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

مینا خطیبی مهر^(او*)– سید علی معلمی^۲ ۱. دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی ۲. دکترا، پژوهشگاه صنعت نفت

تاریخ دریافت:۸۸/۲/۱٦ تاریخ پذیرش:۸۸/۲/۳۰

چکيده

مجموعه فرامینیفرهای 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 فرامینیفرهای بزرگ بنتیک در این سازند کربناته باعث گردیده است تا آرخساره 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 فرامینیفرهای پلانکتونی است که در محیط همی پلاژیک تا پلاژیک نهشته شده است و متعلق به رمي خارجي است. در سازند جهرم رخساره أهكي اپركولينا وكستون تا پكستون متعلق به بخش خارجي رمي، رخساره ديسكوسيكلين / نوموليت وكستون تا پكستون متعلق به بخش مياني تا خارجي رمپ، رخساره نوموليت وكستون مربوط به محيط مياني رمپ، رخساره نوموليت/ اوربيتوليتس وكستون تا پكستون متعلق به محيط مياني تا داخلي رمپ و در نهايت رخساره اوربيتوليتس بايوكلاست پكستون مربوط به بخش داخلي رمپ می باشند. در سازند زیارت بر رسی های سنگ شناسی منجر به شناسایی ۱۱ رخساره رسوبی در محیطهای رمپ داخلي، مياني و خارجي گرديده است. زير محيط رمپ خارجي شامل دو ميکروفاسيس راديولار اسپيکول اسفنج وكستون و بنتيك فرامينيفر پكستون است. زير محيط رمپ مياني، شامل نوموليت ديسكوسيكلينا وكستون تا پكستون، ديسكوسيكلينا نوموليت وكستون، جلبك قرمز نوموليت پكستون، و نوموليت پكستون مي باشد. رمپ داخلي در بر دارنده ٥ ميكروفاسيس آلوئولينا – نوموليت پكستون، ميليوليد وكستون، اينتراكلست اووئيد 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 رسویی مشابهی در یک پلاتفرم رمپ كربناته از نوع هموكلين نهشته شدهاند.

واژههای کلیدی: سازند جهرم (زاگرس)، سازند زیارت (البرز)، فرامینیفرهای 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 ٤٦٧ 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 Faghih, 2007)، سن این سازند در دو برش اطراف شیراز برمبنای مطالعه فسیل های فرامینیفر، 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.

^{*} نويسنده مرتبط

مرز بالايي سازند جهرم با سازند آسماري ناپيوستگي فرسایشی بوده بهطوریکه 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 أهك دولوميتي و دولوميت واقع است (Pattinson, 1968). از أنجا که تفکیک این دو سازند در رخنمون ها به سختی امکان پذیراست و در نقشه های زمین شناسی معمولا 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). فرامینیفرهای بزرگ بنتیک به ویژه اپر کولینا، نومولیت، دیسکوسیکلینا و اوربیتولیتس اکثریت آلوکم های این سازند را تشکیل می دهند. يكنواختي بسيار زياد لايه هاي حاوي اين ألوكم ها كه به صورت توالی های توده ای میباشند، باعث گردیده است تا در این سازند تنوع رخساره ای مشاهده نشود، در نتیجه شواهد بسیار کمی برای نوسانات سطح آب دريا وجود دارد.

سازند زيارت

در این مطالعه، برش نمونه سازند زیارت در ۳٦ 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 میباشد:

بخش ۱: لایه های تبخیری به ضخامت ۱۲/۵ متر، بخش ۲: مارن به ضخامت ۲۵ متر، بخش ۳: سنگ آهک و آهک مارنی به ضخامت ۱۰۹ متر، بخش ٤: مارن به ضخامت ۲٦ متر (شکل۲).

با مطالعات دقیق پتروگرافی، انواع میکروفاسیسها و محیط رسوبی سازند زیارت مشخص گردیده است که سازند زیارت سرشار از فرامینیفرهای بنتیک بزرگ به سن اوایل پالئوژن (نظیر نومولیت و دیسکوسیکلینا) می-باشد. با توجه به فراوانی، تنوع، پخش و پراکندگی وسیع فرامینیفرهای بنتیک که در قسمتهای کم عمق تر حوضه رسوبی یافت میشوند از آنها به عنوان ابزار دقیقی جهت تعیین نوع زیر محیط رسوبی قدیمه رسوبات میتوان استفاده نمود (2001, 2001). این سنگوارهها در رسوبات منطقه مورد تحقیق گسترش داشته و جهت بازسازی محیط رسوبی قدیمه، مورد مطالعه دقیق قرار گرفتهاند.

از آنجاییکه رسوبات کم عمق کربناته دریایی به سن ائوسن پسین (جهرم) و سازند زیارت به سن پالئوسن فوقانی –ائوسن میانی (البرز) دارای تنوع بسیار زیاد فرامینیفرهای بزرگ بنتیک میباشند، 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 حوضههای رسوبی با یکدیگر مقایسه شده است.

روش مطالعه

به منظور تعیین محیط رسوبی قدیمه سازند جهرم، یک برش سطح الارضی در طاقدیس گیسکان اندازه گیری و 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 میباشد، نیز به صورت هم زمان تهیه گردید .در مطالعات میکروسکوپی ۷۸ مقطع نازک از نمونه های سطحی مورد مطالعات میکروسکوپی ۸۷ مقطع نازک میکروسکوپی توسط محلول آلیزارین قرمز (Red-S) به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت به روش دیکسون (,Redson) از روش دانهام (۱۹۲۲) استفاده شده است. موقعیت جغرافیایی و روش دانهام (۱۹۲۲) استفاده شده است. موقعیت جغرافیایی و

آب و هوای پالئوسن – ائوسن در ایران و جهان

به نظر میرسد 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 فصل گردیده ند. با توجه به مطالب فوق و وجود رسوبات تبخیری و جهان که معرف دریاها و آب و هوای گرم هستند می توان نتیجه توسعه چشم گیر آهکهای نومولیتی و نومولیتها در ایران و سراسر جهان که معرف دریاها و آب و هوای گرم هستند می توان نتیجه از امروز بوده است و حتی درشت بودن نومولیتهای ائوسن میانی نسبت به نومولیتهای اثوسن بالایی و الیگوسن در سراسر جهان از جماله البرز می تواند بیان کننده این مطلب باشد که آب و هوای ایران و جهان در ائوسن زیرین و میانی گرمتر از ائوسن بالایی و الیگوسن بوده است (خسرو تهرانی، ۱۳۷۰).

پالئوژن آغازی شاهدی بر گرم شدن طولانی مدت دوره سنوزوئیک می باشد (Zhacos 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 آشفتگی اساسی در چرخه کربن ۱۲ که با سبکتر شدن ایزوتوپ کربن ۱۳ همراه است (CIE)، منطبق می باشد. فرامینیفرهای بزرگ مهمترین اجزاء تشکیل دهنده پلتفرمهای کربناته پالئوسن پسین – ائوسن پیشین هستند که با اندازه بزرگ صدفها، پدیده دوشکلی^۱ در این مرز تدریجی همراه است (Hottinger, 1998).

فرامینیفرهای بزرگ از اجزا اصلی کربناته در مرز پالئوسن – ائوسن (P-E)، بوده که در محیطهای الیگوتروفیک زیست میکردهاند(Hottinger, 1983, 1998; Hallock et al., 1991).

1. Adult dimorphism

مینا خطیبی مهر و سید علی معلمی



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

افزایش دما در مرز پالئوسن – ائوسن در مقیاس جهانی با گسترش ریفها به طرف قطبین و نیز توزیع گستردهتر ارگانیسمهای 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 ارگانیسمهای همزیست با فرامینیفرهای بزرگ نشده است (Hallock, 2000). در غیاب دیگر ارگانیسمهای 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 در از پالئوسن بالایی تا ائوسن میانی بوده است (Schibner et al., 2005). در شرایط الیگوتروفیک مقادیر اکسیژن بالا میباشد (2005 al., 2005).

چینه شناسی سازندها در برش مطالعه ✔ سازند جهرم

سازند جهرم در کوه گیسکان به طور تدریجی برروی سازند پابده قرار گرفته است. برش گیسکان نیز در تنگه کنج با مختصات نقطه شروع ٥١ درجه و ٢٢ دقیقه طول جغرافیایی و ٢٩ درجه و ١١ دقیقه عرض جغرافیایی قرار دارد (شکل ٢). از نظر سنگ شناسی سازند پابده به صورت آهک رسی بوده و به تدریج با میان لایه های آهکی تبدیل به سازند جهرم می گردد. بر اساس مطالعات قبلی (,Pattinson رسی و شیل به آهک – آهک رسی در نظر گرفته شده است. ضخامت این سازند در برش مورد مطالعه با احتساب بخش گذر تدریجی متر است. مرز بالایی آن با سازند آسماری دارای ناپیوستگی فرسایشی پایینی سازند گسترش دارند، غنی از فرامینیفرهای پلانکتون می باشد، در شرایطی که لایه های آهکی به طور عمده دارای فرامینیفرهای بررگ بنتیکهستند(شکل۲).

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 میادین مجاور نیز آثار هیدروکربور در این سازند گزارش شده است (Fakoori and Asemani, 1983). از این رو نیاز به مطالعه این سازند، از جنبه های مختلف زمین شناسی و نفتی جهت بررسی وضعیت آن و تعیین سیستم نفتی در این منطقه، ضروری می نماید.

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 – مار ن ٦٥ 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 ۵/۲ متر - سنگ آهک دولومیتی، ضخیم لایه و خاکستری رنگ، ۲ متر – مارن آهکی حاوی اینتر اکلست، ۱/۵ متر - سنگ آهک دولومیتی، ضخیم لایه و خاکستری رنگ حاوی اینتر اکلست، ۲ متر - سنگ آهک ضخیم لایه، خاکستری، حاوی نومولیت آلوئولین و گاسترویود، ۳۷ متر – مارن نازک لایه، ۳ متر – سنگ آهک مارنی به همراه میان لایههای تبخیری ، ۵/۹متر – مارن نازک لایه، ۱ متر _سنگ آهک مارنی، ۲٤ متر - مارن به همراه میان لایههای تبخیری، ۷ متر - تبخيري، ٥ متر – مارن آهکی، ۱۵ متر – مارن، ۳ متر – مارن آهكي همراه با تبخيري، ٨ متر رخساره ها

سازند زیارت در برش نمونه با ضخامت ۲۱۲/۵ متر به صورت

هم شیب بر روی کنگلومرای قرمز رنگ فاجان و در زیر توفهای

سازند جهرم

سازند زيارت

فرامینیفرهای بزرگ بنتیک در شناسایی رسوبات دریایی کم عمق فرامینیفرهای بزرگ بنتیک 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). است که فرامینیفرهای بزرگ در آبهای گرم در زون فوتیک وجود 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 گونه های عهد حاضر نومولیت در ۲۰ تا ۷۰ متری عمق آب مشاهده شده اند. در این مطالعه، بر اساس گسترش فرامینیفرهای بزرگ بنتیک در توالی رسوبات آهکی سازند جهرم ٦ رخساره مربوط به رمپهای خارجی، میانی و داخلی به شرح زیر شناسایی شده است:



شکل ۲- A، ستون چینه شناسی مقطع مورد مطالعه در کوه گسیکان درشرق شهرستان برازجان همراه با محل نمونه برداری از سازند جهرم نشان داده شده است (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ برازجان، شرکت ملی نفت Liewellyn and Ahdoot, 1973، B)ستون چینه شناسی سازند زیارت در برش نمونه.

میکروفاسیس های رمپ خارجی ۱- مادستون پلانکتونیکی

اين رخساره متعلق به بخش عميق حوضه و شامل شيل هاي آهكي تا آهک رسی دارای گونه های مختلف فرامینیفرهای پلانکتونیک و سوزن اسفنج با بافت مادستون مي باشد. به دليل وجود فسيل هاي شاخص همانند هنتکنینا، این رخساره متعلق به سازند یابده درنظر گرفته می شود (شکل ۳، تصویر A). در رخنمون صحرایی لایه های شیل آهکی به طور مشخص هوازده بوده و معمولاً برجستگی های یوشیده ای را تشکیل مىدهند. اگرچه اين رخساره داراي فرامينيفرهاي يلانكتوني فراواني است (شکل ۳، تصویرB) ولی به طور پراکنده و محدود شامل ذرات ريز اكينودرم، استراكود و فرامينيفرهاي نودوساريا مي باشد. وجود پيريت به مقدار زیاد در لایه های شیلی همراه با نبود شواهد آشفتگی 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 ارگانیسم 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) يلاتفرم كربناته نهشته شده اند (شكل ۷).

۲- ایرکولینا وکستون تا پکستون

این رخساره دارای فرامینیفرهای بزرگ و کشیده ایر کولینا با بافت وكستون تا پكستون مي باشد. فسيل هاي همراه با اين رخساره شامل درصد کمی از فرامینیفرهای پلانکتونی و دیگر فرامینیفرهای بزرگ کشیده و باریک همانند دیسکوسیکلینا است (شکل ۳، تصویر C). زمينه اين رخساره ميكرايتي بوده و بافت وكستون تا يكستون را ایجاد نموده است. در روی زمین به صورت ماکروسکوپی رخساره وکستون تا یکستون به رنگ خاکستری تیره تا قهوه ای و بعضا 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 فرامينيفرهاي نودوساريا در مقاطع نازك در اين رخساره وجود دارند. بر اساس مطالعات انجام شده توسط سينكلر و همكاران (Sinclair et al., 1998)بر روى رسوبات ائوسن ناحيه آلپ فرانسه، رخساره اپرکولینا مربوط به بخش پایینی رمپ میانی و زير خط اثر امواج تفسير شده است. از طرفي طبق نظر گيلهام و بريستو (Gilham and Bristow, 1998)، رخساره ايركولينا الوسن بالایی مربوط به پلاتفرم سیرا دلکادی" 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 براثر امواج طوفانی می تواند به فرم بافت پکستون باشد.در برش مورد مطالعه به دلیل موقعیت قرار گیری این

رخساره(دربلافصل رخساره پلانکتونی)،وجودفرامینیفرهای 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

٣- ديسكو سيكلين -نو موليت يكستون تا وكستون در این رخساره علاوه بر دیسکوسیکلینا و نومولیت (کشیده) که به فراوانی در این رخساره گسترش دارند، فسیل های اکتینوسیکلینا، هتروستژینا، خرده های اکینودرم، گلوبیژرینا و به مقدار کم گلوبوروتالیا هم مشاهده می-شوند. ضخامت این رخساره حدود ۲۸ متر است. بافت اين رخساره يكستون تا وكستون است (شكل ٣، تصوير D). رخساره ديسكوسيكلينا توسط محققين زيادي مطالعه شده ونظرات متفاوتي رادر مورد آن ارائه نمودهاند به طوری که لوکس و همکاران(..Loucks et al 1998) عقيده دارند كه فرم هاي بيضوي شكل ديسكوسيكلينا مربوط به رمپ داخلي و بالاي خط اثر امواج و فرم هاي كشيده 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 ریسی (Racey, 1994) و باوینگتون پنی و همكاران (Beavington-Penney, et al., 2006) با مطالعه اين رخساره در سازند سیب به سن ائوسن میانی در عمان (معادل بخشی از سازند جهرم) عقيده دارند كه رخساره ديسكوسيكلينا مربوط به رمپ خارجي 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 (شکا ۷).

٤- نوموليت وكستون°

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 ۲، تصویر E).

در ارتباط با موقعیت رخساره نومولیت، محققین زیادی مطالعاتی را انجام داده اند، به طوری که ریسی (Racey, 1994) با مطالعه سازند سیب^۲ به سن ائوسن میانی در عمان، انواع مختلف نومولیت ها به همراه آسلینا، دیسکوسیکلینا و آلوئولینا را مربوط به رمپ میانی درنظر 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 اپر کولینا همراه شود متعلق به رمپ خارجی است و به تنهایی گسترش آن

^{4.} Discocyclina --nummulites packstone to wackestone

 ^{5.} Nummulites wackestone
 6. Seeb

^{1.} Planktonic mudstone

^{2.} Operculina wackestone-packstone

^{3.} Sierra del Cadi

میکروفاسیس رمپ میانی – داخلی ۵- نومولیت – اوربیتولیتس وکستون 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 بریوزوآ به طور جزئی وجود دارند (شکل۳، تصویر F).

برای مجموعه نومولیت های بزرگ و قوی جنه^۲ و اوربیتولیتس، محیط کم عمق و محصور پیشنهاد می گردد. البته محققین زیادی عقیده دارند که به طور نادر وجود اوربیتولیتس در بخشهای عمیقتر نادر میباشد.;Hohenegger, 2000;Hohenegger et al. 1999;Hohenegger, 2000)

بهر حال وجود میلیولیده وجلبکهای سبز می تواند به تفسیر این رخساره کمک نماید و رسوبگذاری 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

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 ٦).

ميكروفاسيس رمپ داخلى ٦- اورييتوليتس بايو كلست يكستون

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 تاپکستون همراه با فسیل های اوربیتولیتس، میلیولیده، روتالیا، گاستروپود، جلبک سبز و خرده های دوکفه ای و اکینودرم می باشد (شکل ۳، G). رخساره اوربیتولیتس را بسیاری از محققین Ghose, 1977; Geel, 2000; Racey, 2001; Beavington-می مقله (Penney, et al., 2006 مربوط به بخش کم عمق رمپ داخلی، محطو پشت ریفی و محیط های محصور درنظر گرفته اند. لذا به دلیل همراهی فسیلهای شاخص لاگونی در این رخساره، می توان آن را به رمپ داخلی نسبت داد.



شکل۳- تصاویر میکروسکوپی از رخسارههای 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 پکستون، نومولیت ها به صورت دوکی شکل و دارای دیواره ضخیم می باشند، F- رخساره نومولیت- اوربیتولیتس با بافت وکستون، G- رخساره اوربیتولیتس - بایوکلست پکستون حاوی جلبک سبز، خردههای جلبک قرمز و اکینودرم، میلیولیده و دیگر فرامینیفرهای لاگونی.

^{1.} Nummulites –orbitolites wackestone- packstone

^{2.} Robust

^{3.} Orbitolites- bioclast packstone

سازند زیارت میکروفاسیس های رمپ خارجی ۱- رادیولار اسپیکول اسفنج وکستون^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 میباشند (شکل ٤، A).

۲- بنتیک فرامینیفر پکست*و*ن^۲

در این میکروفاسیس در حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد از انواع مختلف قطعات خرد شده اسکلتی از قبیل فسیل های اکینوئید، براکیوپود، دو کفه ای نازک مربوط به دریای باز مشاهده می شوند. از نظر فراوانی، نومولیت در حدود ۵ درصد، دیسکوسیکلینا ۱۰ درصد، خرده های اکینویید ۱۰ درصد خرده های براکیوپود حدود ۱۰ درصد از اجزای اصلی تشکیل دهنده این میکروفاسیس می باشند. این میکروفاسیس شاخص مناطق دریای باز و بخش رمپ خارجی است (شکل ٤، B و شکل ۸).

میکروفاسیس،های رمپ میانی

۳- نومولیت – دیسکوسیکلینا وکستون تا پکستون در این میکروفاسیس به مقدار فراوان دیسکوسیکلینا و نومولیت وجود دارد. دیسکوسیکلینا با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد. حجم اصلی آلوکمها را تشکیل میدهد. مقدار کمتری نومولیت (حدود ۱۵ درصد) در زمینه میکرایتی دیده میشوند. اندازه دیسکوسیکلینها تا ٤ میلیمتر نیز میرسد (شکل ٤، C و D). با توجه به وجود فرامینیفرهای بنتیک بزرگ با پوسته هیالین نظیر دیسکوسیکلینا و نومولیت و نبود فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پورسلانوز (تیره)، این میکروفاسیس به محیط رسوبی مربوط به بخش رمپ میانی دریای باز نسبت داده میشود (1998).

٤- دیسکوسیکلینا- نومولیت وکستون^٤

در این میکروفاسیس به مقدار فراوان نومولیت و دیسکوسیکلینا وجود دارد. نومولیتها با فراوانی ۲۰ درصد، حجم اصلی آلوکم را تشکیل میدهد. به مقدار کمتری دیسکوسیکلینا (حدود ۱۵ درصد) در زمینه میکرایتی دیده میشوند.

اندازه دیسکوسیکلینها تا ٤ میلیمتر نیز میرسند. با توجه به وجود فرامینیفرهای بنتیک بزرگ با پوسته هیالین نظیر دیسکوسیکلینا و نومولیت و نبود فرامینیفرهای 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 ٤، ٤ و شکل ۸).

۵- جلبک قرمز- نومولیت پکستون° در این میکروفاسیس به مقدار فراوان خردههای اسکلتی

5. Red Algae-nummulite packstone

6. Nummulites packstone

7. Increase of accommodation space 8. Alveolina- nummulites packstone

نومولیت و جلبک قرمز وجود دارد. نومولیتها با فراوانی ۲۲ درصد، حجم اصلی آلوکمها را تشکیل میدهند. اندازه این نومولیت حدود ۳ میلیمتر میباشد (شکل ٤، F).

در این رخساره به مقدار کمتر می توان دیسکوسیکلینا، اکینودرم، بریوزوآ و خردههای دوکفهای مشاهده نمود.

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

٦- نومولیت پکستون^۲

در این میکروفاسیس فرامینیفر بنتیک از نوع نومولیت با فراوانی ۳۰-۲۰ درصد، حجم اصلی آلوکمها را تشکیل میدهد که به صورت پراکنده در زمینه میکرایتی قرار گرفته است. از نظر اندازه نومولیتها درشت بوده، که گاهی اندازه آنها به ۳ میلیمتر هم میرسد. خردههای اکینوئید با فراوانی در حدود ۵ درصد در اکثر مقاطع مربوط به این میکروفاسیس مشاهده میشود.

از فرایندهای دیاژنتیکی رایج که در این میکروفاسیس مشاهده میشود وجود استیلولیتها و درزههای انحلالی میباشد. در امتداد درزهها میتوان تجمعی از مواد غیر قابل حل را مشاهده نمود. همچنین فسیل ها در بعضی موارد آثار خرد شدگی را نشان میدهند (شکل A،۵ و B). در این میکروفاسیس نومولیتها حجم اصلی آلوکمها را تشکیل میدهند. اندازه و شکل نومولیتها به طور مشخص در ارتباط با نوع محیط رسوبی میباشد.

(Vennin et al., 2003; Beavington-Penney et al., 2006) به طوری که نومولیتهای کشیده و درشت مربوط به بخشهای دور از ساحل و آبهای عمیقتر بوده و نشان دهنده افزایش در میزان فضای رسوبگذاری^۷ میباشد (Beavington-Penney and Racey, 2004) (شکل ۸).

ترکیبی از زمینه میکرایتی و درجات بالای خردشدگی 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 خردشدگی آلوکمها میشود 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^۸ در این میکروفاسیس نومولیت با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد

^{1.} Radiolar sponge spicule wackestone

^{2.} Benthic foraminifera packstone

^{3.} Nummulite- discocyclina wackestone to packstone

^{4.} Discocyclina- nummulite wackestone

و آلوئولینا با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد حجم اصلی آلوکمها 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 فرامینیفر بنتیک آلوئولینا معرف بخش رمپ داخلی^۱ و فرامینیفر بنتیک از نوع نومولیت معرف بخش رمپ میانی^۲ در پلتفرم کربناته میباشد، که به دلیل فراوانی قابل توجه نومولیت و در مقایسه با آلوئولینا میتوان آن را به بخش جلوی ریف نسبت داد.

۸- میلیولی*د و*کستون^۳

در این رخساره فرامینیفرهای بنتیک از نوع میلیولید فراوان ترین جزء تشکیل دهنده هستند. علاوه بر آن می -توان از خرده های دو کفه ای و مخصوصاً جلبک های قرمز نام برد. این رخساره در بعضی قسمت ها به صورت کامل یا انتخابی دولومیتی شده است. مقادیر زیاد فرامینیفر بنتیک خصوصاً از نوع میلیولید در این رخساره حاکی از شرایط محیطی کم عمق می باشد این رخساره حاکی از شرایط محیطی کم عمق می باشد می دهد. اندازه میلیولیدهای تشکیل دهنده این میکروفاسیس به می دهد. اندازه میلیولیدهای تشکیل دهنده این میکروفاسیس به طور میانگین ۲/۰ میلیمتر می باشد که در زمینه میکرایت پراکنده هستند (شکل ۵، C). از آنجا که میلیولیدها ترجیح می دهند در آب های با آشفتگی کم و سنگ بستر نرم زندگی کنند، عموماً شاخص محیطهای لاگونی و یا غنی از مواد غذایی هستند اما رود بخش های جلوی ریف نیز مشاهده می شوند (Geel, 2000).

۹- اینتر اکلست او وئید یکستون تا گرینستون³

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

۱۰ دولومیکرایت یا دولومادستون[°]
 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 اینتراکلست را میتوان در این میکروفاسیس به میزان

ناچیزی خردههای اسکلتی همانند استراکد و میلیولید وجود دارد. از فرایندهای دیاژنزی قابل مشاهده در این میکروفاسیس وجود آشفتگی زیستی، درزههای انحلالی و استیلولیت بوده که در امتداد آنها مواد غیر قابل حل تجمع پیدا کرده است (شکل ۵، ۲). 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 تبخيرې^۲

رسوبات تبخیری اصولاً در نواحی خشک و در عرضهای جغرافیایی پایین به ویژه در مناطقی که دما و تبخیر خیلی بالاست و میانگین نزولات سالیانه خیلی کم تشکیل می گردد (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 می شود و یا توسط سیلابهای سطحی^۷ در سطح تخلیه می شود. ژیپس های تشکیل شده در این نواحی حالت دیسکی شکل، رز مانند و یا حالت کریستال های دو قلویی[^] دارند. در سازند زیارت لایههای تبخیری تشکیل دهنده این رخساره که در قاعده توالی رسوبات سازند زیارت قرار دارند، دارای ضخامتی بین ٥ تا ١٣ متر می باشند. این تبخیریها توسط لایههای مارنی دنبال می شوند. شناسایی کانی های سولفاته عمدتاً بر مبنای شکل بلوری و خصوصیات پترو گرافیکی آنها است.

مطالعات مقاطع ناز ک حاکی از آن است که بلورها دارای شکل الواری ۱۰ دارای بر جستگی کم و بیرفرنژانس ضعیف می باشند. این ویژگی ها تاکیدی بر ترکیب کانی شناسی ژیپس است، در حالی که بلورهای انیدریت بر جستگی بالاتر و بیرفرنژانس قوی تری نسبت به ژیپس دارند. اندازه بلورهای ژیپس بین ٤٠ میکرون تا حدود ۱ میلی متر، با میانگین حدود ۲/۰ میلیمتر است. نبود کلسیتهای دروغین بعد از ژیپس به شکل بلورهای دم-چلچلهای' و یا عدسی شکل و فرمهای منوکلینیک در زمینه ماتریکس میکریتی تاکیدی بر تشکیل آنها در محیطهای غیرسبخایی است (Spencer and Lowenstein, 1990).

عموماً فرمهای دیسکی یا عدسی شکل حاکی از رشد بلورهای ژیپس به صورت جابجایی در بین رسوبات رخسارههای بالایی بین جزرومدی در محیطهای تبخیری سبخایی عهد حاضر امروزی نظیر خلیج فارس است (Demicco 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

^{6.} Evaporite facies

^{7.} Flood recharge

Twinned Crystals
 Lath-like

^{10.} Swallow Tail

^{1.} Inner ramp

^{2.} Middle ramp

^{3.} Miliolid wackestone

^{4.} Intraclast ooid packstone to grainstone

^{5.} Dolomicrite or Dolomudstone

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

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).



شکل ٤- تصاویر میکروسکوپی از میکروفاسیس های مختلف سازند زیارت، A- رادیولار اسپیکول اسفنج وکستون (Benthic foraminifera packstone) در (spicule wackestone مدر نمونه شماره ۲۱٤۱ (نور طبیعی). B- بنتیک فرامینیفر پکستون (Benthic foraminifera packstone) در نمونه شماره ۲۱۱۹، (نور طبیعی)، C- نومولیت- دیسکوسیکلینا وکستون تا پکستون (Red algae- nummulites of sockstone) در (نور طبیعی)، C- نومولیت وکستون، برش نمونه در خساره نومولیت دیسکوسیکلینا وکستون، برش نمونه (یور پلاریزه)، در نمونه شماره ۲۱۱۸، (نور طبیعی)، C- تصویری از رخنمون رخساره نومولیت دیسکوسیکلینا وکستون تا پکستون، برش نمونه سازند زیارت، E- دیسکوسیکلینا- نومولیت وکستون (Bed algae- nummulites packstone) در نمونه شماره ۲۱۱۷، (نور طبیعی). -F

الگـوی گســترش رخسـاره هـای سـازندهای جهرم و زیارت

با توجه به شناسایی رخسارهها در سازند جهرم (زاگرس) و زیارت (البرز) می توان نتیجه گرفت که این سازندها در نواحی مورد مطالعه تا حدود زیادی قابل مقایسه با یکدیگر میباشد و شرایط کلی پلاتفرم 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 ٦ 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 پلاتفرم های

کربناته در مدت رسوب گذاری سازند جهرم، نشان می دهد 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 پلاتفرم عربی (سازند های میب و دامام) (Boukhary, et al., 2006) می توان نتیجه گرفت که مابین نواحی شمالی خلیج فارس کنونی می توان نتیجه گرفت که مابین نواحی شمالی خلیج فارس کنونی و جنوبی آن (بخش های مرکزی پلاتفرم عربی) ارتباط محیط رسوبی گسترده ای وجود داشته است (Ziegler, 2001). فقدان رسوبات تخریبی در تمامی نواحی حوضه و بالاخره تغییرات تدریجی و نامحسوس رسوبات پلاژیک تا همی پلاژیک سازند

1. Subaqeous

مینا خطیبی مهر و سید علی معلمی



شكل ۵ – تصاویر میكروسكوپی از میكروفاسیس های مختلف سازند زیارت، A- تصویری از رختمون یك سنگ آهكی حاوی رخساره نومولیت پكستون، برش نمونه سازند زیارت، B- نومولیت پكستون (Nummulites packstone) همراه با خردههای جلبكی در نمونه شماره ۷۰/۲/۵، (نور طبیعی)، C- آلوئولینا - نومولیت پكستون (Alveolina- nummulites packstone) در نمونه شماره ۲۰۱۸، (نور پلاریزه). D – میلیولید و كستون (Milliod wackestone) در نمونه شماره ۲۸۷، (نور طبیعی). E – اینتر اكلست اووئید پكستون تا گرینستون پلاریزه). D – میلیولید و كستون (Intraclast ooid packstone) در نمونه شماره ۲۸۷، (نور طبیعی). E – اینتر اكلست اووئید پكستون تا گرینستون (or Dolomudstone to grainstone) در نمونه شماره ۲۸۵، (نور طبیعی). F – دولومیكرایت یا دولومادستون (Or Dolomicrite) (مار طبیعی). WA، (نور پلاریزه). H– رخساره تبخیری (Evaporite facies) در مقطع نازک نمونه شماره (نور بایع)، در نمونه شاره تبخیری (Waporite facies) در مطالعات صحرایی برش نمونه سازند زیارت.

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

پابده به رسوبات پلاتفرمی کربناته جهرم نشانگر آن است که پلاتفرم کربناته این سازند از نوع رمپی بدون گسترش رخساره های سدی کربناته' باشد (شکل ۹).

به دلیل تغییرات مجموعه های فسیلی در طول زمان و شرایط متفاوت محیط رسوبی درگذشته، نمی توان 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 پلتفرم کربناته سازند زیارت در زمان تشکیل آن را اثبات نمود. تغییرات تدریجی فسیل ها و وجود فرامینیفرهای 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**

Eocene carbonate ramp

شده است. نبود رسوبات دوباره نهشته شده (کلسی توربیدایتها)، وجود میکرایت در اکثر رخسارهها، نبود رخسارههای ریفی در بخش دور از ساحل، گسترش پهنه جزر و مدی و تغییرات تدریجی رخسارهها نشان می-دهد که برای نهشتههای سازند زیارت از اصطلاح رمپ کربناته با فراوانی فرامینیفر^۱ می توان استفاده نمود. از آنجا که ناحیه مورد مطالعه در بخش کم عمق حوضه رسوبی قرار دارد، نمی توان تک شیب و

> Taxa listed in order of decressing abundance Not to scale



شكل٨ – پروفيل گسترش فرامينيفرهاي سازند زيارت در البرز به سن پالئوسن بالايي تا ائوسن مياني.

1. Foraminfera-dominated carbonate ramp system



شکل۹ – مقایسه مدلهای محیط رسوبی سازندهای جهرم و زیارت در یک پلت فورم کربناته نوع رمپ.

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

بر این اساس ٦ رخساره رسوبی شناسایی گردیده است. این رخساره ها از بخش عمیق که حاوی فرامینیفرهای پلانکتونکی میباشند به طرف بخش کم عمق به ترتیب شامل رخساره او پر کولینا، رخساره دیسکو سکلینا 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 درنظر گرفت که از سازند پابده شروع شده و در مرز سازند آسماری ختم می گردد.

نهشتههای کربناته سازند زیارت عمدتًا از فرامینیفرهای بنتیک بزرگ تشکیل شده است، در این سازند، بر مبنای فراوانی و توزیع فرامینیفرها، عمق حوضه و در نتیجه نوع زیر محیط رسوبی قدیمه تعیین گردیده است.

بررسی رخسارهها منجر به شناسایی ۱۱ رخساره میکروسکویی وابسته به ۳ محیط رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی گردیده است. زیر محیط رمپ این رخسارهها به ترتیب از بخش عمیق (رمپ خارجی) شامل میکروفاسیس رادیولار اسپیکول اسفنج وکستون و بنتیک فرامینیفر پکستون می باشد.

زیر محیط رمپ میانی، شامل نومولیت دیسکوسیکلینا وکستون تا پکستون، دیسکوسیکلینا نومولیت وکستون، جلبک قرمز نومولیت پکستون، و نومولیت پکستون (رمپ خارجی) میباشد. رمپ داخلی در بر دارنده ۵ میکروفاسیس آلوئولینا – نومولیت پکستون، میلیولید و کستون، اینتراکلست اووئید پکستون تا گرینستون، دولومیکرایت، و تبخیری میباشد. با مقایسه پروفیل گسترش فرامینیفرهای سازندهای جهرم و زیارت مشخص شده است که الگوی محیط رسوبی این دو میشود که شرایط رسوبگذاری در این دو سازند مشابه هم بوده میشود که شرایط رسوبگذاری در این دو سازند مشابه هم بوده و احتمالاً نظیر ارتباطی که بین نواحی شمالی خلیج فارس (سازند و دام) وجود داشته است (Ziegler, 2001)، بین نواحی فارس داخلی و البرز نیز ارتباط محیط رسوبی مشابهی وجود داشته است. مطالعات و البرز نیز ارتباط محیط رسوبی مشابهی و دود داشته است. مطالعات این نظریه کمک کند.

خسرو تهرانی، خ.، ۱۳۷۰. میکروپالئونتولوژی 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،
 ملکی، م.، ۱۳۸۰. میکروبیواستراتیگرافی سازند زیارت در منطقه کمرد، 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

منابع

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 Cadı', 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 az 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., Faghih, 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.,

مقایسه تاریخچه رسوب گذاری سازندهای جهرم (زاگرس) و زیارت (البرز) ...

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.