

تفسیر تاریخچه رسوبگذاری سازند جهرم در ناحیه بوشهر بر مبنای روزن‌داران کفزی و ایزوتوپ استرانسیم

سید علی معلمی^{۱*}، محمد حسین آدابی^۲ و عباس صادقی^۲

^۱ پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

^۲ دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۱۱/۲۸

تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۱۲/۱۳

چکیده

مجموعه روزن‌داران ائوسن پسین در سازند کربناتی جهرم در کوه گیسکان ۱۰ کیلومتری شهرستان برازجان و میادین اطراف مورد مطالعه قرار گرفته و بر اساس گسترش و فراوانی آنها، محیط رسوبی دیرینه بازسازی شده است. با توجه به وجود *Nummulites fabianni* و نیز براساس ایزوتوپ استرانسیم، سن این سازند بین ۳۵ تا ۳۳/۷ میلیون سال برآورد شده و می‌توان سن پریابونین (Priabonian) (ائوسن پسین) را برای آن در نظر گرفت. در ضمن نرخ میانگین رسوبگذاری این سازند حدود ۲ متر در هر ده هزار سال اندازه گیری شده است. این مطالعات نشان می‌دهد که سازند آسماری بعد از یک هیاتوس بیش از ۴ میلیون سال (اشکوب روپیلین) بر روی این سازند نهشته شده است. با توجه به کاهش تدریجی ژرفای آب در مدت رسوبگذاری سازند و گسترش روزن‌داران بزرگ کفزی باعث شد تا ۶ رخساره رسوبی در محیط رمپ درونی-میانی تا خارجی نهشته شود. این رخساره‌ها به ترتیب از بخش ژرف به سمت بخش کم ژرفای حوضه شامل رخساره آهک رسی حاوی روزن‌داران پلانکتونی است که در محیط همی پلاژیک تا پلاژیک نهشته شده است. این رخساره مربوط به بخش گذر تدریجی بین سازند پابده و جهرم است. رخساره آهکی اپرکولینا و کستون تا پکستون متعلق به بخش خارجی رمپ، رخساره دیسکوسیکلین / نومولیتس و کستون تا پکستون متعلق به بخش میانی تا خارجی رمپ، رخساره نومولیتس و کستون مربوط به محیط میانی رمپ، رخساره نومولیتس / اوریتولیتس و کستون تا پکستون متعلق به محیط میانی تا درونی رمپ و در نهایت رخساره اوریتولیتس / بایوکلاست پکستون مربوط به بخش درونی رمپ هستند.

کلیدواژه‌ها: سازند جهرم، ائوسن، روزن‌داران بزرگ کفزی، محیط رسوبی دیرینه، رمپ

* نویسنده مسئول: سیدعلی معلمی

۱- مقدمه

استرانسیم، وضعیت مرز این سازند با سازند آسماری مورد بررسی قرار می‌گیرد. سازند جهرم در محیط کم ژرفا دریایی نهشته شده است (Nadjafi et al., 2004). روزن‌داران بزرگ کفزی بویژه اپرکولینا، نومولیتس، دیسکوسیکلینا و اوریتولیتس بیشترین آلوکم‌های این سازند را تشکیل می‌دهند. به دلیل یکنواختی بسیار زیاد لایه‌های حاوی این آلوکم‌ها که به صورت توالی‌های توده‌ای هستند، باعث شده تا در این سازند تنوع رخساره‌ای دیده نشود، بنابراین شواهد بسیار کمی برای تغییر سطح آب دریا وجود دارد. همچنین امکان تشخیص ارتباط بین فضای انباشتگی به وجود آمده و میزان رسوبات تولید شده وجود ندارد. از آنجایی که رسوبات کم ژرفای کربناتی دریایی به سن ائوسن پسین دارای تنوع بسیار زیاد روزن‌داران بزرگ کفزی بوده و ابزار مناسبی برای بررسی محیط رسوبی دیرینه همیا می‌سازد (Beavington-Penney and Racey 2004)، بنابراین با کمک این مجموعه تفسیر مدل رسوبی سازند جهرم به سن ائوسن پسین در منطقه فارس ساحلی انجام شده و حوضه رسوبی بازسازی شده است.

۲- روش کار

به منظور تعیین محیط رسوبی دیرینه سازند جهرم و همچنین تعیین سن این سازند یک برش سطحی در تاقدیس گیسکان اندازه‌گیری و نمونه‌برداری شد. در مجموع ۱۲۲ نمونه از این سازند، ۸ نمونه از سازند پابده و ۱۲ نمونه از سازند آسماری نیز برداشت و مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. پس از مطالعه مقاطع نازک ۸ نمونه از کل توالی انتخاب و برای اندازه‌گیری ایزوتوپ استرانسیم به آزمایشگاه مرکز تحقیقات دولتی استرالیا (CSIRO) در شهر سیدنی ارسال شد. افزون‌بر این، لاگ‌های سنگواره‌شناسی چاه ۳ میدان بوشهر (خلیلی ۱۹۷۰)، چاه ۱ میدان کوتاه (طهماسبی، ۱۳۸۵) و چاه ۱ میدان خشت (مدنی و آسمانی، ۱۳۸۳) استفاده شده و رخساره‌ها و محیط‌رسوبی تفسیر شده است (شکل ۱).

نام سازند جهرم به سن پالتوسن تا ائوسن از کوه جهرم در جنوب شهرستان جهرم در حدود ۲۰۰ کیلومتری جنوب خاوری شیراز در استان فارس برگرفته شده است (James and Wynd, 1965). برش نمونه این سازند در تنگ آب در یال شمالی کوه جهرم به ستبرای ۴۶۷ متر شامل دولومیت و سنگ آهک‌های دولومیتی است. حد پایینی این سازند در برش نمونه بر روی مارن‌های سیلتی و دولومیت‌های سازند ساچون به صورت همساز قرار دارد. در ضمن بر اساس مطالعه انجام شده توسط (Sadegholvad and Faghih 2007) سن این سازند در دو برش اطراف شیراز بر مبنای مطالعه سنگواره روزن‌داران، پالتوسن پسین تا ائوسن میانی اعلام شده 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 سنگ آهک رسی به سنگ آهک در نظر می‌گیرند. در هر حال بر اساس بررسی‌های سنگواره‌شناسی این مرز قابل تشخیص است. به طوری که به طور معمول بخشی از سنگ آهک پایینی به دلیل وجود سنگواره‌های شاخص پابده همانند *Hantkenina* sp. باید جزء این سازند در نظر گرفته شود. بدین ترتیب مرز سنگ‌شناسی با سنگواره‌شناسی بویژه در برش گیسکان و میدان خشت یکسان نیست.

مرز بالای سازند جهرم با سازند آسماری ناپوستگی فرسایشی بوده به طوری که در برش نمونه این مرز در زیر سنگ آهک‌های لایه‌بندی نامنظم و کنگلومرای دارای ترکیبات آهن قرار دارد (James and Wynd, 1965). ولی در منطقه مورد مطالعه در برش گیسکان این مرز در محل تغییر سنگ‌شناسی آهک به آهک دولومیتی و دولومیت قرار دارد (Pattinson, 1968). از آنجایی که تفکیک این دو سازند در رخمون‌ها به سختی قابل تشخیص است، بنابراین تفکیک آنها از راه مطالعات سنگواره‌شناسی انجام می‌شود و در نقشه‌های زمین‌شناسی معمولاً به صورت آسماری/ جهرم معرفی شده است (Liewellyn and Ahdoot, 1973). در این تحقیق، افزون‌بر بررسی‌های سنگواره‌شناسی و اندازه‌گیری ایزوتوپ

۳- چینه‌شناسی سازند جهرم

سازند جهرم در کوه گیسکان به طور تدریجی بر روی سازند پایده قرار دارد. برش گیسکان 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 سنگ‌شناسی سازند پایده به صورت آهک رسی بوده و به تدریج با میان لایه‌های سنگ‌آهک تبدیل به سازند جهرم می‌شود. بر اساس مطالعات پیشین (Pattinson (1968) مرز این دو سازند محل تغییر سنگ‌شناسی و تبدیل آهک رسی و شیل به آهک- آهک رسی در نظر گرفته شده است، در صورتی که با مطالعه سنگواره‌شناسی بخشی از سنگ‌آهک پایینی به دلیل وجود سنگواره‌های شاخص مانند *Hantkenina* sp. متعلق به سازند پایده در نظر گرفته می‌شود. ستبرای این سازند در برش مورد مطالعه با احتساب بخش گذر تدریجی ۱۹۱ متر است. مرز بالایی آن با سازند آسماری دارای ناپوستگی فرسایشی است. لایه‌های سنگ‌آهک رسی در برش مورد مطالعه که به طور عمده در مرز پایینی سازند گسترش دارند، غنی از روزنداران پلاژیک است، در حالی که لایه‌های سنگ‌آهک به طور عمده دارای روزنداران بزرگ کفزی هستند. سازند جهرم در منطقه فارس ساحلی دارای پتانسیل مخزنی بوده به طوری که در میدان موند و خشت وجود نفت بسیار سنگین معرزشده و در میداین مجاور آثار هیدروکربور در این سازند گزارش شده است (Fakoori and Asemani, 1984) و نیاز به مطالعه این سازند، از جنبه‌های مختلف زمین‌شناسی و نفتی برای بررسی وضعیت آن و تعیین سامانه نفتی در این منطقه، را ضروری می‌نماید.

۴- بررسی ایزوتوپ استرانسیم $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

یکی از روش‌های مهم در تعیین سن سازندها بویژه در ترشیری، استفاده از ایزوتوپ‌های استرانسیم ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) است. در این مطالعه برای تعیین سن سازند جهرم با انتخاب ۵ نمونه از سنگ‌آهک میکرایتی در کل توالی این سازند و دو نمونه از سنگ‌آهک سازند آسماری در برش گیسکان، ایزوتوپ استرانسیم آنها اندازه‌گیری شده است. با بررسی نتایج ایزوتوپ استرانسیم نمونه‌های سازند جهرم، محدوده بین ۰.۷۰۷۷۶۳ و ۰.۷۰۷۸۰۸ را نشان می‌دهد (جدول ۱). با مقایسه نتایج با منحنی میزان استرانسیم آب دریا (McArthur et al., 2001)، سن ۳۵ تا ۳۳/۷ میلیون سال یعنی ائوسن بالایی (پریابونین) تعیین می‌شود (شکل ۳). افزون بر آن، با داشتن شیب خط در نمودار ستبرا در برابر سن و محاسبه مدت زمان رسوبگذاری این سازند به طور متوسط نرخ حدود ۲ متر در ده هزار سال محاسبه شده است (McArthur and Wignall, 2007) (شکل ۳). برای تعیین مرز این سازند با سازند آسماری از روش ایزوتوپ استرانسیم، افزون بر نمونه‌های انتخاب شده از سازند جهرم، دو نمونه هم از سنگ‌آهک‌های سازند آسماری انتخاب شده است. به دلیل دولومیتی شدن بخش پایینی سازند آسماری در نزدیکی بلافضل با سازند جهرم امکان تجزیه استرانسیم در این قسمت وجود نداشته بنابراین از اولین لایه سنگ‌آهک در این سازند نمونه انتخاب شده است. در هر حال با توجه به شکل ۳ وجود شکستگی نمودار در محدوده دو سازند و تغییر شیب خط رسوبگذاری را می‌توان به خوبی دید. همچنین مدت زمان هیاتوس بین دو سازند بیش از ۴ میلیون سال برآورد می‌شود، به طوری که پس از ائوسن پسین (پریابونین)، الیگوسن پیشین (روپیلین) رسوبگذاری انجام نشده است و سنگ‌آهک آسماری به سن شاتین- آکی تائین بلافاصله بر روی ائوسن پسین ته‌نشست کرده است. این امر بر اساس بررسی سنگواره‌شناسی از نمونه‌های آسماری و عدم وجود سنگواره‌های شاخص روپیلین مانند لیدوسیکلینا، نومولیتس و اسکوس و نومولیتس فیشیلی معرزشده است. با مقایسه این برش با نتایج حاصل از مطالعات سنگواره‌شناسی جاه‌های میداین بوشهر، کوتاه و خشت (شکل ۴)، عدم رسوبگذاری و هیاتوس بین ائوسن پسین و الیگوسن پیشین قابل تعقیب و شناسایی است. این هیاتوس در مطالعات انجام شده در کشورهای همجوار هم مشخص شده است به طوری که Nolan et al. (1990) بر اساس مطالعه سازند سیب در عمان نبود رسوبگذاری در الیگوسن پیشین و میانی را تعیین کرده‌اند. همچنین Jones and Racey (1994) نبود رسوبگذاری در بخش پیشین و میانی الیگوسن در آذربایجان، کویت، قطر و جنوب عراق را مشخص کرده‌اند (شکل ۴).

۵- رخساره‌های سازند جهرم

روزنداران بزرگ کفزی در شناسایی رسوبات دریایی کم ژرفای 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 بویژه در رابطه با گسترش آنها نسبت به ژرفای آب و ریخت‌شناسی آنها است (Beavington-Penney and Racey, 2004). مطالعات جامعی که صورت گرفته است نشانگر این مطلب است که روزنداران بزرگ در آب‌های گرم در زون فوئیک وجود دارند. بر اساس نظر Hohenegger et al. (1999) آنها در ژرفای کمتر از ۵۰ متر در ریف مرجانی شمال باختر جزیره سسکو (Sesoko) در ژاپن و همچنین گونه‌های عهد حاضر نومولیتس در ۲۰ تا ۷۰ متری ژرفای آب دیده شده‌اند. در این مطالعه بر اساس گسترش روزنداران بزرگ کفزی در رسوبات آهکی سازند جهرم و تعیین فراوانی آنها در توالی رسوبی ۶ رخساره به شرح زیر شناسایی شده است.

۱-۵- رخساره ۱ Planktonic Facies

این رخساره متعلق به بخش ژرف حوضه و شامل شیل‌های آهکی تا سنگ‌آهک رسی دارای گونه‌های مختلف روزنداران پلانکتونیک و سوزن اسفنج با بافت مادستون تا و کستون است. به دلیل وجود سنگواره‌های شاخص همانند هنتکینا این رخساره متعلق به سازند پایده در نظر گرفته می‌شود (شکل ۵- الف). در رخنمون صحرائی لایه‌های شیل آهکی به طور مشخص هوازده بوده و به طور معمول برجستگی‌های پوشیده‌ای را تشکیل می‌دهند. اگرچه این رخساره دارای روزنداران پلانکتونی فراوانی است (شکل ۵- ب) ولی به طور پراکنده و محدود شامل ذرات ریز اکتینودرم، استراکود و روزنداران نودوساریا است. وجود پیریت به مقدار زیاد در لایه‌های شیلی همراه با نبود شواهد آشفستگی زستی از ویژگی این رخساره است.

محیط تشکیل: این رخساره در زیر خط اثر امواج طوفانی و محیط کم انرژی یعنی جایی که رسوبگذاری به طور عمده توسط ته‌نشست رسوبات ریزدانه (همانند روزنداران پلانکتونی، رس‌ها و گل کربناتی) صورت می‌گیرد، دیده می‌شود. به دلیل نبود ارگانسیم‌های فوئیک می‌توان گفت که شیل‌ها و سنگ‌آهک رسی دارای روزنداران پلانکتونی مربوط به آب‌های ژرف بوده و در بخش‌های ژرف و دور از ساحل (Distal) سکوی کربناتی نهشته شده‌اند (شکل ۷).

۲-۵- رخساره ۲ Opercolina Facies

این رخساره دارای روزنداران بزرگ و کشیده اپرکولینا با بافت و کستون تا پکتون است. سنگواره‌های همراه با این رخساره شامل درصد کمی از روزنداران پلانکتونی و دیگر روزنداران بزرگ کشیده و باریک مانند دیسکوسیکلینا است (شکل ۵ ج). زمینه این رخساره میکرایتی بوده و بافت و کستون تا پکتون را ایجاد نموده است. در روی زمین به صورت ماکروسکوپی رخساره و کستون تا پکتون به رنگ خاکستری تیره تا قهوه‌ای و گاه رسی همراه با روزنداران بزرگ کفزی اپرکولینا می‌باشد. همچنین همراه این رخساره روزنداران پلانکتونی پراکنده و ذرات اکتینودرم همراه با سوزن‌های آنها و دیتروپا قابل مشاهده است. استراکود و روزنداران نودوساریا در مقاطع نازک در این رخساره وجود دارند. در میدان خشت این رخساره بر روی رخساره پلانکتونی قاعده جهرم همراه با سنگواره‌های پلاژیک از قبیل *Eouvierina* گسترش داشته و سپس در بخش‌های بالاتر در دو لایه متناوب به ستبرای ۹ متر و ۲۹ متر دیده شده است (شکل ۶). سنگواره‌های موجود در این رخساره علاوه بر اپرکولینا، به طور فرعی می‌توان خرده‌های اکتینوسلینا و نومولیتس را نام برد.

محیط تشکیل: بر اساس مطالعات انجام شده توسط 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 بر اساس نظر Gilham and Bristow (1998)، رخساره اپرکولینا ائوسن بالایی سکوی Sierra del Cadi متعلق به محیط پشت سدی تا رمپ خارجی است. بافت زمینه میکرایتی این رخساره بیانگر رسوبگذاری در بخش‌های کم انرژی بوده و در زیر خط نرمال امواج واقع است. به دلیل نفوذ و هجوم دوره‌ای رسوبات درشت‌تر بر اثر امواج طوفانی می‌تواند به فرم بافت پکتون باشد. در برش مورد مطالعه به دلیل موقعیت قرارگیری این رخساره

(در بلافاصله رخساره پلانکتونی)، وجود روزن‌داران پلانکتونی همراه با آن و عدم وجود جلبک فرمز بیانگر رسوبگذاری زیر شرایط نوری و در بخش خارجی رمپ کربناتی است (شکل ۷).

۳-۳. رخساره ۳ Discocyclina-Nummulites Facies

این رخساره در کوه گیسکان به ستبرای حدود ۲۸ متر است (شکل ۶). افزون‌بر دیسکوسیکلینا و نومولیتس (کشیده) که به صورت اصلی در این رخساره گسترش دارند، سنگواره‌های اکتینوسلینا، هتروسترینا، خرده‌های اکتینودرم، گلوبیورینا و به مقدار کم گلوبوروتالیا هم مشاهده می‌شوند. بافت این رخساره پکستون تا وکستون است. در میدان کوتاه این رخساره به طور مستقیم بر روی رخساره پلانکتونی نهشته شده و از دو بخش تشکیل می‌شود (شکل ۶). در بخش پایین شامل دیسکوسیکلینا همراه با اکتینوسلینا و خرده‌های اکتینودرم با بافت وکستون تا مادستون است. در بخش بالای این رخساره حاوی نومولیتس به همراه مقدار کم میلیولیده مشاهده می‌شود. در میدان بوشهر، این رخساره در مجموع دارای ستبرای حدود ۱۸۵ متر است (شکل ۶). البته فقط در ۱۵ متر پایین این رخساره، دیسکوسیکلینا و نومولیتس به همراه گلوبوروتالیا به فراوانی دیده می‌شود. ولی در ۱۲۵ متر میانی به دلیل دولومیتی شدن لایه‌ها امکان تشخیص سنگواره‌ها وجود نداشته و آثاری از روزن‌داران کف‌زی دیده می‌شود. در ۴۵ متر بالایی، آهکی شده و بنابراین دوباره بافت وکستون تا پکستون حاوی دیسکوسیکلینا و نومولیتس به همراه گلوبوروتالیا و گلوبیورینا ظاهر می‌شوند. در میدان خشت این رخساره به طور متناوب با رخساره‌های ۲ و ۵ وجود دارد. ستبرای کل اندازه‌گیری شده در این میدان ۳۸ متر است (شکل ۶). شروع این رخساره با گسترش دیسکوسیکلینا به تنهایی است و در بخش بالایی به ستبرای حدود ۳۱ متر اپرکولینا، اکتینوسلینا و گلوبیورینا با بافت وکستون است.

محیط تشکیل: رخساره دیسکوسیکلینا توسط محققان زیادی مطالعه شده و نظرات متفاوتی را ارائه نموده‌اند به طوری که (Geel (2000) این رخساره را متعلق به آب‌های ژرف‌تر از رخساره آسلینا ولی کم ژرف‌تر از رخساره اپرکولینا دانسته است. همچنین (Loucks et al (1998). عقیده دارند که شکل‌های بیضوی دیسکوسیکلینا مربوط به رمپ درونی و بالای خط اثر امواج و شکل‌های کشیده و مسطح مربوط به رمپ میانی تا خارجی است. در نهایت Racey (1994) و (Beavington-Penneya et al. (2006) با مطالعه این رخساره در سازند سیب (Seeb) به سن ائوسن میانی در عمان (معادل بخشی از سازند جهرم) عقیده دارند که رخساره دیسکوسیکلینا مربوط به رمپ خارجی است. بنابراین گسترش اصلی این رخساره در منطقه مورد مطالعه با توجه به موقعیت آن در ستون چینه‌شناسی مربوط به بخش میانی تا خارجی رمپ کربناتی است (شکل ۷).

۴-۴. رخساره ۴ Nummulites Facies

در برش گیسکان رخساره نومولیتس دارای ستبرای ۲۵ متر با بافت پکستون تا وکستون است. بخش پایینی این رخساره همراه با اپرکولینا (به طور کم) و خرده‌های اکتینودرم است. در بخش بالایی نومولیت‌های بزرگ با مقطع عرضی ستبر به تنهایی گسترش دارند (شکل ۵-۵). در میدان کوتاه، ستبرای این رخساره ۵۰ متر بوده و دارای بافت وکستون تا پکستون همراه با روتالیا، جلبک سرخ به مقدار کم و خرده‌های اکتینودرم است. در میدان بوشهر همچنین رخساره نومولیتس دارای ستبرای ۶۰ متر بوده و حاوی مقدار محدود گلوبیورینا و گلوبوروتالیا است. در میدان خشت رخساره نومولیتس به تنهایی دیده نمی‌شود و روزن‌داران نومولیتس در بخش بالایی سازند جهرم به همراه اوربیتولیتس و اپرکولینا وجود دارد.

محیط تشکیل: در ارتباط با موقعیت رخساره نومولیتس، محققان زیادی مطالعاتی را انجام داده‌اند، به طوری که (Racey (1994) با مطالعه سازند سیب (Seeb) به سن ائوسن میانی در عمان انواع مختلف نومولیت‌ها به همراه آسلینا، دیسکوسیکلینا و آلوتولینا را مربوط به رمپ میانی در نظر گرفته است. (Bassi (1998) نومولیت‌ها به همراه آسلینا در نهشته‌های ائوسن پسین در شمال ایتالیا را مربوط به رمپ میانی و بخش بالایی رمپ خارجی دانسته است. محیط رخساره نومولیتس بستگی به وجود انواع روزن‌داران دیگر با آن می‌تواند از بخش بالایی رمپ خارجی تا رمپ میانی تغییر نماید. بنابراین رخساره نومولیتس در صورتی که همراه با

دیسکوسیکلینا و یا اپرکولینا شود متعلق به رمپ خارجی است و به تنهایی گسترش آن مربوط به رمپ میانی است. (شکل ۷).

۵-۵. رخساره ۵ Nummulites-Orbitolites Facies

در کوه گیسکان ستبرای این رخساره کم بوده و در حدود ۷ متر اندازه‌گیری شده است. بافت این رخساره پکستون تا گرین استون همراه با نومولیتس، اوربیتولیتس به طور فراوان و میلیولیده و بریوزوآ به طور جزئی وجود دارند (شکل ۵-۵). در میدان کوتاه رخساره اوربیتولیتس-نومولیتس وجود ندارد. به طوری که پس از رخساره نومولیتس (شماره ۴)، رخساره ۶ (رخساره اوربیتولیتس) نهشته شده است و دو روزن‌دار کف‌زی نومولیتس و اوربیتولیتس همراه یکدیگر دیده نمی‌شود. در میدان بوشهر بالاتری بخش سازند جهرم متعلق به این رخساره بوده و دارای ستبرای حدود ۹۰ متر است. سازند آسماری به طور مستقیم بر روی این رخساره نهشته شده است. در میدان خشت همچنین این رخساره در بخش بالایی سازند جهرم و در دو توالی در مجموع به ستبرای ۶۱ متر نهشته شده است.

محیط تشکیل: برای مجموعه نومولیت‌های بزرگ و سخت (robust) و اوربیتولیتس محیط کم ژرفا و محصور پیشنهاد می‌شود. البته محققان زیادی عقیده دارند که به طور نادر امکان حضور اوربیتولیتس در بخش‌های ژرف‌تر وجود دارد. (Hohenegger et al., 1999; Hohenegger et al., 1999; Langer and Hottinger, 2000) به هر حال وجود میلیولیده و جلبک‌های سبز می‌تواند به تفسیر این رخساره کمک نماید و رسوبگذاری آن را مربوط به بخش کم ژرفای دریا دانست. از آنجا که اوربیتولیتس و نومولیتس در محیط‌های متفاوت وجود دارند (Hohenegger et al., 1999) بنابراین این رخساره می‌تواند بیانگر انتقال اوربیتولیتس از قسمت‌های کم ژرف‌تر به بخش‌های ژرف‌تر باشد در نتیجه آن را می‌توان به محدوده حدواسط و تدریجی بین رمپ میانی و درونی مربوط دانست (شکل ۷).

۵-۶. رخساره ۶ Orbitolites-Bioclast Facies

این رخساره در کوه گیسکان بالاترین لایه سازند جهرم را تشکیل می‌دهد و سازند آسماری به طور ناپیوسته بر روی این رخساره نهشته شده است. ستبرای رخساره ۳۱ متر و دارای بافت گرین استون تا پکستون همراه با سنگواره‌های اوربیتولیتس، میلیولیده، روتالیا، گاستروپود، جلبک سبز و خرده‌های دوکفه‌ای و اکتینودرم است (شکل ۵-۵). در میدان کوتاه این رخساره ۶۸ متر ستبرای دارد و در بخش بالایی سازند جهرم نهشته شده است. در ۳۸ متر پایینی این رخساره بافت وکستون حاوی اوربیتولیتس، جلبک سرخ، روتالیا، نکستولاریا، میلیولیده و خرده‌های اکتینودرم است. در ۳۰ متر بالایی میزان میلیولیده بسیار زیاد شده و بخش اصلی رخساره را تشکیل می‌دهد. در میدان بوشهر این رخساره مشاهده نمی‌شود و رخساره ۵ (اوربیتولیتس-نومولیتس) در بخش بالایی سازند جهرم وجود دارد و سازند آسماری بر روی آن نهشته شده است. در میدان خشت هم مانند میدان بوشهر، این رخساره وجود نداشته و بخش بالایی سازند جهرم با رخساره ۵ ختم می‌شود (شکل ۶).

محیط تشکیل: رخساره اوربیتولیتس را (Racey (2001)، Ghose (1977)، Geel (2000) و (Beavington-Penneya et al. (2006) بسیاری از محققان دیگر مربوط به بخش کم ژرفای رمپ درونی، محیط پشت ریفی و محیط‌های محصور در نظر گرفته‌اند. بنابراین به دلیل همراهی سنگواره‌های شاخص لاگونی در این رخساره، می‌توان آن را به رمپ درونی نسبت داد.

۶-۶. الگوی گسترش رخساره‌های سازند جهرم در نواحی مورد مطالعه

با توجه به شناسایی ۶ رخساره در بخش‌های مختلف سازند جهرم می‌توان نتیجه گرفت که این سازند در نواحی مورد مطالعه (برش سطحی و زیرزمینی منطقه بوشهر) تا حدود زیادی قابل مقایسه با یکدیگر است و شرایط کلی سکوی کربناتی و نحوه رسوبگذاری در این ناحیه همخوانی نسبی نشان می‌دهد. به طوری که ابتدا رخساره مربوط به بخش ژرف حوضه در منطقه مورد مطالعه تشکیل شده (رخساره ۱) و به تدریج با کاهش ژرفای حوضه رخساره‌های ۲ الی ۶ در محیط‌های خارجی، میانی و درونی رمپ کربناتی ته نشست

نموده‌اند (شکل ۸).

۷- نتیجه گیری

ته نشست‌های کربناتی سازند جهرم به سن ائوسن پسین در برش گیسکان و میادین اطراف آن حاوی ریزن‌داران بزرگ کف‌زی به مقدار فراوان است. تغییرات تدریجی حوضه رسوبی در توالی عمودی و نرخ رسوبگذاری زیاد و وجود ریزن‌داران مختلف متعلق به بخش‌های متفاوت حوضه باعث شده است تا بتوان رخساره‌های گوناگون بر اساس تنوع ریزن‌داران و تغییرات ژرفای آب در توالی رسوبی را پیش‌بینی نمود. بر این اساس ۶ رخساره رسوبی شناسایی شد. این رخساره‌ها از بخش ژرف که حاوی ریزن‌داران پلانکتونی هستند (رخساره ۱) به طرف بخش کم ژرف به ترتیب شامل رخساره اپرکولینا، رخساره دیسکوسیکلینا و نومولیتس (کشیده)، رخساره نومولیتس با برش عرضی ستبر، رخساره نومولیتس / اوبیولیتس و در نهایت رخساره مربوط به بخش درونی (لاگون) شامل اوبیولیتس / بیوکلاست با بافت پکتون است. به این دلیل می‌توان در سازند جهرم یک سیکل بزرگ پس روند را در نظر گرفت که از سازند پابده شروع شده و در مرز سازند آسماری ختم می‌شود. مطالعات ایزوتوپ استرانسیم نمونه‌های سازند جهرم حاکی از این است که سن این سازند در برش سطحی گیسکان بین ۳۳٫۷ تا ۳۵ میلیون سال یعنی ائوسن پسین (Priabonian) است.

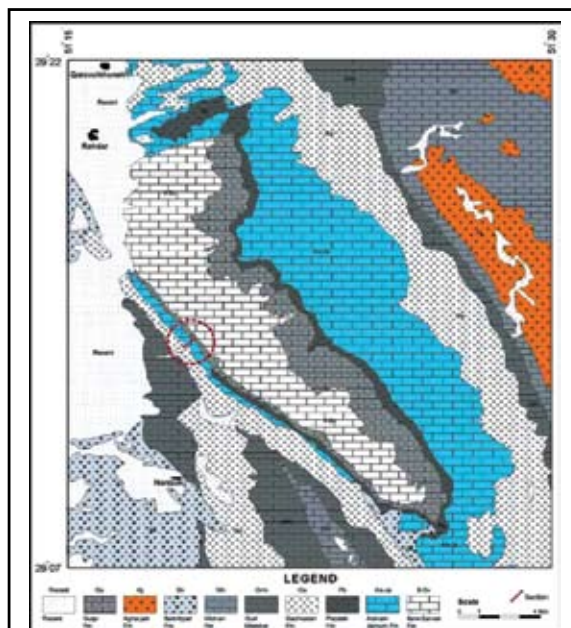
شواهد موجود نظیر نبود رخساره‌های تخریبی و گسترش وسیع سکوهای کربناتی مابین نواحی مورد مطالعه در مدت رسوبگذاری سازند جهرم، نشان می‌دهد که بخش فارس ساحلی از حوضه زاگرس در زمان ائوسن میانی تا پسین دارای یک روند رسوبگذاری پایدار (از نقطه نظر فعالیت‌های زمین‌ساختی) بوده است. با مقایسه الگوی رسوبگذاری این سازند با سازندهای مشابه خود در نواحی جنوبی‌تر سکوی عربی (سازندهای سبب و دامام) (Boukhary et al., 2006) می‌توان نتیجه گرفت که بین نواحی شمالی خلیج فارس کنونی و جنوبی آن (بخش‌های مرکزی سکوی عربی) ارتباط محیط رسوبی گسترده‌ای وجود داشته است (Ziegler, 2001). نبود ریف‌های سدی، گسترش پهنه‌های کشندی کربناتی، فقدان رسوبات تخریبی در همه نواحی حوضه و بالاخره تغییرهای تدریجی و نامحسوس رسوبات پلاژیک تا همی‌پلاژیک سازند پابده به رسوبات سکوی کربناتی جهرم نشانگر آن است که سکوی کربناتی این سازند در تمام نواحی مورد مطالعه می‌تواند از نوع رمپی بدون گسترش رخساره‌های سدی کربناتی (homoclinal ramp without barrier type) باشد.

جدول ۱- نتایج اندازه‌گیری ایزوتوپ استرانسیم در نمونه‌های سازند جهرم و آسماری در برش گیسکان

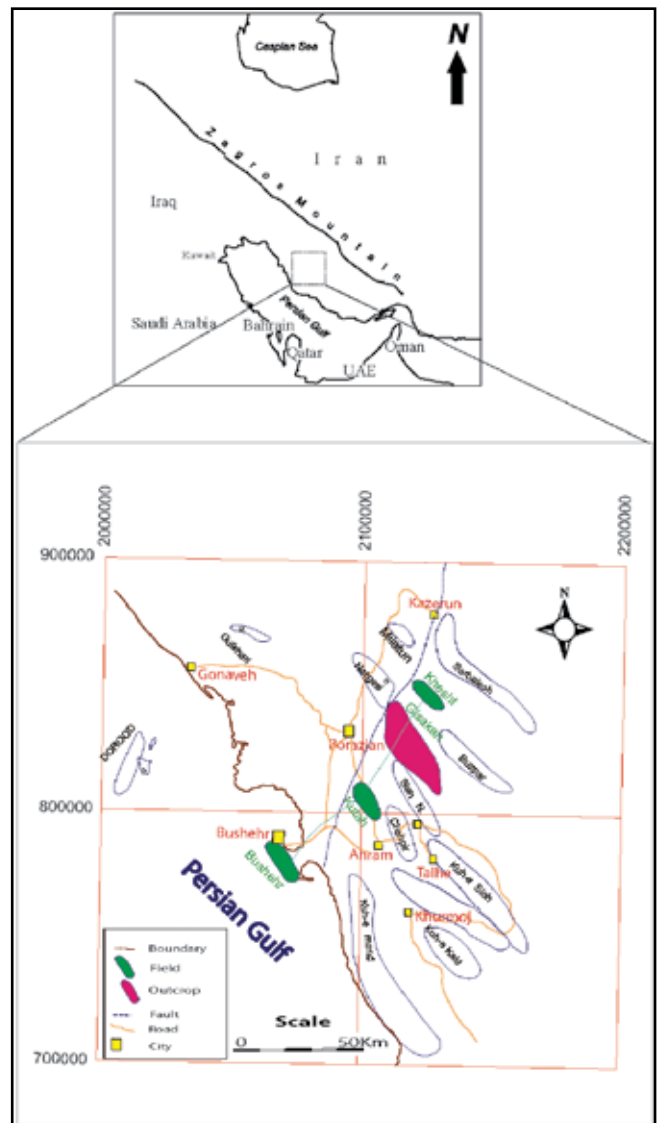
شماره نمونه	سازند	ژرفا	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	سن (میلیون سال)*	سن (میلیون سال)**
GJ-09 - WR	جهرم	۴۸	0.707793	۳۴٫۰	۳۴٫۰
GJ-16 - WR	جهرم	۹۷٫۵	0.707782	۳۴٫۳	۳۴٫۳
GJ-19 - WR	جهرم	۱۳۵	0.707813	۳۳٫۵	۳۳٫۷
GJ-20 - WR	جهرم	۱۳۷	0.707763	۳۵٫۱	۳۵٫۰
GJ-27 - WR	جهرم	۱۸۷	0.707808	۳۳٫۶	۳۳٫۷
GJ-316 - WR	آسماری	۳۱۶	0.708296	۲۳٫۰	۲۲٫۱
GJ-324 - WR	آسماری	۳۲۴	0.708309	۲۲٫۷	۲۱٫۹

*⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios normalized to ⁸⁶Sr/⁸⁶Sr = 0.1194

McArthur et al. (2001: BKSA95) and McArthur & Howarth (2004: GTS04)

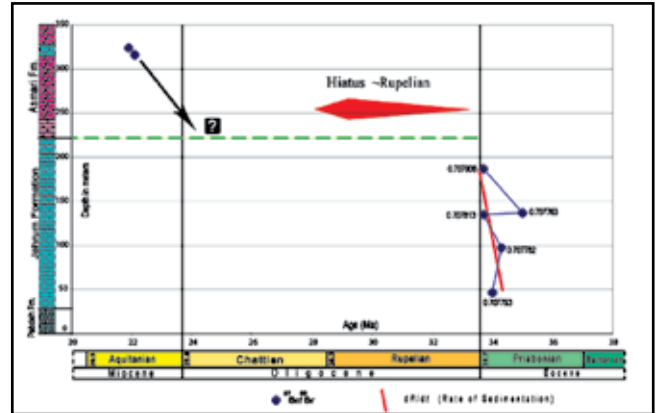


شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی بخشی از کوه گیسکان در خاور شهرستان برازجان همراه با محل نمونه‌برداری از سازند جهرم نشان داده شده است (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ برازجان، شرکت ملی نفت Liewellyn and Ahdoot, 1973)



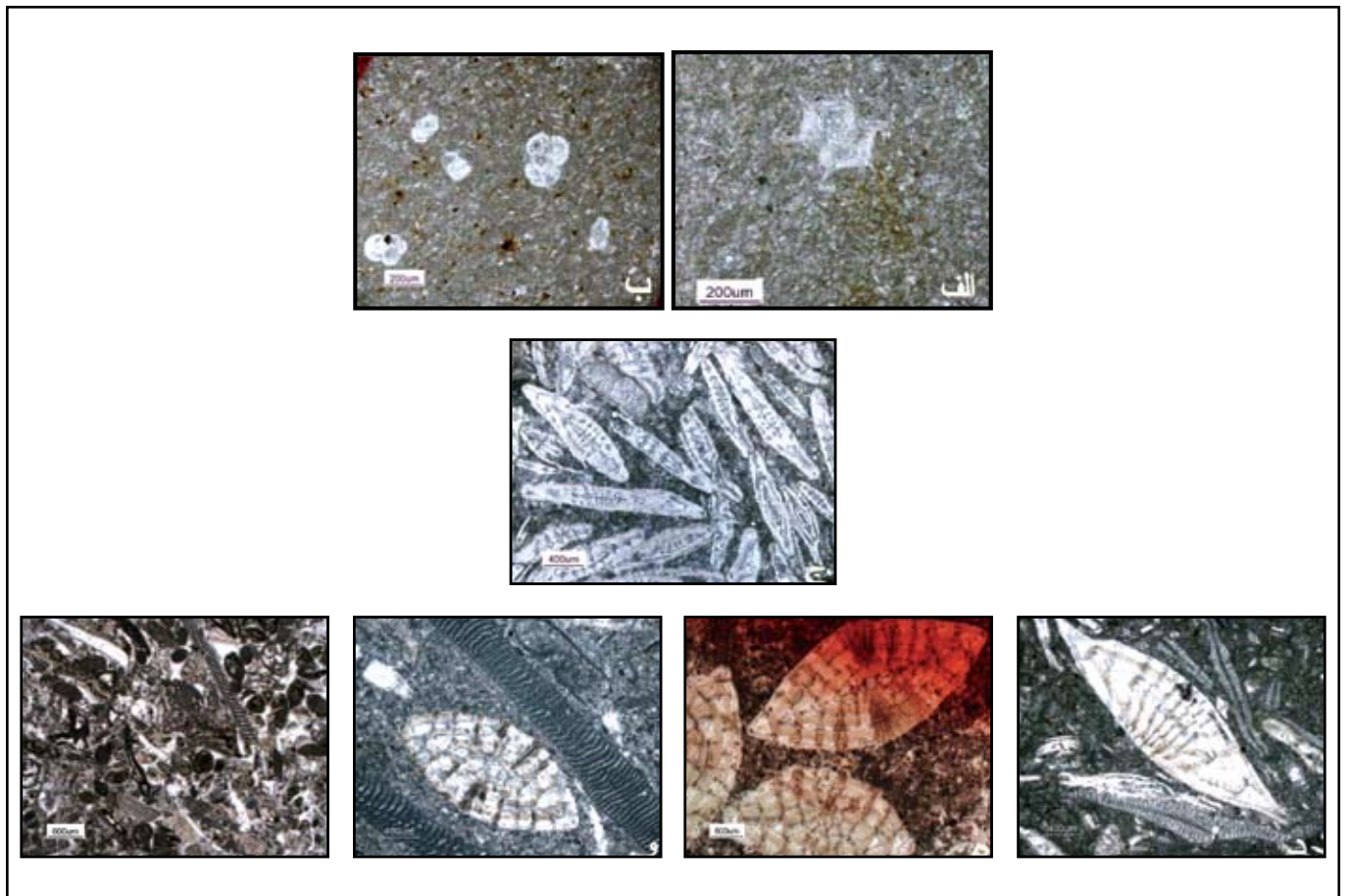
شکل ۱- موقعیت برش گیسکان (رنگ سرخ) همراه با میادین بوشهر، کوتاه و خشت (رنگ سبز)

Epochs	Iran (Dezful Embayment) James and Wynd, 1965	Bushehr Khalili, 1970	Kutah Tahmasebi, 1385	Khasht Madadi and Assemani, 1383	Gisakan This study	Oman Nolan <i>et al.</i> , 1990	Saudi Arabia, Qatar, Kuwait and South Iraq Jones and Roy, 1994
Miocene	20.5	Asmari Formation	Asmari Formation	Asmari Formation	Asmari Formation		
	23.8		Asmari Formation	Asmari Formation	Asmari Formation		
Oligocene	28.5	Asmari Formation		?	?		
	33.7						
Eocene	40	Pabdeh Formation	?	Jahrum Formation	Jahrum Formation	Seeb Formation	Dammam Formation
	49		Jahrum Formation	Jahrum Formation	Jahrum Formation		
			Jahrum Formation	Jahrum Formation	Jahrum Formation		
	53						

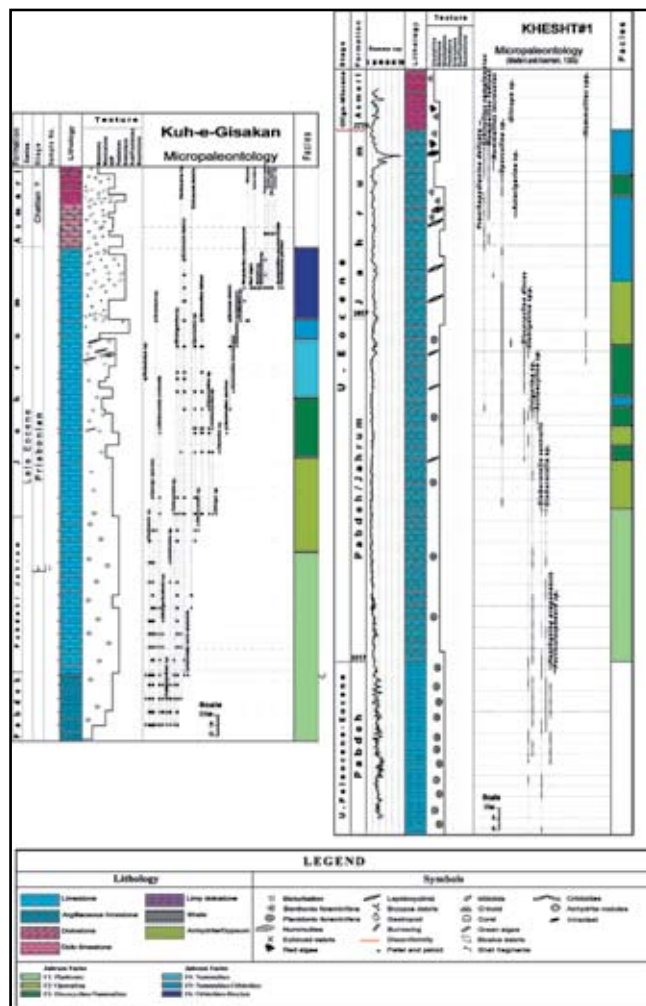
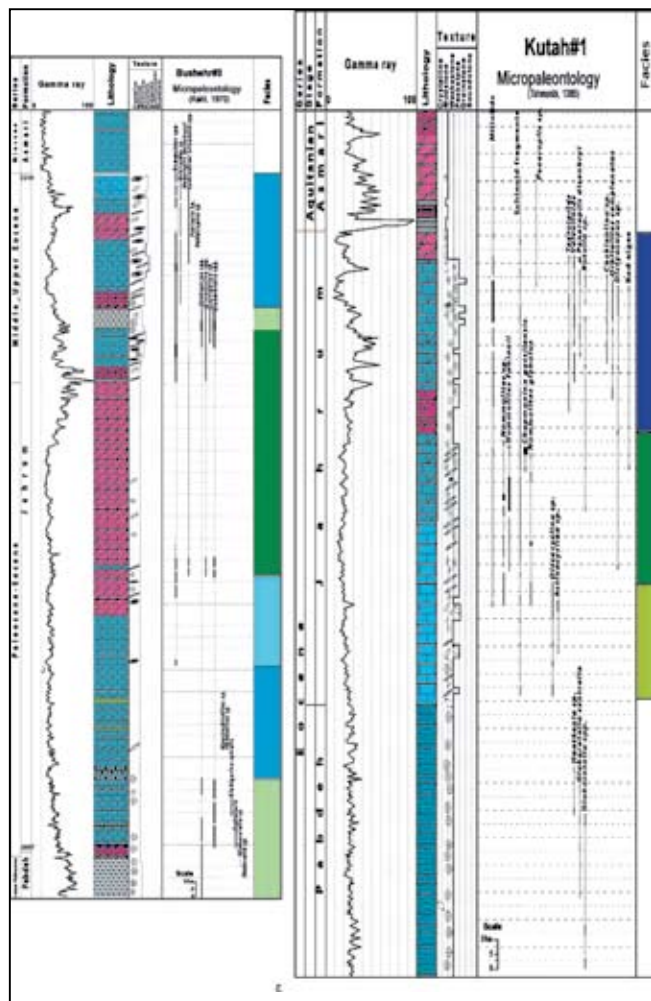


شکل ۳- نمودار تغییرات ایزوتوپ استرانسیم در برابر ژرفا در سازند جهرم در برش گیسکان

شکل ۴- هم ارزی مرز بالایی سازند جهرم در منطقه مورد مطالعه با کشورهای همجوار

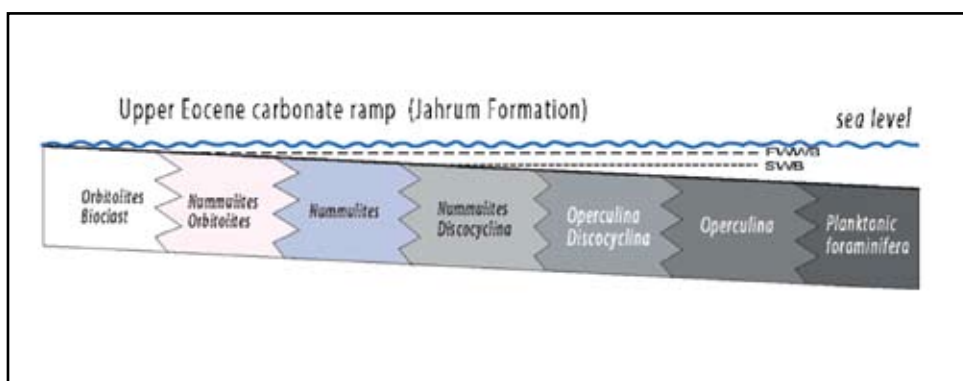


شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از رخساره‌های مختلف سازند جهرم در برش گیسکان، الف) رخساره پلانکتونی با بافت مادستونی همراه با فسیل هنتکلینا، متعلق به سازند پابده و مربوط به بخش ژرف حوضه، ب) رخساره پلانکتونی در بخش‌های پایینی سازند جهرم و در مرز گذر بین این سازند و سازند پابده، ج) رخساره اپرکولینا با بافت پکستون، د) رخساره دیسکوسیکلینا- نومولیتس با بافت پکستون، فراوانی دیسکوسیکلینا همراه با نومولیت‌های با دیواره نازک و کشیده و خرده‌های اپرکولینا در شکل دیده می‌شود، ه) رخساره نومولیتس با بافت پکستون، نومولیت‌ها به صورت دوکی شکل و دارای دیواره سبتر هستند، و) رخساره نومولیتس- اوریتولیتس با بافت وکستون، ز) رخساره اوریتولیتس- بایوکلست پکستون حاوی جلبک سبز، خرده‌های جلبک قرمز و اکتینودرم، میلیولیده و

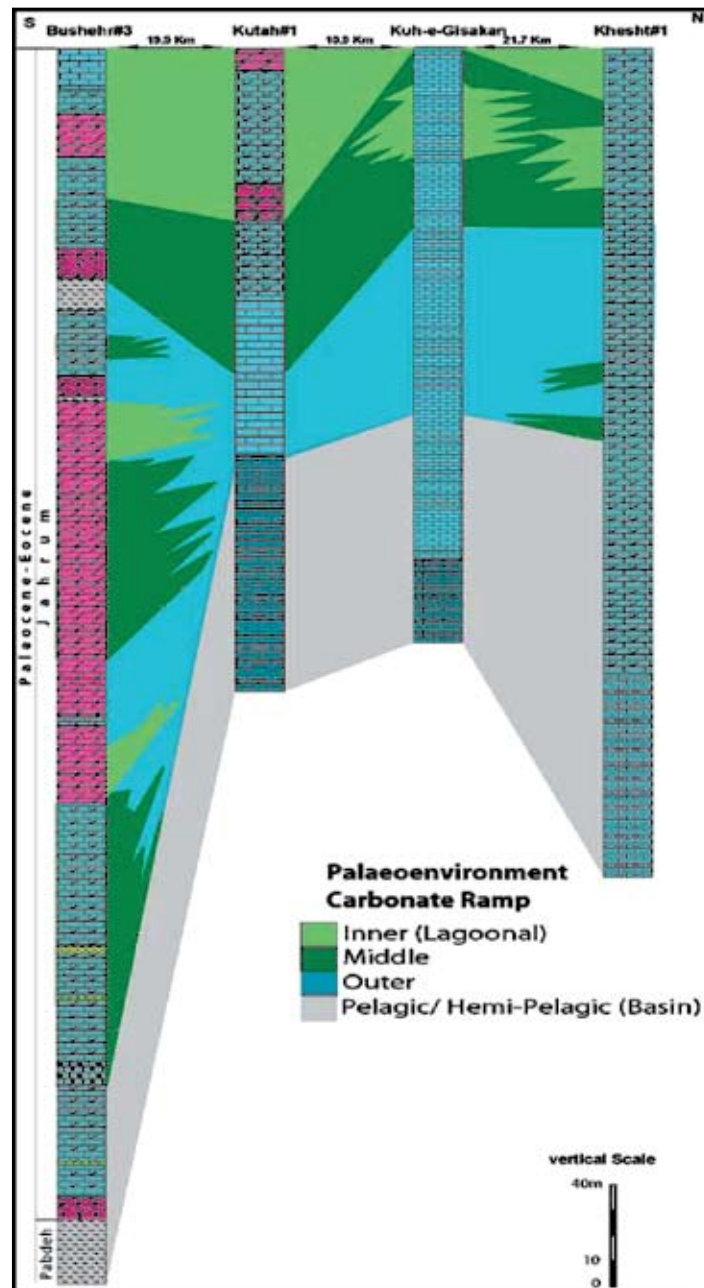


ادامه شکل ۶

شکل ۶- ستون چینه‌شناسی زیستی به همراه تغییرات رخساره‌های سازند جهرم در برش سطحی گیسکان (الف)، چاه شماره ۱ میدان خشت (ب)، چاه شماره ۱ میدان کوتاه (ج) و چاه شماره ۳ میدان بوشهر (د) نشان داده شده است.



شکل ۷- نبرخ محیط رسوبی و گسترش روزن‌دارن سازند جهرم به سن اتوسن بالایی



شکل ۸- هم‌ارزی محیط رسوبی میداین بوشهر، کوتاه، خشت و برش روسطیحی گیسکان، بررسی تغییرات رخساره‌های تعیین‌شده در توالی سازند جهرم نمایانگر این است که ابتدا رخساره شیل‌های آهکی تا آهک رسی متعلق به محیط پلاژیک در قسمت‌های زیرین وجود دارد. سپس به ترتیب رخساره‌های شماره ۲ تا ۶، که رخساره‌های کم ژرفتری هستند، گسترش می‌یابند. به این دلیل می‌توان در سازند جهرم یک سیکل بزرگ پس‌رونده را در نظر گرفت که از سازند پابده شروع شده و در مرز سازند آسمانی پایان می‌یابد.

کتابنگاری

خلیلی، ۱۹۷۰- پالئولاگ چاه بوشهر ۳، مدیریت اکتشاف.
 طهماسبی سروستانی، ۱۳۸۵- پالئولاگ چاه کوتاه ۱، مدیریت اکتشاف.
 مدنی و آسمانی، ۱۳۸۳- پالئولاگ چاه خشت ۱، مدیریت اکتشاف.

References

- Bassi, D., 1998 -Coralline algal facies and their palaeoenvironments in the late Eocene of northern Italy (Calcare di Nago Trento), *Facies*, vol. 39, pp.179– 202.
- 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*, vol. 76, pp.1137–1161.
- Beavington-Penney, S. J. and Racey A., 2004 -Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis, *Earth-Science Reviews*, vol. 67, pp. 219–265.
- 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*, vol. 51, no. 6, pp. 487-504.
- Fakoori and Asemani, 1983 - Completion well log of field Kuh-e-mond, well MOND-6, NIOC.
- 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*, vol. 155, pp. 211 –238.
- Ghose, B. K., 1977 -Paleoecology of the Cenozoic reefal foraminifers and algae—a brief review, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 22, pp. 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 Cadri', SE Pyrenees, Spain. In: Wright, V.P., Burchette, T.P. (Eds.), *Carbonate Ramps*. Geological Society of London Special Publication, vol. 149, pp. 181–203.
- 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*, vol. 36, pp. 109– 168.
- Hottinger, L., 1983 - Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time, *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, vol. 30, pp. 239- 253.
- James, G. A. and Wynd, J. G., 1965 -Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, *AAPG Bulletin*, vol.49, no.12, pp. 55– 56.
- Jones, R.W. and Racey, A., 1994 -Cenozoic stratigraphy of the arabian peninsula and gulf, In Simmons, M.D., ed., *Micropalaeontology and hydrocarbon exploration in the Middle East*: London, Chapman & Hall, pp. 273–306.
- 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, vol. 132, pp. 355–374.
- McArthur, J. M. and Wignall, P. B., 2007 -Comment on non-uniqueness and interpretation of the seawater 87Sr/86Sr curve” by Dave Waltham and Darren R. Groöcke (*GCA*, 70, 2006, 384–394), *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.71, pp. 3382–3386.
- McArthur, J. M. and Howarth, R. J., 2004 - Sr-isotope stratigraphy: the Phanerozoic 87Sr/86Sr-curve and explanatory notes, In: Gradstein, F., Ogg, J. and Smith A.G. (Eds.), 2004- *A Geological Timescale*, ..
- McArthur, J. M., Howarth, R. J. and Bailey, T.R., 2001 -Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr-isotope curve for 0-509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age, *Journal of Geology*, vol. 109, pp. 155-170.
- 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*, vol.27(2), pp179-190.
- Nolan, S.C., Skelton, P.W., Clissold, B. P. and Smewing, J. D., 1990 -Maastrichtian to early Tertiary stratigraphy and palaeogeography of the central and northern Oman mountains, In Robertson, A.H.F., Searle, M.P., and Ries, A.C., eds., *The geology and tectonics of the Oman region*: Geological Society of London, Special Publication, 49, pp. 495–519.
- Pattinson, R., 1968 -Stratigraphical column Kuh-e Gisakan Tang-e Kanje, Scale 1:1000 , Dezful Dmbayment Boundary Survey.
- 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, pp. 343–370.
- Racey, A., 2001 -A review of Eocene nummulite accumulations: structure, formation and reservoir potential, *Journal of Petroleum Geology*, vol. 24, pp. 79– 100
- Sadegholvad, M. J., Faghih, A., 2007 -Age and microfacies of the Jahrum Formation, Zagros mountains, Iran, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9.
- 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, vol. 149, pp. 205– 227.
- Ziegler, M. A., 2001- Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6, p.445-504.