

# مطالعه محیط رسوب گذاری و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در میداين نفتی لالی، کارون و مسجد سلیمان

مهناز دهقان زاده

دانشجوی دکتری رسوب شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

میر رضا موسوی

استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

محمد حسین آدابی

استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

عباس صادقی

دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

تاریخ پذیرش: ۹۴/۱۲/۱۷

تاریخ دریافت: ۹۴/۹/۱۹

mahnaz.dehghanzadeh@yahoo.com

## چکیده

هدف از این پژوهش، مطالعه سازند آسماری به سن الیگو - میوسن می‌باشد که به عنوان یکی از مهمترین سازندهای مخزنی ایران شناخته می‌شود. برای شناسایی بهتر و مقایسه روند تغییرات لیتولوژیکی، محیط رسوبی ته‌نشینی این سازند در طول گستره وسیع‌تر، سه چاه از سه میدان نفتی متفاوت انتخاب شدند که شامل چاه‌های لالی ۲۰، کارون ۳ و مسجدسلیمان ۱۸۶ می‌باشند. بررسی‌های دقیق پتروگرافی و آنالیز رخساره‌ها منجر به شناسایی ۱۵ ریز رخساره گردید که در بخش‌های متفاوت رمپ داخلی ته‌نشین شده‌اند. بر مبنای شناسایی مرزهای سکانسی و دنبال نمودن روند تغییرات عمق رخساره‌ها، توالی کربناته سازند آسماری در مقاطع زیر سطحی در قالب ۳ سکانس رده سوم به سمت بالا کم عمق شونده معرفی می‌شوند. رسوبات سیستم تراکت پیش‌رونده با غلبه رخساره‌های عمیق تر رمپ داخلی مشخص می‌گردند، در حالی که رسوبات گستره تراز بالا و پسرونده، رخساره‌های کم عمق تر رمپ داخلی را شامل می‌شوند. ترکیب اطلاعات حاصل از شناسایی رخساره‌ها و ارائه مدل رسوبی در چارچوب چینه‌نگاری سکانسی می‌تواند در شناخت هر چه بهتر سازند آسماری و بدست آوردن درک بهتر از کیفیت مخزنی آن بسیار کارآمد باشد.

**کلمات کلیدی:** محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی، سازند آسماری، میدان نفتی، لالی، کارون، مسجد سلیمان

## مقدمه

کربنات‌های کم عمق سازند آسماری، مخازن هیدروکربنی مهمی را در جنوب و جنوب غربی ایران تشکیل می‌دهند که از ابتدای قرن بیستم در تولید نفت نقش بسزایی ایفا می‌کنند. سازند آسماری در ناحیه فروافتادگی دزفول و زون ایده گسترش چشمگیری دارد و در جهات مختلف از نظر سنگ‌شناسی، هندسه رسوبی و زمان تشکیل تغییرات قابل توجهی را شامل می‌شود. برش نمونه این سازند در تنگ گل‌ترش در دامنه جنوبی کوه آسماری واقع شده است و از نظر سنگ‌شناسی عمدتاً شامل سنگ آهک‌های مقاوم به رنگ کرم تا قهوه‌ای می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۲). سازند آسماری در اکثر مناطق زاگرس از نظر سنگ‌شناسی سازندی کربناته است اما در برخی مناطق حاوی لایه‌های ماسه‌سنگی و سنگ‌های تبخیری است. رسوبات تبخیری کله‌ر در منطقه لرستان و رسوبات ماسه‌سنگی اهواز در منطقه خوزستان از تشکیل دهندگان این سازند محسوب می‌گردند. زیست چینه‌نگاری سازند آسماری برای اولین بار توسط (Wynd, 1965) تدوین گردید. (کلانتری، ۱۳۷۱؛ Adams and Bourgeois, 1967) نیز ضمن بررسی پژوهش‌های قبلی، ویژگی‌های سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی سازند آسماری را توصیف کردند. در سالهای بعد نیز محققان دیگری از جمله

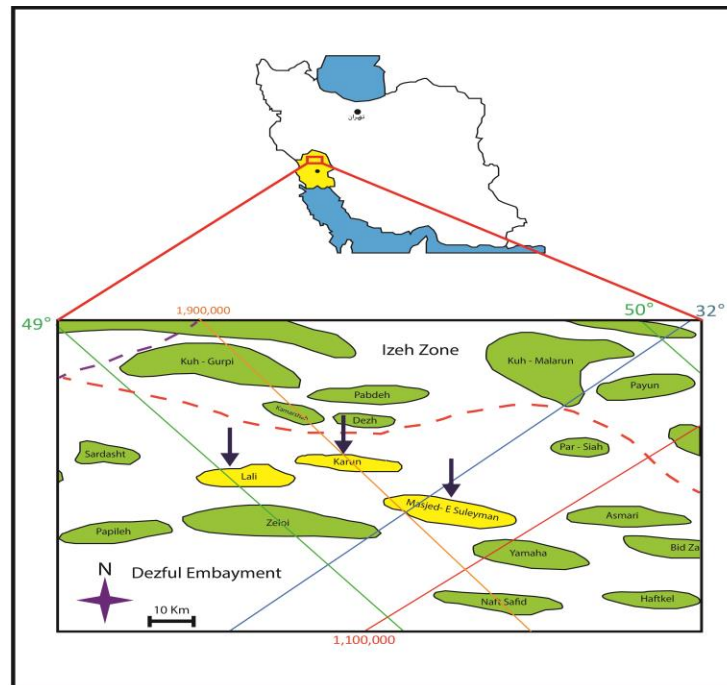
(بهزادی و آدابی، ۱۳۸۱؛ شوشتریان، ۱۳۸۲؛ ملکی‌خیمه‌سری، ۱۳۷۸؛ آدابی و همکاران، ۱۳۸۷؛ Ehrenburg et Karimi-Mossadegh et al., 2009؛ Laursen et al., 2009؛ Van-Bukhem et al., 2010؛ al., 2007؛ مطالعات (Adabi et al., 2016؛ Avarjani et al., 2014؛ 2015؛ گوناگونی در زمینه چینه‌نگاری زیستی، محیط رسوبی و ژئوشیمی سازند آسماری در مناطق مختلف زاگرس انجام داده‌اند.

## موقعیت مناطق مورد مطالعه

رسوبات الیگو - میوسن جنوب غرب ایران واقع در فروافتادگی دزفول از لحاظ رسوبی، سیستم پیچیده‌ای بوده و دارای تغییرات وسیعی در ترکیب سنگ‌شناسی (کربنات، مارل، ماسه‌سنگ و انیدریت) و ژئومتری رسوبی می‌باشند. بررسی روند این تغییرات به درک بهتر چگونگی تشکیل پلتفرم آسماری و نحوه تکامل آن کمک شایانی می‌نماید. از این‌رو مناطق مورد مطالعه در این مقاله شامل سه برش زیر سطحی می‌باشند که از سه میدان لالی، کارون و مسجد سلیمان در بخش شمالی فروافتادگی دزفول انتخاب گردیده‌اند تا روند رسوب‌گذاری، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در طول این میداين و در امتداد غرب به شرق بررسی و مقایسه گردد (شکل ۱). مقطع زیر سطحی چاه مسجد سلیمان

و دولومیت)، به همراه میان لایه‌های نازک مارنی و انیدریت تشکیل شده است که به طور هم‌شیب بر روی رسوبات عمیق سازند پایده قرار دارد و در بخش بالایی نیز به طور هم‌شیب توسط رسوبات تبخیری سازند گچساران پوشیده می‌شود. در هر سه مقطع زیر سطحی سازند آسماری با انیدریت قاعده‌ای به سن آکیتانین آغاز می‌گردد و رسوبگذاری آن در اواسط بوردیگالین به پایان می‌رسد. رسوبات آسماری زیرین به سن الیگوسن در هیچ کدام از این برش‌ها وجود ندارد.

۱۸۶ در میدان مسجد سلیمان با طول ۲۹ کیلومتر و عرض ۷ کیلومتر، با فاصله ۹۰ کیلومتری از شمال غرب اهواز قرار گرفته است. مقطع زیر سطحی چاه کارون ۳ در میدان کارون با طول ۲۷ کیلومتر و عرض ۵ کیلومتر در ۲۵ کیلومتری شمال شهرستان مسجد سلیمان و ۲۵ کیلومتری جنوب شرقی شهر لالی قرار دارد. مقطع زیر سطحی چاه لالی ۲۰ در میدان لالی با طول ۲۳ کیلومتر و عرض ۶ کیلومتر در ۴۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان مسجد سلیمان واقع شده است. میادین مذکور در بخش شمالی حوضه فروافتاده دزفول و در زون زاگرس چین خورده قرار دارند. سازند آسماری در این میادین اساساً از سنگ‌های کربناته (آهک



شکل ۱. موقعیت میادین نفتی لالی، کارون و مسجد سلیمان در فرو افتادگی دزفول (اقتباس از مدیریت اکتشاف، ۱۳۹۰)

## روش کار

آسماری در سه برش زیر سطحی شناسایی گردید که در رمپ داخلی نهشته شده‌اند (شکل‌های ۲ و ۳). این ریز رخساره‌ها به ترتیب از سمت نواحی کم عمق‌تر به سمت نواحی عمیق‌تر عبارتند از:

### ریز رخساره‌های غیر کربناته سازند آسماری

#### (A) انیدریت

انیدریت در چاه‌های مورد بررسی در دو سطح چینه‌ای مشاهده می‌گردد: سطح اول، انیدریت قاعده‌ای است که در بخش زیرین سازند آسماری، به طور هم‌شیب بر روی رسوبات شیلی عمیق سازند پایده قرار دارد. سطح دوم انیدریت میانی است که در برخی از برش‌های زیر سطحی تناوب لایه‌های انیدریتی با میان لایه‌های نازک دولومیت مشاهده می‌شود. این ریز رخساره انیدریتی فاقد فسیل و حاوی بلورهای ریز و سوزنی شکل، در بخش میانی هر سه مقطع زیر سطحی لالی، کارون و مسجد سلیمان شناسایی گردید و با لایه انیدریت میانی آسماری در مرز بین آکیتانین زیرین و بالایی منطبق است (شکل A-۲).

به منظور انجام مطالعات چینه‌نگاری سکانشی، شناسایی ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در مجموع تعداد ۶۰۰ مقطع نازک از مغزه‌ها و خرده‌های حفاری موجود از مقاطع زیر سطحی توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفتند. مطالعه مقاطع نازک عمدتاً شامل بررسی ترکیب کانی‌شناسی، ضمام فسیلی، مشخصات بافتی (اندازه، شکل و آرایش ذرات) و عوارض دیاژنزی بود. نامگذاری و توصیف سنگ‌های کربناته بر اساس روش (Dunham, 1962; Embry and Klovan, 1971; Flugel, 2010) تجزیه و تحلیل گردیدند. چینه‌نگاری سکانشی سازند آسماری نیز بر اساس روشها و اصول چینه‌نگاری سکانشی (Catuneanu et al., 2011) بررسی شده است.

#### شرح ریز رخساره‌ها

بر اساس مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی تعداد ۱۵ ریز رخساره در سازند

میکرایت حاوی ارگانیسیم‌های غیر قابل تشخیص پراکنده (کمتر از یک درصد) و بسیار ریز تشکیل می‌دهد. این ریز رخساره در هر سه مقطع زیر سطحی مسجد سلیمان، لالی و کارون مشاهده گردید (شکل D-۲).

**تفسیر محیطی:** نبود فسیل و تنوع کم آن در این ریز رخساره نشان دهنده چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات است (Alsharhan and Kendall, 2003). با توجه به عدم حضور اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی، فراوانی کم و تنوع محدود انواع فسیلی در برخی نمونه‌ها و قرارگیری این ریز رخساره در بخش بالایی رخساره‌های لاگونی، می‌توان محیط تنه‌نشست این ریز رخساره را بخش لاگون نزدیک به ساحل در نظر گرفت (Tucker, 1985; Flugel, 2004). بنابراین این ریز رخساره معادل RMF - 19 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

### E) پکستون - وکستون حاوی روزن داران بدون منفذ

مشخصه اصلی این ریز رخساره حضور روزن داران بدون منفذ از قبیل *Meandropsina sp*, *Dendritina sp*, *Borelis sp*, *Miliolids sp*, *Archaias sp* می‌باشد که همراه با مقادیر اندک از خرده‌های خارداران و نرم‌تنان (دوکفهای، گاستروپد) مجموعه ارگانیسیم‌های سازنده این ریز رخساره را تشکیل می‌دهند. از دیگر آلوکوم‌های مشاهده شده در این ریز رخساره می‌توان به پلت‌های مدفوعی و پلویید حاصل از میکربیتی شدن کامل اجزای زیستی اشاره کرد. فسیل‌ها و ذرات غیر اسکلتی اندازه‌ای در حد ماسه ریز تا درشت داشته که با جورشدگی ضعیف تا متوسط و به صورت نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد شده در بافت سنگ حضور دارند. دولومیتی شدن و تبدیل میکرایت به میکرواسپارایت نیز از مهمترین فرایندهای دیاژنتیکی مشاهده شده در این ریز رخساره می‌باشند. این ریز رخساره در هر سه مقطع زیر سطحی وجود دارد (شکل E-۲).

**تفسیر محیطی:** حضور روزن داران کفزی با دیواره پرسیلانوز (میلیولیدها و آلوئولینیدها) نشانه محیط آرام با چرخش محدود آب بوده و مؤید تشکیل این ریز رخساره در یک محیط کم عمق با انرژی پایین است (Hottinger, 1997; Beavington-Penney and Racey, 2004; Palma et al., 2007; Adabi et al., 2016). با در نظر گرفتن بافت و نوع اجزای موجود در این ریز رخساره، زیر محیط لاگون برای آن پیشنهاد می‌گردد. بنابراین این ریز رخساره با RMF - 20 فلوگل (Flugel, 2010) معادل است.

### ج - ریز رخساره‌های محیط سد یا شول

#### F) پکستون - گرینستون فاورینادار

آلوکوم غالب در این ریز رخساره نوعی پلت مدفوعی (Fecal pellet) به نام فاورینا (*Faverina Asmaricus*) است. فاورینا در واقع مدفوع یک نوع سخت پوست به نام خرچنگ دکاپود می‌باشد که توسط اشکال گرد و استوانه‌ای و کانال‌های طولی موجود در پلت‌ها شناسایی می‌گردد. اندازه این پلت دفعی حداکثر ۲/۵ میلیمتر بوده که با گردشدگی خوب و فراوانی بالای ۹۰ درصد بخش عمده این ریز رخساره را تشکیل می‌دهد. دولومیتی شدن، جانیشینی سیمان انیدریت به جای برخی از پلت‌های مدفوعی و یا پر شدن حفرات زمینه سنگ و ایجاد سیمان پویکیلوئوپیک توسط انیدریت همراه با انحلال قالبی پلت‌ها و ایجاد تخلخل‌های حفره‌ای از پدیده‌های دیاژنتی معمول در این ریز رخساره است. ریز رخساره F در بین مقاطع زیر سطحی، تنها در لالی مشاهده گردید (شکل F-۲).

**تفسیر محیطی:** در زمان آکیتانین به دلیل افت سطح آب دریا، حوضه درون پلتفرمی آسماری به طور موقت از دریای باز جدامی‌شود و انیدریت در حوضه‌های بسته رسوب می‌کند. با توجه به ضخامت و تداوم جانبی این رسوبات انیدریتی به نظر می‌رسد که آنها در حوضه‌های شور مجزا تشکیل شده‌اند (Van-Bukhem et al., 2010). انجام آنالیز ایزوتوپ استرانسیوم توسط اهرنبرگ (Ehrenburg et al., 2007) نیز بر تشکیل انیدریت قاعده آسماری در حوضه‌های شور بسته دلالت دارد.

### ریخساره‌های کربناته سازند آسماری

#### ۱- ریز رخساره‌های کمر بند رخساره‌ای رمپ داخلی

#### الف - ریز رخساره‌های حاشیه ساحلی رمپ داخلی (Pritidal)

#### B) مادستون - دولومادستون همراه با ندول‌های انیدریت

اساس این ریز رخساره میکرایت تا دولومیکرایت حاوی ندول‌های انیدریت با بافت قفس مرغی (Chicken wire) بوده و فاقد هرگونه اجزاء زیستی است. این ریز رخساره در هر سه مقطع زیر سطحی مشاهده می‌گردد (شکل B-۲).  
**تفسیر محیطی:** این گرهک‌های انیدریتی احتمالاً در شرایط دیاژنتیکی اولیه (Early Diagenetic) با پایین افتادن سطح آب دریا و خروج رسوبات از آب در اقلیم گرم و خشک و در محیط بالای جزر و مدی (Supratidal) ایجاد شده‌اند. در نتیجه با توجه به نکات فوق این ریز رخساره معادل RMF - 25 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

#### C) مادستون - دولومادستون با حفرات چشم پرنده‌ای

این ریز رخساره عمدتاً از میکرایت تشکیل شده است که فاقد هرگونه آلوکوم و اجزای زیستی می‌باشد. حضور حفرات چشم پرنده‌ای که در برخی نواحی با سیمان‌های ژئیس و انیدریت به طور بخشی تا کامل پر شده‌اند از خصوصیات بارز این ریز رخساره است. در مطالعات میکروسکوپی آثار تبدیل زمینه میکرایتی به دولومیکرایت تا دولواسپارایت در این ریز رخساره مشاهده می‌گردد. میکروفاسیس C در برش‌های زیر سطحی لالی و کارون مشاهده گردید (شکل C-۲).

**تفسیر محیطی:** ته‌نشست ریز رخساره مذکور با توجه به عدم حضور فسیل و وجود بافت میکرایتی احتمالاً در یک محیط آرام کم انرژی با چرخش آب محدود و فاقد شرایط مناسب برای زیست موجودات رخ داده است (Bachmann and Hirsch, 2006; Wilson, 1975; Alsharhan and Kendall, 2003; Adabi et al., 2016). علاوه بر این حضور حفرات چشم پرنده‌ای نشانه زیر محیط‌های بالا و بین جزر و مدی می‌باشد که با نزدیک شدن به خشکی تعداد و اندازه آنها افزایش می‌یابد (پورامینی بزنجانی و آدابی، ۱۳۹۳). دولومیت‌های دانه ریز نیز به احتمال زیاد همزمان با رسوبگذاری و یا به عبارتی در طی مراحل اولیه دیاژنز و بلافاصله پس از رسوبگذاری جانشین آهک اولیه شده‌اند (Gregg and Shelton, 1990; Adabi, 2009). بنابراین با در نظر گرفتن ویژگی‌های این ریز رخساره، زیر محیط حاشیه ساحلی رمپ داخلی (پری تایدال) برای آن پیشنهاد می‌گردد و این ریز رخساره معادل RMF - 22 فلوگل (Flugel, 2010) در نظر گرفته می‌شود.

#### ب - ریز رخساره‌های محیط لاگون

#### D) مادستون

این ریز رخساره شامل میکرایت می‌باشد که در برخی موارد به میکرواسپارایت تبدیل شده است. بافت این ریز رخساره را میکرایت فاقد آلوکوم و فسیل تا

در این ریز رخساره خرده‌های اسکلتی استراکد، صدف نرم‌تنان، خارداران، همراه با روزن داران کفزی بدون منفذ از قبیل *Borelis sp.*، *Dendritina sp.*، *Archaia sp.* و *Peneroplis sp.* حضور دارند که استراکد از فراوانترین اجزای سازنده محسوب می‌گردد. این مجموعه زیستی با اندازه‌ای در حد ماسه ریز تا درشت و با جورشدگی گردشگی ضعیف تا متوسط در بافت وکستونی - پکستونی این ریز رخساره قرار گرفته‌اند. از رخساره‌های دیاژنزی مشاهده شده نیز می‌توان به تبدیل میکرایت به میکرواسپاریت و میکریتی شدن آلوکم‌ها اشاره کرد. همچنین دولومیتی شدن زمینه سنگ به تنهایی و یا به همراه آلوکم‌های موجود از دیگر ویژگی‌های دیاژنزی قابل ذکر است. این ریز رخساره در تمام مقاطع زیر سطحی وجود دارد (شکل I-۲).

**تفسیر محیطی:** با توجه به فراوانی استراکد و حضور انواع روزن داران پرسلانوز و ریز رخساره‌های همراه، رسوب گذاری در محیط محصور شده رمپ داخلی (Restricted) برای تشکیل این ریز رخساره پیشنهاد می‌گردد و با  $RMF - 18$  فلوگل (Flugel, 2010) قابل مقایسه است.

### J) بایوکست وکستون - پکستون حاوی روزن داران بدون منفذ

روزن داران دارای پوسته پرسلانوز مانند میلیولیدها به همراه خرده‌های بایوکستی دیگر از قبیل دوکفه‌ای، گاستروپد، بریوزوئر، جلبک و خارداران از تشکیل‌دهندگان اصلی این ریز رخساره می‌باشند. پلیولیدهای گرد شده با قطری معادل  $0.2$  تا  $1/5$  میلیمتر از دانه‌های غیر اسکلتی موجود در این ریز رخساره هستند. این ریز رخساره در چاه‌های لالی، کارون و مسجد سلیمان دیده می‌شود (شکل J-۳).

**تفسیر محیطی:** حضور روزن داران پرسلانوز بویژه میلیولیدها که از موجودات کفزی محیط‌های کم عمق و محصور دریایی با انرژی پایین‌اند (Brachert et al., 2003) در کنار فسیل‌های شاخص دریای باز فراوان از افزایش تدریجی عمق آب حکایت دارد (Hottinger, 1983; Buxton and Pedley, 1989). با مقایسه این ریز رخساره با الگوی ارائه شده توسط فلوگل (Flugel, 2010) زیر محیط محصور شده از رمپ داخلی برای این ریز رخساره پیشنهاد می‌گردد که معادل  $RMF - 16$  فلوگل در نظر گرفته می‌شود.

### و - ریز رخساره‌های محیط دریای باز (Open marine) رمپ داخلی K) بایوکست وکستون - پکستون

مهم‌ترین عناصر زیستی سازنده این ریز رخساره خرده‌های اسکلتی دریای باز شامل خارداران، کوفوس، بریوزوئر، مرجان و جلبک کورالیناسه‌آ می‌باشند. روزن داران کفزی کوچکی همچون *Borelis sp.*، *Textularids*، *Valvulinid sp.*، *Neorotalia sp.* و *Elphidium sp.* نیز به صورت پراکنده و با اهمیت کمتر در کنار سایر اجزای زیستی اصلی در سنگ حضور دارند.

حضور فراوان خرده‌های اکتینودرم در برخی مقاطع سبب تغییر نام این ریز رخساره به اکتینوئید وکستون - پکستون می‌گردد. بافت سنگی این ریز رخساره دارای جورشدگی ضعیف تا متوسط بوده و زمینه آن از میکرایت تا میکرواسپاریت و در برخی مقاطع از دولومیکرایت تا دولواسپاریت در تغییر است. این ریز رخساره در تمام چاه‌ها وجود دارد (شکل K-۳).

**تفسیر محیطی:** وجود مقادیر فراوان موجودات استنوهالین نظیر اکتینودرم و بریوزوئر (Flugel, 2010) در کنار روزن داران کفزی ذکر شده نشانگر تشکیل این رسوبات در نواحی رو به دریای رمپ داخلی است (ذاکری و همکاران، ۱۳۹۳).

**تفسیر محیطی:** این ریز رخساره در محیط‌های زیر حد جزر و مدی (Subtidal) دریاهای استوایی در بخش داخلی پلتفرم کربناته نوع رمپ با انرژی کم و کاهش نرخ رسوبگذاری دیده می‌شود (Flugel, 2004). در صورتی که این قطعات با سیمان به هم متصل گردند و بافت گرینستونی ایجاد شود، این ریز رخساره به محیط پرانرژی شول به سمت لاگون (Leeward shoal) نسبت داده می‌شود. بنابراین این ریز رخساره به رمپ داخلی تعلق داشته (Imbrie and Purdy, 1962; Harris, 1979) و با  $RMF - 27$  فلوگل (Flugel, 2010) مطابقت دارد.

### G) بایوکست گرینستون حاوی روزن داران بدون منفذ و پلیوید

بافت دانه پشتیبان متشکل از خرده‌های اسکلتی (دوکفه‌ای، گاستروپد، خارداران، جلبک و استراکد)، پلیوید و روزن داران بدون منفذ (*Dendritina sp.*، *Borelis sp.* و *Miliolids*) از ویژگی‌های مهم این ریز رخساره می‌باشد. اجزای زیستی و آلوکم‌های سازنده این ریز رخساره با اندازه‌ای در حد ماسه ریز تا درشت و با جورشدگی و گردشگی متوسط تا خوب توسط سیمان اسپاریتی احاطه شده‌اند. در مقاطع زیر سطحی لالی، کارون و مسجد سلیمان این ریز رخساره حضور دارد (شکل G-۲).

**تفسیر محیطی:** حضور خرده‌های زیستی متنوع، گردشگی و جورشدگی نسبتاً خوب دانه‌های کربناته، حضور سیمان و بافت دانه پشتیبان می‌تواند با محدوده نورگیر (Euphotic) و شرایط پرانرژی و بالاتر از سطح اساس امواج عادی (FWWR) یک سد با منشأ زیستی انطباق داشته باشند (Corda and Brandano, 2003; Renema, 2006). این ریز رخساره با  $RMF - 27$  فلوگل (Flugel, 2010) وابسته به بخش داخلی سکوی کربناته از نوع رمپ بیشترین مطابقت را داشته و به زیر محیط سد ماسه‌ای نسبت داده می‌شود.

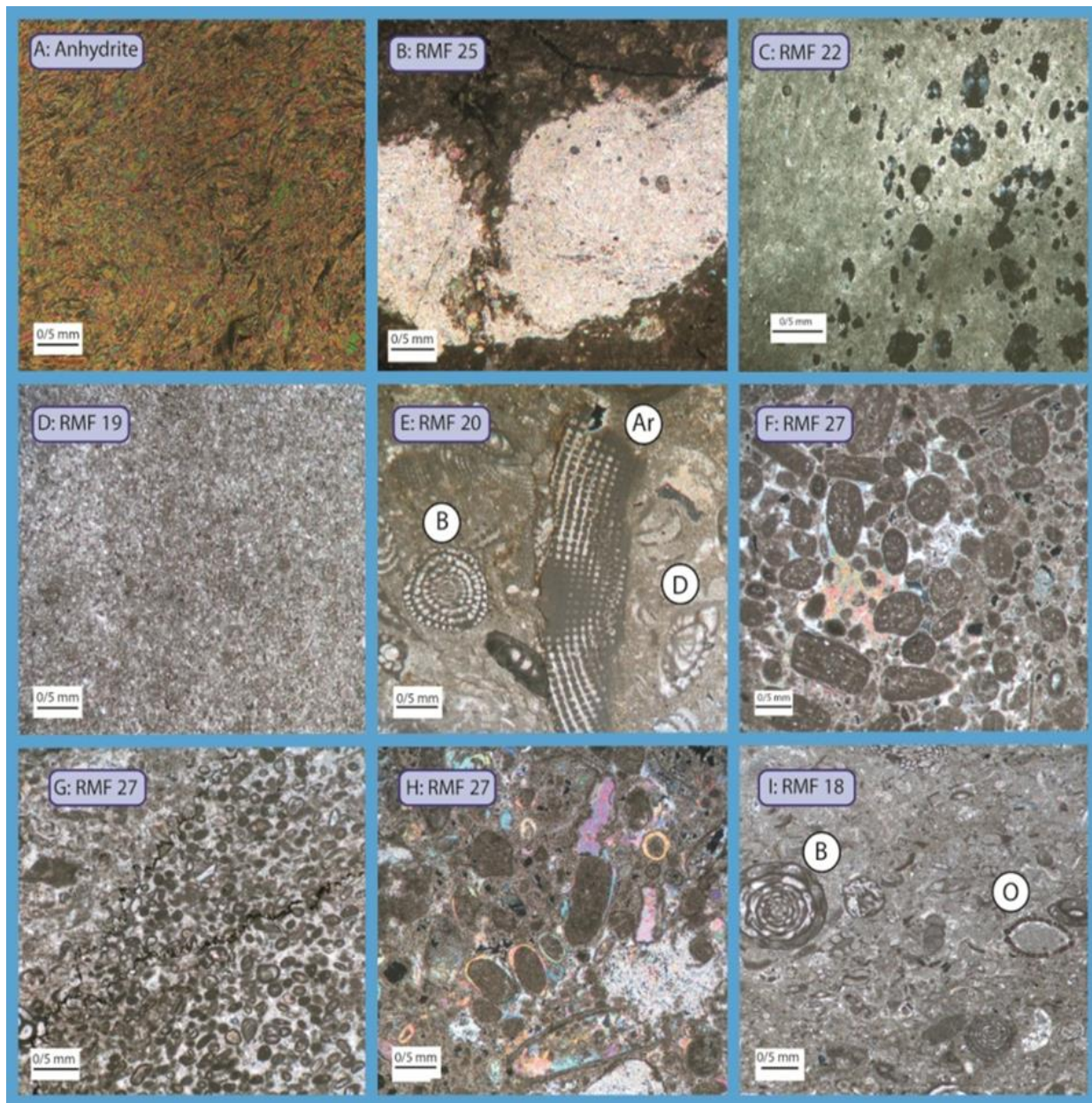
### H) اینتراکلاست، پلیوید گرینستون

در این ریز رخساره پلیوید با فراوانی حدود ۹۰ درصد از اجزای غالب تشکیل دهنده بافت سنگ می‌باشد. پلیویدها عمدتاً مورد هجوم دولومیت‌های ریز بلور بی‌شکل قرار گرفته‌اند و دارای اندازه‌ای بین  $0.5$  تا  $2$  میلیمتر (متوسط اندازه  $1/25$  میلیمتر) می‌باشند. اینتراکلاست و لامپس نیز با متوسط اندازه‌ای در حدود  $2/5$  میلیمتر به عنوان اجزای فرعی با فراوانی کمتر در این ریز رخساره حضور دارند. در بین آلوکم‌های اصلی، به ندرت شیخ‌هایی از بایوکست از قبیل گاستروپد و دوکفه‌ای دیده می‌شود که به علت دولومیتی شدن به سختی قابل شناسایی می‌باشند. جانشینی کامل یا بخشی سیمان انیدریتی به جای آلوکم‌ها که از حاشیه آلوکم به سمت مرکز اتفاق می‌افتد همراه با تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای از عوارض دیاژنزی است که در این ریز رخساره مشاهده می‌گردد. این ریز رخساره تنها در مقطع زیر سطحی لالی مشاهده گردید (شکل H-۲).

**تفسیر محیطی:** بر اساس نوع بافت، وجود اینتراکلاست و لامپس و مجموعه‌های فسیلی همراه، این ریز رخساره به مناطق سدی پرانرژی در بالای خط اثر امواج عادی در رمپ داخلی متعلق می‌باشد (Adabi et al., 2015). ریز رخساره مذکور با  $RMF - 27$  فلوگل (Flugel, 2010) معادل بوده و در محیط با انرژی بالای محدوده سد ماسه‌ای رسوب کرده است.

### د - ریز رخساره‌های محیط محصور شده (Restricted) رمپ داخلی

### I) وکستون - پکستون حاوی استراکد و روزن داران بدون منفذ



شکل ۲. تصاویر ریز رخساره‌های سازند آسماری در چاه‌های مورد مطالعه

(A) انیدریت، برش زیر سطحی مسجد سلیمان، (B) مادستون - دولومادستون همراه با ندولهای انیدریت، برش زیر سطحی مسجد سلیمان، (C) مادستون - دولومادستون با حفرات چشم پرنده‌ای، برش زیر سطحی مسجد سلیمان، (D) مادستون، برش زیر سطحی کارون، (E) پکستون - وکستون حاوی روزنداران بدون منفذ، برش زیر سطحی کارون، Ar: *Archaias* sp., B: *Borelis* اینتراکلاست، پلوئید گرینستون، برش زیر سطحی لالی، (I) وکستون - پکستون حاوی استراکد و روزنداران بدون منفذ، برش زیر سطحی کارون، B: *Borelis* sp., O: *Ostracod*

و همراه با انواع روزن داران کفزی بدون منفذ از قبیل *Miliolids sp*، *Dendritina sp*، *Borelis sp* و *Bigenerina sp* گروه زیستی این ریز رخساره را تشکیل می‌دهند. خرده‌های خارداران، استراکد، نرم‌تنان (دوکفه‌ای و گاستروپد)، جلبک کورالین و بریوزوئر نیز در کنار روزن داران از سازندگان این ریز رخساره می‌باشند. از فرایندهای دیانژی موجود می‌توان به پدیده تجدید تبلور ماتریکس گلی و تبدیل آن به میکرواسپارایت اشاره کرد. دانه‌های اسکلتی با اندازه-ای در حد ماسه ریز تا درشت و جورشدگی - گردشدگی متوسط تا خوب در متن سنگ حضور دارند. ریز رخساره N در تمام برش‌های زیر سطحی وجود دارد (شکل N-۳).

**تفسیر محیطی:** ترکیب ارگانسیم‌ها و موقعیت چینه‌شناسی این ریز رخساره، رسوبگذاری در لبه رو به دریای باز رمپ داخلی با چرخش خوب آب و میزان اکسیژن بالا را پیشنهاد می‌کند (Romero et al., 2002). این ریز رخساره معادل RMF - 13 فلوگل (Flugel, 2010) در نظر گرفته می‌شود.

### O) باندستون مرجانی

این ریز رخساره در مقاطع نازک به صورت اسکلت مرجانی برج، فاقد هرگونه شکستگی و خردشدگی دیده می‌شود. فضاهای خالی موجود در بدنه مرجانی عمدتاً توسط سیمان کلسیتی و به ندرت توسط میکرایت پر شده است. ریز رخساره O تنها در چاه کارون مشاهده گردید (شکل O-۳).

**تفسیر محیطی:** این ریز رخساره توسط جانداران درجا و در حاشیه پلتفرم به صورت ریف‌های تکه‌ای تشکیل شده و در بالای سطح اساس امواج عادی قرار می‌گیرد (Wilson, 1975). محیط ته‌نشست این ریز رخساره با توجه به موقعیت چینه‌شناسی آن در توالی و شواهد ذکر شده، انتهایی‌ترین بخش رو به دریای رمپ داخلی و بالای سطح اساس امواج عادی در نظر گرفته می‌شود و به RMF - 12 فلوگل (Flugel, 2010) از رمپ داخلی نسبت داده می‌شود.

### تعبیر و تفسیر مدل رسوبی

به دلیل نبود ریف‌های سدی پیوسته و تغییرات تدریجی رخساره‌ها نمی‌توان محیط رسوبی رسوبات مورد مطالعه را به پلتفرم کربناته نوع شلف لبه‌دار نسبت داد. همچنین فقدان رسوبات لغزشی و گراوایته‌ای احتمال رسوب‌گذاری این نهشته‌ها در یک پلتفرم کربناته رمپ با انتهای شیب‌دار را منتفی می‌سازد. بنابراین بر اساس ریز رخساره‌های شناسایی شده و توزیع روزن داران، سازند آسماری در برش‌های زیر سطحی مورد مطالعه، بر روی یک رمپ کربناته با شیب ملایم نهشته شده که به خلیج فارس امروزی شباهت داشته است. در زمان رسوبگذاری سازند آسماری در این سه برش زیر سطحی، شرایط محیطی از نواحی کم عمق رمپ داخلی تا مناطق عمیق‌تر و دارای انرژی بالاتر این کمربند رخساره‌ای در تغییر بوده است. با توجه به ضخامت زیاد رسوبات ته‌نشین شده در زیر محیط‌های رمپ داخلی، عمق حوضه ته‌نشینی سازند آسماری در این میادین کم و رسوبگذاری در زیر محیط‌های پری‌تایدال، لاگون، شول (پشته‌های ماسه‌ای)، بخش محصور شده و دریای باز رمپ داخلی رخ داده است. در نمونه‌های مطالعه شده رخساره‌های مربوط به نواحی عمیق‌تر رمپ میانی و رمپ خارجی که مشخصه آنها وجود روزن داران کفزی بزرگ با دیواره هیالین و روزن داران پلانکتونیک می‌باشد مشاهده نشده است (شکل‌های ۴ و ۵).

لذا با در نظر گرفتن نوع اجزای زیستی موجود، زیر محیط دریای باز از رمپ داخلی برای ریز رخساره مذکور در نظر گرفته می‌شود که با RMF - 7 فلوگل (Flugel, 2010) شباهت دارد.

### L) بایوکلیست فلوستون - رودستون

در این ریز رخساره خرده‌های درشت مرجان، جلبک‌های کورالین، دوکفه‌ای، خارداران و بریوزوئر به همراه مقادیر اندک از روزن دارانی همچون *Miliolids*، *Neorotalia sp*، *Textularids*، *Miogyopsina sp* و *Dendritina sp* از سازندگان اصلی بافت سنگ محسوب می‌گردند. بایوکلیست‌ها که عمدتاً در اندازه-های بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر در سنگ حضور دارند، جورشدگی و گردشدگی ضعیفی داشته و در برخی موارد میکریتی شده‌اند. این ریز رخساره در تمام مقاطع زیر سطحی وجود دارد (شکل L-۳).

**تفسیر محیطی:** تجمع خرده‌های مرجان و بایوکلیست‌های دیگر نظیر کورالیناسه‌آ نشان دهنده نور کافی و انرژی نسبتاً زیاد محیط می‌باشد (Wilson, 1975). علاوه بر این روزن داران با دیواره منفذدار آبه‌ای با شوری نرمال دریایی را ترجیح می‌دهند در حالی که انواع بدون منفذ غالباً در آب‌های کم عمق با گردش محدود آب و شوری بالاتر زندگی می‌کنند (Geel, 2000). با توجه به حضور فسیل‌های شاخص دریای باز همانند مرجان و روزن داران منفذدار در کنار فسیل‌های خاص زیر محیط لاگون و بر اساس ریز رخساره‌های استاندارد ارائه شده توسط فلوگل (Flugel, 2010) این ریز رخساره با RMF - 15 فلوگل مطابقت داشته که در حاشیه رو به دریای پلتفرم و بالای سطح اساس امواج عادی ته‌نشین شده است.

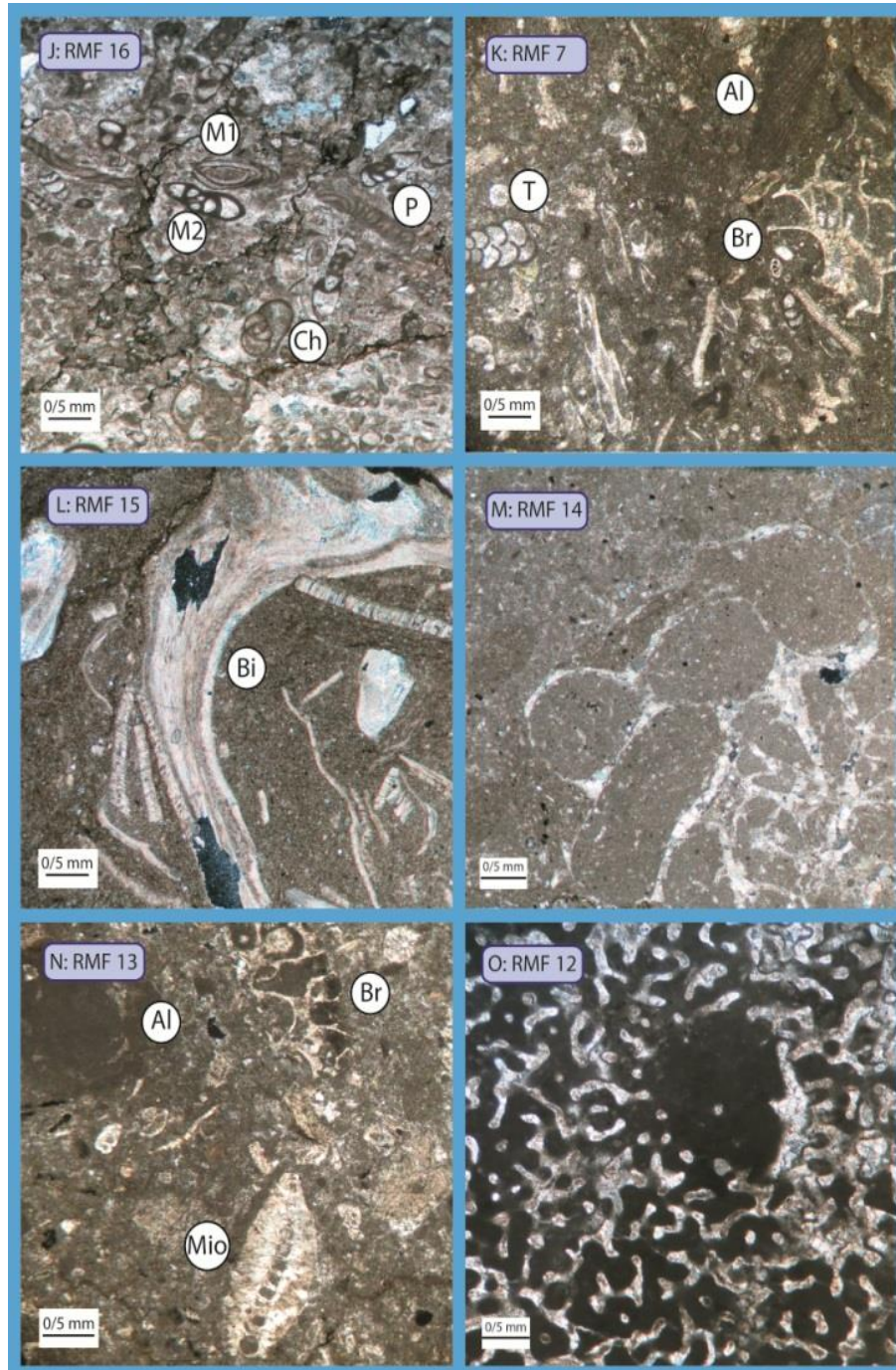
### M) بایوکلیست پکستون حاوی اینتراکلاست

آنچه این ریز رخساره را از سایرین مشخص می‌نماید وجود اینتراکلاست‌های نیمه گرد شده تا گرد شده با اندازه‌ای حدوداً ۲/۵ میلی‌متر می‌باشد. خارداران، دوکفه‌ای، بریوزوئر، جلبک کورالیناسه‌آ همراه با مقادیر اندک از روزن داران از قبیل *Miliolids sp*، *Borelis sp*، *Elphidium sp*، *Dendritina sp* و *Reussella sp* مجموعه‌های زیستی این ریز رخساره را تشکیل می‌دهند. تنها در برش زیر سطحی مسجد سلیمان این ریز رخساره شناسایی گردید (شکل M-۳).

**تفسیر محیطی:** ویژگی بافتی و فراوانی انواع بایوکلیست، محیط رسوبی رمپ داخلی را نشان می‌دهد. همراهی بایوکلیست‌های دریای نرمال با اینتراکلاست و فونای محدود لاگون رسوب‌گذاری در انتهای رمپ داخلی در حاشیه پلتفرم را پیشنهاد می‌نماید (Hallock and Glenn, 1986). این ریز رخساره معادل RMF - 14 فلوگل (Flugel, 2010) است و به محیط رسوبی دریای باز از رمپ داخلی نسبت داده می‌شود.

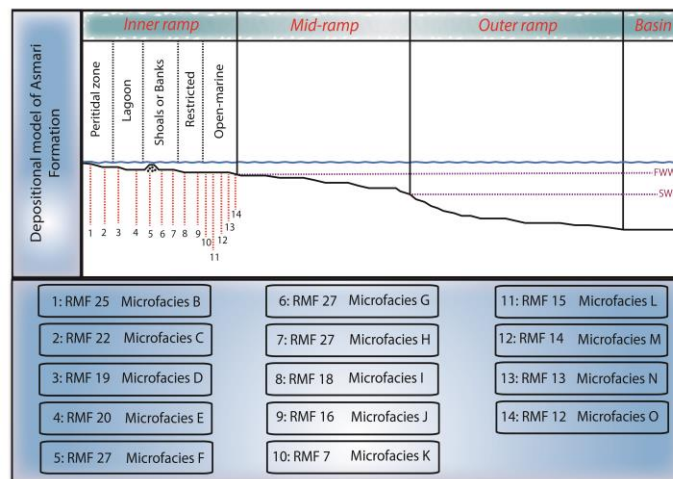
### N) بایوکلیست وکستون - پکستون حاوی مخلوط روزن‌داران منفذدار و بدون منفذ کوچک کفزی

ویژگی مهم این ریز رخساره حضور همزمان ارگانسیم‌های دریای باز (روزن‌داران با پوسته هیالین) و لاگون (روزن‌داران با پوسته پرسلانوز) می‌باشد. *Sphaerogypsina globulus*، *Miogyopsina sp*، *Miogyopsinoides sp*، *Amphistegina sp*، *Elphidium sp*، *Neorotalia viennoti*،

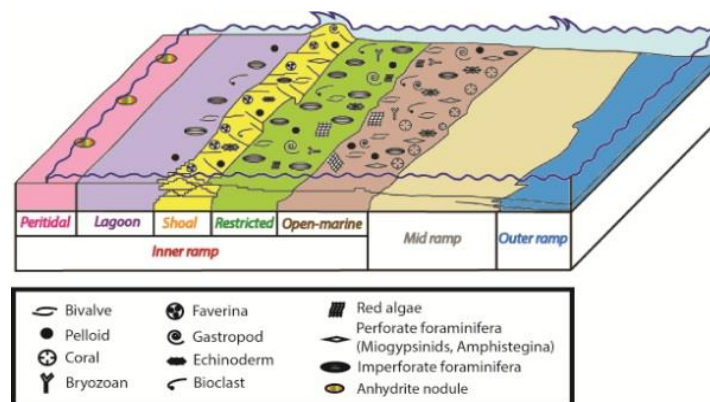


شکل ۳. تصاویر ریز رخساره‌های سازند آسماری در چاه‌های مورد مطالعه

(J) بایوکلیست و کستون - پکستون حاوی روزنداران بدون منفذ، برش زیر سطحی لالی، (M1: Miliolids, M2: Massilina sp., Ch: Chilostomella sp., P: Peneroplis sp., (K) بایوکلیست و کستون - پکستون، برش زیر سطحی مسجد سلیمان، (Al: Algae, B: Beryozoa, A: Algae, T: Textularids, L) بایوکلیست فلوتستون - رودستون، برش زیر سطحی کارون، Bi: Bivalve (M) بایوکلیست پکستون حاوی اینتراکلاست، برش زیر سطحی مسجد سلیمان، (N) بایوکلیست و کستون - پکستون حاوی مخلوط روزنداران منفذدار و بدون منفذ کوچک کفزی، برش زیر سطحی مسجد سلیمان، (O) باندستون مرجانی، برش زیر سطحی کارون، (Mi: Miogipsinoides sp., A: Algae, B: Bryozoa)



شکل ۴. الگوی پراکندگی ریز رخساره‌ها در زیر محیط‌های مختلف رمپ کربناته در نواحی مورد مطالعه، اقتباس از مدل (Flugel, 2010)



شکل ۵. مدل رسوبی پیشنهادی پلتفرم کربناته سازند آسماری در نواحی مورد مطالعه

توجه به گستره عمودی حضور آنها بوده است. در مقاطع تحت الارضی لالی ۲۰ و کارون ۳ از نمودار گاما در کنار سکانس‌های رسوبی استفاده گردید (چاه مسجد سلیمان ۱۸۶ فاقد نمودار گاما می‌باشد) و پس از مقایسه آن با مرزهای سکانسی و سطوح حداکثر غرقابی این نتیجه حاصل گردید که انطباق مشخصی میان افت مقدار گاما با مرزهای سکانسی و یا افزایش آن با سطوح حداکثر غرقابی وجود ندارد. علت این مسئله ته‌نشست سازند آسماری در چاه‌های فوق‌الذکر در محیط کم عمق رمپ داخلی می‌باشد، زیرا رسوبات سطوح حداکثر غرقابی در این برش‌ها عمدتاً شامل ریز رخساره‌های گرینستونی متعلق به زیر محیط سد و یا ریز رخساره‌های مربوط به لبه رمپ داخلی است که حاوی میکرایت کمی می‌باشند و در نتیجه میزان گامای کمتری را نشان می‌دهند. از سوی دیگر بخش سیستم تراکت تراز بالای این سکانس‌ها عمدتاً ریز رخساره‌های کم عمق تر لاگون و پهنه جزر و مدی را در برمی‌گیرد که مقدار گامای آن از نهشته‌های سدی و رسوبات ته‌نشین شده در مرز میان رمپ داخلی و میانی بیشتر خواهد بود. لذا بایستی در استفاده از نمودار گاما در چینه‌نگاری سکانسی تغییرات محیط رسوبی نیز مورد توجه قرار گیرد.

### چینه‌نگاری سکانسی

پراکندگی جانبی رخساره‌های رسوبی به محیط‌های رسوبگذاری وابسته می‌باشد، در حالی که بر انباشت عمودی آنها توسط نوسانات سطح آب دریا ایجاد شده و در چارچوب چینه‌نگاری سکانسی منعکس می‌گردد. در این مطالعه از سیستم تراکت‌های اصلی تراز پیشرونده (TST)، تراز پایینی (LST) و سیستم تراکت تراز بالا (HST)، مرزهای سکانسی شناسایی شده (SB) و سطوح حداکثر غرقابی (MFS) در امر تفکیک و جداسازی سکانس‌ها استفاده شده است (Catuneanu et al., 2011). با تکیه بر معیارهای ذکر شده و با در نظر گرفتن تغییرات عمقی ریز رخساره‌ها و پراکندگی روزن داران، امکان تشخیص ۴ مرز سکانسی اصلی (معرف حداکثر افت سطح آب دریا) در رسوبات مورد مطالعه فراهم شد که در نتیجه آن تفکیک رخساره‌های سازنده این توالی در قالب ۳ سکانس رده سوم میسر گردید (اشکال ۶، ۷ و ۸). وجود ۳ سکانس رسوبی رده سوم در هر سه برش، نشانگر تشابه تغییرات سطح آب دریا در میداین مورد مطالعه است. اساس کار برای تعیین سن سکانس‌های شناسایی شده زون‌بندی‌های جدید زیستی صورت گرفته در سازند آسماری مطابق جدول ۱، شناسایی فسیل‌های شاخص و



افزایش عمق آب را نشان می‌دهد. این رسوبات مجموعه رسوبات تراز پیشروی این سکناس را شامل می‌شوند. حداکثر پیشروی آب دریا در بخش بالایی رسوبات پیشرونده (TST) با نهشته شدن ریز رخساره پکستونی حاوی روزن داران منفذدار ((RMF - 13), Sphaerogypsina globulus, Amphistegina (sp. مشخص شده است. این رسوبات که سطح حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) در این سکناس را مشخص می‌نمایند به نهشته‌های بخش رو به دریای رمپ داخلی تعلق دارند. به دنبال آن افت نسبی سطح آب دریا باعث نهشته شدن رسوبات رمپ داخلی محصور شده و وکستون - مادستون‌های لاگونی گردیده است. نهشته‌های مذکور به سیستم تراکت تراز بالا (HST) نسبت داده می‌شوند. مادستون حاوی ندول انیدریت پایان بخش سکناس دوم بوده که نشان دهنده مرز سکناسی نوع یک می‌باشد.

#### سکناس سوم (بوردیگالین)

سکناس سوم تا عمق ۷۷۴/۰۹ متری در قاعده سازند گچساران ادامه داشته و ضخامتی در حدود ۳۶/۹۰۵ متر را دارا می‌باشد. دسته رسوبات عمیق شونده (TST) این سکناس با توالی به سمت بالا عمیق شونده رخساره‌های رمپ داخلی مشخص می‌گردد که نهایتاً با رسوب ریز رخساره بایوکست وکستون - پکستون حاوی روزن داران منفذدار و بدون منفذ (RMF - 13) به عمیق‌ترین بخش خود می‌رسد (MFS) و پس از آن روند کاهش عمق با رسوب رخساره‌های لاگون کم عمق شونده به سمت بالا ادامه می‌یابد. توالی مذکور به عنوان نهشته‌های سیستم تراکت تراز بالا (HST) معرفی می‌شوند. رسوب مادستون با ندول‌های انیدریت در بخش بالایی جزر و مدی (Supratidal) و در زیر رسوبات تبخیری سازند گچساران خاتمه دهنده این سکناس می‌باشد. مرز پایانی سکناس سه بر مرز سازند کریناته آسماری و گچساران منطبق بوده و مرز سکناسی نوع اول است.

#### مقطع زیر سطحی لالی ۲۰

#### سکناس اول (آکیتانین زیرین)

افت سطح آب دریا در ابتدای میوسن منجر به ایجاد حوضچه‌های شور بسته و رسوب انیدریت گردیده است. بنابراین سکناس اول در برش زیر سطحی لالی با رسوب انیدریت قاعده آسماری، به عنوان سیستم تراکت تراز پایینی آغاز می‌گردد. رسوبات LST توسط رسوب رخساره‌های لاگون به سمت بالا عمیق شونده و ته-نشینی ریز رخساره پکستون - گرینستون فاورینادار دنبال می‌شوند به نحوی که در سطح حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) با رسوب گرینستون حاوی پلویید و اینتراکلاست عمیق‌ترین بخش سکناس شکل می‌گیرد. ریز رخساره گرینستونی در محیط پرانرژی سد در رمپ داخلی ته‌نشین شده و نقطه جداسازی رسوبات سیستم تراکت تراز پیشرونده از بخش بالایی این سکناس می‌باشد. مجموعه‌های رسوبی کم عمق شونده (HST) از قاعده به سمت بالا با تغییر از رخساره‌های لاگون رو به سد به رسوبات لاگون نزدیک به ساحل مشخص می‌گردند و در عمق ۱۲۵۵ متری سکناس اول با شروع رسوب لایه انیدریت میانی آسماری به پایان می‌رسد. مرز بالایی این سکناس با توجه به رسوب انیدریت نشان دهنده مرز سکناسی نوع اول بوده و ضخامت این سکناس ۱۱۳ متر می‌باشد.

#### سکناس دوم (آکیتانین بالایی)

سکناس دوم در مقطع زیر سطحی لالی از عمق ۱۲۵۵ متری شروع شده و تا عمق ۱۱۰۷ متری امتداد می‌یابد و دارای ضخامت در حدود ۱۴۸ متر است.

در ادامه مقایسه سکناس‌های شناسایی شده در هر سه برش با یکدیگر و با سیکل‌های رسوبی تعیین شده برای سازند آسماری در نواحی دیگر فروافتادگی دزفول از قبیل سکناس‌های ارائه شده توسط (Van-Bukhem et al., 2010) و (Ehrenburg et al., 2007) صورت گرفت (شکل ۹ و جدول ۲). سکناس اول در تمامی برش‌ها معادل سکناس ۴ در فروافتادگی دزفول و زون ایزه (Van-Bukhem et al., 2010) بوده و مرزهای پایین و بالای آن نیز به ترتیب با مرزهای سکناسی ۴ و ۵ (SB IV, SB V) در مطالعه ون بوخم مطابقت دارد. سکناس دوم در سه برش زیر سطحی نیز با سکناس شماره ۵ در فروافتادگی دزفول و زون ایزه (Van-Bukhem et al., 2010) معادل در نظر گرفته می‌شود و مرزهای پایین و بالای آن نیز به ترتیب با مرزهای سکناسی ۵ و ۶ (SB V, SB VI) در همین مطالعه منطبق است. سکناس سوم شناسایی شده نیز با سکناس ۶ فروافتادگی دزفول و زون ایزه (Van-Bukhem et al., 2010) معادل است و مرزهای آن با مرزهای این سکناس یعنی ۶ و ۷ (SB VI, SB VII) انطباق نشان می‌دهد. این سکناس‌ها به ترتیب از قاعده به سمت رأس توالی شماره گذاری شده‌اند که مشخصات اصلی آنها در زیر به اختصار ذکر می‌گردد:

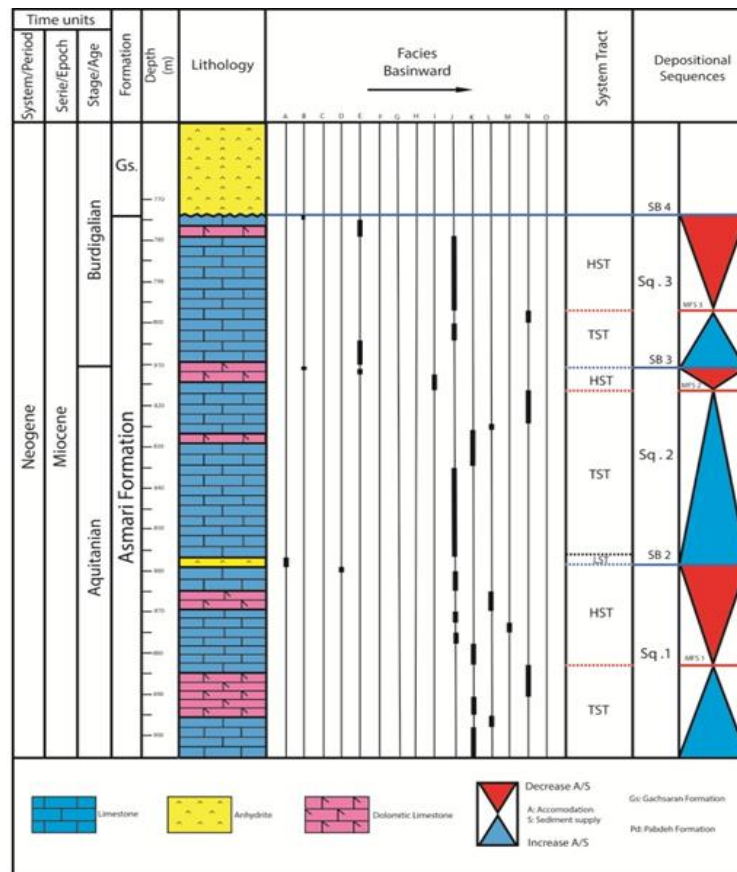
#### مقطع زیر سطحی مسجد سلیمان ۱۸۶

#### سکناس اول (آکیتانین زیرین)

سازند آسماری در چاه مسجد سلیمان ۱۸۶ تا مرز پایینی حفاری نشده است لذا با توجه به مطالعات زیر سطحی صورت گرفته در چاه‌های دیگر این میدان از قبیل چاه ۱۵۳ در مطالعات محققین دیگر، احتمالاً مرز پایینی این سکناس در قاعده لایه انیدریت ابتدای آسماری میانی قرار دارد و انیدریت قاعده‌ای، بخش LST این سکناس را تشکیل می‌دهد. تغییر از ریز رخساره‌های لاگونی به ریز رخساره‌های ته‌نشین شده در لبه رو به دریای رمپ داخلی دسته رخساره‌ای پیشرونده (TST) این سکناس را ایجاد می‌نماید. سطح حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) توسط رسوب آهک‌های حاوی روزن داران هیالین با اندازه متوسط از قبیل Miogypsinoides sp. و Amphistegina sp. مشخص می‌گردد که نشانه رسوبگذاری در مرز رمپ داخلی و میانی است. در ادامه با کاهش عمق آب، دسته رخساره‌های تراز بالایی این سکناس (HST) به ترتیب شامل رسوبات زیر محیط‌های دریای باز و محصور شده رمپ داخلی و سپس لاگون ته‌نشین شده‌اند که با شروع رسوبگذاری لایه انیدریت میانی این روند به پایان می‌رسد. قاعده ریز رخساره انیدریتی در عمق ۸۵۷ متری، مرز بالایی سکناس یک را بوجود می‌آورد که مرز سکناسی نوع یک محسوب می‌شود. مرز سکناسی مذکور در بسیاری از میادین حاشیه شمالی حوضه رسوبی زاگرس همچون میادین لالی، کارون و مسجد سلیمان با شروع رسوبگذاری افق انیدریت میانی شناسایی می‌گردد (مطیعی، ۱۳۷۲).

#### سکناس دوم (آکیتانین بالایی)

با اتمام سکناس اول در عمق ۸۵۷ متری سکناس دوم آغاز گردیده و تا عمق ۸۱۰/۹۹۵ متری امتداد می‌یابد. افت ناگهانی سطح آب دریا در اواخر آکیتانین پیشین باعث تشکیل لایه انیدریتی میانی (LST) در قاعده این سکناس شده که شروع آن به عنوان مرز پایینی سکناس دوم در نظر گرفته می‌شود. ضخامت متوسط این سکناس ۴۶ متر می‌باشد. در ادامه پیشروی آب دریا باعث ته‌نشین شدن آهک‌هایی با بافت پکستون - وکستون حاوی روزن داران بدون منفذ شده است. این توالی کریناته در محیط لاگون ته‌نشین شده و به سمت بالا به تدریج



شکل ۶. پراکنندگی رخساره‌ها و چین‌نگاری سکانسی سازند آسماری در چاه شماره ۱۸۶ مسجد سلیمان

TST: transgressive system tract; HST: highstand system tract; MFS: maximum flooding surface; LST: lowstand system tract

۳ (HST) اساساً توسط کاهش عمق رسوبات ته‌نشین شده به سمت بالا شناخته می‌شوند که با رسوب رسوبات لاگونی آغاز و با رسوب مادستون دارای ندول انیدریت، این سکانس به پایان می‌رسد. مرز بالایی سکانس سوم بر قاعده سازند گچساران منطبق بوده و از نوع مرز سکانسی یک می‌باشد.

### مقطع زیر سطحی کارون ۳

#### سکانس اول (آکیتانین زیرین)

ضخامت این سکانس حدوداً ۸۰ متر بوده که با حضور لایه انیدریتی آغاز می‌گردد. این بخش نشان دهنده LST این سکانس می‌باشد. افزایش در فضای رسوبگذاری توسط رخساره‌های لاگون کم عمق پوشیده شده با رخساره‌های رو به دریای رمپ داخلی نشان داده می‌شود. پکستون و کستون حاوی روزن داران هیالین کوچک همراه با ارگانسیم‌های محیط لاگون، رخساره‌های نسبتاً عمیق‌تر این سکانس را نشان می‌دهد که در مرز رمپ داخلی و میانی ته‌نشین شده و به عنوان رسوبات حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) تفسیر می‌گردد. روند به سمت بالا کم عمق شونده رسوبات تراز بالا (HST) با رسوب رخساره‌های لاگون مشخص می‌گردد. مرز بالایی این سکانس بر قاعده لایه انیدریت میانی آسماری انطباق دارد که مرز نوع یک را ایجاد می‌نماید.

ته‌نشست لایه‌های نازک انیدریت به همراه میان لایه‌های آهکی و دولومیتی بخش سیستم تراکت پایینی (LST) این سکانس را تشکیل می‌دهند که با رسوب رخساره‌های لاگونی و ریز رخساره‌های بخش محصور شده رمپ داخلی (TST) دنبال می‌گردند. رسوبات ته‌نشین شده در مرز رمپ داخلی و خارجی که مخلوطی از روزن داران بدون منفذ و منفذدار کوچک را نمایش می‌دهند به عنوان رسوبات حداکثر پیشروی سطح آب دریا (MFS) در این سکانس عمل می‌کنند. در بخش بالایی سکانس، رسوبات لاگون کم عمق شونده به سمت بالا قرار دارند (HST) که توسط مادستون حاوی حفرات چشم پرنده‌ای به عنوان مرز سکانس نوع دو پوشیده می‌شوند.

#### سکانس سوم (بوردیگالین)

ضخامت این سکانس حدود ۱۰۵ متر است که از عمق ۱۱۰۷ متری تا ۱۰۰۲ متری در قاعده سازند تبخیری گچساران ادامه می‌یابد. مرز پایینی این سکانس مادستون حاوی حفرات چشم پرنده‌ای بوده که در انتهای سکانس دو ته‌نشین شده است. ته‌نشینی آهک با بافت و کستون-پکستون حاوی روزن داران بدون منفذ شاخص لاگون حفاظت شده و به دنبال آن نهشته‌های رمپ داخلی باز، بخش سیستم تراکت تراز پیشروی این سکانس را بوجود می‌آورد. پیشروی آب دریا در حدود ۱۰۸۶ متری به دلیل وجود رسوبات ته‌نشین شده در بخش دریای باز رمپ داخلی (7 - RMF) به حداکثر می‌رسد که به عنوان سطح حداکثر پیشروی (MFS) در بالای واحد TST قرار می‌گیرد. دسته رخساره‌های تراز بالای سکانس

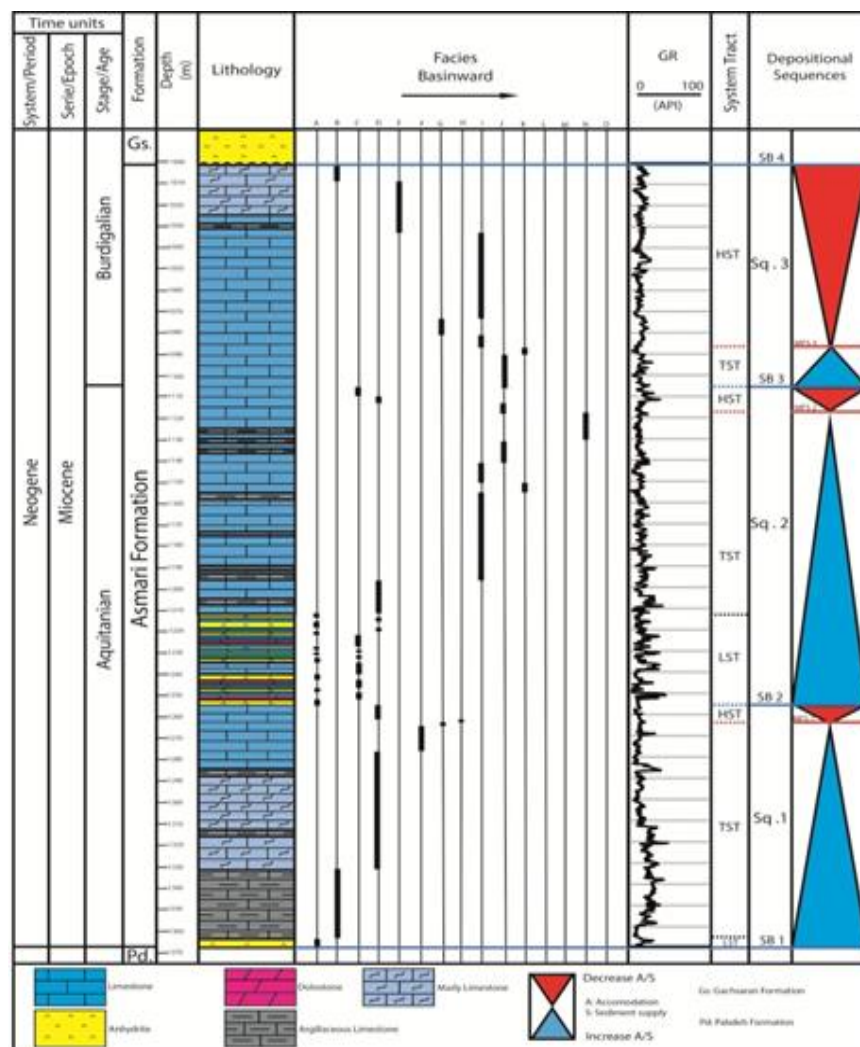
**سکانس دوم (آکیتانین بالایی)**

این سکانس از عمق ۳۷۲۰ تا ۳۵۷۹ متری ادامه دارد و ضخامتی در حدود ۱۴۱ متر را به خود اختصاص می‌دهد. مرز پایینی این سکانس توسط یک مرز سکانسی نوع یک مشخص می‌گردد که با افت سطح آب دریا در اواخر آکیتانین و شروع رسوبگذاری لایه انیدریت میانه آسماری (LST) همراه است. پس از آن سکانس دوم برش زیر سطحی کارون با رسوب رخساره‌های لاگونی کم عمق ادامه یافته و با نهشته شدن رخساره‌های عمیق‌تر رو به دریای رمپ داخلی دنبال می‌شود (TST). حداکثر پیشروی آب دریا با ته‌نشینی رخساره‌های لبه خارجی رمپ داخلی همزمان بوده که MFS این سکانس را تشکیل می‌دهند. رسوبات سیستم تراکت تراز بالا (HST) با تغییر از رخساره‌های رمپ داخلی باز به لاگون محصور شده به پایان می‌رسند. نهشته شدن مادستون فاقد فسیل در انتهای لاگون

در مجاورت محیط پری‌تایدال، مرز بالایی این سکانس را ایجاد می‌نماید که به علت عدم وجود شواهد خروج از آب و رخنمون جوی مرز سکانسی نوع دو محسوب می‌شود.

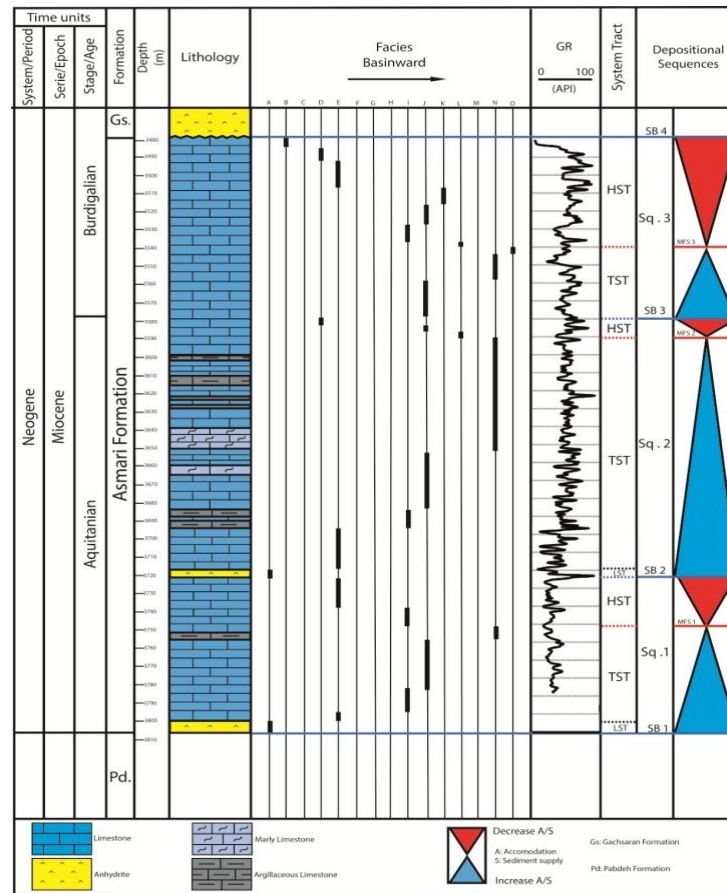
**سکانس سوم (بوردیگالین)**

پیشروی آب دریا در این سکانس از عمق ۳۵۷۹ متری آغاز می‌شود (TST) و در عمق ۳۵۳۹ متری آب حداکثر عمق خود را داراست. این سطح که معرف MFS است در درون یک باندستون مرجانی قرار دارد و توسط رخساره‌های لاگون دنبال می‌گردد (HST). سپس سکانس مورد نظر با رسوب مادستون حاوی ندول انیدریت در عمق ۳۴۷۹ متری که نشان دهنده پایان سکانس و پسروی آب دریاست به پایان می‌رسد. مرز بالایی این سکانس از نوع یک بوده و ضخامت آن ۴۰ متر است.



شکل ۷. پراکندگی رخساره‌ها و چین‌نگاری سکانسی سازند آسماری در چاه شماره ۲۰ لالی

TST: transgressive system tract; HST: highstand system tract; MFS: maximum flooding surface; LST: lowstand system tract



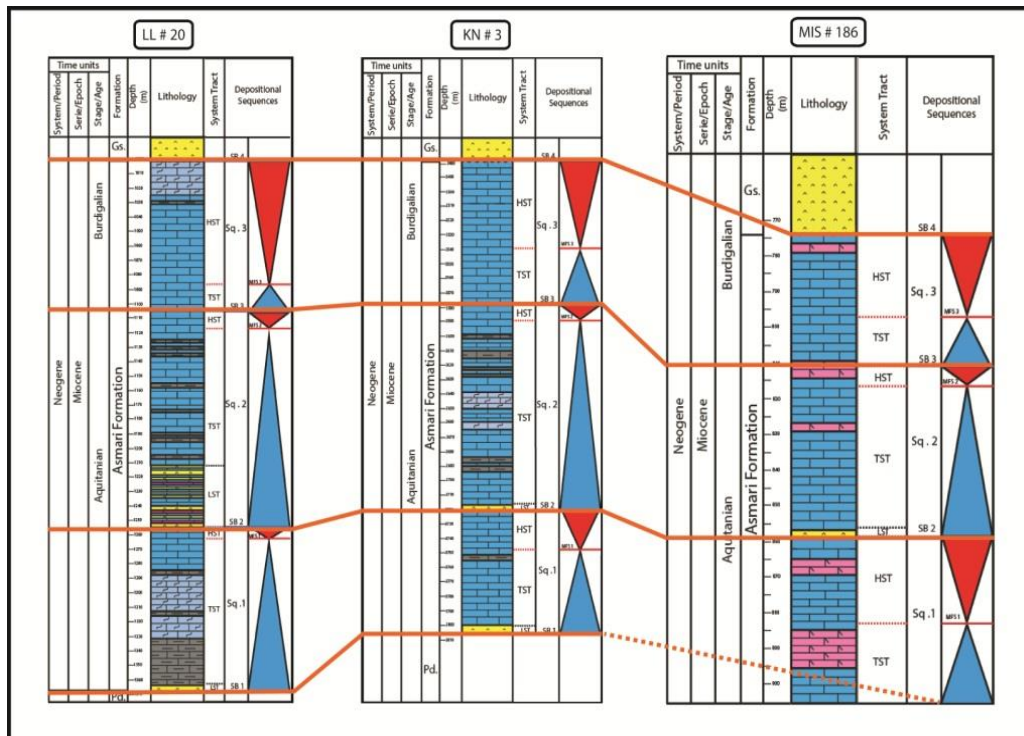
شکل ۸. پراکنندگی رخساره‌ها و چین‌نگاری سکansı سازند آسماری در چاه شماره ۳ کارون

TST: transgressive system tract; HST: highstand system tract; MFS: maximum flooding surface; LST: lowstand system tract

جدول ۱. زون‌های تجمعی زیستی جدید سازند آسماری اکتباس از (Laursen et al., 2009; Van-Bukhem et al., 2010)

به همراه سکانس‌های شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه

Assemblage zone	Index Fossils	Age	This Study LL#20 KN#3 MIS#186
E	Borelis melo group	Early Miocene Burdigalian	Seq. 3
D	Elphidium sp. 14 and Miogypsina sp Faverina	Early Miocene Aquitanian	Seq. 1,2
C	Eulepidina	Late Oligocene Chattian	
B	Nummulites and Eulepidina	Early Oligocene Rupelian	
A	Nummulites	Eocene and Earliest Oligocene	



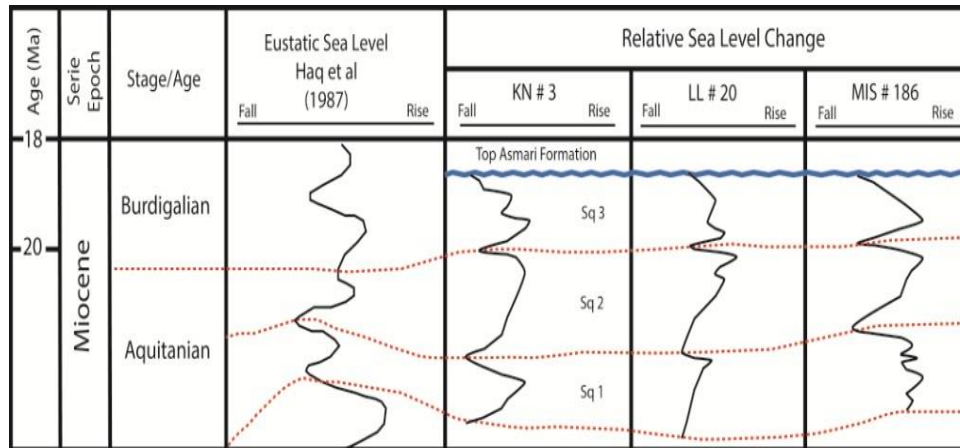
شکل ۹. تطابق چین‌نگاری سکansı سازند آسماری بین برش‌های زیر سطحی لالی، کارون و مسجد سلیمان که بر اساس سن سازند انجام پذیرفته است.

جدول ۲. انطباق چین‌نگاری سکansı سازند آسماری بین مطالعه در این پژوهش و سایر مطالعات در فروافتادگی دزفول و صفحه عربی

AGE (Ma)	Standard chronostratigraphy		Arabian Plate Sharland et al., 2001/2004	Dezful Embayment & Izeh Zone		This study Asmari Formation LL # 20, KN # 3, MIS # 186	AGE (Ma)	
	Epoch	Stage		Ehrenberg et al., 2007	Van Buchem et al., 2010			
20	Miocene	Burdigalian	17.5 Ng 20	18.5 Base Gachsaran	18.5 SB VII	Sq 3	20	
			19.0 Ng 20 SB					
	20.43	Aquitanian	20 Ng 10	20.2 Bu 20 SB	20.2 SB VI	Sq 2		
	23.03	23.03	23.0 Ng 10 SB	21.5 Aq 20/Bu 10 SB	21.4 SB V	Sq 1		
25	Oligocene	Chattian	24.5 Pg 50	23.0 Intera - Aq 10	23.2 SB IV	TOP Pabdeh	25	
			28.4	23.5 Aq 10 SB	24.9 Ch 30 SB			25.1 SB III
			29.0 Pg 40	28.0 Ch 20 SB	28.8 SB II			
			28.9 Ru 30/ Ch 10 SB	28.8 SB II				
30	Rupelian	Rupelian	29.0 Pg 40	28.9 Ru 30/ Ch 10 SB	34.0 SB I		30	
			33.0 Pg 30	30.0 Ru 20 SB				
			33.5 Pg 30 sb					
			33.9					

1987). در هر سه برش، میان این منحنی‌ها همخوانی نسبی برقرار است که نشانگر تأثیرپذیری رسوبگذاری از نوسانات جهانی سطح آب دریا است و تفاوت‌های موجود را می‌توان به عملکرد عوامل محلی نسبت داد.

در شکل ۱۰ نمودار تغییرات سطح آب دریای الیگو - میوسن در سه برش زیر سطحی مورد مطالعه (لالی ۲۰، کارون ۳ و مسجد سلیمان ۱۸۶) ترسیم شده و با نمودار جهانی در بازه زمانی مشابه مورد مقایسه قرار گرفته است (Haq et al., 1987).



شکل ۱۰. انطباق نسبی بین منحنی تغییرات سطح آب دریا در برش‌های زیر سطحی مورد مطالعه (کارون ۳: KN#3، لالی ۲۰: LL#20، مسجد سلیمان ۱۸۶: MIS#186) و منحنی تغییرات سطح آب دریای جهانی در بازه زمانی الیگو - میوسن (Haq et al., 1987)

بوردیگالین ادامه می‌یابند. پسروری آب دریا در اواسط بوردیگالین و ته‌نشینی تبخیری‌های گچساران پایان بخش توالی آسماری در هر سه برش می‌باشد. منحنی تغییرات سطح آب دریا در هر سه مقطع با منحنی‌های جهانی ارائه شده در طی زمان آکیتانین - بوردیگالین از تشابه نسبی برخوردار می‌باشد (Haq et al., 1987). سکانس‌های شناسایی شده در برش‌های زیر سطحی با انواع شناسایی شده در حوضه زاگرس و صفحه عربی همخوانی دارد، زیرا در بازه زمانی یاد شده ۳ سطح حداکثر غرقایی در مقیاس صفحه عربی معرفی شده است. بنابراین به نظر می‌رسد که مهمترین عامل پیدایش این سکانس‌ها تغییرات سطح آب دریا بوده است.

۶- ترکیب اطلاعات حاصل از شناسایی رخساره‌ها و ارائه مدل رسوبی در چارچوب چینه‌نگاری سکاسی می‌تواند در شناخت هر چه بهتر سازند آسماری و بدست آوردن درک بهتر از کیفیت مخزنی آن بسیار کارآمد باشد.

### نتیجه گیری

- از نظر سنگ شناسی سازند آسماری با سن الیگو - میوسن، در مقاطع زیر سطحی مورد مطالعه عمدتاً شامل آهک و دولومیت با میان لایه‌های نازک ماری و انیدریت بوده که به طور هم‌شیب در بین رسوبات سازند پابده در زیر و نهشته‌های تبخیری سازند گچساران در بالا قرار گرفته است.
- بر اساس مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی، نهشته‌های سازند آسماری بر روی یک سکوی کربناته از نوع رمپ هم‌شیب رسوبگذاری نموده‌اند.
- این نهشته‌ها در ۳ برش زیر سطحی مطالعه شده، ۱۵ ریز رخساره را در برمی‌گیرند که به زیر محیط‌های رسوبی متفاوت در رمپ داخلی (محدوده پری‌تایدال، لاگون، سد یا شول، رمپ داخلی محصور شده و باز) تعلق دارند. بنابراین محیط رسوبی سازند آسماری در میادین مورد مطالعه رمپ داخلی تعیین می‌گردد.
- قاعده سازند آسماری در هر سه مقطع زیر سطحی با رسوبگذاری انیدریت به سن آکیتانین زیرین آغاز می‌گردد. سازند آسماری در هر سه برش فاقد بخش آسماری زیرین به سن الیگوسن بوده و تنها آسماری میانی و بالایی به سن آکیتانین و بوردیگالین موجود می‌باشند. حضور حوضه‌ای عمیق در بازه زمانی الیگوسن در این سه برش زیر سطحی باعث رسوبگذاری و جاننشینی سازند پابده به جای آسماری در روپلین و شاتین گردیده است.
- بر اساس الگوهای عمیق شونده و کم عمق شونده ریز رخساره‌ها و پراکندگی روزن داران، ۳ سکانس رسوبی رده سوم شناسایی گردید. سکانس‌های رسوبی تعیین شده در توالی‌های کربناته سازند آسماری در هر سه برش زیر سطحی از آکیتانین (میوسن پیشین) و با رسوبگذاری لایه انیدریتی آغاز می‌گردند و تا اواسط

## منابع:

- آدابی، م.ح.، صادقی، ع.، حسینی برزی، م.، لطف پور، م.، معلمی، ع.، حسینی، ا.، هنرمند، ج.، زهدی، ا.، صالحی، م.ع.، جعفرزاده، م.، خطیبی مهر، م.، ۱۳۸۷، بررسی گسترش و منشأ افقهای ماسه‌سنگی سازند آسماری در زون ایذه، گزارش نهایی پروژه پژوهشی و تحقیقاتی، مناطق نفت خیز جنوب، ۲۸۳ ص.
- بهزادی، س.، آدابی، م.ح.، ۱۳۸۱، مطالعات زمین شیمیایی نهشته‌های کربناته الیگو - میوسن محدوده غار شاپور (کازرون - شیراز)، مجموعه مقالات ششمین همایش سالانه انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه کرمان.
- پورامینی، س.، آدابی، م.ح.، ۱۳۹۳، تأثیر دیاژنز بر کیفیت مخزنی سازند کنگان در میدان لاوان، خلیج فارس، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱۰، ص ۴۷-۳۳.
- ذاکری، م.، موسوی حرمی، ر.، خانه باد، م.، محبویی، ا.، صابری، ا.، ۱۳۹۳، دیاژنز و کیفیت مخزنی سازند سروک در میدان نفتی کوپال، در جنوب غرب ایران، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱۴، ص ۵۹-۴۶.
- شوشتریان، ف.، ۱۳۸۲، ژئوشیمی، محیط رسوبی و بررسی روند دیاژنز در نهشته‌های کربناته سازند آسماری واقع در تنگ گل‌ترش در تاقدیس آسماری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۸۳ ص.
- کلانتری، ا.، ۱۳۷۱، سنگ چینه‌ای و رخساره‌های میکروسکوپی زاگرس، انتشارات شرکت ملی نفت ایران، ۴۲۱ ص.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، زمین شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ ص.
- ملکی خیمه‌سری، س.، ۱۳۷۸، تفسیر محیط رسوبی سازند آسماری در حاشیه شمالی فروافتادگی دزفول، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، ۲۴۷ ص.
- گزارش داخلی مدیریت اکتشاف، ۱۳۹۰.
- Adabi. M.H., 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, N.E.Iran: Carbonates and Evaporites, Vol: 24, Issue: 1, p: 16-32.
- Adabi. M.H., Kakemem. U., Sadeghi. A., 2016. Sedimentary facies, depositional environment and sequence stratigraphy of Oligocene-Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros Basin (SW Iran), Carbonates and Evaporites, Vol: 31, p: 69-85.
- Adams. T.D., Bourgeois. F., 1967. Asmari biostratigraphy: Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division, Report 1074, p: 34.
- Alsharhan. A.S., Kendall. C.G.St.C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues: Earth Science Review, Vol: 61, p: 191-243.
- Avarjani. Sh., Mahboubi. A., Moussavi-Harami. R. Amiri-Bakhtiar. H., 2014. Provenance, tectonic setting and geochemistry of Ahwaz Sandstone Member (Asmari Formation, Oligo-Miocene), Marun oilfield, Zagros Basin, SW Iran, Acta Geologica Sinica (English Edition), Vol: 88(3), p: 801-840.
- Avarjani. Sh., Mahboubi. A., Moussavi-Harami. R., Amiri-Bakhtiar. H., 2015. Facies, depositional sequences, and biostratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in Marun oilfield, North Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran, Palaeoworld, Vol: 24, p: 336-358.
- Buxton. M.W.N., Pedley. H.M., 1989. A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps, Journal of the Geological Society, London, Vol: 146, p: 746-748.
- Bachmann. M., Hirsch. F., 2006. Lower Cretaceous carbonate platform of the Eastern Levant (Galilee and the Golan Heights), Stratigraphy and second-order sea-level change, Cretaceous Research, Vol: 27, p: 487-512.
- Beavington-Penney. S.J., Racey. A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera, Application in Palaeoenvironmental Analysis, Earth Science Reviews, Vol: 67, p: 219-265.
- Brachert. T.C., Hultsch. N., Knoerich. A.C., Krautworst. U.M.R., Stuchkrad. O.M., 2003. Climatic signatures in shallow-water carbonates, High resolution stratigraphic markers in structurally controlled carbonate buildups (Late Miocene, Southern Spain), Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol: 175, p: 211-237.
- Catuneanu. O., Galloway. W.E., Kendall. C.G.St.C., Miall. A.D., Posamentier. H.W., Strasser. A., Tucker. M.E., 2011. Sequence Stratigraphy, Methodology and Nomenclature, Newsletters on Stratigraphy, Vol: 44(3), p: 173-245.
- Corda. L., Brandano. M., 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy, Sedimentary Geology, Vol: 161(1-2), p: 55-70.
- Dunham. R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: Ham, W.E., (Ed.), Classification of carbonate rocks, AAPG Mem, No: 1, p: 108-121.

- Ehrenburg. S.N., Pickard. N.A.H., Laursen. G.V., Monibi. S., Mossadegh. Z.K., Svana. T.A., Aqravi. A.A.M., McArthur. J.M., Thirlwall. M.F., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SW Iran, *Journal of Petroleum Geology*, Vol: 30(2), p: 107-128.
- Embry. A.F., Klovan. J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, Canada, *Petroleum Geology*, Vol: 19, 51p.
- Flügel. E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*, Springer, Berlin Heidelberg, New York, 967 p.
- Flügel. E., 2010. *Microfacies Analysis of Limestones, Analysis Interpretation and Application*, Springer, Berlin, 976 p.
- 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, p: 211-238.
- Gregg. J.M., Shelton. K.L., 1990. Dolomitization and neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davis Formation (Cambrian), Southeastern Missouri, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol: 60, p: 549-562.
- Hallock. P., Glenn. E.C., 1986. Larger foraminifera, A tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic depositional facies, *Palaios*, Vol: 1(1), p: 55-64.
- Haq. B.U., Hardenbol. J., Vail. P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic, *Science*, Vol: 235, p: 1156-1167.
- Harris. P.M., 1979. Facies anatomy and diagenesis of a Bahamian ooid shoal, *Sediment VI, Comparative Sedimentology Lab, University of Miami*, 163 p.
- Hottinger. L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time, *Utrecht Micropaleont, Bulletin* 30, p. 239-253.
- Hottinger. L., 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblage as signals for depth of their depositional and their limestones, *Society Geology France Bulletin*, Vol: 168, p: 491-505.
- Imbrie. J., Purdy. E.G., 1962. Classification of modern Bahamian carbonate sediments, *American Association Petroleum Geology Memoir*, Vol: 1, p: 253-272.
- Karimi-Mossadegh. Z., Haig. D.W., Allan. T., Adabi. M.H., Sadeghi. A., 2009. Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol: 272, p: 17-36.
- Laursen. G.V., Monibi. S., Allan. T.L., Pickard. N.A., Hosseiney. A., Vincent. B., Hamon. Y., Van-Bukhem. F.S.P., Moallemi. A., Druillion. g., 2009. The Asmari Formation revisited, Change stratigraphic allocation and new biozonation, Shiraz, First International Petroleum Conference & Exhibition, European Association of Geoscientists and Engineers, *Bulletin* 29, p: 1-5.
- Palma. R., Lopez-Gomez. J., Pieth. R., 2007. Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquen Basin, Argentina, *Facies and depositional sequence, Sedimentary Geology*, Vol: 195, p: 113-134.
- Renema. W., 2006. Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic- carbonate shelf of East Kalimantan, Indonesia, *Marine Micropaleontology*, Vol: 58, p: 73-82.
- Romero. J., Caus. E., Rosell. J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposit on the margin of the South Pyrenean Basin (NE Spain), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol: 179(1-2), p: 43-56.
- Sharland. P.R., Archer. R., Casey. D.M., Davies. R.B., Hall. S.H., Heward. A.P., Horbury. A.D., Simmons. M.D., 2001. Arabian plate sequence stratigraphy, *GeoArabia Special Publication 2*, Manama, Bahrain, Gulf Petrolink, 372 p.
- Sharland. P.R., Casey. D.M., Davies. R.B., Simmons. M.D., Sutcliffe. O.E., 2004. Arabian plate sequence stratigraphy, *GeoArabia*, Vol: 9, p: 199-214.
- Tucker. M.E., 1985. Shallow marine carbonate facies and facies models, In Berenchley, P.J. and Williams, B.P.J., (Eds.), *Sedimentology, Recent Development and Applied Aspects, Special Publication, Geological Society of London*, No: 18, p: 139-161.
- Van-Bukhem. F.S.P., Allan. T.L., Laursen. G.V., Lotfpour. M., Moallemi. A., Monibi. S., Motiei. H., Pickard. N.A.H., Tahmasbi. A.R., Vedrenne. V., Vincent. B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposit in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran, *Geological Society, London, Special Publications*, Vol: 329, p: 219-263.
- Wilson. J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*, Springer-Verlag, 471 p.
- Wynd. J.G., 1965. Biofacies of Iranian Oil Consortium Agreement Area, *NIOC Report*, No: 1082, p: 57-66.