا و آلوتولینا را مربوط به رمپ میانی در نظر گرفته است. باسی (Bassi, 1998) نومولیت ها به همراه آسلینا در نهشته های ائوسن پسین در شمال ایتالیا را مربوط به رمپ میانی و بخش بالایی رمپ خارجی دانسته است. محیط رخساره نومولیت بسته به وجود انواع فرامینیفرها می تواند از بخش بالایی رمپ خارجی تا رمپ میانی تغییر نماید. بنابر این رخساره نومولیت در صورتی که با دیسکوسیکلینا و یا اپرکولینا همراه شود متعلق به رمپ خارجی است و به تنهایی گسترش آن مربوط به رمپ میانی است (شکل ۷).

1. Planktonic mudstone
2. Operculina wackestone-packstone
3. Sierra del Cadi

4. Discocyclusina-nummulites packstone to wackestone
5. Nummulites wackestone
6. Seeb

میکروفاسیس رمپ میانی - داخلی

بخشهای عمیق تر باشد و در نتیجه آن را می توان مربوط به محدوده حد واسط و تدریجی بین رمپ میانی و داخلی دانست (شکل ۶).

میکروفاسیس رمپ داخلی

۶- اوربیتولیتس بایوکلست پکستون^۳

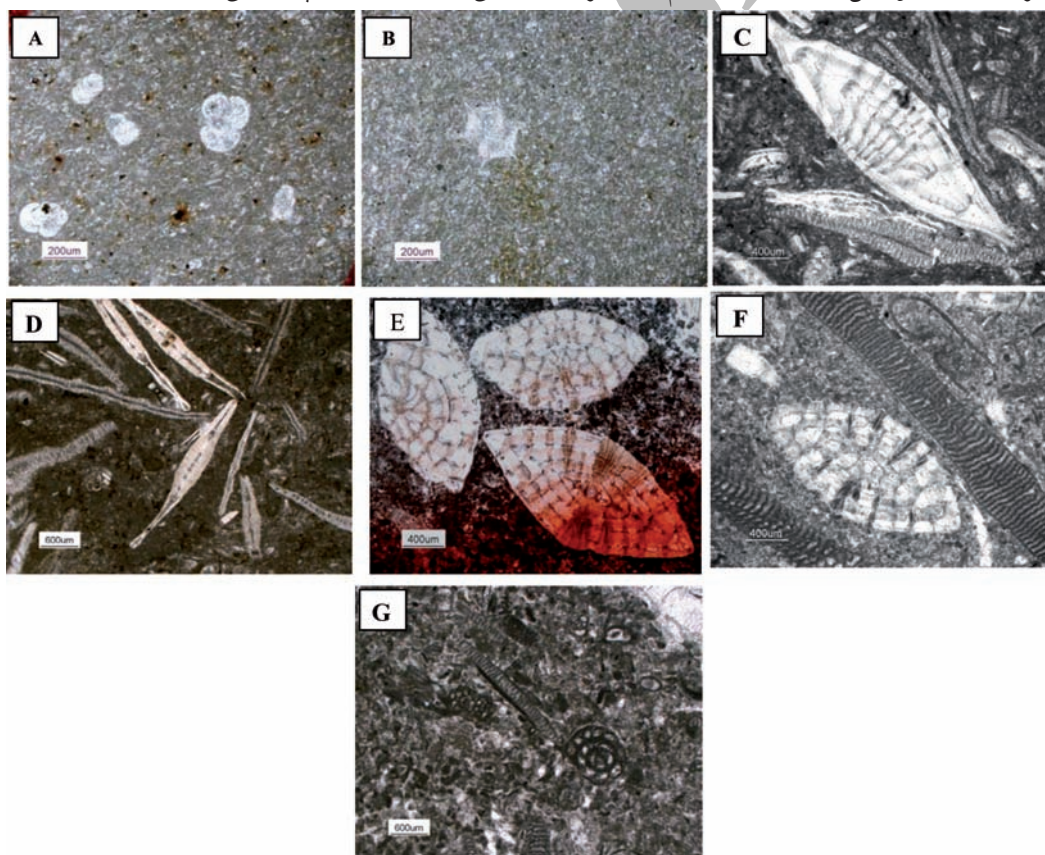
این رخساره در کوه گیسکان بالاترین لایه سازند جهرم را تشکیل می دهد و سازند آسماری به طور ناپیوسته بر روی این رخساره نهشته شده است. ضخامت این رخساره ۳۱ متر و دارای بافت گرینستون تا پکستون همراه با فسیل های اوربیتولیتس، میلیولیده، روتالیا، گاستروپود، جلبک سبز و خرده های دوکفه ای و اکتینودرم می باشد (شکل ۳، G). رخساره اوربیتولیتس را بسیاری از محققین (Ghose, 1977; Geel, 2000; Racey, 2001; Beavington-Penney, et al., 2006) مربوط به بخش کم عمق رمپ داخلی، محیط پشت ریفی و محیط های محصور در نظر گرفته اند. لذا به دلیل همراهی فسیل های شاخص لاگونی در این رخساره، می توان آن را به رمپ داخلی نسبت داد.

۵- نومولیت - اوربیتولیتس و کستون تا پکستون^۱

در کوه گیسکان ضخامت این رخساره کم بوده و در حدود ۷ متر اندازه گیری شده است. در بافت این رخساره پکستون تا گرینستون است که در آن نومولیت، اوربیتولیتس به طور فراوان و میلیولیده و بریوزوا به طور جزئی وجود دارند (شکل ۳، تصویر F).

برای مجموعه نومولیت های بزرگ و قوی جثه^۲ و اوربیتولیتس، محیط کم عمق و محصور پیشنهاد می گردد. البته محققین زیادی عقیده دارند که به طور نادر وجود اوربیتولیتس در بخش های عمیق تر نادر می باشد. (Hohenegger et al. 1999; Hohenegger, 2000; Langer and Hottinger, 2000)

بهر حال وجود میلیولیده و جلبک های سبز می تواند به تفسیر این رخساره کمک نماید و رسوب گذاری آن را مربوط به بخش کم عمق دریا دانست. از آنجاییکه اوربیتولیتس و نومولیت در محیط های متفاوت وجود دارند (Hohenegger et al., 1999) لذا این رخساره می تواند بیانگر انتقال اوربیتولیتس از قسمت های کم عمق تر به



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از رخساره های مختلف سازند جهرم در برش گیسکان، A- رخساره پلانکتونی با بافت مادستونی همراه با فسیل دارای هنتیکنیا متعلق به سازند پابده و مربوط به بخش عمیق حوضه، B- رخساره پلانکتونی در بخش های پایینی سازند جهرم و در مرز گذر بین این سازند و سازند جهرم، C- رخساره اپرکولینا با بافت پکستون، D- رخساره دیسکوسیکلینا- نومولیت با بافت پکستون، فراوانی دیسکوسیکلینا همراه با نومولیت های با دیواره نازک و کشیده و خرده های اپرکولینا در شکل مشاهده می شود، E - رخساره نومولیت با بافت پکستون، نومولیت ها به صورت دوکی شکل و دارای دیواره ضخیم می باشند، F- رخساره نومولیت - اوربیتولیتس با بافت و کستون، G- رخساره اوربیتولیتس - بایوکلست پکستون حاوی جلبک سبز، خرده های جلبک قرمز و اکتینودرم، میلیولیده و دیگر فرامینفرهای لاگونی.

1. Nummulites -orbitolites wackestone- packstone
2. Robust
3. Orbitolites- bioclast packstone

سازند زیارت

میکروفاسیس های رمپ خارجی

۱- رادیولار اسپیکول اسفنج و کستون^۱

در این میکروفاسیس اسپیکول اسفنج ۵ تا ۱۰ درصد و رادیولر به طور متوسط ۵ درصد وجود دارد که در یک زمینه گلی تا رسی محصور می باشند (شکل ۴، A).

۲- بنتیک فرامینفر پکستون^۲

در این میکروفاسیس در حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد از انواع مختلف قطعات خرد شده اسکلتی از قبیل فسیل های اکتینوئید، براقیوپود، دوکفه ای نازک مربوط به دریای باز مشاهده می شوند. از نظر فراوانی، نومولیت در حدود ۵ درصد، دیسکوسیکیلینا ۱۰ درصد، خرده های اکتینوئید ۱۰ درصد خرده های براقیوپود حدود ۱۰ درصد از اجزای اصلی تشکیل دهنده این میکروفاسیس می باشند. این میکروفاسیس شاخص مناطق دریای باز و بخش رمپ خارجی است (شکل ۴، B و شکل ۸).

میکروفاسیس های رمپ میانی

۳- نومولیت- دیسکوسیکیلینا و کستون تا پکستون^۳

در این میکروفاسیس به مقدار فراوان دیسکوسیکیلینا و نومولیت وجود دارد. دیسکوسیکیلینا با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد، حجم اصلی آلوکم ها را تشکیل می دهد. مقدار کمتری نومولیت (حدود ۱۵ درصد) در زمینه میکرایتی دیده می شوند. اندازه دیسکوسیکیلینا ها تا ۴ میلی متر نیز می رسد (شکل ۴، C و D). با توجه به وجود فرامینفرهای بنتیک بزرگ با پوسته هیالین نظیر دیسکوسیکیلینا و نومولیت و نبود فرامینفرهای بنتیک با پوسته پورسلانوز (تیره)، این میکروفاسیس به محیط رسوبی مربوط به بخش رمپ میانی دریای باز نسبت داده می شود (Sinclair et al., 1998).

۴- دیسکوسیکیلینا- نومولیت و کستون^۴

در این میکروفاسیس به مقدار فراوان نومولیت و دیسکوسیکیلینا وجود دارد. نومولیت ها با فراوانی ۲۰ درصد، حجم اصلی آلوکم را تشکیل می دهد. به مقدار کمتری دیسکوسیکیلینا (حدود ۱۵ درصد) در زمینه میکرایتی دیده می شوند.

اندازه دیسکوسیکیلینا ها تا ۴ میلی متر نیز می رسند. با توجه به وجود فرامینفرهای بنتیک بزرگ با پوسته هیالین نظیر دیسکوسیکیلینا و نومولیت و نبود فرامینفرهای بنتیک با پوسته پورسلانوز (تیره)، این میکروفاسیس به محیط رسوبی مربوط به دریای باز بخش رمپ میانی نسبت داده می شود (Sinclair et al., 1998) (شکل ۴، E و شکل ۸).

۵- جلبک قرمز- نومولیت پکستون^۵

در این میکروفاسیس به مقدار فراوان خرده های اسکلتی

نومولیت و جلبک قرمز وجود دارد. نومولیت ها با فراوانی ۲۲ درصد، حجم اصلی آلوکم ها را تشکیل می دهند. اندازه این نومولیت حدود ۳ میلی متر می باشد (شکل ۴، F).

در این رخساره به مقدار کمتر می توان دیسکوسیکیلینا، اکتینودرم، بریوزوا و خرده های دوکفه ای مشاهده نمود.

فرایند خرد شدگی گاهی در میکروفسیل های بنتیک (فرامینفرها) دیده می شود. این میکروفاسیس به دلیل داشتن فرامینفرهای بنتیک با پوسته روشن نظیر نومولیت و دیسکوسیکیلینا و همچنین جلبک قرمز، از نظر محیط رسوبی مربوط به بخش رمپ میانی دریای باز می باشد (Flugel, 2004).

۶- نومولیت پکستون^۶

در این میکروفاسیس فرامینفر بنتیک از نوع نومولیت با فراوانی ۳۰-۲۰ درصد، حجم اصلی آلوکم ها را تشکیل می دهد که به صورت پراکنده در زمینه میکرایتی قرار گرفته است. از نظر اندازه نومولیت ها درشت بوده، که گاهی اندازه آنها به ۳ میلیمتر هم می رسد. خرده های اکتینوئید با فراوانی در حدود ۵ درصد در اکثر مقاطع مربوط به این میکروفاسیس مشاهده می شود.

از فرایندهای دیاژنتیکی رایج که در این میکروفاسیس مشاهده می شود وجود استیلولیت ها و درزه های انحلالی می باشد. در امتداد درزه ها می توان تجمعی از مواد غیر قابل حل را مشاهده نمود. همچنین فسیل ها در بعضی موارد آثار خرد شدگی را نشان می دهند (شکل ۵، A و B). در این میکروفاسیس نومولیت ها حجم اصلی آلوکم ها را تشکیل می دهند. اندازه و شکل نومولیت ها به طور مشخص در ارتباط با نوع محیط رسوبی می باشد.

(Vennin et al., 2003; Beavington-Penney et al., 2006) به طوری که نومولیت های کشیده و درشت مربوط به بخش های دور از ساحل و آب های عمیق تر بوده و نشان دهنده افزایش در میزان فضای رسوب گذاری^۷ می باشد (Beavington-Penney and Racey, 2004) (شکل ۸).

ترکیبی از زمینه میکرایتی و درجات بالای خرد شدگی ذرات نشان دهنده برگشتگی بافتی است که می تواند توسط یک محیط کم انرژی که به صورت اتفاقی تحت تأثیر امواج شدید قرار گرفته است توضیح داده شود، به طوری که انرژی امواج در حدی است که سبب خرد شدگی آلوکم ها می شود اما آنقدر قوی نیست که سبب از بین رفتن زمینه میکرایتی گردد.

بر این اساس می توان نتیجه گرفت که این میکروفاسیس در زیر خط اثر امواج و در بخش های رمپ میانی تشکیل شده است.

میکروفاسیس های رمپ داخلی

۷- آلوئولینا - نومولیت پکستون^۷

در این میکروفاسیس نومولیت با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد

1. Radiolar sponge spicule wackestone

2. Benthic foraminifera packstone

3. Nummulite- discocyclusina wackestone to packstone

4. Discocyclusina- nummulite wackestone

5. Red Algae-nummulite packstone

6. Nummulites packstone

7. Increase of accommodation space

8. Alveolina- nummulites packstone

ناچیزی خرده‌های اسکلتی همانند استراکد و میلیولید وجود دارد. از فرایندهای دیاژنری قابل مشاهده در این میکروفاسیس وجود آشفستگی زیستی، درزه‌های انحلالی و استیلولیت بوده که در امتداد آنها مواد غیر قابل حل تجمع پیدا کرده است (شکل ۵، F). با توجه به اندازه خیلی ریز بلورها، حضور ذرات پراکنده کوارتز در حد سیلت، حفظ بافت رسوبی اولیه و نبود فسیل، به نظر می‌رسد که این دولومیت‌ها از نوع اول بوده و در شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط‌های جزر و مدی تشکیل شده‌اند (Adabi, 1996).

۱۱- رخساره تبخیری^۱

رسوبات تبخیری اصولاً در نواحی خشک و در عرضهای جغرافیایی پایین به ویژه در مناطقی که دما و تبخیر خیلی بالاست و میانگین نزولات سالانه خیلی کم تشکیل می‌گردد (Hallam, 1993; Warren, 2006). محل اصلی نهشته‌های سولفاتی دریایی امروزی در بخش بالایی پهنه‌های جزر و مدی و بین حد جزر و مدی است (Tucker, 1991). مناطقی که آب دریا توسط فرایندهای مویینه به سطح آورده می‌شود و یا توسط سیلاب‌های سطحی^۲ در سطح تخلیه می‌شود. ژپس‌های تشکیل شده در این نواحی حالت دیسکی شکل، رز مانند و یا حالت کریستال‌های دو قلویی^۳ دارند. در سازند زیارت لایه‌های تبخیری تشکیل دهنده این رخساره که در قاعده توالی رسوبات سازند زیارت قرار دارند، دارای ضخامتی بین ۵ تا ۱۳ متر می‌باشند. این تبخیری‌ها توسط لایه‌های مارنی دنبال می‌شوند. شناسایی کانی‌های سولفات عمده تا بر مبنای شکل بلوری و خصوصیات پتروگرافیکی آنها است.

مطالعات مقاطع نازک حاکی از آن است که بلورها دارای شکل الواری^۴، دارای برجستگی کم و بیرفرنژانس ضعیف می‌باشند. این ویژگی‌ها تأکیدی بر ترکیب کانی‌شناسی ژپس است، در حالی که بلورهای ایندیریت برجستگی بالاتر و بیرفرنژانس قوی‌تری نسبت به ژپس دارند. اندازه بلورهای ژپس بین ۴۰ میکرون تا حدود ۱ میلی‌متر، با میانگین حدود ۰/۲ میلی‌متر است. نبود کلسیت‌های دروغین بعد از ژپس به شکل بلورهای دم-چلچله‌ای^۵ و یا عدسی شکل و فرم‌های منوکلینیک در زمینه ماتریکس میکریتی تأکیدی بر تشکیل آنها در محیط‌های غیرسبخایی است (Spencer and Lowenstein, 1990).

عموماً فرمهای دیسکی یا عدسی شکل حاکی از رشد بلورهای ژپس به صورت جابجایی در بین رسوبات رخساره‌های بالایی بین جزرومدی در محیط‌های تبخیری سبخایی عهد حاضر امروزی نظیر خلیج فارس است (Demico and Hardie, 1994). علاوه بر این، نهشته‌های نرمال سبخایی شامل لامینه‌های میکروبی کربنات‌های دریایی یا گل‌های سیلیسی آواری، سولفات‌های نودولی و ماسه‌های حمل شده توسط باد می‌باشند. بر عکس، وجود لامینه‌های گسترده که به صورت بین لایه‌ای، حاوی

و آلئولینا با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد حجم اصلی آلوکوم‌ها را تشکیل می‌دهند. اندازه نومولیت‌های تشکیل دهنده این میکروفاسیس به طور میانگین ۱/۵ میلی‌متر است (شکل ۵، C). از فرایندهای دیاژنتیکی قابل مشاهده در این میکروفاسیس تراکم فیزیکی و شیمیایی (به صورت درزه‌های انحلالی و استیلولیت) می‌باشد. وجود فرامینفر بنتیک آلئولینا معرف بخش رمپ داخلی^۱ و فرامینفر بنتیک از نوع نومولیت معرف بخش رمپ میانی^۲ در پلت فرم کربناته می‌باشد، که به دلیل فراوانی قابل توجه نومولیت و در مقایسه با آلئولینا می‌توان آن را به بخش جلوی ریف نسبت داد.

۸- میلیولید و کستون^۳

در این رخساره فرامینفرهای بنتیک از نوع میلیولید فراوان‌ترین جزء تشکیل دهنده هستند. علاوه بر آن می‌توان از خرده‌های دوکفه‌ای و مخصوصاً جلبک‌های فورمز نام برد. این رخساره در بعضی قسمت‌ها به صورت کامل یا انتخابی دولومیتی شده است. مقادیر زیاد فرامینفر بنتیک خصوصاً از نوع میلیولید در این رخساره حاکی از شرایط محیطی کم عمق می‌باشد (Vaziri-Moghaddam et al., 2006). از نظر فراوانی حدود ۲۵ درصد اجزاء اصلی این میکروفاسیس را میلیولید تشکیل می‌دهد. اندازه میلیولیدهای تشکیل دهنده این میکروفاسیس به طور میانگین ۰/۳ میلی‌متر می‌باشد که در زمینه میکرایت پراکنده هستند (شکل ۵، D). از آنجا که میلیولیدها ترجیح می‌دهند در آب‌های با آشفستگی کم و سنگ بستر نرم زندگی کنند، عموماً شاخص محیط‌های لاگونی و یا غنی از مواد غذایی هستند اما در بخش‌های جلوی ریف نیز مشاهده می‌شوند (Geel, 2000).

۹- ایتراکلت اووئید پکستون تا گرینستون^۴

این میکروفاسیس حاوی اووئید و قطعات ایتراکلت می‌باشد. اجزاء اصلی این میکروفاسیس اووئید با فراوانی ۲۵ درصد می‌باشد. اندازه اووئیدهای تشکیل دهنده این میکروفاسیس به طور میانگین ۰/۲ میلی‌متر می‌باشد. اووئیدها در اکثر موارد دارای فابریک مماسی می‌باشد که نشان‌گر انرژی زیاد محیط رسوبی است. دیگر اجزاء این میکروفاسیس ایتراکلت با فراوانی حدود ۱۵ درصد می‌باشد. لازم به ذکر است که جنس زمینه از سیمان اسپارایتی است (شکل ۵، E).

۱۰- دولومیکرایت یا دولومادستون^۵

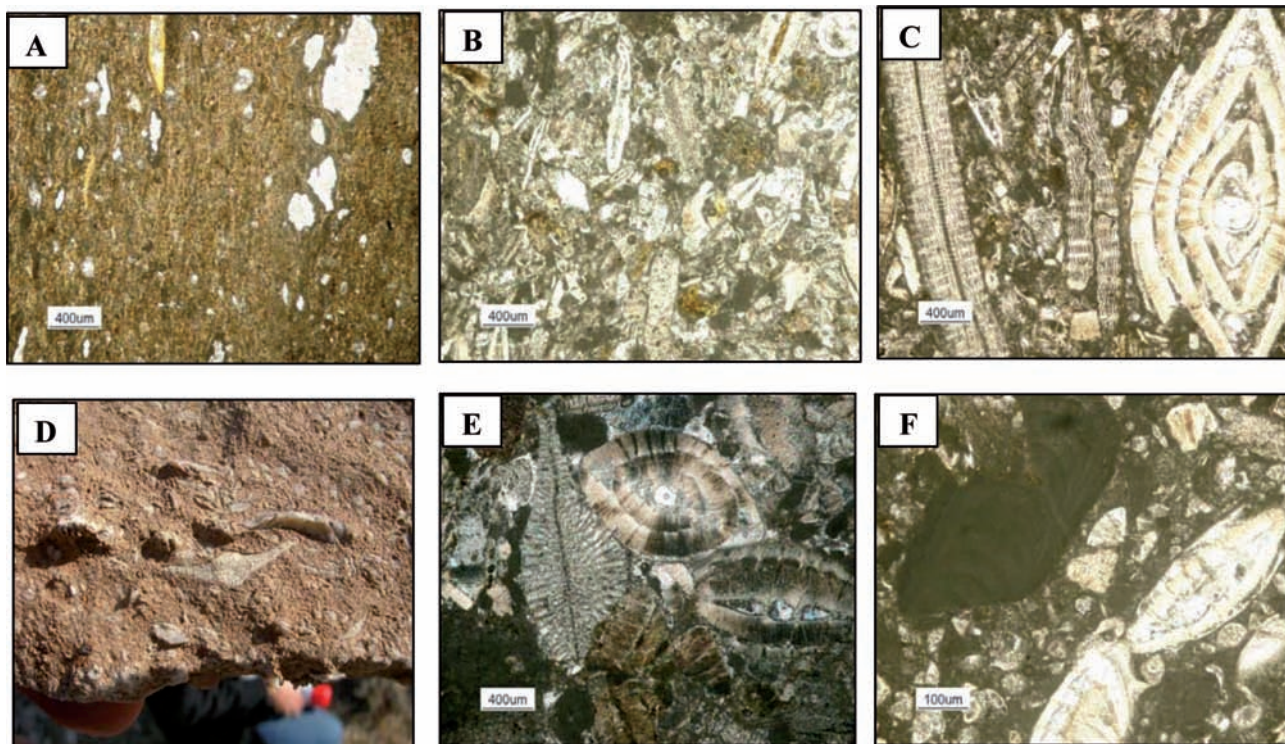
در این میکروفاسیس بلورهای دولومیت در اندازه حدود ۱۰ تا ۷۰ میکرون به صورت متراکم، غیر شکل‌دار و تیره رنگ با خاموشی مستقیم مشاهده می‌شود. به وضوح آثاری از بافت رسوبی اولیه به صورت ذرات ایتراکلت را می‌توان در این میکروفاسیس مشاهده نمود. در این میکروفاسیس به میزان

1. Inner ramp
2. Middle ramp
3. Miliolid wackestone
4. Intraclast ooid packstone to grainstone
5. Dolomicrite or Dolomudstone

6. Evaporite facies
7. Flood recharge
8. Twinned Crystals
9. Lath-like
10. Swallow Tail

الواری، موازی و گاه شعاعی قابل مشاهده است. نبود ساخت‌های چشم پرنده‌ای، ساخت اینترولیتیک، ندول‌های سولفاتی، قشرهای ترک خورده، سیلت و ساخت قفس پرنده‌ای حاکی از تشکیل آنها در محیط‌های زیر آبی است (Warren, 2006) (شکل ۵، G و H).

لامینه‌های تشکیل شده از مواد آلی است، نشان از نهشته شدن این کانی‌های تبخیری در محیط‌های زیر آبی نظیر سالینا در محیط‌های کم عمق می‌باشد. نکته جالب توجه در مقطع مورد مطالعه، پیوستگی لایه‌های لامینه‌ای ژپیس است که به بیش از چند ده متر می‌رسد. بلورهای ژپیس به صورت ریز تا درشت،

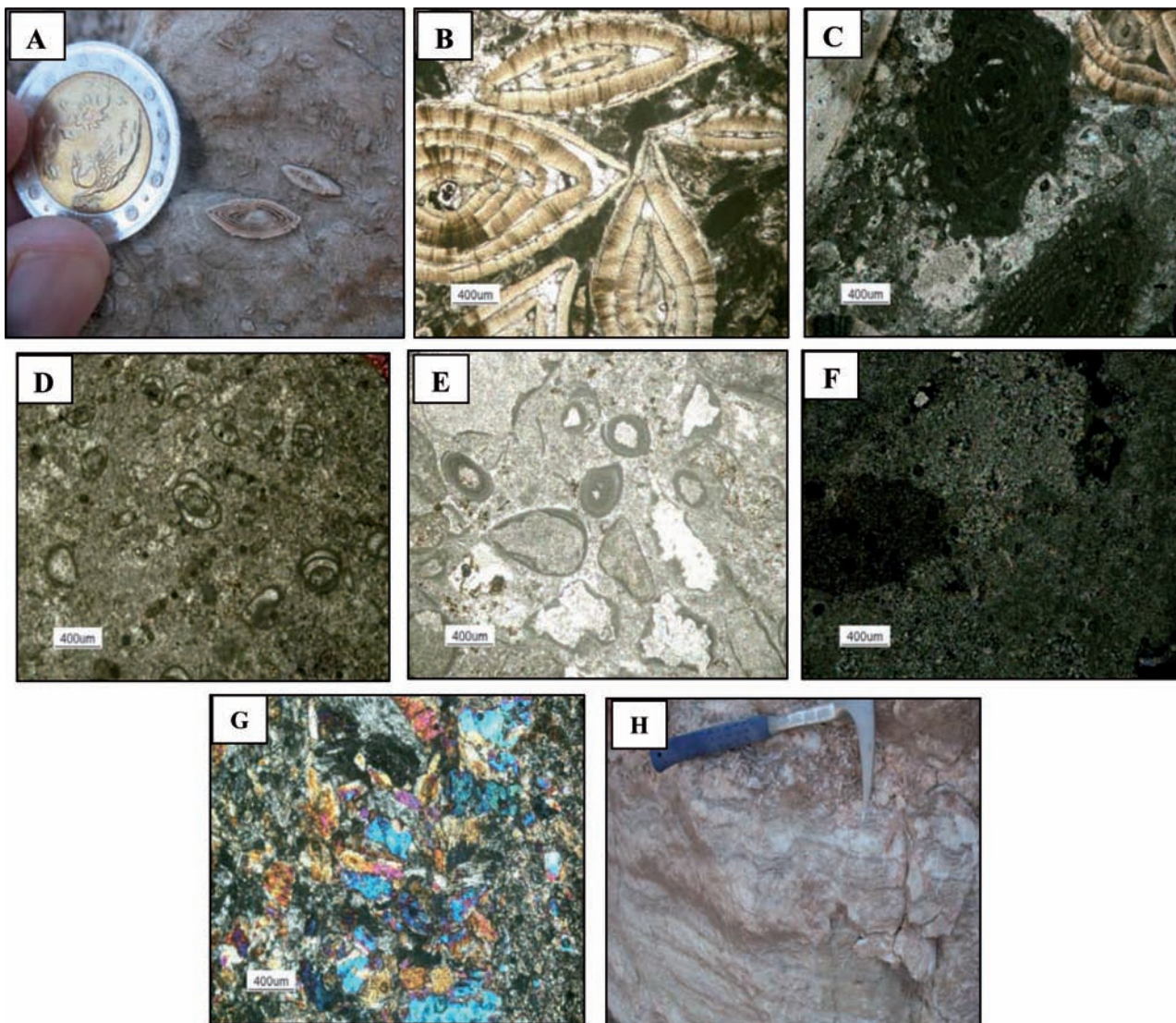


شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از میکروفاسیس‌های مختلف سازند زیارت، A- رادیولاز اسپیکول اسفنج و کستون (Radiolar sponge) در نمونه شماره Z141 (نور طبیعی). B- بنتیک فرامینیفر پکستون (Benthic foraminifera packstone) در نمونه شماره Z119، (نور طبیعی)، C- نومولیت- دیسکوسیکلینا و کستون تا پکستون (Nummulites- discocyclina wackestone to packstone) در نمونه شماره Z118، (نور طبیعی)، D- تصویری از رخنمون رخساره نومولیت دیسکوسیکلینا و کستون تا پکستون، برش نمونه سازند زیارت، E- دیسکوسیکلینا- نومولیت و کستون (Discocyclina- nummulites wackestone) در نمونه شماره Z117، (نور پلاریزه)، F- جلبک قرمز- نومولیت پکستون (Red algae- nummulites packstone) در زمینه میکرایتی، نمونه شماره Z105، (نور طبیعی).

کربناته در مدت رسوب گذاری سازند جهرم، نشان می‌دهد که بخش فارس ساحلی از حوضه زاگرس در زمان ائوسن میانی تا پسین دارای یک روند رسوب گذاری پایدار (از نقطه نظر فعالیت های تکتونیکی) بوده است. با مقایسه الگوی رسوب گذاری این سازند با سازند های مشابه خود در نواحی جنوبی تر پلاتنفرم عربی (سازند های سیب و دامام) (Boukhary, et al., 2006) می‌توان نتیجه گرفت که مابین نواحی شمالی خلیج فارس کنونی و جنوبی آن (بخش های مرکزی پلاتنفرم عربی) ارتباط محیط رسوبی گسترده ای وجود داشته است (Ziegler, 2001). فقدان ریف های سدی، گسترش پهنه های کشندی کربناته، فقدان رسوبات تخریبی در تمامی نواحی حوضه و بالاخره تغییرات تدریجی و نامحسوس رسوبات پلاژیک تا همی پلاژیک سازند

الگوی گسترش رخساره های سازندهای جهرم و زیارت

با توجه به شناسایی رخساره‌ها در سازند جهرم (زاگرس) و زیارت (البرز) می‌توان نتیجه گرفت که این سازندها در نواحی مورد مطالعه تا حدود زیادی قابل مقایسه با یکدیگر می‌باشد و شرایط کلی پلاتنفرم کربناته و نحوه رسوب گذاری در این نواحی همخوانی خوبی را نشان می‌دهند. در سازند جهرم ابتدا رخساره مربوط به بخش عمیق حوضه در منطقه مورد مطالعه تشکیل شده (رخساره ۱) و به تدریج با کاهش عمق حوضه رخساره های ۲ الی ۶ در محیط های خارجی، میانی و داخلی رمپ کربناته ته نشست نموده اند (شکل‌های ۷ و ۹). شواهد موجود نظیر فقدان رخساره های تخریبی و گسترش وسیع پلاتنفرم های



شکل ۵ - تصاویر میکروسکوپی از میکروفاسیس های مختلف سازند زیارت، A- تصویری از رختمون یک سنگ آهکی حاوی رخساره نومولیت پکستون، برش نمونه سازند زیارت، B- نومولیت پکستون (Nummulites packstone) همراه با خرده‌های جلبکی در نمونه شماره ۵/Z۱۰۷، (نور طبیعی)، C- آلوئولینا - نومولیت پکستون (Alveolina- nummulites packstone) در نمونه شماره ۵/Z۱۰۸، (نور پلاریزه). D- میلیولید وکستون (Milliod wackestone) در نمونه شماره ۵/Z۸۷، (نور طبیعی). E- اینتراکست اووئید پکستون تا گرینستون (Intraclast ooid packstone to grainstone) در نمونه شماره ۵/Z۸۵، (نور طبیعی). F- دولومیکرایت یا دولومادستون (Dolomiticrite or Dolomudstone) در نمونه شماره ۵/Z۸۶، (نور پلاریزه). G- رخساره تبخیری (Evaporite facies) در مقطع نازک نمونه شماره WA، (نور پلاریزه). H- رخساره تبخیری (Evaporite facies) در مطالعات صحرایی برش نمونه سازند زیارت.

(Buxton and Pedley, 1989; Luterbacher, 1998; Racey, 2001) در سازند زیارت می‌توان یک توالی رمپ ایده‌آل بر اساس توزیع فرامینیفرهای بنتیک رسم نمود (شکل ۷). از آنجایی که سازند زیارت یک سازند کرناته سرشار از فرامینیفرهای بنتیک بزرگ به سن سنوزوئیک آغازی می‌باشد، با استفاده از این محتوای فسیلی با ارزش و دیگر اجزای اسکلتی موجود در این سازند، می‌توان نوع محیط رسوبی این سازند را تعیین نمود. البته به همراه این محتوای فسیلی با ارزش، به توالی عمودی رخساره‌ها نیز توجه

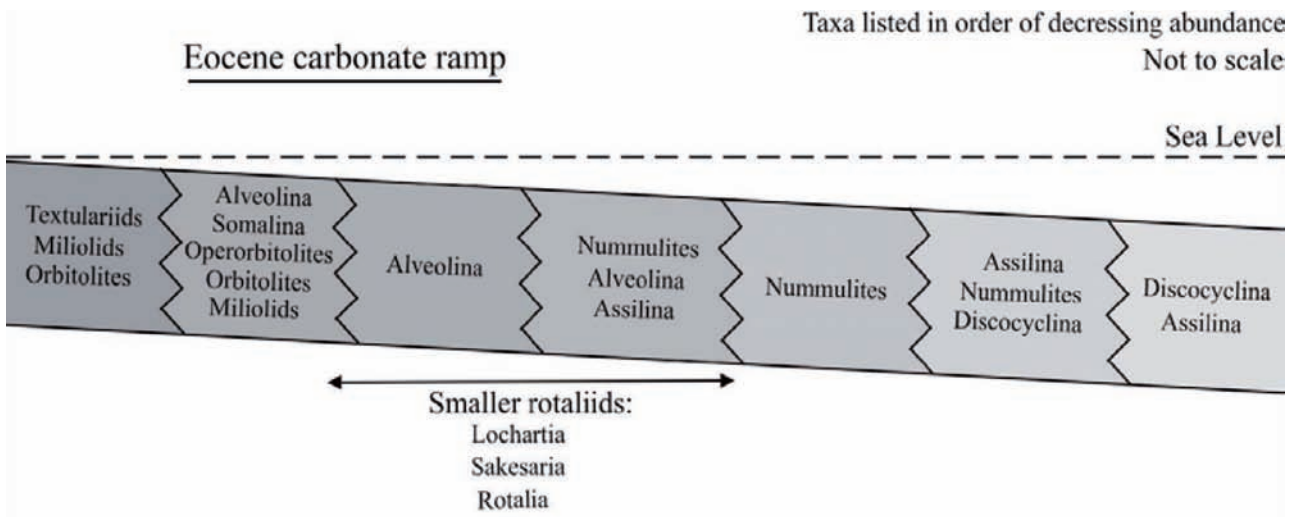
پابده به رسوبات پلاتفرمی کرناته جهرم نشانگر آن است که پلاتفرم کرناته این سازند از نوع رمپی بدون گسترش رخساره های سدی کرناته^۱ باشد (شکل ۹).
به دلیل تغییرات مجموعه‌های فسیلی در طول زمان و شرایط متفاوت محیط رسوبی در گذشته، نمی‌توان از این ابزار به عنوان یک شاخص مطمئن و قابل اعتماد برای تعیین عمق دقیق محیط رسوبی در زمان سنوزوئیک آغازی استفاده نمود. با این وجود، با توجه به مطالعات جدیدی که بر روی رمپ های قدیمی به سن پالئوسن - ائوسن صورت گرفته است

1. Homoclinal ramp without barrier type

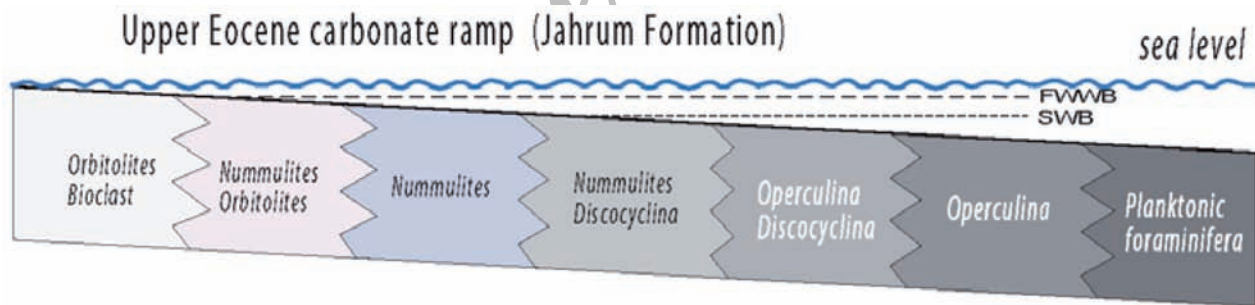
یا شیب دار بودن پلت فرم کربناته سازند زیارت در زمان تشکیل آن را اثبات نمود. تغییرات تدریجی فسیل ها و وجود فرامینفرهای بنتیک با پوسته هیالین و پورسلانوز با همدیگر نشان می دهد زمانی که نهشته های کربناته سازند زیارت در حال تشکیل بوده، سدی که بتواند باعث جدا شدن کامل این دو محیط از یکدیگر شود، وجود نداشته است (شکل ۹).

نتیجه گیری

شده است. نبود رسوبات دوباره نهشته شده (کلسی توریدایت ها)، وجود میکرایت در اکثر رخساره ها، نبود رخساره های ریفی در بخش دور از ساحل، گسترش پهنه جزر و مدی و تغییرات تدریجی رخساره ها نشان می دهد که برای نهشته های سازند زیارت از اصطلاح رمپ کربناته با فراوانی فرامینفر می توان استفاده نمود. از آنجا که ناحیه مورد مطالعه در بخش کم عمق حوضه رسوبی قرار دارد، نمی توان تک شیب و

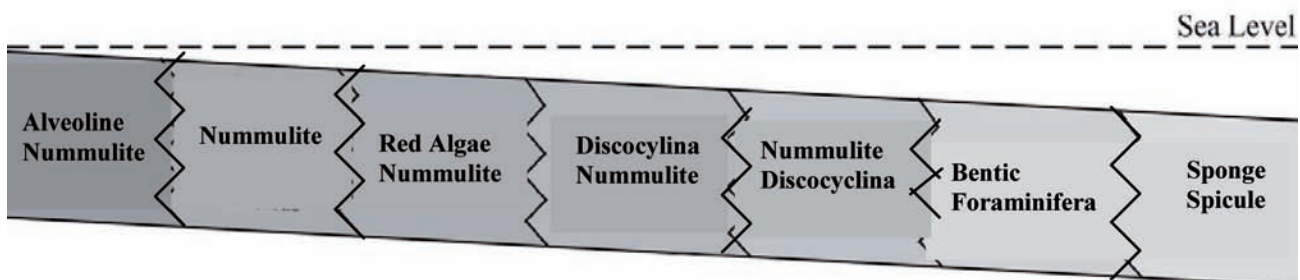


شکل ۶ - رمپ ایده آل اتوسن، (اقتباس از Beavington- Penney and Racey, 2004).

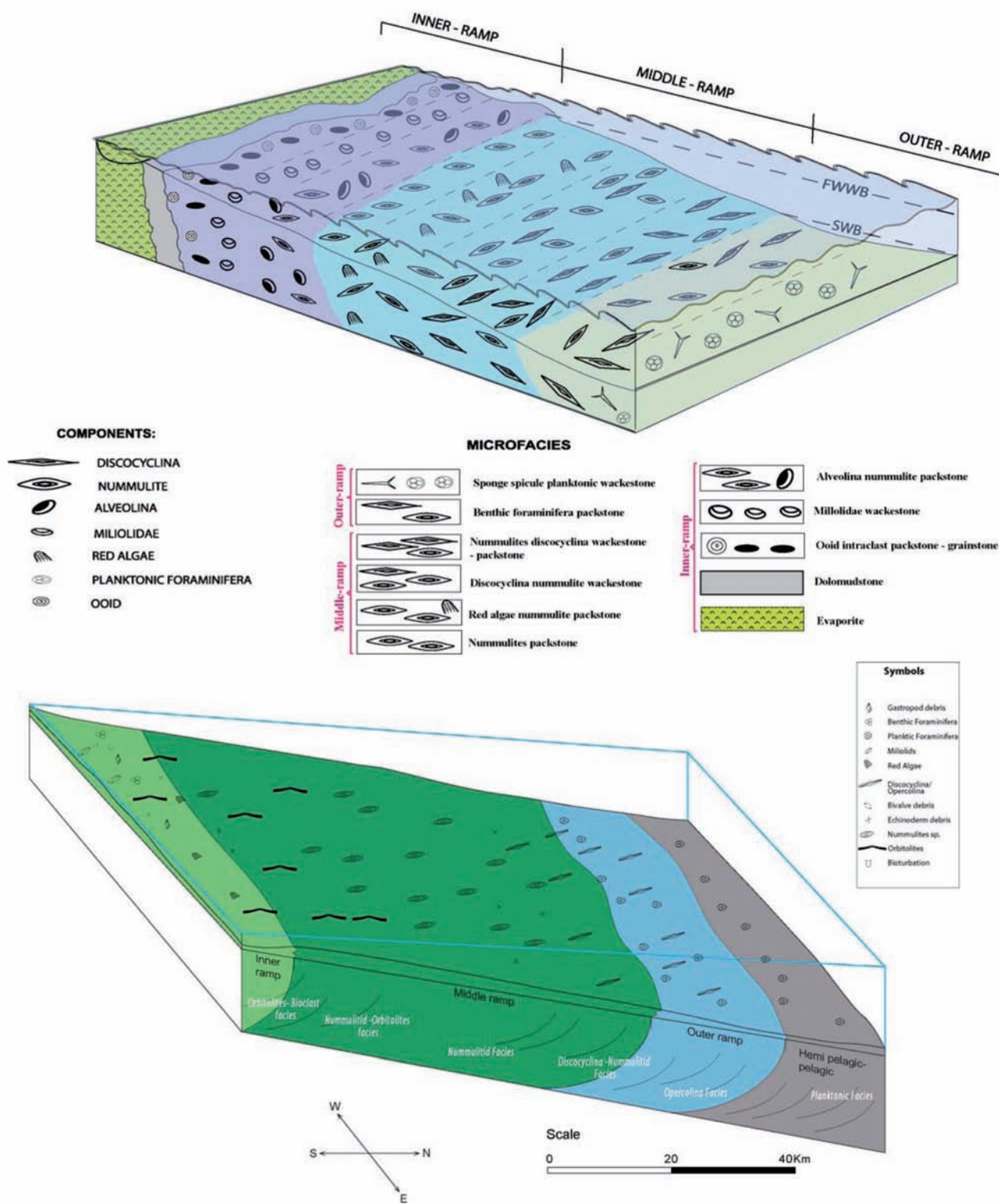


شکل ۷ - پروفیل محیط رسوبی و گسترش فرامینفرهای سازند جهرم در زاگرس به سن اتوسن بالایی.

Paleocene- Middle Eocene carbonate ramp (Ziyarat Formation)



شکل ۸ - پروفیل گسترش فرامینفرهای سازند زیارت در البرز به سن پالتوسن بالایی تا اتوسن میانی.



شکل ۹ - مقایسه مدل‌های محیط رسوبی سازندهای جهرم و زیارت در یک پلت فورم کربناته نوع رمپ.

- خسرو تهرانی، خ.، ۱۳۷۰. میکروپالئولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۵۷ صفحه.
- خلوصی، م. ر.، ۱۳۷۵. میکروبیواستراتیگرافی و محیط رسوبی سازند زیارت در مقطع تیپ، جنوب شرق تهران و گویج (شرق تهران و جنوب غرب فیروزکوه)، دانشگاه تربیت معلم، ۱۱۴ صفحه.
- ملکی، م.، ۱۳۸۰. میکروبیواستراتیگرافی سازند زیارت در منطقه کمر، دانشگاه تربیت معلم، ۸۸ صفحه.
- Adabi, M.H., 1996. Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania, Ph.D. thesis (Unpublished). University of Tasmania. Australia. 470 p.
- Adams, C.G., Lee, D.E., Rosen, B.R., 1990. Conflicting isotopic and biotic evidence for tropical sea-surface temperatures during the Tertiary: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 77, p. 289 - 313.
- Bassi, D., 1998 -Coralline algal facies and their palaeoenvironments in the late Eocene of northern Italy (Calcare di Nago Trento), Facies, v. 39, p.179- 202.
- Beavington-Penney, S. J. and Racey A., 2004 -Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis, Earth-Science Reviews, v. 67, p. 219-265.
- Beavington-Penney, S. J., Wright, V. P., and Racey, A., 2006 -The Middle Eocene Seeb formation of Oman: an investigation of acyclicity, stratigraphic completeness, and accumulation rates in shallow marine carbonate settings., Journal of Sedimentary Research, v. 76, p.1137-1161.
- Beavington-Penney, S.J., 2002. Characterisation of selected Eocene Nummulites accumulations. PhD thesis, University of Wales, Cardiff.
- Beavington-Penney, S.J., 2004. Analysis of the effects of abrasion on the test of Palaeonummulites venosus: implications for the origin of nummulithoclastic sediments. Palaios, v. 19, p. 143 - 155.
- Boukhary, M., Abdelghany, O., Bahr, S. and Hussein-Kamel, Y. 2006 -Upper Eocene larger foraminifera from the Dammam Formation in the border region of United Arab Emirates and Oman, Micropaleontology, v. 51, no. 6, p. 487-504.
- Demicco, R.V, Hardie, L.A., 1994. Sedimentary Structure and Early Diagenetic Features of Shallow Marine Carbonate Deposits: SEPM Atlas Series no.1. Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 265 p.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique

ته نشست های کربناته سازند جهرم به سن ائوسن پسین در برش گیسکان، حاوی فرامینیفراهای بزرگ بتتیک به مقدار فراوان می باشد. تغییرات تدریجی حوضه رسوبی در توالی عمودی و نرخ رسوب گذاری زیاد و وجود فرامینیفراهای مختلف باعث گردیده است تا بتوان رخساره های گوناگون بر اساس تنوع فرامینیفراها و تغییرات عمق آب در توالی رسوبی را پیش بینی نمود.

بر این اساس ۶ رخساره رسوبی شناسایی گردیده است. این رخساره ها از بخش عمیق که حاوی فرامینیفراهای پلانکتونکی می باشند به طرف بخش کم عمق به ترتیب شامل رخساره اوپرکولینا، رخساره دیسکوسیکلینا و نومولیت (کشیده)، رخساره نومولیت با برش عرضی ضخیم، رخساره نومولیت / اوربیتولیتس و در نهایت رخساره مربوط به بخش داخلی (لاگون) شامل اوربیتولیتس / بیوکلاست با بافت پکستون می باشند.

به این دلیل می توان در سازند جهرم یک سیکل بزرگ پس رونده را در نظر گرفت که از سازند پابده شروع شده و در مرز سازند آسماری ختم می گردد.

نهشته های کربناته سازند زیارت عمدتاً از فرامینیفراهای بتتیک بزرگ تشکیل شده است، در این سازند، بر مبنای فراوانی و توزیع فرامینیفراها، عمق حوضه و در نتیجه نوع زیر محیط رسوبی قدیمه تعیین گردیده است.

بررسی رخساره ها منجر به شناسایی ۱۱ رخساره میکروسکوپی وابسته به ۳ محیط رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی گردیده است. زیر محیط رمپ این رخساره ها به ترتیب از بخش عمیق (رمپ خارجی) شامل میکروفاسیس رادیولار اسپیکول اسفنج و کستون و بتتیک فرامینیفرا پکستون می باشد.

زیر محیط رمپ میانی، شامل نومولیت دیسکوسیکلینا و کستون تا پکستون، دیسکوسیکلینا نومولیت و کستون، جلبک قرمز نومولیت پکستون، و نومولیت پکستون (رمپ خارجی) می باشد. رمپ داخلی در بر دارنده ۵ میکروفاسیس آلوتولینا - نومولیت پکستون، میلیولید و کستون، اینتراکلاست اوئید پکستون تا گرینستون، دولومیکرایت، و تبخیری می باشد. با مقایسه پروفیل گسترش فرامینیفراهای سازندهای جهرم و زیارت مشخص شده است که الگوی محیط رسوبی این دو سازند که در یک توالی رمپ ایده آل نهشته شده اند چنین استنباط می شود که شرایط رسوبگذاری در این دو سازند مشابه هم بوده و احتمالاً نظیر ارتباطی که بین نواحی شمالی خلیج فارس (سازند جهرم) و نواحی جنوبی آن (یعنی پلت فورم عربی، سازندهای سیب و دام) وجود داشته است (Ziegler, 2001). بین نواحی فارس داخلی و البرز نیز ارتباط محیط رسوبی مشابهی وجود داشته است. مطالعات بعدی سازندهای با سن مشابه در بین این دو ناحیه می تواند به تایید این نظریه کمک کند.

for carbonate in thin section: *Nature*, v. 205, p. 587.

- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologist*, v. 1, p. 108 - 121.

Fakoori and Asemani, 1983 - Completion well log of field Kuh-e-mond, well MOND-6, NIOC.

- Flügel, E., 2004. *Microfacies Analysis of Limestone: Analysis, Interpretation and Application*: Springer Verlag, Berlin, 976p.

- Geel, T., 2000 - Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 155, p. 211 -238.

- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 155, p. 211-238.

- Ghose, B.K., 1977 -Paleoecology of the Cenozoic reefal foraminifers and algae—a brief review, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 22, p. 231–256.

- Gilham, R.F. and Bristow, C.S., 1998 -Facies architecture and geometry of a prograding carbonate ramp during the early stages of foreland basin evolution: lower Eocene sequences, Sierra del Cadi´, SE Pyrenees, Spain. In: Wright, V.P., Burchette, T.P. (Eds.), *Carbonate Ramps*. Geological Society of London Special Publication, v. 149, p. 181–203.

- Hallam, A., 1993. Jurassic climates as inferred from the sedimentary and fossil record: *Philos. Royal London Society, Series B*, v. 341, p. 287 - 326.

- Hallock, P., 2000, Symbiont-bearing foraminifera: Harbingers of global change? : *Micropaleontology*, v. 46, supplement 1, p. 95 - 104.

- Hallock, P., Premoli Silva, I., Boersma, A., 1991. Similarities between planktonic and larger foraminiferal evolutionary trends through Paleogene paleoceanographic changes: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 83, p. 49 - 64.

- Hohenegger, J., (2000) Coenoclines of larger foraminifera. *Micropaleontology* 46 (Supplement 1), 127– 151.

- Hohenegger, J., Yordanova, E., Nakano, Y. and

Tatzreiter, F., 1999 -Habitats of larger foraminifera on the reef slope of Sesoko Island, Okinawa, Japan, *Marine Micropaleontology*, v. 36, p. 109– 168.

- Hottinger, L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, v. 30, p. 239-253.

- Hottinger, L., 1998. Shallow benthic foraminifera at the Paleocene-Eocene boundary: *Strata*, ser. 1, v. 9, p. 61 - 64.

- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965 -Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, *AAPG Bulletin*, v.49, no.12, p. 55– 56.

- Kiessling, W., 2002. Secular variations in the Phanerozoic reef ecosystem, in Kiessling, W., et al., eds., *Phanerozoic reef patterns: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication* 72, p. 625 - 690.

- Langer, M.R., Hottinger, L., 2000- Biogeography of selected “larger” foraminifera. *Micropaleontology* 46 (Supplement 1), 105– 126.

- Liewellyn, P. G., and Ahdoot, H., 1973 -BURAZJAN Geological compilation map 1:100,000 ,Iranian Oil Operating Companies.

- Loucks, R.G., Moody, R.T.J., Bellis, J.K. and Brown, A.A., 1998 -Regional depositional setting and pore network systems of the El Garia Formation (Metlaoui Group, lower Eocene), offshore Tunisia,. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society of London, Special Publication, v. 132, p. 355–374.

- Luterbacher, H., 1998. Sequence stratigraphy and the limitations of biostratigraphy in the marine Paleogene strata of the Tremp Basin (central part of the southern Pyrenean foreland basin, Spain. In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (Eds P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P.R. Vail), *SEPM Special Publication*, v. 60, p. 303 - 309.

- Nadjafi, M., Mahboubi, A. Moussavi-Harami, R. and Mirzaee R., 2004 -Depositional history and sequence stratigraphy of outcropping Tertiary carbonates in the Jahrum and Asmari formations, Shiraz area (SW Iran), *Journal of Petroleum Geology*, v.27(2), p179-190.

- Pattinson, R., 1968 -Stratigraphical column Kuh-e Gisakan Tang-e Kanje, Scale 1:1000 , Dezful Dmbayment Boundary Survey.

- Pearson, P.N., Ditchfield, P.W., Singano, J., Harcourt-Brown, K.G., Nicholas, C.J., Olsson, R.K., Shackleton, N.J., Hall, M.A., 2001. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene Epochs: *Nature*, v. 413, p. 481 - 487.

- Racey, A., 1994 -Biostratigraphy and palaeobiogeographic significance of Tertiary nummulitids (foraminifera) from northern Oman. In: Simmons, M.D. (Ed.), *Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*. Chapman and Hall, London, p. 343–370.

- Racey, A., 2001 -A review of Eocene nummulite accumulations: structure, formation and reservoir potential, *Journal of Petroleum Geology*, v. 24, p. 79– 100

- Sadegholvad, M.J., Faghiih, A., 2007 -Age and microfacies of the Jahrum Formation, Zagros mountains, Iran, *Geophysical Research Abstracts*, v. 9.

- Scheibner, C., Speijer, R.P., Marzouk, A.M., 2005. Turnover of larger foraminifera during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum and paleoclimatic control on the evolution of platform ecosystems. *Geology*, v. 33, p. 493 - 496.

- Sinclair, H.D., Sayer, Z.R. and Tucker, M.E., 1998 -Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: the Eocene succession of the French Alps.,

In: Wright, V.P., Burchette, T.P. (Eds.), *Carbonate Ramps*. Geological Society of London Special Publication, v. 149, p. 205– 227.

- Sinclair, H.D., Sayer, Z.R., Tucker, M.E., 1998. Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: the Eocene succession of the French Alps. In: Wright, V.P., Burchette, T.P. (Eds.), *Carbonate Ramps*. Geol. Soc. London Spec. Publ., v. 149, p. 205 - 227.

- Spencer, R. J., Lowenstein, T.K., 1990. *Evaporites*: Geoscience Canada. Reprint Series, v. 4, p. 1441 - 164.

- Tucker, M.E., 1991. *Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell. London, 260p.

- Vaziri-Moghadam, H., Kimiagari M, Taheri. A.,2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies*, v. 52, p. 41 - 51.

- Vennin, E., Van Buchem, F.S.P., Joseph, P., Gaumet, F., Sonnenfeld, M., Rebelle, M., Fakhfakh-Ben Jemia, H., Zijlstra, H., 2003. A 3D outcrop analogue model for Ypresian nummulitic carbonate reservoirs: Jebel Ousselat, northern Tunisia. *Petroleum Geoscience*, v. 9, p. 145 - 161.

- Warren, J.K., 2006. *Evaporite: Sediments, Resources and Hydrocarbons*, Springer – Verlag Berlin. 1035p.

- Ziegler, M.A., 2001- Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6, p.445-504.