

چینه‌نگاری سکانسی جغرافیای دیرینه سازند آسماری (الیگوسن - میوسن) در شمال خاوری حوضه دزفول و جنوب حوضه لرستان، جنوب باختر ایران

ایرج مغفوری مقدم^۱

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۸/۲۰

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۲/۱۲/۸

چکیده

سازند آسماری یک واحد اساساً کربناته به سن الیگوسن - میوسن پیشین می‌باشد و یکی از مهم‌ترین مخازن هیدروکربنی حوضه زاگرس را تشکیل می‌دهد. تغییرات رخساره‌ای این سازند که حاصل نوسانات سطح دریا و حرکات تکتونیکی می‌باشد، می‌تواند مناطقی مستعد برای تشکیل تله‌های چینه‌شناسی ایجاد کند. هدف از مطالعه حاضر بازسازی جغرافیای دیرینه سازند آسماری در شمال فرورفتگی دزفول و جنوب خاوری حوضه دزفول می‌باشد. به این منظور، مقاطع نازک تهیه شده از خرده‌های حفاری و نمودارهای صوتی - الکتریکی و گاما متعلق به سه برش زیرزمینی شامل چاه‌های دانان، دالپری و چشمه‌خوش ۶ و برش‌های چینه‌نگاری چناره و کاسه‌ماسست مورد مطالعه قرار گرفتند. مطالعات صحرایی و میکروسکوپی نشان می‌دهد که حوضه رسوبی سازند آسماری یک شلف زاویه‌دار و پلاتفرم ایزوله بوده و در زمان آکیتانین به یک رمپ کربناته تبدیل شده است. در این زمان بخش تبخیری کلهر در هنگام کمترین سطح آب دریا انباشته شده است که نشان‌دهنده انفصال و جدا افتادگی دریای سازند آسماری از دیگر آب‌های آزاد می‌باشد.

واژگان کلیدی

حوضه فرورفتگی دزفول، حوضه لرستان، جغرافیای دیرینه، سازند آسماری.

Sequence Stratigraphy & Paleogeography of the Oligo - Miocene Asmari Formation in the Northeastern of Dezful Embayment & South of Lorestan Basin SW Iran

Iraj Maghfuri Moghadam

Abstract:

The Asmari Formation is mainly consisted of a carbonate unit, dating Oligocene – Early Miocene in age. It is one of the most important hydrocarbon reservoirs in the Zagros Baisin. Facies changes of Asmari Formation, caused by eustatic sea level fluctuations & tectonic movement, could be a place of stratigraphical trap. The purpose of this study is recognizing of paleogeography of the Asmari Formation in northeastern of Dezful Embayment & south of Lorestan Baisin. For this purpose, cutting, sonic, electronical & gamma logs of three subsurfaces sections, Chenareh & Kaseh Mast were studied. Field & microscopic observation indicated that facies of Asmari Formation belongs to rimmed shelf & changed in to sedimentary carbonate ramp during Aquitanian. In this time, Kalhur Evaporate Member deposited during low sea level that suggesting of disconnection of Asmari basin from open marine.

Keywords

Dezful Embayment Basin, Lorestan Basin, Paleogeography, Asmari Formation.

مقدمه

سازند آسماری اولین سنگ مخزن کربناته نفتی جهان است که در سال ۱۹۰۸ میلادی کشف گردید (مطیعی، ۱۹۷۴). روش کلاسیک اکتشاف نفتی از لایه‌های آسماری در پی‌جویی لایه‌های هیدروکربن‌دار در تاکدیس‌ها متمرکز می‌باشد. اما از سالیان اخیر امکان وجود تله‌های چینه‌نگاری در سازند آسماری مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان بوده است (زاهدی نژاد، ۱۹۸۵؛ وان بوجن و همکاران، ۲۰۰۰ و ۲۰۰۶). لذا مطالعات متعددی در مورد ریز رخساره‌ها و محیط دیرینه و چینه‌نگاری توالی‌های این سازند انجام گرفته است (امیرشاه‌کرمی و همکاران، ۲۰۰۰؛ صیرفی‌ان، ۲۰۰۰؛ صیرفی‌ان و هم‌دانیان، ۱۹۹۸ و ۲۰۰۳؛ صیرفی‌ان و همکاران، ۱۹۹۶؛ وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۰۶ و ۲۰۱۰).

شناسایی دسته توالی‌های چینه‌نگاری و ترسیم جغرافیای دیرینه در تشخیص انواع مختلف سکوه‌های کربناته جهت پیش‌بینی روند گسترش رخساره‌ها و به تصویر کشیدن شکل هندسی کربنات‌ها در خطوط لرزه‌ای و شناسائی پتانسیل تله‌های چینه‌ای در اکتشافات و برنامه‌های تولید هیدروکربن‌ها اهمیت قابل توجه‌ای دارند (فیشن، ۱۹۹۷).

این نقشه‌ها براساس سطح بیشینه نسبی آب دریا و همچنین مرز سکانس که جدا کننده دسته‌های رخساره‌ای هستند؛ ترسیم شده‌اند. بنابراین هر نقشه بیانگر پس‌نشینی رخساره‌ها به سوی خشکی و پیش‌نشینی رخساره‌ها به سوی دریای باز بوده و لذا مهاجرت جانبی رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی در طی زمان معین را به ما نشان می‌دهند. اهمیت این نقشه‌ها در پویائی آنها بوده به طوری که می‌توان روند رخساره‌های

مخزنی را در طی هر سکانس رسوبی دنبال کرد و تا حدی وجود تله‌های چینه‌ای را پیش‌بینی کرد.

نوشته حاضر کوششی برای ترسیم جغرافیای دیرینه سازند آسماری در شمال فرورفتگی حوضه دزفول و جنوب خاوری حوضه لرستان می‌باشد. برای این منظور از داده‌های کاتینگ‌های حاصل از گل حفاری و لاگ‌های صوتی الکتریکی و گاما سه‌چاه به نام دانان، دال‌پری و چشمه‌خوش ۶ و برش‌های چینه‌نگاری چناره و کاسه‌ماست و از برخی گزارش‌های چاه‌های شمال فرورفتگی دزفول بهرامی (۲۰۰۳)؛ جلیلی و خلیلی (۱۹۷۲)؛ شریعت زاده (۲۰۰۳)؛ طایف خبازی (۲۰۰۴) استفاده گردید.

برش‌های چینه‌نگاری منطقه مورد مطالعه در ریال جنوب باختری تاکدیس چناره (کیالو) و کاسه‌ماست و چاه‌های مورد مطالعه در باختر تا شمال باختری شهرستان اندیمشک واقع در شمال باختر فرورفتگی حوضه دزفول قرار گرفته‌اند (شکل ۱).

چینه‌نگاری چاه‌ها و برش‌های چینه‌نگاری

مورد مطالعه

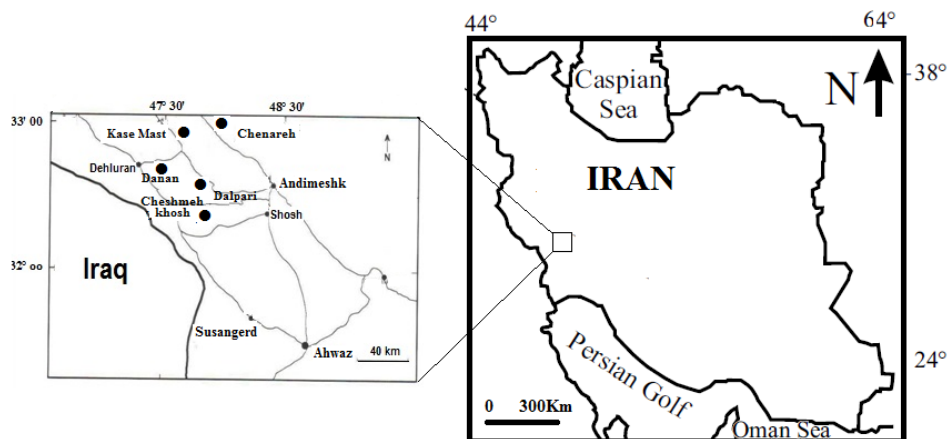
سازند آسماری در برش چناره با ناپیوستگی پیوسته‌نما (Paraconformity) بر روی سازند شهبازان قرار می‌گیرد. به این دلیل تفکیک این دو سازند بر روی زمین مشکل می‌باشد ولی شواهد فسیل‌شناسی یک نبود زمانی طولانی از اتوسن میانی تا الیگوسن پسین بین این دو را نشان می‌دهد.

سن سازند شهبازان براساس محتویات فسیلی اتوسن میانی بوده (مغفوری مقدم و طاهرینیا، ۲۰۰۴) و سازند آسماری الیگوسن پسین (شاتین) تا میوسن پیشین (بوردیگالین) می‌باشد.

آن از سازند آسماری مشکل می‌باشد به‌طوری‌که این دو سازند تحت عنوان آسماری- شهبازان نقشه برداری می‌شوند. نکته مهم این است که هیچ تعیین سن دقیقی در مورد سن سازند شهبازان در این مناطق وجود ندارد و در برخی مناطق مانند رباط نمکی در میان دولومیت‌های فوقانی سازند شهبازان روزنبرانی با پوسته پورسولانوز یافت می‌شود که به فراوانی در رخساره‌های کم‌عمق سازند آسماری گزارش شده است. به‌نظر می‌رسد جایگاه راستین چینه‌نگاری، دولومیت‌های زیر سازند آسماری نیاز به بررسی بیشتری دارد.

این نبود در تمامی بخش خاوری حوضه لرستان قابل مشاهده می‌باشد. حتی به سمت شمال سن قاعده آسماری جوان‌تر شده و در تاقدیس ماله‌کوه به آکیتانین مغفوری مقدم (۱۳۹۲)، در جنوب معمولان و رباط نمکی در شمال خرم آباد به بوردیگالین می‌رسد (سمیعی، ۱۳۹۲).

سازند شهبازان تنها در جنوب خاوری حوضه لرستان یعنی در محدوده برش الگو (در جنوب برش چناره) و چاه‌های واقع در شمال فرو افتادگی دزفول تا ماله‌کوه حاوی فسیل می‌باشد و به سمت شمال رخساره کاملاً دولومیتی داشته و از نظر سنگ چینه‌نگاری تفکیک



شکل ۱. راه‌های دسترسی به چاه‌ها و برش‌های چینه‌نگاری مورد مطالعه

سمت پلت عربی موجب تشکیل قسمتی از بخش ماسه‌سنگ اهواز گردیده است (شکل ۶).

به سمت جنوب و باختر زیرپهنه فروافتادگی دزفول در میادین نفتی اهواز، مارون، آب تیمور، چشمه‌خوش، در قاعده آسماری، ردیفی از سنگ‌های تخریبی شامل ماسه سنگ‌های آهکی و آهک‌های ماسه‌ای در تناوب با آهک و شیل وجود دارد که آن را بخش اهواز می‌نامند.

به سمت باختر منطقه مورد مطالعه و با افزایش عمق حوضه رسوبی، مارن‌های عمیق سازند پابده به‌جای سنگ آهک‌های سازند شهبازان قرار می‌گیرند. در برش کاسه‌ماست (شکل ۳) و چاه‌های دانان (شکل ۴) و دالپری (شکل ۵) سازند آسماری به سن میوسن پیشین بر روی سازند پابده قرار می‌گیرد، اما در چاه چشمه خوش ۶، در الیگوسن پسین ورود رسوبات تخریبی از

شده حوضه ژرف با کمک لاگ‌های الکتریکی قابل جدایش است.

توالی آکیتانین سازند آسماری

در نهشته‌های آکیتانین منطقه مورد مطالعه دو توالی درجه سه مشاهده می‌گردد. در برش چناره، دسته رخساره‌های پیشروی سطح آب با سنگ آهک‌های حاوی روزنبرانی با پوسته هیالین مشخص می‌شود. لایه‌های حاوی آشفستگی زیستی و بستر سخت آن را از دسته رخساره‌های بیشترین سطح آب جدا می‌کند که دارای روزنبران غوطه‌وری چون *Globigerina* می‌باشد.

در نهشته‌های آکیتانین (میوسن زیرین) در برش کاسه‌ماست و چاه‌های دانان و دالپری، توالی‌های چینه‌نگاری شامل دسته‌های رخساره‌ای کمینه سطح آب، پیشروی سطح آب و بیشینه سطح آب تشکیل شده است. در چاه دانان، توالی رسوبی ۱ به سن اکتیانین با انیدریت (شکل ۴) و در چاه دالپری با گچ و نمک (شکل ۵) شروع شده است. جدایش لاگ الکتریکی گاما و کاهش قابل ملاحظه آن نشان از اختلاف شدید سنگ‌شناسی دارد. قرارگیری گچ بین رسوبات پلاژیک نشان می‌دهد که این گچ‌ها در طی دسته رخساره‌های کمینه سطح آب تشکیل شده‌اند. دسته رخساره‌های پیشروی سطح آب با لایه‌های سنگ آهکی دربردارنده رخساره‌های پلاژیک مشخص می‌شود.

دسته رخساره‌های بیشینه سطح آب با مقدار کاهش رس و ناپدید شدن گچ و نهشته‌های محیط رسوبی دریای ژرف مشخص شده است. مرز بالایی توالی با رسوبگذاری انیدریت توده‌ای بر روی لایه‌های کربناته تعیین شده که از نوع ۲ می‌باشد. این توالی در چاه چشمه‌خوش ۶ از سنگ‌آهک و ماسه‌سنگ تشکیل شده است.

ماسه‌سنگ اهواز معادل بخش کلهر یعنی بخشی از آسماری میانی می‌باشد. در نواحی جنوبی فرورفتگی دزفول و اطراف خارک و دارخوین این ماسه‌سنگ‌ها روی سنگ آهک جهرم و در نواحی شمالی فرورفتگی دزفول روی شیل‌های پابده قرار می‌گیرند. به نظر می‌رسد که در نواحی جنوبی‌تر بین این ماسه‌سنگ‌ها و کربنات‌های جهرم یک ناپیوستگی وجود دارد. در میدان نفتی پایدار تمامی آسماری را این بخش تشکیل می‌دهد. سن این ماسه‌سنگ‌ها الیگوسن پسین (شاتین) تا میوسن پیشین (آکیتانین) می‌باشد (آدابی، ۱۳۸۷).

توالی شاتین (الیگوسن بالایی) سازند آسماری

یک توالی درجه سه در نهشته‌های الیگوسن پسین سازند آسماری دیده می‌شود. مرز زیرین آن از نوع اول می‌باشد. در برش چناره بعد از نبود چینه‌ای ائوسن پسین - الیگوسن پسین، سازند آسماری با نازک لایه‌های دولومیتی مربوط به پهنه‌های کشندی شروع می‌شود که نشان‌دهنده شروع پیشروی دریا (TST) می‌باشد. سپس روی آن سنگ آهک‌های حاوی روزن دارن کفزی با پوسته هیالین قرار می‌گیرند که به‌عنوان بالآمدگی سطح دریا (HST) تلقی می‌گردد.

در چاه چشمه‌خوش ۶، نهشته‌های الیگوسن بالایی سازند آسماری از دسته‌های رخساره‌ای پیشروی سطح آب و بیشینه سطح آب تشکیل شده است (شکل ۶).

در این چاه، سازند آسماری از سنگ‌آهک و میان لایه‌های ماسه‌سنگ تشکیل شده است. دسته رخساره‌ای پیشروی سطح آب (HST) با لایه‌های سنگ آهکی دربردارنده رخساره‌های پلاژیک نهشته شده در محیط شیب دامنه و حوضه ژرف تعیین شده است. سطح بیشترین بالآمدگی نسبی آب دریا در رخساره نهشته

بیوکلاستی در بردارنده استرا شناخته شده است. در سکوه‌های سطح کربناته، بیشترین سطح نسبی آب دریا با سبترترین لایه‌های کربناته در بردارنده گونه‌های دریای باز مشخص می‌شوند. پاراسکانس‌های به سمت بالا نازک‌شونده، با رخساره‌های وکستون بیوکلاستی در بردارنده روزن‌بران شناور مشخص می‌شوند.

روند به سمت بالا ژرف شونده به سطح بیشترین سطح نسبی آب دریا انجامیده که با رخساره وکستون بیوکلاستی در بردارنده روزن بران شناور شناخته شده است.

این رخساره‌ها نشانگر افزایش تند و ناگهانی سطح نسبی آب دریا و سطح بیشترین بالا آمدگی نسبی آب دریا است. دسته رخساره‌های بیشینه سطح آب در سکانس ۳ به سن بوردیگالین روند به سمت بالا سبترشونده و سپس نازک‌شونده مشخص است که نشان‌دهنده وجود فضای رسوبگذاری در طی چیدمان افزایشنده و سپس روند نازک‌شونده در طی چیدمان پسرونده است. لایه‌های کربناته در مرحله بیشینه سطح آب روند به سمت بالا نازک‌شونده را نشان می‌دهد. روند به سوی بالا نازک‌شونده نشان از کاهش رسوبگذاری و غلبه تولید کربنات بر افزایش نسبی سطح آب دریا است. وجود دوکفه‌ای‌های تالابی و رخساره باندستون میکروبیال در نزدیک مرز سکانس تأییدی بر گفتار بالا است. در شرایطی که فضای رسوبگذاری بین پایه موج در هنگام آرامش و پایه موج در موقع توفان محدود می‌شود، نازک‌شدگی پیوسته پاراسکانس‌ها در توالی قائم نشانگر پرشدن فضای دسترس رسوبگذاری است که نازک‌ترین پاراسکانس‌ها وضعیت نزدیک به مرز سکانس را مشخص می‌نماید.

بر اساس مطالعات فسیل‌شناسی، قاعده این توالی رسوبی از زون تجمعی به سن اکتانین تشکیل شده است. این توالی رسوبی از دسته‌های رخساره‌ای کمینه سطح آب، پیشروی سطح آب و بیشینه سطح آب تشکیل شده است. در این چاه دسته رخساره‌ای کمینه سطح آب از ماسه‌سنگ با روند به سمت بالا درشت شونده تشکیل شده است (شکل ۶). دسته رخساره‌ای پیشروی سطح آب با لایه‌های سنگ آهکی نهشته شده در محیط تالابی تا شیب دامنه مشخص شده است. نبود لایه‌های ماسه‌سنگی در این دسته رخساره دلیل بر افزایش نسبی سطح آب دریا و ایجاد چیدمان پس نهشته به سوی ساحل است. سطح بیش‌ترین بالا آمدگی نسبی آب دریا در رخساره‌های نهشته شده در محیط شیب دامنه مشخص شده است. دسته رخساره‌ای بیشینه سطح آب از تناوب سنگ‌آهک و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. مرز بالایی توالی در زیر ماسه‌سنگ‌های توده‌ای بخش اهواز قرار دارد. یکی از ویژگی‌های این توالی رسوبی، وجود تخلخل خوب و مفید است.

توالی بوردیگالین سازند آسماری

در نهشته‌های بوردیگالین یک توالی رسوبی مشاهده می‌گردد. در برش چنار، دسته رخساره‌های پیشروی سطح آب از دسته پاراسکانس‌های، به سمت بالا سبتر شونده تشکیل شده که در شروع خود دارای لایه‌بندی نودولار و افق‌های مارن و دارای آشفستگی زیستی هستند. در دسته رخساره‌ای یاد شده ۳ دسته پاراسکانس دیده می‌شود. هر دسته پاراسکانس نسبت به دسته پاراسکانس زیرین خود روند به سمت بالا سبترشونده‌تری را نشان می‌دهند.

روند به سمت بالا ژرف شونده به سطح بیشترین سطح نسبی آب دریا انجامیده که با رخساره پکستون-گرینستون بیوکلاستی و سپس رخساره پکستون

روند رو به بالا نازک شونده پاراسکانس‌ها که پایان هر پاراسکانس با علایم خروج از آب دریا مشخص می‌شود، حاکی از کاهش متوالی فضای دسترس رسوبگذاری و مراحل پایانی دسته رخساره‌ای بیشینه سطح آب است. نبود دانه‌های اووئیدی نیز این مورد را تأیید می‌نماید. در مراحل آخر بیشینه سطح آب، کاهش قابل ملاحظه ژرفای محیط رسوبی، موجودات تولیدکننده سنگ آهک را متأثر ساخته و حجم آب به قدری کم شده که اجازه تولید کربنات‌های غیراسکلتی مانند اووئید و پلویید را نمی‌دهد. به این دلیل، تولید کربنات کاهش یافته است.

سکانس رسوبی ۳ در برش کاسه‌ماست از دسته‌های رخساره‌ای پیشروی سطح آب و بیشینه سطح آب تشکیل شده است. دسته رخساره‌ای پیشروی سطح آب از لایه‌های کربناته متوسط لایه و بین لایه‌های نازک مارنی ساخته شده است. این دسته رخساره‌ای از رخساره‌های وکستون و پکستون بیوکلاستی تشکیل شده است. شروع سکانس رسوبی با لایه کربناته با رخساره وکستون بیوکلاستی دربردارنده میلیولید، روزن‌بران کفزی و پلسی‌پودا است. وجود رخساره‌های درشت‌دانه دربردارنده پلسی‌پودها، خارپوست و جلبک‌قرمز و تبدیل آن‌ها به لایه‌های دربردارنده استرا، نشان از افزایش نسبی آب دریا در طی پیشروی سطح آب دارد. افزایش سریع آب دریا که همراه با کاهش رسوبگذاری است با توالی به سمت بالا ژرف شونده، تنوع کم ولی فراوانی گونه‌های فسیلی مشخص می‌شود. سطح بیشترین بالا آمدگی نسبی آب دریا با رخساره وکستون/پکستون استرادار مشخص شده است.

دسته رخساره‌های بیشینه سطح آب، با لایه‌های کربناته به سمت بالا ستبرشونده و از بین رفتن مارن مشخص می‌شود. با افزایش تولید کربنات مقدار رس کمتر شده و آهک‌ها بطرف بالای توالی اضافه

می‌شوند. افزایش تولید کربنات دلیل بر دسته رخساره‌ای بیشینه سطح آب است. در اولین دسته از پاراسکانس رخساره‌های گرینستون اینتراکلاستی و گرینستون و پکستون پلوییدی، چیدمان افزایشده نشان می‌دهد که به رخساره باندستون میکروبیال ختم می‌شود. دسته رخساره بعدی با رخساره وکستون اینتراکلاستی شروع شده که میکرایت آن دولومیتی شده است. این توالی به رخساره گل سنگ کربناته تالابی و رخساره‌های پکستون/گرینستون بیوکلاستی و پلوییدی نهشته شده در محیط تالابی و سدی تبدیل می‌شود. وجود جلبک‌های سبز، در رخساره‌های بالا نشان از وجود شوری متوسط در محیط رسوبی است. در دسته پاراسکانس بعدی تبدیل رخساره پکستون اینتراکلاستی بیوکلاست‌دار به رخساره‌های دربردارنده خارپوست نشان از پیشروی و افزایش نسبی سطح آب دریا دارد. وجود موجوداتی مانند خارپوست، جلبک قرمز و بریوزوا که نسبت به شوری حساس بوده، نشان از شرایط زون متوسط نفوذ نور، در محیط رسوبی و وجود دریای باز در نزدیکی قاعده موج در هنگام آرامش است (جیل، ۲۰۰۰). تبدیل این رخساره به رخساره‌های پکستون بیوکلاستی دربردارنده خارپوست، میلیولید، جلبک سبز، روزن‌داران کفزی، نشان‌دهنده پس‌نشینی محیط‌ها در نتیجه پیشی گرفتن میزان تولید کربنات نسبت به افزایش نسبی سطح آب دریا دارد. وجود گونه‌های الیگوفتیک مانند میلیولیدها و تنوع کم گونه‌ها محیط رسوبی سبب تایدال کم ژرفا با انرژی و آشفتگی کم و شوری بالا را منعکس می‌نماید (جیل، ۲۰۰۰).

مرز زیرین و بالایی سکانس ۳ از نوع ۱ است.

مرز بالایی با سازند گچساران ناگهانی است، به طوری که رخساره‌های تالابی زیر سازند گچساران قرار می‌گیرند.

گچساران با محیط رسوبی تالابی مشخص می‌شود. لاگ صوتی روند به سمت بالا درشت‌شونده دانه‌های سنگ آهکی را نشان می‌دهد، بنابراین قرائت بالای لاگ پرتو گاما را می‌توان به دولومیت‌ها نسبت داد.

در چاه چشمه‌خوش ۶، سکانس رسوبی بوردیگالین، متشکل از سنگ آهک و ماسه سنگ است و سن اکتیانین دارد. این سکانس رسوبی دارای دسته‌های رخساره‌ای کمینه سطح آب، پیشروی سطح آب و بیشینه سطح آب است. دسته رخساره‌ای کمینه سطح آب از دو دسته پاراسکانس، ماسه‌سنگی با روند به سمت بالا ریز شونده تشکیل شده که نشانگر نهشته‌های کانالی دشت ساحلی است. دسته رخساره‌ای پیشروی سطح آب در لایه‌های سنگ آهکی نهشته شده در محیط تعیین شده است. نبود لایه‌های ماسه‌سنگی در این دسته رخساره دلیل بر افزایش نسبی سطح آب دریا و ایجاد چیدمان پس نشسته به سوی ساحل است (هندی فورد و لاکس، ۱۹۹۳). سطح بیشترین بالا آمدگی نسبی آب دریا در رخساره‌های نهشته شده در محیط تالابی در نظر گرفته شده است.

دسته رخساره‌ای بیشینه سطح آب متشکل از تناوب سنگ آهک و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. این دسته رخساره‌ای بطور عمده از رخساره‌های نهشته شده در محیط تالابی است. مرز بالایی این سکانس با ماسه‌سنگ‌های نهشته شده در محیط دشت ساحلی جدا شده است. مرز زیرین و بالایی این سکانس رسوبی از نوع ۱ است.

مقایسه این سکانس رسوبی با سکانس‌های رسوبی برش کاسه‌ماست و چاه‌های دالپری نشان می‌دهد که ماسه‌سنگ‌ها بطور عمده در طی شرایط پایین بودن سطح نسبی آب دریا (کمینه سطح آب)، و به مقدار کم‌تر در طی پس‌روی تند (FRST)، نهشته شده‌اند.

در چاه‌دانان، سکانس ۳ به سن بوردیگالین متشکل از دسته رخساره‌های پیشروی سطح آب و بیشینه سطح آب است. دسته رخساره‌ای پیشروی سطح آب از سنگ آهک‌های نهشته شده در محیط‌های تالابی، سدی و شیب دامنه است. مرز بیشترین افزایش نسبی آب دریا در رخساره‌های نهشته شده در شیب دامنه گرفته شده است.

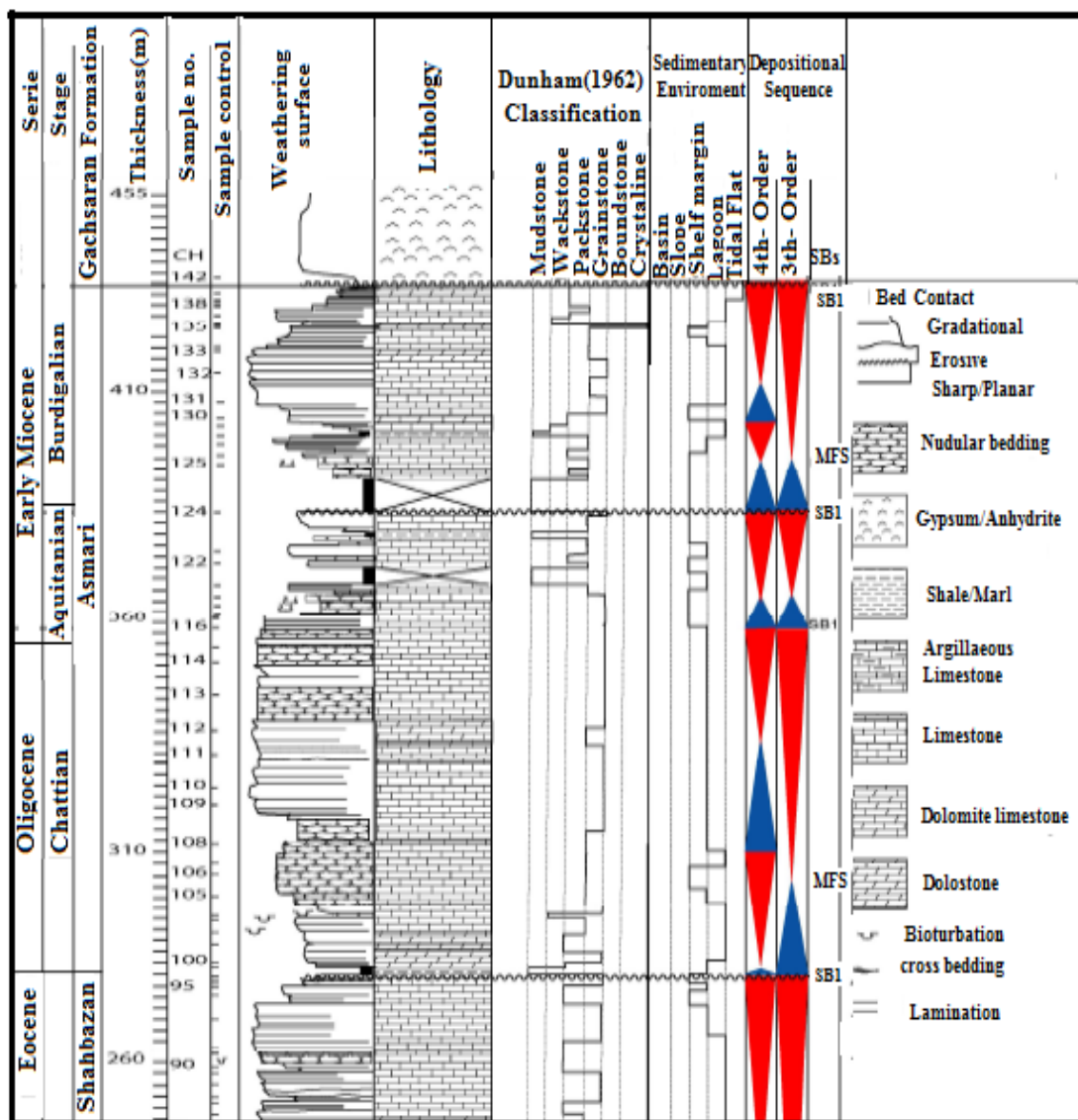
دسته رخساره‌ای بیشینه سطح آب با چیدمان افزایشنده و نهشته‌های محیط ژرف و شیب دامنه تعیین شده است. تغییر الگوی چیدمان به الگوی پیش نشسته، نشان‌دهنده پیشی گرفتن نرخ تولید کربنات نسبت به افزایش نسبی آب دریا و یا ایجاد فضای لازم برای رسوبگذاری است. مرز بالایی سکانس با سازند گچساران با محیط رسوبی تالابی مشخص می‌شود.

در چاه‌دالپری، سکانس ۳ به سن بوردیگالین از دسته رخساره‌های پیشروی سطح آب و بیشینه سطح آب تشکیل شده است. دسته رخساره‌ای پیشروی سطح آب متشکل از سنگ آهک‌های نهشته شده در محیط‌های تالابی، سدی و شیب دامنه، تشکیل شده است. مرز بیشترین افزایش نسبی آب دریا در لایه‌های دولومیت و سنگ آهک دولومیتی دربردارنده رخساره‌های نهشته شده در شیب دامنه گرفته شده است. در این دسته رخساره‌ای اندازه دانه‌ها به سوی بالا ریز شده و مقدار میکرایت افزایش نشان می‌دهد که با لاگ‌های صوتی و گاما همخوانی دارد.

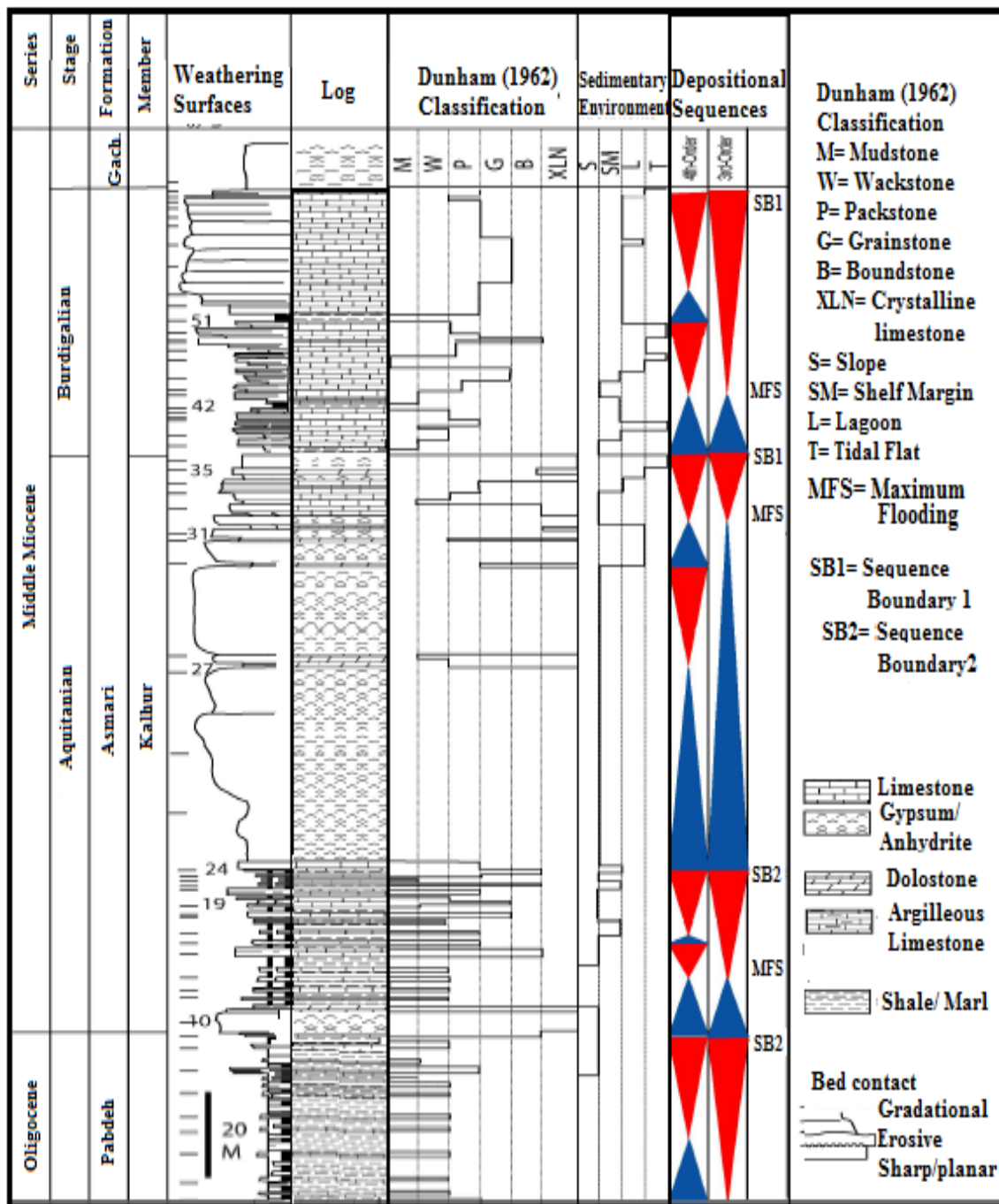
دسته رخساره‌ای بیشینه سطح آب با چیدمان افزایشنده و نهشته‌های محیط ژرف و شیب دامنه تعیین شده است. تغییر الگوی چیدمان به الگوی پیش‌نشسته، نشان از پیشی گرفتن نرخ تولید کربنات نسبت به افزایش نسبی آب دریا و یا ایجاد فضای لازم برای رسوبگذاری است. مرز بالایی سکانس با سازند

برش کاسه‌ماست و سیاه‌کوه که توسط سدهایی جدا افتاده‌اند در طی پایین بودن سطح نسبی آب دریا و تحت شرایط آب و هوایی گرم و خشک، تبخیری‌ها ته‌نشین شده‌اند.

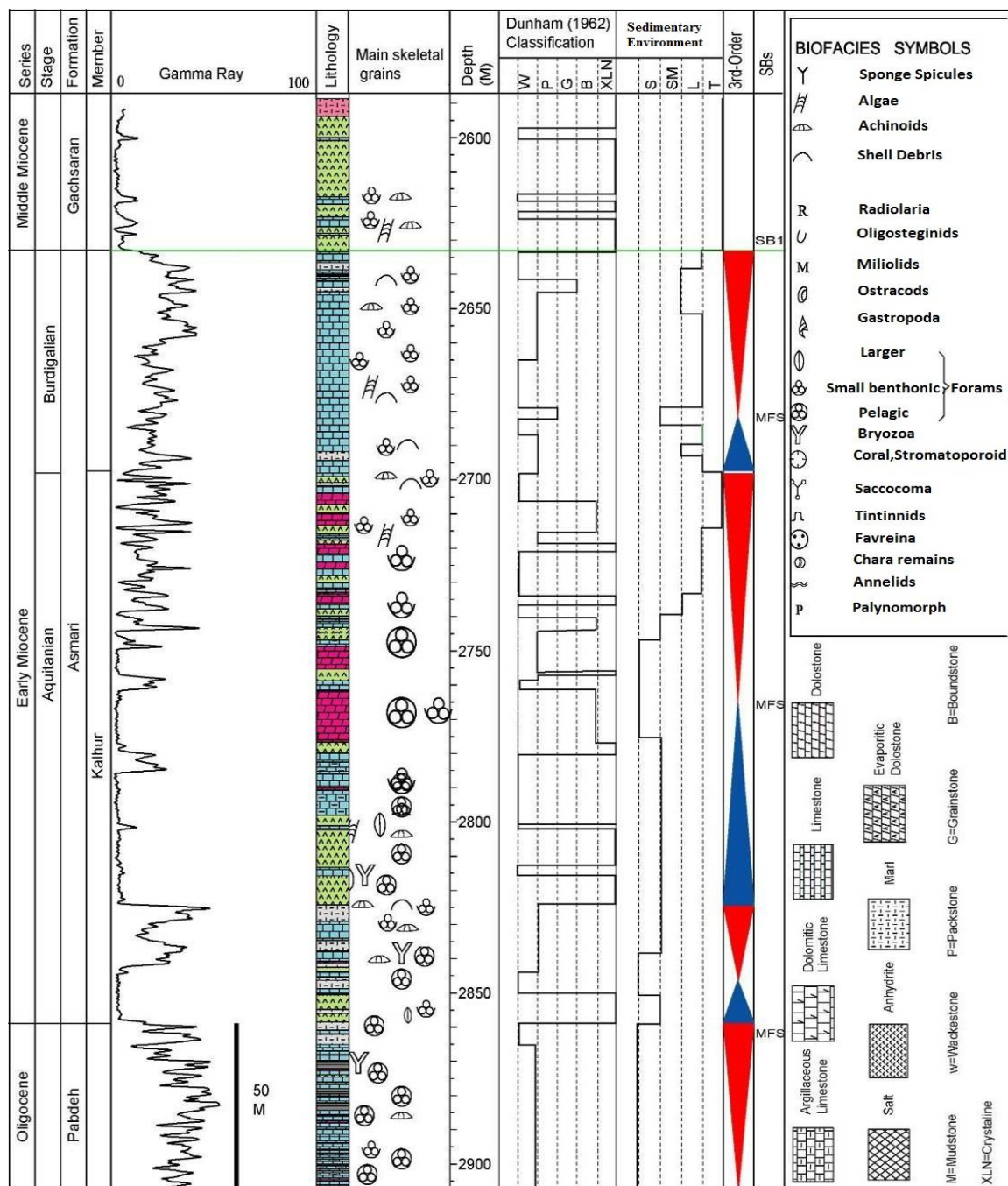
نگاره‌های تطابقی مورد بالا را تأیید می‌نماید با این تفاوت که در چاه‌های چشمه‌خوش و دهلران با توجه به مجاورت کراتون دریافت تخریبی‌ها را داشته‌اند در حالی که چاه‌هایی مثل دالپری، زیلویی و چنگوله و



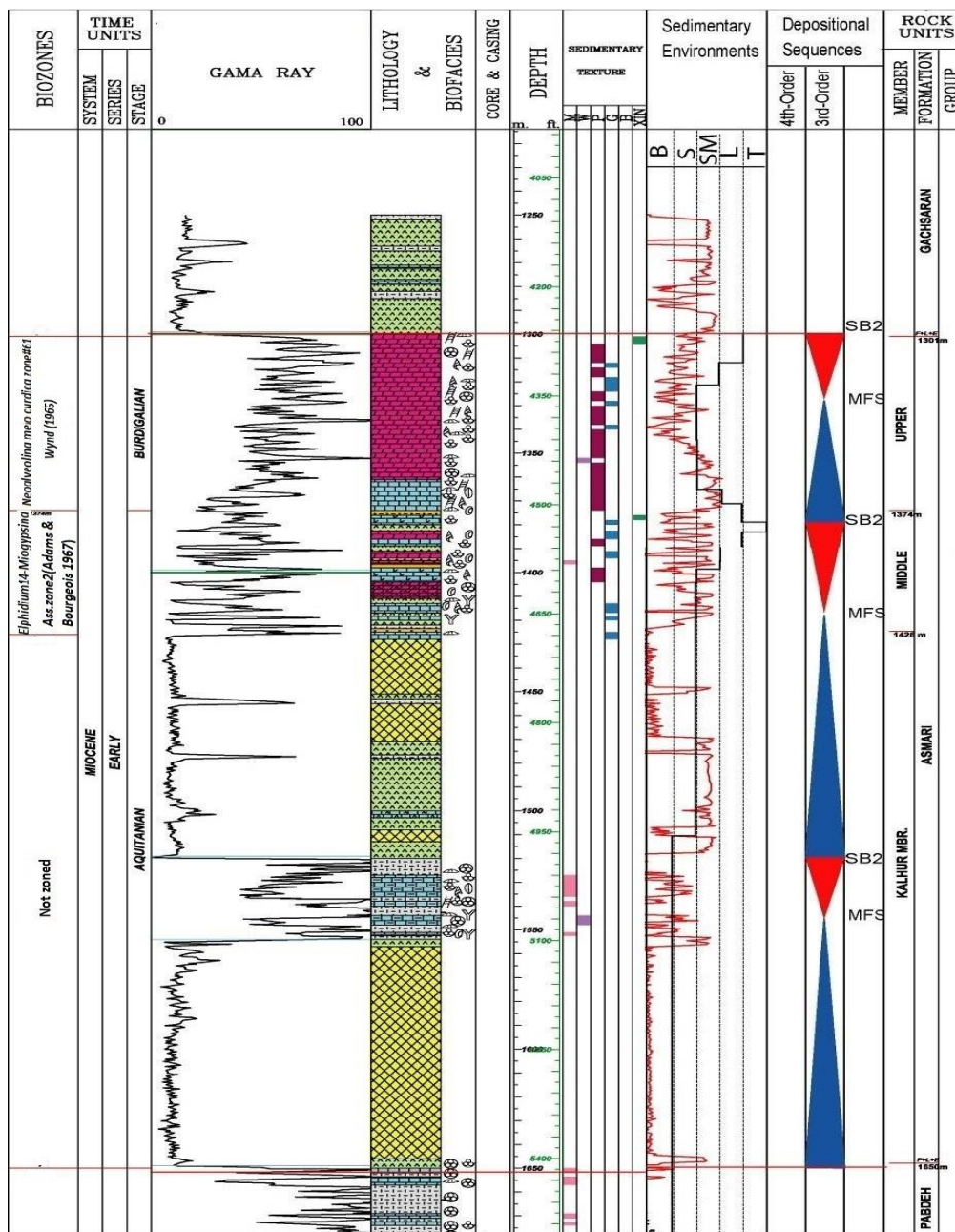
شکل ۲. نمودار توالی‌های رسوبی سازند آسماری در برش چناره. در این شکل پراکندگی رخساره‌های رسوبی، محیط‌های رسوبی همراه با دسته‌های رخساره‌ای و مرز توالی‌های رسوبی نشان داده شده است.



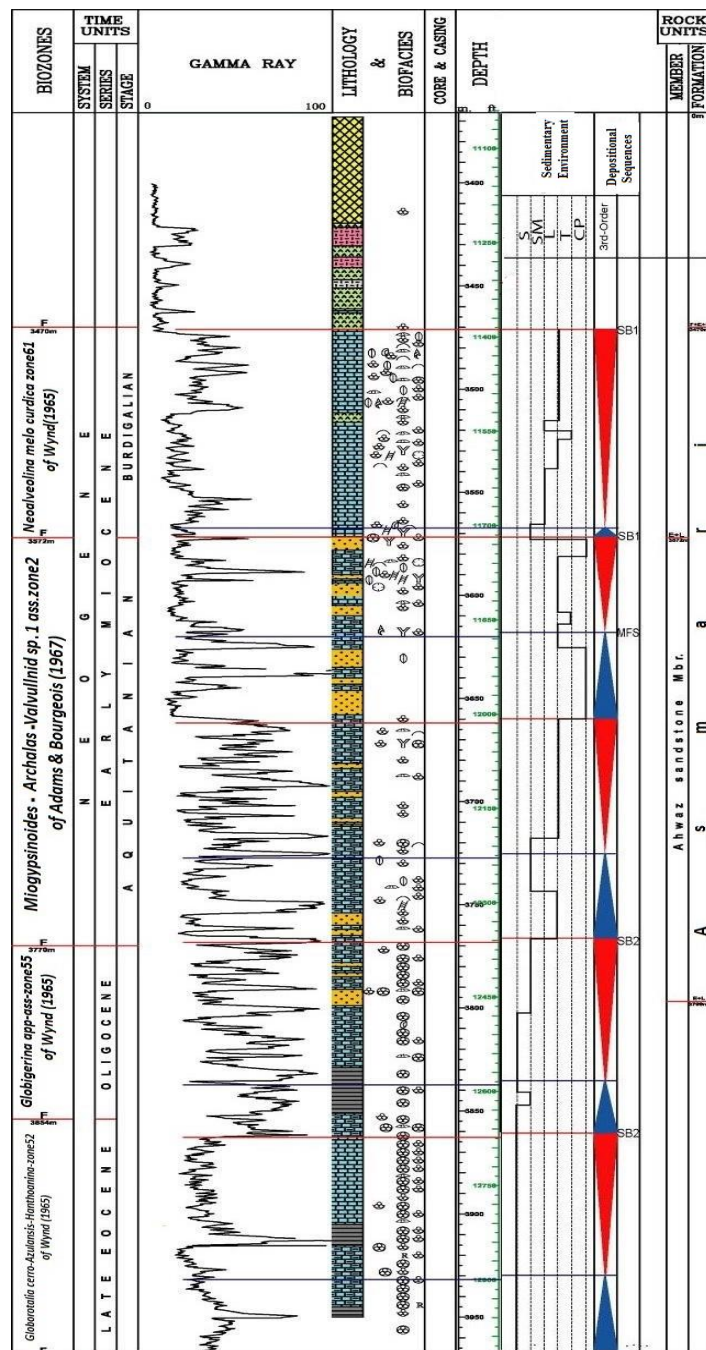
شکل ۳. نمودار توالی‌های رسوبی سازند آسماری در برش کاسه‌ماست. در این شکل پراکنندگی رخساره‌های رسوبی، محیط‌های رسوبی همراه با دسته‌های رخساره‌ای و مرز توالی‌های رسوبی نشان داده شده است.



شکل ۴. نمودار توالی‌های رسوبی به سن اکتیانین و بوردیگالین سازند آسماری در برش چاه‌دانا. در این شکل پراکندگی سنگواره‌های میکروسکوپی، رخساره‌های رسوبی، محیط‌های رسوبی همراه با دسته‌های رخساره‌ای و مرز توالی‌های رسوبی نشان داده شده است. در سمت راست راهنمای سنگواره‌ها و سنگ‌شناسی نشان داده شده است. نام کامل محیط‌های رسوبی و سنگ‌های کربناته در متن شکل ۴ ذکر شده است.



شکل ۵. نمودار توالی‌های رسوبی سازند آسماری در برش چاه دالبری. در این شکل پراکندگی سنگواره‌های میکروسکوپی، رخساره‌های رسوبی، محیط‌های رسوبی همراه با دسته‌های رخساره‌ای و مرز توالی‌های رسوبی نشان داده شده است. نام کامل محیط‌های رسوبی و سنگ‌های کربناته در متن شکل ۴ ذکر شده است.

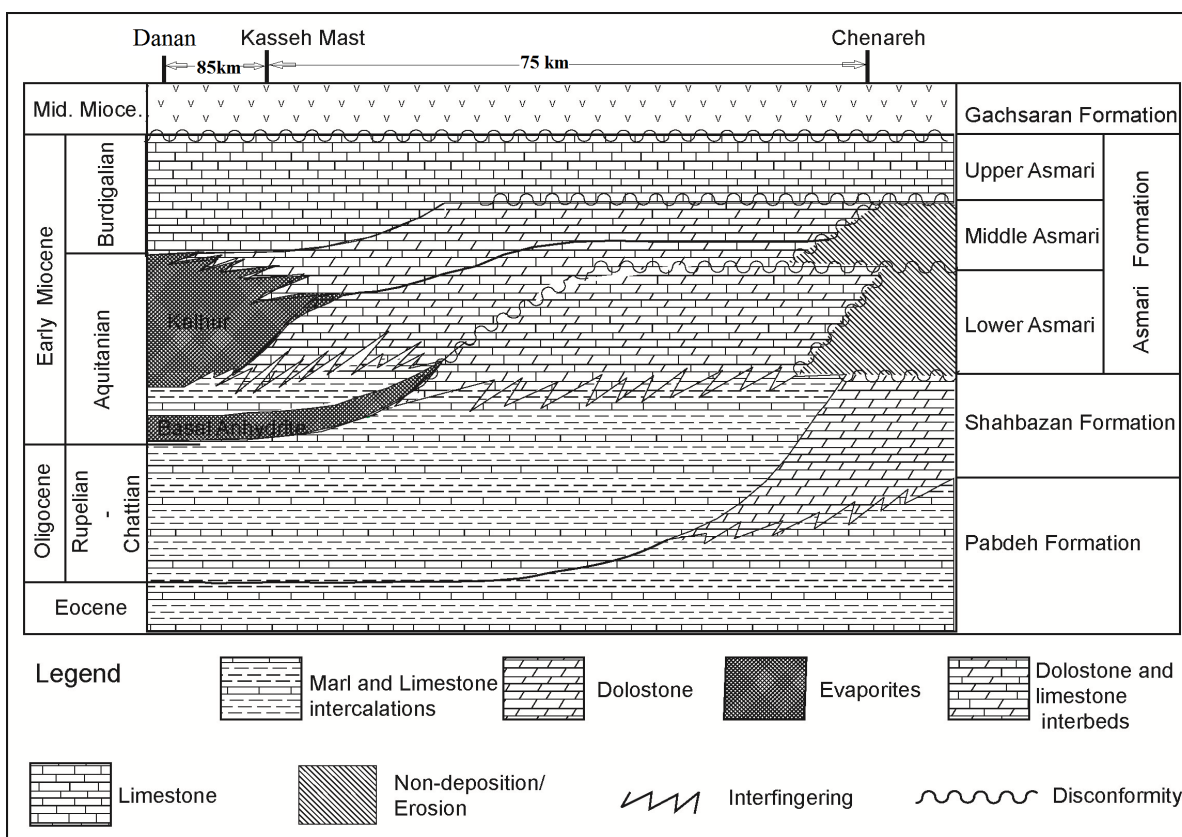


شکل ۶. نمودار توالی‌های رسوبی سازند آسماری در برش چاه چشمه خوش ۶. در این شکل سنگ‌شناسی، پراکندگی سنگواره‌ها، رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی همراه با دسته‌های رخساره‌ای و مرز توالی‌های رسوبی نشان داده شده است. نام کامل محیط‌های رسوبی و سنگ‌های کربناته در متن شکل ۴ ذکر شده است.

جغرافیای دیرینه

در حوضه رسوبی مورد مطالعه (جنوب خاوری لرستان و شمال خاوری فرورفتگی دزفول) در زمان الیگوسن تا میوسن پیشین، رخساره‌های دریای ژرف و شیب دامنه به‌طور عمده در قسمت‌های جنوب باختری نهشته شده‌اند (شکل ۷). گروه رخساره‌های تالابی و جزر و مدی بطور عمده در بخش بالایی کلهر در برش‌های سطحی کاسه‌ماست و چاه‌های دانان و دالپری رسوبگذاری کرده‌اند. رسوبات سیلیسی - آواری بخش ماسه‌سنگی اهواز در میدان‌های دهلران، صیرفیان (۱۳۸۷) و چشمه خوش دیده شده که با کربنات‌های

سازند آسماری بطور بین لایه‌ای قرار گرفته‌اند. بر اساس تلفیق داده‌های حاصل از مطالعات صحرایی، برش‌های نازک چاه‌ها، محیط‌های پهنه‌های جزر و مدی، تالاب، شیب دامنه و دریای ژرف برای سازند آسماری شناسایی شد. بررسی داده‌های صحرایی، میکروسکوپی و لرزه‌ای نشان‌دهنده ته‌نشینی رخساره‌های سازند آسماری در سکوی کربناته از نوع شلف حاشیه‌دار می‌باشد که در طی اکتانین پسین به رمپ کربناته تبدیل شده است. نبود جریان‌های خرده‌دار و توریدیتی در سازند آسماری، مدل پلاتفرم با حاشیه کم‌شیب را پیشنهاد می‌نماید.



شکل ۷. مدل رسوبی سازند آسماری در محدوده مورد مطالعه (بدون مقیاس).

نهشته‌های الیگوسن در برش چناره، در محیط شیب دامنه و حاشیه شلف نهشته شده‌اند که روند به سمت بالا کم عمق‌شونده را نشان می‌دهند. روند به سمت بالا کم‌ژرفا شونده با ضخیم شدن لایه‌ها همراه است که نشان دهنده کاهش متوالی محیط‌های رسوبی است. در همین زمان در بخش‌های شمالی برش چناره (ماله کوه تا جنوب معمولان) با توجه به نبود چینه‌ای ائوسن میانی تا میوسن، یک بلندی دیرینه وجود داشته است.

این بلندی حاصل رخداد بارگذاری تراستی و هم‌زمان با پایین افتادن سطح جهانی آب دریاها در طی روپلین - شاتین بوده است (وان باچمن و همکاران، ۲۰۰۲).

در زمان شاتین، به سمت جنوب باختر برش چناره و بخش‌های مجاور خمش بالارود و جبهه کوهستانی (شکل ۸ - الف) متشکل از رخساره‌های پلاژیک محیط ژرف (سازند پابده) است. همین امر نشان می‌دهد که گسل‌های یاد شده در طی رسوبگذاری این دوره زمانی فعال بوده‌اند.

شروع سازند آسماری در چاه‌ها و برش‌های جنوب کبیرکوه به سن میوسن پیشین است. با توجه با تغییرات جانبی ستبر، سنگ‌شناسی و تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌های بخش کلهر و نگاره‌های تطابقی سکانس‌های رسوبی در محدوده مورد مطالعه، نهشته‌های تبخیری بخش کلهر با گچ و نمک در مرکز و انیدریت/ژیپس در حاشیه حوضه فروافتاده بین بلندی‌های قدیمی نشانگر کاهش قابل توجه سطح نسبی آب دریا و قطع ارتباط زیر حوضه‌ها با دریای آزاد در طی اکتانین است (شکل ۸ - ب).

نقشه جغرافیای دیرینه در مرز بیشترین بالآمدگی سطح نسبی آب دریا در طی اکی تانین پسین نشان می‌دهد که به دلیل آهنگ کند افزایش نسبی سطح آب دریا، سازند آسماری در برش‌های چناره، ریت و چاه‌های قلعه نار و پلنگان تشکیل نشده است (فخاری و همکاران

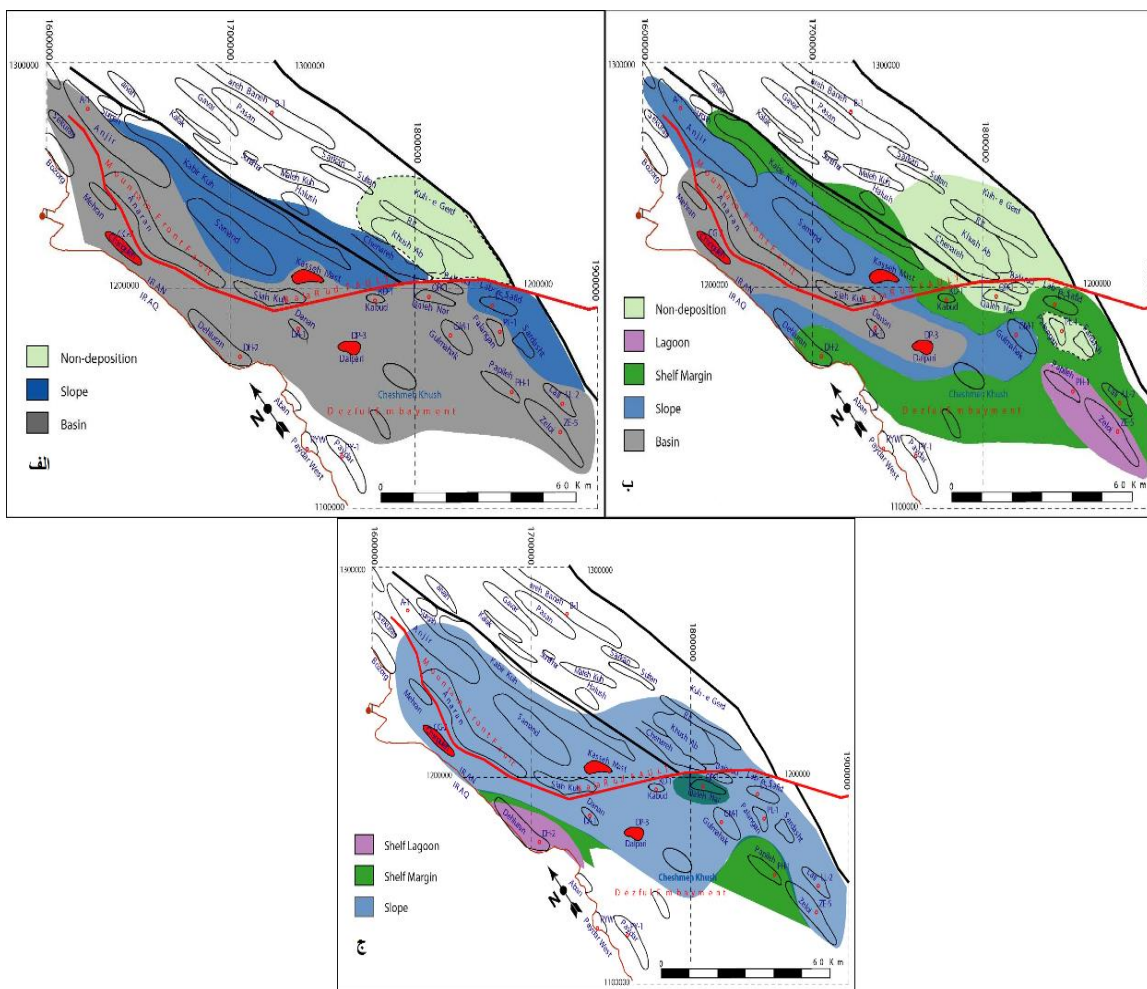
۱۳۷۷). در بخش خاوری محدوده مورد مطالعه رخساره‌های نهشته شده در محیط‌های تالابی و سدی یافته و رخساره‌های دریای باز به سمت میدان‌های دالپری، دانان و چنگوله (زاهدی نژاد، ۱۳۷۱؛ ملکی خیمه سری، ۱۳۷۸) جابجا کرده است.

تغییر مکان جانبی محیط‌های رسوبی از خاور به باختر می‌تواند به دلیل رخدادهای زمین ساختی باشد. در طی بوردیگالین، سکوی کربناته به سمت شمال - شمال خاور کج شده به طوریکه رخساره‌های کربناته همراه با روزن‌بران شناور در برش چناره که موقعیت جغرافیایی بالاتری در طی دوره‌های قبل دارد دیده می‌شود. این پدیده همراه با افزایش نسبی سطح جهانی آب دریاها بوده است.

در این زمان، نهشته‌های سازند آسماری در برش سپیددشت دارای رخساره پلاژیک هستند (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۰۶). بررسی رخساره‌ها و گسترش دامنه فسیلی در چاه‌ها نشان دهنده افزایش نسبی سطح آب دریا در طی بوردیگالین است. این سکوی کربناته که در طی اکتانین هموار و مسطح شده بود با افزایش سطح آب دریا غرقاب شده است. بازسازی جغرافیای دیرینه حاکی از گسترش قابل ملاحظه رخساره‌های نهشته شده در محیط شیب دامنه است (شکل ۸ - ج).

کم‌ژرفاترین بخش حوضه در جنوب باختری و در دهلران دیده می‌شود (ملکی خیمه سری، ۱۳۷۸). وجود سکوه‌های کربناته مجزا در مجاورت میدان پاپیله و قلعه‌نار نیز اثبات می‌شود.

نرخ افزایش نسبی سطح آب دریا در طی بوردیگالین کاهش یافته به طوری که در دسته در HST، میزان تولید کربنات بر افزایش نسبی آب غلبه نموده و رخساره‌ها به سوی دریای باز پیش‌نشینی می‌نمایند. گسترش رخساره‌های تالابی در مرز سکانس رسوبی در محدوده مورد مطالعه دیده می‌شود.



شکل ۸. گسترش محیط‌های رسوبی در طی بیشترین بالآمدگی نسبی سطح آب دریا در طی شاتین (الف)؛ گسترش محیط‌های رسوبی در طی بیشترین بالآمدگی نسبی سطح آب دریا در طی اکتانین پسین (ب)؛ نقشه گسترش محیط‌های رسوبی در طی بیشترین بالآمدگی نسبی سطح آب دریا در طی بوردیگالین (ج)، (مغفوری مقدم، ۱۳۹۰).

چیدمان‌های افزاینده، پیش‌نشسته و پس‌نشسته ظهور پیدا می‌نماید، نشانگر تأثیر بیشتر زمین‌ساخت نسبت به تغییرات سطح آب دریا است ولی تشکیل سکانس‌های رسوبی با تغییرات جهانی سطح آب دریاها هم‌خوان است. شیب حوضه رسوبی از کاسه‌ماست به سوی جنوب چاه‌های دالپری افزایش می‌یابد. وجود نمک در توالی بخش کلهر در چاه دالپری دلیلی بر افزایش عمق محیط رسوبی است

بحث و نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی، بررسی رخساره‌ها و بازسازی محیط‌های رسوبی، مطالعات چینه‌نگاری سکانسی و نگاره‌های تطابقی به شناسایی یک سکانس رسوبی در طی شاتین و سه سکانس رسوبی در طی میوسن پیشین انجامیده است. در اکتانین دو سکانس رسوبی و در بوردیگالین یک سکانس رسوبی شناسایی شد.

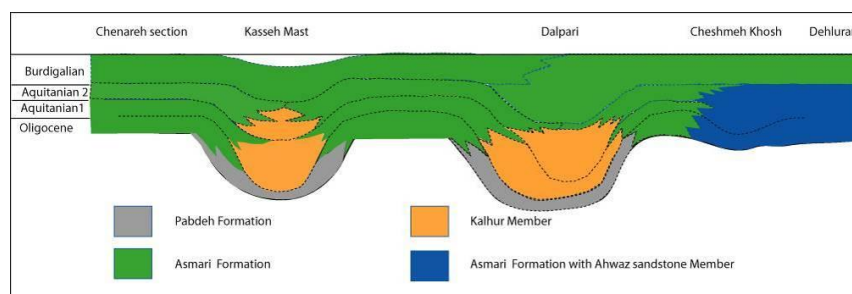
در سکانس‌های رسوبی محدوده مورد مطالعه، تغییرات طولانی مدت در فضای رسوبگذاری که با

در برش ریت و وجود تنها رسوبات بوردیگالین در برش سپیددشت نشان می‌دهد که زمین‌ساخت پیکربندی حوضه رسوبی آسماری را کنترل نموده و در محدوده مورد مطالعه این امر در مرز شاتین-بوردیگالین، محسوس‌تر است، به‌طوری که فعالیت‌های زمین‌ساختی در طی الیگوسن موجب نگاره‌بندی حوضه رسوبی به صورت پستی‌ها و بلندی‌هایی شده است.

این گودی‌ها توسط بلندی‌های دیرینه احاطه شده که در طی پایین بودن سطح جهانی آب دریاها در طی اکتانین به صورت حوضه‌های جدا افتاده در آمده و در آنها تبخیری‌های بخش کلهر رسوبگذاری کرده است.

بررسی داده‌های صحرایی، میکروسکپی نشان دهنده ته‌نشست رخساره‌های سازند آسماری در سکوی کربناته از نوع شلف حاشیه‌دار و سکوی کربناته جدا افتاده می‌باشد که در طی اکتانین پسین به رمپ کربناته تبدیل شده است. رسوبگذاری تبخیری‌ها در گودی‌ها که توسط بلندی‌های دیرینه از هم جدا افتاده که در طی پایین بودن سطح جهانی آب دریاها در طی اکتانین در آنها تبخیری‌های بخش کلهر رسوبگذاری کرده نشان از نقش پیکربندی حوضه رسوبی و نقش زمین ساخت در گسترش و کنترل ناحیه‌ای رسوبات دارد (شکل ۹).

نبود رسوبات الیگوسن به سن روپلین و بخشی از رسوبات اکتانین در برش چناره، نبود رسوبات الیگوسن



شکل ۹. مدل حوضه رسوبی الیگوسن تا بوردیگالین جنوب حوضه لرستان و شمال خاوری فرو افتادگی دزفول بر اساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی و نگاره‌های تطابقی سکانس‌های رسوبی مقاطع چینه‌نگاری چناره و کاسه‌ماست و چاه‌های دالپری، چشمه‌خوش و دهلران.

- سمیعی، س. (۱۳۹۲): ریز زیست چینه نگاری و چینه نگاری سازند آسماری در برش رباط نمکی، شمال خرم آباد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم آباد.
- صیرفیان، ع. (۱۳۸۷): رخساره‌شناسی سازند آسماری در بلندی‌های باختر شمال باختر زاگرس (دهلران، خرم‌آباد، جنگوله) معاونت پژوهشی شرکت ملی نفت ایران ۲۸۱ صفحه.

- زاهدی نژاد، ج. (۱۳۶۱): مطالعه زمین‌شناسی مخزن آسماری در میدانهای دانان و کبود، گزارش شماره ب-۳۷۹۸، شرکت ملی نفت ایران مناطق نفت خیز، ۱۶ صفحه.

تشکر و قدردانی

نویسنده این مقاله بر خود لازم می‌بیند از مساعدت و همکاری معاونت محترم پژوهشی شرکت ملی نفت ایران جناب آقای دکتر محمد علی عمادی و ریاست محترم سیاست‌گذاری و فناوری شرکت ملی نفت ایران جناب مهندس ابراهیم قزوینی تشکر و قدردانی نماید.

منابع

- آدابی، م. ح. (۱۳۸۷): بررسی گسترش و منشأ ماسه سنگهای سازند آسماری در زون ایذه، معاونت پژوهشی شرکت ملی نفت ایران ۹۱ صفحه.

- مغفوری مقدم، ا (۱۳۹۲): معرفی نرم تنان سازند آسماری در شمال پلدختر، همایش تخصصی چینه‌شناسی، سازمان زمین‌شناسی.
- مغفوری مقدم، ا (۱۳۹۰): توان هیدروکربنی زون انتقالی بخش کلهر به کربناته‌های سازند آسماری، معاونت پژوهشی شرکت ملی نفت ایران ۱۷ صفحه.
- ملکی خیمه سری، س (۱۳۷۸): تفسیر محیط رسوبی سازند آسماری در حاشیه شمالی فروافتادگی دزفول، چهارمین گرد همایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- فخاری، م. حسینی. گودرزی. سلیمانی. شرکتی، ش. وثوقی. (۱۳۷۷). زمین‌شناسی ساختمانی تاقدیس‌های خوشاب_ ریت، چناره و مراب، گزارش زمین‌شناسی شماره ۸۹۷، شرکت ملی نفت ایران مدیریت اکتشاف
- مطیعی، ه. (۱۳۷۴) زمین‌شناسی ایران، زمین‌شناسی نفت زاگرس، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، جلد اول، سازمان زمین‌شناسی کشور ۱۰۰۹ صفحه.

- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H., & Taheri, A., (2007a): Paleoenvironmental model & sequence stratigraphy of the Asmari Formation in southwest Iran, *Histirical Biology*, 19: 173-183.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., (2007b): Sedimentary Facies & sequence stratigraphy of the Asmari Formation at the Chaman-bolbol-Zagros basin, *Journal of Asian Earth sciences*, 29: 47-59.
- Bahrami, H.(2003): Biostratigraphy & Micropaleontological studies of the cutting samples of the Palngan wel l#1. North Dezful province, southwest Iran. N.I.O.C, Expolration Directorate, Geological Laboratories & researches. Bahrami Zadeh, H. (2000): Biostratigraphy & Micropaleontological studies of the cutting samples of the Changueh well No.2.North Dezful province, southwest Iran. N.I.O.C, Exp. Directorate, Geological Laboratories & researches. Paleont. Report No.493.
- Fitchen, W.M., (1997): Carbonate sequence stratigraphy & its applications to hydrocarbon exploration & reservoir development. In: Palaz, I. & Marfurt, K.I., (Eds.), Carbonate seismology. Geophysical Development Series, No. 6 Society of Exploration Geophysicist, 121-78.
- Geel, T., (2000): Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform & slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southern Spain, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 211-238.
- H&ford, C.R. & Loucks, R.G. (1993): Carbonate depositional sequences & systems Tracts responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. In: Loucks, R. G. & arg, J.F. (Eds), Carbonate sequence stratigraphy: recent developments & applications. American association of Petroleum Geologists Memoir, 57, 3-42.
- Jalali, M.R. (1974): The paleolog of Payedar well No.1.O.S.C.O. Geological & Exploration Division, Tehran, Drowing No.31349.
- Jalali, M.R., & Khalili, M. (1972): The paleolog of Dehluran well No, 2.I.O.E & P.C, Geological & Exploration Division, Tehran, Drowing No.30845.
- Kerans, C., & Tinker, S.W., (1997): Sequence stratigraphy & characterization of carbonate reservoirs SEPM, Short Course No. 40.
- Maghfouri Moghaddam, I. & Taherinia, M. (2014): Microbiostratigraphy of Middle Eocene Shahbazan Formation at the southeastern flank of Chenar Anticline, Lurestan Basin, sw Iran, *Iranian journal of earth sciences*, In press.
- Seyrfian, A., (2000): Microfacies & depositional environment of the Asmari Formation mat dehdez area (a correlation across Central Zagros basin), *Carbonate & evaporate*, 15, 121-129.
- Seyrafian, A., & Hamedanian, A., (1998): Microfacies & depositional environment of the Upper Asmari formation (Burdigalian), north-central Zagros basin, Iran, *N. Jb Geol. Paleont. Abh*, 210, 21_141.
- Seyrafian, A., Hamedanian, A., (2003): . Microfacies & paleoenvironmental interpretation of the lower Asmari Formation (Oligocene) North-Central Zagros basin, *Neus jahrbuch fur Geologie Und paleontology, Ab und paleontology, Abbh& lungen*. 2 (3), 164-167.
- Seyrafian, A., Vaziri, & H. Torabi, H., (1996): Biostratigraphy of the Asmari Formation, Brujen area, *J. Sci. Iran*, 7, 31-47.

- Shariatzadeh, M. S. (2003): Biostratigraphy & Micropaleontological investigation on the cutting sample of Qaleh Nar Well# 2 & correlation with Golmahak#1 & Papileh#1 & Kabud 1 in Dezful province, southwest Iran. N.I.O.C, Exp. Directorate, Geological Laboratories & researches.
- Tayefeh Khabbazi, M.R., (2004): Biostratigraphical & Micropaleontological Studies of the cutting samples of the Marun well # 222 & correlation with the Agha-Jari well # 140. N.I.O.C, Expolration Directorate, Geological Laboratories & researches.
- Van Buchem, F., (2000): the Petroleum System of the Dezful Embayment & Northern Fars (Southwest Iran) with special attention to the Jurassic & Cretaceous carbonate systems. *NIOC, Geological Report* No.1947, Unpublished.
- Van Buchem, F., & Allen, T., (2006): the evolution of the Oligocene-Early Miocene mixed sedimentary system in the Dezful Embayment (SW Iran). *GeoArabia conference, Abstact, Geoarabia*, 12(2), 202.
- Van Buchem, 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 & reservoir types of the Oligo- Miocene Deposits in the Dezful Embayment (Asmari & Pabdeh Formations) SW Iran. In: F.S.P .Van Buchem, K.D. Gerdes, & M. Esteban, (Eds.), *Mesozoic & Cenozoic carbonate Systems of The Mediterranean & the Middle East: Sequence & Digenetic Reference Models*. Geological Society, Special Publication, 329, 219-263.
- Vaziri Moghaddam, H., Kimiagari, M. & Taheri, A., (2006): Depositional Environment & sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran, Springer verlag, 52, 41-51.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., & Taheri, A., Motiei .M., (2010): Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: *de Ciencias Geologicas*, 27, 56-71.
- Zahedinejad, J. (1985): Geological study of Ahwaz s&stone Member in southwest margin of Asmari basin (Persian) N.O.I.C, field report, No. 4028.