

بررسی محیط‌های رسوی و چینه‌شناسی سکانسی سازند دالان در ناحیه زاگرس
(ناحیه کوه دنا و کوه سورمه)

مسعود لطف پور^۱، محمد حسین آدابی^۱، عباس صادقی^۱، سید علی معلمی^۲

^۱ دانشگاه شهری بهشتی، دانشکده علوم زمین

^۲ پژوهشگاه صنعت نفت، پژوهشکده اکتشاف و تولید

lotfpourm@yahoo.com

(دریافت: ۸۳/۲/۳۱؛ پذیرش: ۸۳/۱۰/۱)

چکیده

ستگهای کربناته سازند دالان به عنوان بزرگترین مخزن گاز دار در منطقه زاگرس و خلیج فارس به شمار می‌رود. این سازند ما بین سازندهای تخریبی فراوان در پائین و کربناته کنگان در بالا قرار گرفته است. مطالعات میکروفاسیس و رسوی‌شناسی نشان می‌دهد که گسترش رخساره‌های مخزنی (به ویژه اوولیتی) این سازند عمده‌ای با واحد دالان بالائی محدود می‌شود. ۵ کمربند رخساره‌ای مربوط به یک پلاتفرم بزرگ کربناته از نوع رمپ (homoclinal ramp with barrier type) در چارچوب ۹ گروه رخساره‌ای مختلف شناسائی شده است که به ترتیب شامل ناحیه سیخایی، پنهانه‌های کشنده، محیط‌های بسته لاغونی، تپه‌های سدی اوولیتی تا بیوکلاستی با خصوصیات مخزنی و بخشی‌ای دریای باز پلاتفرم کربناته (outer ramp) است. رخساره‌های فوق با ویژگی‌ای رسوی‌شناسی و دیاژنتیکی متفاوتی در نواحی کوه سورمه و کوه دنا به طور مقایسه‌ای مورد بررسی قرار گرفتند. بطوریکه مطالعات اخیر نشان می‌دهد که گسترش رخساره‌های شناسائی شده در نواحی فوق متفاوت می‌باشد که تحت تاثیر نوسانات حوضه‌ای بوده است. مطالعات چینه‌شناسی سکانسی منجر به شناسایی حداقل شش سکانس رسوی از نوع دسته سوم و تعداد زیادی سیکلیمای کوچک مقیاس یا پاراسکانس گردید. مرزهای بین سکانسی از انواع ناپیوستگی‌های درجه اول و دوم می‌باشند که مرزهای زیرین و بالائی سازند دالان در این نواحی بیانگر دو ناپیوستگی از نوع اول می‌باشند. هر یک از سکانس‌های رسوی فوق در شرایط متفاوتی از نوسانات سطح آب دریا تشکیل شده‌اند. اما در مجموع از فازهای رسوی پیشروی (TST) و سکون نسبی تا پیشروی (HST) تشکیل شده‌اند. سکانس‌های رسوی موجود بیانگر تغییرات سطح آب دریا در مقیاس جهانی (eustatic) و فرونژست ندریجی حوضه در مقیاس ناحیه‌ای می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: محیط‌های رسوی، میکروفاسیس، پلاتفرم کربناته، چینه‌شناسی سکانسی، سازند دالان، زاگرس

مقدمه

سازند دالان برای نخستین بار در سال ۱۹۷۸ توسط زابو و خردپیر مورد ارزیابی و مطالعه دقیق قرار گرفت. سپس مطالعات کامل تری توسط کارشناسان شرکت ملی نفت ایران بر روی برخی رخمنوهای آن در نواحی داخلی زاگرس انجام گرفت (باغبانی، ۱۳۶۹ و کلانتری، ۱۳۷۳) که این سری از مطالعات بیشتر دارای جنبه‌های چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی بوده است.

سازند دالان با سن پرمیم میانی تا بالائی دارای رخساره‌های کربناته با میان لایه‌های تبخیری است که در نواحی زاگرس چین خورده و بخش های وسیعی از خلیج فارس به عنوان اصلی‌ترین سازند کربناته گازدار به شمار می‌رود (Kashfi, 1992). لازم به ذکر است که میادین مهمی در استان‌های فارس و بوشهر وجود دارند که از مقاطع تحت الارضی سازند دالان (بخش بالائی) آنها هم اکنون گاز و میانات گازی تولید می‌شود.

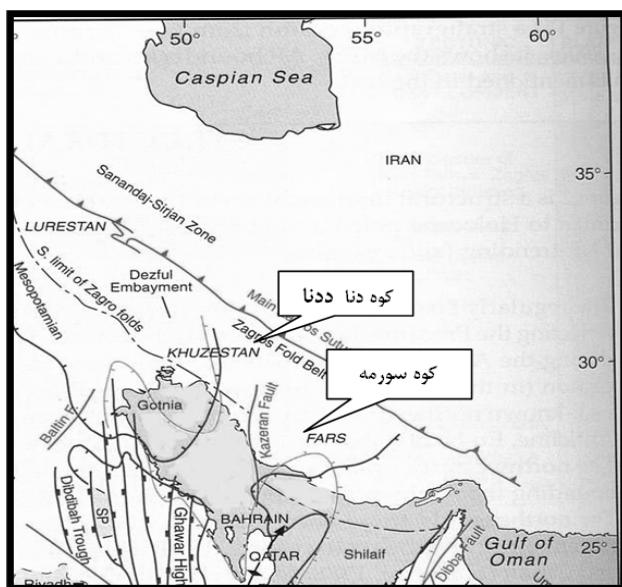
به منظور بررسی هرچه دقیق‌تر سازند دالان در ناحیه زاگرس دو رخمنون از این سازند در نواحی کوه سورمه (۱۲۰ کیلومتری جنوب شیراز و در مجاورت شهرستان فراشبند) در استان فارس و کوه دنا (۲۰۰ کیلومتری شمال غربی شیراز و در مجاورت روستای پاتاوه) در استان کهگیلویه و بویر احمد مورد بررسی دقیق چینه‌شناسی و رسوب شناسی قرار گرفتند (شکل ۱). به نظر می‌رسد که سازندهای دالان و کنگان از لحاظ نوع رخساره‌ها، واحد‌های لیتولوژیکی، نوسانات حوضه رسوبی و زمان تشکیل با سازند خوف (Khuff Formation) به عنوان سنگ مخزن اصلی گاز (Alsharhan, 1993; Al-Jallal, 1995) در کشورهای عربی و حواشی جنوبی خلیج فارس هم ارز می‌باشد. در این مقاله سعی شده است با نگرش ویژه‌ای بر رسوبات کربناته سازند دالان در نواحی کوه سورمه و کوه دنا، تغییرات رخساره‌ای، نوسانات محیط‌های رسوبی و سطح آب دریا با استفاده از ویژگی‌های سنگ شناسی و چینه‌شناسی سکانسی sequence stratigraphy) مورد بررسی قرار گیرند.

روش مطالعه

به منظور بررسی رخساره‌های رسوبی و شرایط حاکم بر محیط رسوبگذاری سازند دالان در دو برش چینه‌شناسی کوه سورمه و کوه دنا، نمونه برداری کاملی از این دو رخمنون انجام گرفت. در طول مطالعات صحرائی حدود یک هزار نمونه دستی جهت دار برداشت گردید (حداکثر فاصله نمونه‌ها یک متر و حداقل سی سانتیمتر بوده است) که تمامی نمونه‌های فوق پس از تهییه مقاطع نازک میکروسکوپی مورد مطالعه قرار گرفتند. به منظور تفکیک سنگ‌های آهکی از دولومیتی و تعیین درصد آنها، کلیه مقاطع نازک با محلول آلیزارین رنگ آمیزی شدند. برای

شناسائی میکروفاسیس‌ها و نامگذاری دقیق آنها از روشهای رایج (Flugel, ; Dunham, 1962) استفاده گردید.

جهت شناسائی و تفسیر رخساره‌های کربناهه، تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی و مقایسه آن با رخساره‌های مشابه در سایر نقاط دنیا از منابعی نظری 1990 Read, 1985; Tucker and Wright, 1982 استفاده شده است. در این روش مطالعه، حداکثر اندازه مجاز برای ارتوکم ماتریکس ۰/۰۴ میلی‌متر در نظر گرفته شده است. مطالعات چینه‌شناسی سکانسی شامل بررسی سکانس‌های رسوی و تشخیص سطوح قابل تطبیق با استفاده از تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها و نوسانات سطح آب دریا بر مبنای قانون والتر و با استفاده از منابع موجود انجام گرفته است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیائی نواحی مورد مطالعه (کوه سورمه و کوه دنا) در زون زاگرس چین خورده.

مرواری بر چینه‌شناسی سازند دلان در نواحی مورد مطالعه

اولین رخمنون مورد مطالعه از سازند دلان در جنوب شهرستان فیروزآباد (مجاور روستای دهرم) و در تاقدیس سورمه واقع شده است (شکل ۲). در این ناحیه برش کاملی از سازند‌های شیلی سیاهو با سن اردویسین بالائی (قوبدل سیوکی، ۱۳۷۳) تا آهک‌های صخره‌ساز داریان با سن کرتاسه زیرین مشاهده می‌شود. مطالعات پالینولوژیکی نشان می‌دهد که رسوبات مربوط به سازند سرچاهان به سن سیلورین در ناحیه مذکور وجود ندارد (Ghavidel-Syooki, 1996).

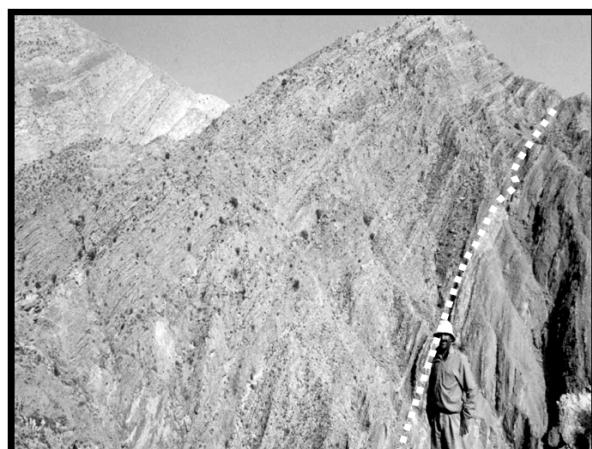
سازند دالان در ناحیه کوه سورمه با ضخامت ۳۹۰ متر با یک ناپیوستگی هم شیب بر روی ماسه سنگهای فراقان قرار دارد و از سه واحد سنگ چینهای متمایز تشکیل شده است. این واحدها به ترتیب از پائین به بالا شامل واحد سنگ چینهای دالان زیرین با دولومیتهای ضخیم لایه تا تودهای (۱۲۳ متر) که بر روی ماسه سنگها و شیل‌های صورتی رنگ سازند فراقان به طور همشیب قرار گرفته است (این بخش تحت تأثیر فعالیت‌های کانی‌زایی به شدت دگرسان شده بطوریکه در مواردی بر روی بافت اولیه آن نیز تأثیر گذاشته است)، واحد سنگ چینهای نار با ضخامت ۸۲ متر به طور مستقیم بر روی دولومیتهای واحد دالان زیرین قرار می‌گیرد. این واحد سنگ چینهای همراه با میان لایهای ضخیم انیدریتی که در برخی موارد ضخامت آنها به چندین متر می‌رسد، بر اساس مطالعه برخی محققین این توالی در یک محیط سبک‌خانی نهشته شده است (کاووسی، ۱۳۷۴، لاسمی، ۱۳۷۹). واحد سنگ چینهای دالان بالای شامل تناوبی از دولومیتها و آهک‌های متوسط لایه بوده که با ضخامت ۱۸۵ متر در انتهای توالی کربناته سازند دالان قرار می‌گیرد. گسترش رخساره‌های اوولیتی از ویژگیهای مهم این بخش از سازند دالان به شمار می‌رود. بخش رأسی واحد دالان بالای عمدتاً از آهک‌های متوسط تا نازک لایه تشکیل می‌شود که به وسیله یک ناپیوستگی هم شیب از آهک‌های مارنی و نازک لایه سازند کنگان متمایز می‌گردند. گذرسازند دالان به کنگان در ناحیه کوه سورمه به نظر پیوسته می‌آید، بطوریکه بدون شواهد بیو استراتیگرافی و رسوب‌شناسی نمی‌توان این ناپیوستگی هم شیب را مورد شناسائی قرار داد. با این وجود واحد سنگ چینهای دالان بالای در نواحی خلیج فارس نیز بیانگر رسوبگذاری آن در زمان جلفین می‌باشد (لطف پور و همکاران، ۱۳۷۹).

دومین رخنمون مورد مطالعه از سازند دالان در دامنه‌های مرتفع کوه دنا قرار دارد. این ناحیه در برگیرنده توالی کربناته ضخیمی از نهشته‌های پالئوزوئیک زیرین تا کرتاسه می‌باشد (شکل ۳).

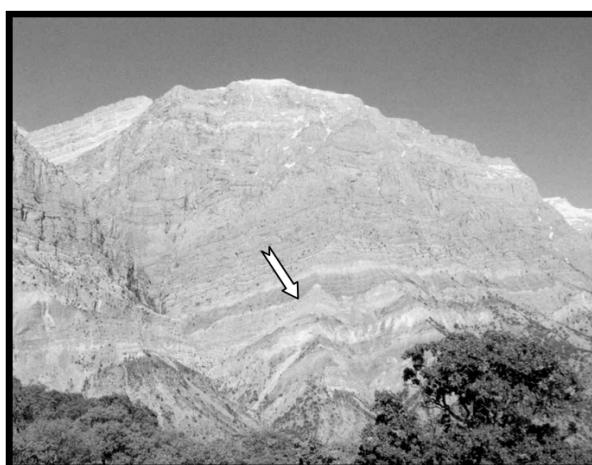
سازند دالان در برش کوه دنا با ضخامت کل ۳۱۰ متر از سه واحد سنگ چینهای متمایز تشکیل شده‌است که به ترتیب شامل واحد دالان زیرین با ضخامت ۴۰ متر متشکل از سنگهای آهکی متوسط تا ضخیم لایه فسیل دار (واحد سنگ چینهای دالان زیرین در برش کوه دنا بطور همشیب بر روی ماسه سنگهای سازند فراقان قرار گرفته است)، واحد تخریبی سازند دالان (معادل با واحد نار) با ضخامت ۵۵ متر شامل تناوبی از ماسه سنگ و دولومیت (معادل با واحد سنگ چینهای نار در ناحیه کوه سورمه) و بالاخره واحد دالان بالای با ضخامت ۲۱۵ متر متشکل از دولومیتهای متوسط تا ضخیم لایه می‌باشد. سازند دالان در این ناحیه نیز با یک

نایپیوستگی همшиб (در برخی نقاط به صورت یک سطح فرسایشی بارز) از سازند کنگان متمایز می‌گردد (فقدان میکروفسیل های شاخص اشکوب دوراشامین).

انقراض ناگهانی میکروفسیلهای شاخص اشکوب جلفین نظریگونه‌های *Dagmarita chanackchiensis*, *Ichtyollaria primitiva*, *Paraglobivalvulina mira* سازند دلان (در زیر افق ترومبویتی) بیانگر فقدان رسوبات اشکوب دوراشامین می‌باشد.



شکل ۲- نمایی از رخنمون سازند دلان در ناحیه کوه سورمه، در این تصویر واحد سنگ چینه‌ای نار (سمت راست) به وسیله خط چین از واحد دلان بالائی (سمت چپ) متمایز شده است.



شکل ۳- نمایی از رخنمون سازندهای لالون، میلا، فراقان، دلان و کنگان در ناحیه کوه دنا، مرز سازندهای دلان و کنگان به وسیله فلش مشخص شده است.

میکروفاسیس و محیطهای رسوبی

بررسی دقیق میکروفاسیسها و تغییرات عمودی و جانبی آنها در توالی‌های کربناته سازند دالان در برشهای کوه سورمه و کوه دنا منجر به شناسائی انواع محیطهای رسوبی کربناته گردید. شناسائی و نامگذاری رخسارهای رسوبی و تعیین کمربندهای رخسارهای (facies belt) بر مبنای آلومینیومی موجود، خرده‌های اسکلتی و فابریک دانه‌ها انجام گرفت.

محیطهای رسوبی شناسائی شده با محیطهای کربناته عهد حاضر نظیر پلاتفرم‌های جنوب خلیج فارس، باهاما در دریای کارائیب و خلیج شارک در استرالیا مقایسه شده‌اند (Logan, 1974; Read, 1985; Shinn, 1986; Hardie, 1986; Freidman, 1994, 1995).

شواهد میکروسکوپی و ماکروسکوپی نشان می‌دهد که رخسارهای کربناته سازند دالان به چندین گروه رخسارهای شاخص پلاتفرم‌های کربناته از نوع رمپ (homoclinal ramp) قابل تقسیم است، که با توجه به قانون والتر از پنج کمربند رخسارهای مجرزا و مرتبطاً یکدیگر تشکیل شده‌اند. این پنج کمربند رخسارهای به ترتیب دور شدن از ساحل عبارتند از:

محیطهای سبخایی گرم و خشک با رسوبگذاری وسیع تبخیریها.
پهنه‌های کشنده گرم و خشک.

لاگون‌های محدود با تبخیر نسبتاً بالا در حواشی پهنه‌های کشنده.

تپه‌های سدی اولیتی تا اسکلتی مربوط به بخش میانی پلاتفرم کربناته.

محیطهای دریای باز همراه با آثاری از طوفانهای نواحی نیمه حاره‌ای.

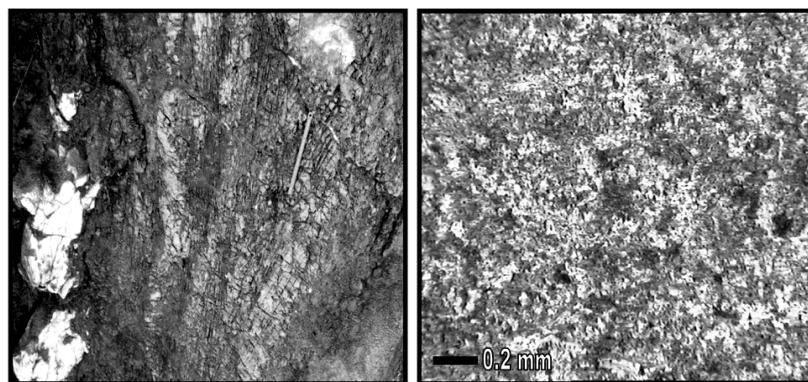
بر اساس مطالعات پتروگرافیکی و شواهد صحرائی، ده میکروفاسیس شاخص در قالب پنج کمربند رخسارهای فوق در توالی‌های دالان به ترتیب دور شدن از ساحل به شرح زیر مورد شناسائی قرار گرفتند.

میکروفاسیس ۱ اندیزیت لایه‌ای (Anhydrite layers)

این میکروفاسیس در واحد نار ناحیه کوه سورمه دارای گسترش قابل ملاحظه‌ای است. شواهدی مبنی بر وجود این رخساره در ناحیه کوه دنا تا کنون به دست نیامده است و بجا آن رخساره‌های ماسه سنگی (لیتیک آرنایت تا کوارتز آرنایت) و لاتریت مشاهده می‌شود. لایه‌های ضخیم اندیزیتی واحد نار با درصد اندیزیت نسبتاً بالا احتمالاً در مراحل اولیه دیاژنز از رسوبگذاری (hypersaline lagoon or salinas) مستقیم تبخیریهای نظیر ژیپس در لاگونهای خیلی شور (hypersaline lagoon or salinas) تشکیل شده است. اگرچه با گذشت زمان لایه‌های ژیپس دار تغییر شکل می‌دهند و در طی مراحل مختلف دیاژنز تبدیل به اندیزیت ثانویه شده‌اند. به نظر می‌رسد که برخی از لایه‌های

کربناته واحد نار تحت تاثیر شدید فرایند جانشینی اnidrit با اجزاء اولیه سنگ قرار گرفته‌اند، بطوریکه در اکثر موارد تمام فابریک اولیه سنگ با اnidrit ثانویه جانشین شده است، به عنوان مثال برخی از لایه‌های اوولیتی واحد سنگ چینه‌ای نار به طور کامل اnidritی شده‌اند و به واسطه بقایائی از ساخت چینه بندی مورب مورد شناسائی قرار گرفته اند (شکل ۴).

لایه‌های ضخیم اnidritی واحد نار در ناحیه خلیج فارس و بخش‌های وسیعی از پلاتفرم عربی گسترش قابل ملاحظه‌ای دارد (Sharland *et al.*, 2001)، اگر چه این رخساره به سمت عرضهای شمالی تر از گسترش بسیار کمتری برخوردار می‌باشد. به عنوان مثال واحد تبخیری نار در برخی از چاههای خلیج فارس دارای ضخامت قابل ملاحظه‌ای است (در حدود ۲۰۰ متر)، در حالیکه این ضخامت در بخش‌های داخلی زاگرس نظیر ناحیه کوه سورمه به ۸۰ متر می‌رسد و در نواحی شمالی تر مانند کوه دنا هیچگونه اثری از این رخساره مشاهده نمی‌شود، بهجای آن لایه‌های ماسه سنگی و لاتریتی در تناب و با لایه‌های دولومیتی وجود دارند (کاوی، ۱۳۷۴، لاسمی، ۱۳۷۹).

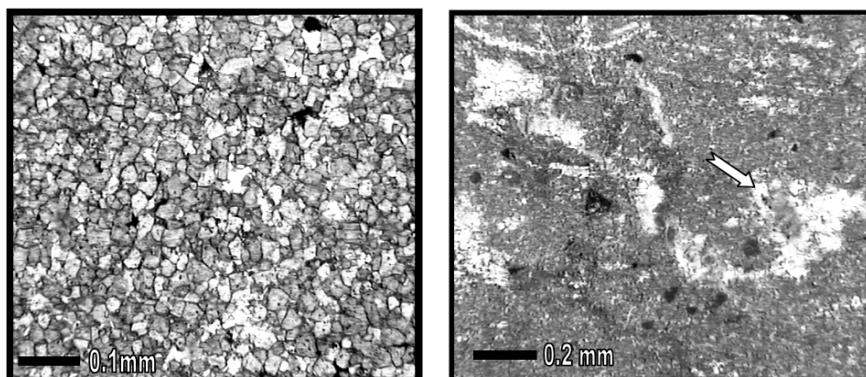


شکل ۴ تصاویری از رخساره اnidritی واحد نار در ناحیه کوه سورمه. تصویر میکروسکوپی سمت راست نشانگر تداخل بلورهای اnidrit می‌باشد که به صورت پر مرغی (chicken wire) مشاهده می‌شوند. تصویر سمت چپ نشانگر جانشینی وسیع اnidrit با لایه‌های گرینستونی همراه با ساخت چینه بندی مورب می‌باشد. .ppl

میکروفاسیس ۲: فنستراال مادستون دولومیتی (Fenestral dolomitic mudstone) اشکالی نظیر فابریک فنستراال (Fenestral fabric)، قالبهای تبخیری، فیلامنت‌های میکروبی (جلبکهای سبز-آبی فیلامنتی)، ترکهای گلی و ندولهای اnidritی که دریک زمینه دولومیکریتی، بهوفور در این رخساره دیده می‌شوند. این میکروفاسیس به ویژه در ناحیه کوه دنا به

شدت تحت تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی نظیر دولومیتی شدن ثانویه و انحلال قرار گرفته است (شکل ۵).

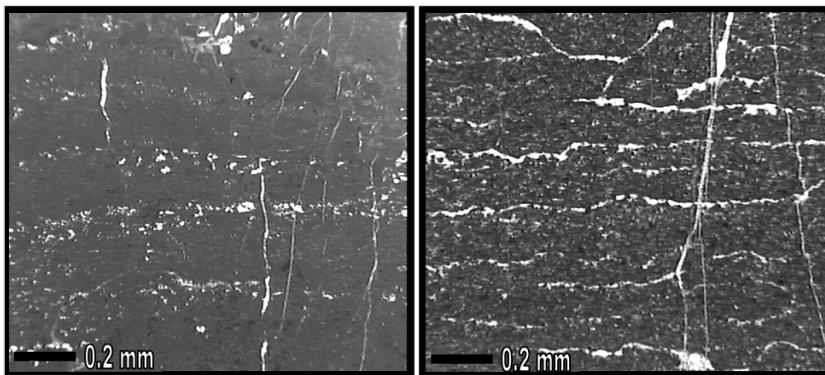
این رخساره در مقایسه با محیطهای کربناته امروزی نظیر خلیج فارس (Friedman, 1995; Shinn, 1986) در بخش‌های فوقانی پهنه‌های کشنده از نوع گرم و خشک (Arid upper intertidal) سازند دلان گسترش داشته است. بر اساس شناسائی مورفولوژی دولومیت‌ها (Kinsman, 1964; Land, 1973; Sibley and Gregg, 1987) می‌توان اشکالی نظیر دولومیت‌های مسطح یا پلانار (planar-e, planar-s) و غیر مسطح یا غیر پلانار (non-planar) را مشاهده کرد، که هریک از آنها شرایط خاص دیاژنتیکی را بازگو می‌نمایند. بدیهی است با افزایش پدیده دولومیتی شدن و رشد بلورهای دولومیت به تدریج فابریک اولیه سنگ از بین رفته و میزان تخلخل بین بلوری (intercrystalline) نیز کاهش چشمگیری می‌یابد. فرایند آنیدریتی شدن نیز در برخی نمونه‌های این میکروفاسیس (به ویژه در واحد سنگ چینه ای نار) به دو شکل جانشینی و پرشدگی فضاهای خالی (anhydrite plugging) مشاهده می‌شود. این رخساره با اشکال خروج از آب در بخش‌های مختلف سازند دلان به ویژه در دولومیت‌های واحدهای دلان زیرین و نار مشاهده شده‌اند، اما در مجموع از گسترش چندانی برخوردار نیست. تخلخل‌های نوع فنسترا (fenestral porosity)، حفره‌ای (vuggy porosity) و بین بلوری (vug) چنانچه با آنیدریت ثانویه پر نشده باشند، در این رخساره کم و بیش مشاهده می‌شوند.



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از میکروفاسیس فنسترا مادستون دولومیتی در ناحیه کوه دنا (تصویر سمت راست) که به صورت توده‌های نامنظم اسپاریتی به همراه فیلامنت‌های میکروبی (فلش) در یک زمینه دلو میکریتی مشاهده می‌شود پدیده دولومیتی شدن ثانویه در رخساره مادستونی ناحیه کوه سورمه (تصویر سمت چپ) به همراه رشد فزاًینده بلورهای دولومیت منجر به تخریب تمامی فابریک اولیه و تخلخل‌های موجود شده است. .ppl

میکروfasیس (۳): استروماتولیت باندستون (stromatolite boundstone)

باندستون استروماتولیتی با لامیناسیون‌های موجی تا نواری بیانگر بخشی از رخساره‌های کشنده (به ویژه بخش بالائی پهنه‌های کشنده) سازند دالان به شمار می‌روند. این رخساره در بخش‌های مختلف سازند دالان به ویژه در میان لایه‌های دولومیتی واحدهای نار و دالان بالائی گسترش دارد. وجود آثاری از قبیل ترکهای گلی، فابریک فنسترا، قالب‌های تبخیری بیانگر گسترش این رخساره در پهنه‌های کشنده گرم و خشک است. فابریک فنسترا، قالب‌های تبخیری، فیلامنت‌های میکروبی (جلبکهای سبز-آبی فیلامنتی)، ترکهای گلی و ندولهای انیدریتی در این رخساره به فراوانی مشاهده می‌شوند (شکل ۶). در برخی موارد آلوکم‌های دیگر نظیر اووئید، پلورید و برخی خرددهای اسکلتی که به وسیله جریانات کشنده انتقال یافته‌اند با فراوانی اندک در این رخساره دیده می‌شوند که در این حالت به نام استروماتولیت‌های یوکاریوتیک (Eucariotic) شناخته می‌شوند (Feldman and Mackenzei, 1998). پهنه‌های کشنده در برش کوه سورمه از گسترش بیشتری برخوردار است.

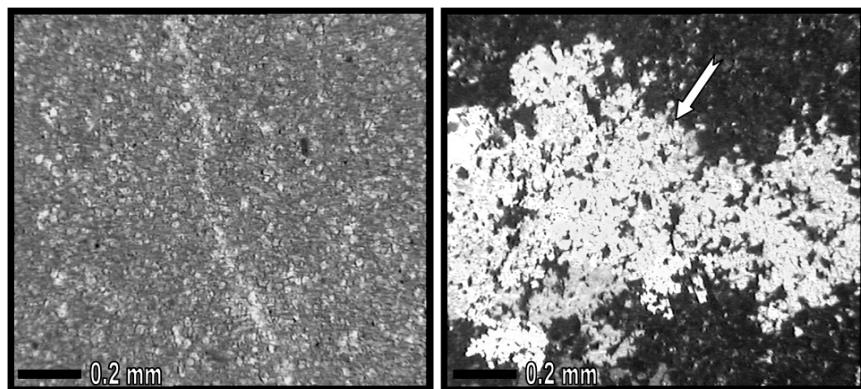


شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی از رخساره استروماتولیت باندستون سازند دالان در نواحی کوه دنا (تصویر سمت راست) و کوه سورمه (تصویر سمت چپ). لامیناسیون‌های موجی، ترک‌های گلی، فنستراهای لامینه‌ای که در اکثر موارد با کلسیت اسپاری یا انیدریت ثانویه پر شده‌اند. .pp1

میکروfasیس ۴: مادستون دولومیتی همراه با قالب‌های تبخیری (Dolomitic mudstone with evaporite casts)

این میکروfasیس برخلاف مادستون‌های پهنه‌های کشنده دارای اشکال مربوط به خروج از آب (subaerial exposure) نمی‌باشد. عدم وجود این نوع آثار نشان می‌دهد که مادستون‌های مذکور در شرایط کاملاً زیر کشنده (subtidal) تشکیل شده‌اند. پدیده دولومیتی شدن یکی از

مهمترین فرآیندهای دیاژنزی این رخساره به شمار می‌رود. این رخساره در کوه سورمه به ویژه در واحدهای سنگ چینهای دالان زیرین و نار دارای قالب‌های تبخیری فراوانی بوده و از گسترش نسبی نیز برخوردار است (شکل ۷). با توجه به قرار گرفتن معمول این رخساره در میان رخساره‌های کشنده به عنوان بخش‌های کوچکی از محیط‌های بسته لاغونی (restricted lagoon) واقع در حواشی پهنه‌های کشنده یا به صورت حوضچه‌های کوچک (pond) تفسیر می‌شوند. امروزه مشابه این رخساره‌های حوضچه‌ای در برخی پلاتفرم‌های کربناته گرم و خشک با میزان تبخیر بالا نظیر خلیج فارس مشاهده می‌شوند Shinn, 1983, 1986; Tucker and Wright, 1990; Friedman, 1995.

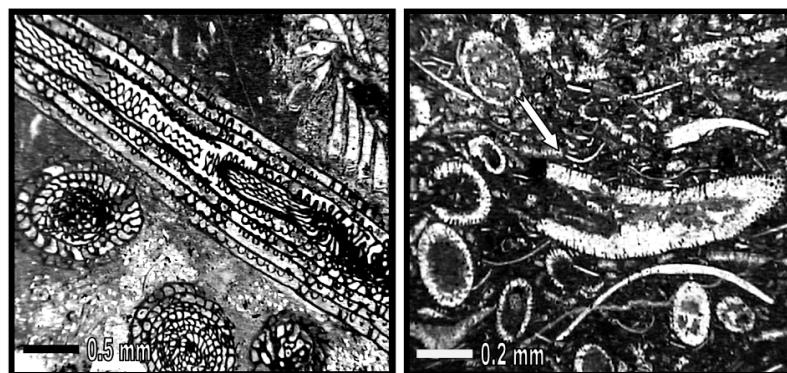


شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از میکروفاسیس مادستون دولومیتی در نواحی کوه سورمه (تصویر سمت راست) و کوه دنا (تصویر سمت چپ). پدیده انیدریتی شدن (فلش) در این رخساره مشاهده می‌شود. .ppl & xpl.

میکروفاسیس ۵: بیوکلاسیت و کستون تا پکستون لاغونی (Lagoonal skeletal wackstone/ packstone)

این رخساره همراه با خرده‌های اسکلتی مختلف از قبیل فرامینی فرهای بنتیک، خرده‌های جلبک سبز، خرده‌های اسفنج و گاستر و بیانگر رسوبگذاری در یک محیط زیر کشنده (subtidal) است. خرده‌های اسکلتی مربوط به محیط‌های محدود لاغونی نظیر فرامینی فرهای بنتیک و انواع خرده‌های جلبک سبز بیانگر گسترش رخساره‌های لاغونی در بخش‌های مختلف سازند دالان می‌باشد. در رخساره‌های لاغونی واحد دالان زیرین ناحیه کوه دنا فوزولینیدهای بزرگی از جنسهای شاخصی نظیر پارافوزولینا و پلی دیکسودینا نیز دیده می‌شود (شکل ۸).

تنوع خرده‌های اسکلتی در واحد دالان زیرین ناحیه کوه دنا بسیار زیاد است و قابل مقایسه با واحد همارز آن در کوه سورمه نمی‌باشد. هرچند این رخساره کم و بیش در واحدهای نار و دالان بالائی هردو ناحیه نیز مشاهده می‌شوند. لازم به ذکر است که رخساره‌های لاغونی واحد دالان بالائی کوه سورمه نسبت به کوه دنا از گسترش و تنوع اسکلتی بیشتری برخوردار می‌باشد. به هر حال تنوع خرده‌های اسکلتی موجود در واحد دالان بالائی قابل مقایسه با تنوع آنها در واحد دالان زیرین نمی‌باشد، بطوریکه رخساره لاغونی واحد دالان بالائی تنها دارای فرامینی فرهای کوچک بنتیک نظیر جنس‌های *Staffella*, *Hemigordius*, *Globivalvulina* و *Murgabian* بهمراه جلبک‌های آهکی و فیلامنت‌های میکروبی است.



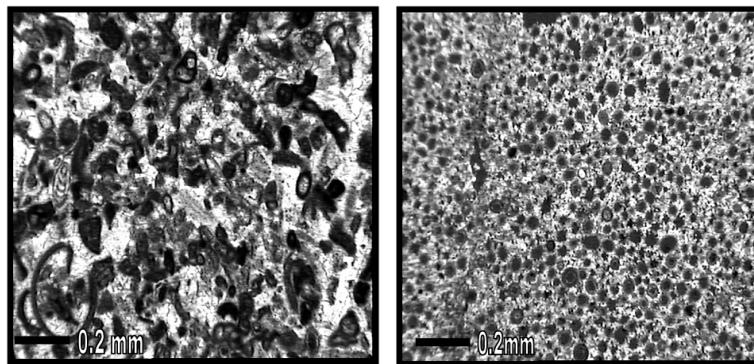
شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی از رخساره‌های بیوکلاست پکستون لاغونی واحد دالان زیرین در ناحیه کوه دنا (تصویر سمت چپ) و واحد دالان بالائی در برش کوه سورمه (تصویر سمت راست)، رخساره لاغونی واحد دالان زیرین دارای فرامینی فرهای شاخصی از خانواده فوزولینید نظیر *Polydeixodina* می‌باشد که معروف سن مورگابین (*Murgabian*) نیز است. اکثر رخساره‌های لاغونی واحد دالان بالائی دارای خرده‌های فراوان جلبک‌های آهکی نظیر *Gymmnocodium* (فلش) و سایر جلبک‌های سبز می‌باشند. **ppl.**

میکروفاسیس ۶: اووئید، پلوئید گرینستون دانه ریز با خرده‌های اسکلتی لاغونی (Fine-grained ooid, Peloid grainstone with lagoonal skeletal debris)
این رخساره با درصد بالائی از آلوکم‌های پلوئید و اووئیدهایی با قطر کوچک (کوچکتر از ۰/۱ میلیمتر) همراه با خرده‌های اسکلتی محیط‌های لاغونی در واحدهای نار و دالان بالائی گسترش دارد. رخساره مذکور بیانگر رسوبگذاری در حواشی لاغونی تپه‌های سدی (leeward shoal margin) یا (lagoonal shoal margin) می‌باشد. خرده‌های اسکلتی، فیلامنت‌های میکروبی و پلوئیدها از اجزا اصلی این رخساره به شمار می‌روند. اکثر اووئیدهای با قطر کوچک

(به ویژه در واحد دالان بالائی) به تدریج میکریتی شده‌اند و در برخی موارد نیز انحلال حاصل کرده‌اند که در نتیجه دارای تخلخل قالبی نیز می‌باشند. پلوئیدها احتمالاً از خردشدنی مادستونهای لاغونی یا میکریتی شدن اووئیدهای آرآگونیتی تشکیل شده‌اند. اووئیدهای این رخساره اکثراً آرآگونیتی می‌باشند که در مراحل مختلف دیاژنز انحلال یافته و یا بوسیله سیمان کلسیتی ثانویه یا درمواردی با سیمان انیدریتی ثانویه جایگزین شده‌اند. در برخی موارد اووئیدهای مذکور تحت تاثیر میکروارگانیسم‌های موجود در آب دریا به سرعت و پس از رسوبگذاری به طور کامل و یا جزئی میکریتی شده‌اند. در چنین حالتی امکان تمایز پلوئیدها از اووئیدهای میکریتی آسان نخواهد بود (شکل ۹). وجود سیمان‌های حاشیه‌ای از نوع هم ضخامت (isopachous) در پیرامون اووئیدها بیانگر تشکیل آنها در محیط کاملاً دریائی (marine phreatic) است. همچنین پدیده ورود محلول‌های انیدریتی در طی فرایند تدفین باعث پرشدن فضاهای موجود و یا جانشینی اجزا تشکیل دهنده با انیدریت ثانویه می‌گردد که در نتیجه باعث تشکیل سیمان ثانویه انیدریتی شده است. پلوئیدها و اووئیدهای میکریتی معمولاً در برابر پدیده انیدریتی شدن مقاومت بیشتری نشان می‌دهند که در اکثر موارد سالم باقی می‌مانند، اما سیمان کلسیتی بین آنها به سرعت انیدریتی می‌شود. به هر حال پدیده انیدریتی شدن ثانویه باعث کاهش شدید تخلخل به ویژه تخلخل‌های اولیه نظیر تخلخل قالبی می‌گردد. اگرچه در این رخساره برتری نسبی از لحاظ فراوانی با پلوئیدها است (بیش از ۵۰ درصد کل آلوكم‌ها) اما منشاء اکثر پلوئیدهای فوق همان اووئیدهای آرآگونیتی میکریتی شده و یا خرد شده می‌باشد. دانه‌بندی تدریجی معکوس (به سمت بالا درشت شو) در این رخساره دیده شده است. وجود این گونه سیکلها از شواهد اصلی رسوبگذاری در نواحی مختلف تپه‌های سدی به شمار می‌رود (Elrick and Read, 1991; Tucker and Wright, 1990).

میکروفاسیس ۷: اووئید گرینستون دانه متوسط با تخلخل قالبی (Medium-grained ooid grainstone with oomoldic porosity)

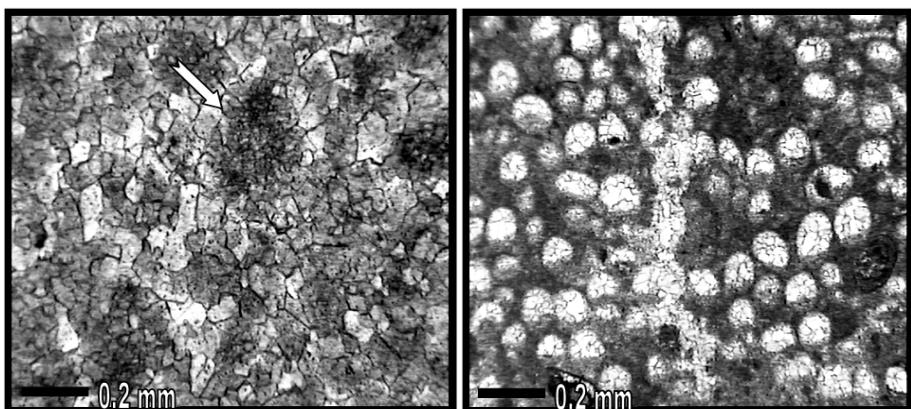
این میکروفاسیس به عنوان اصلی ترین رخساره مخزنی سازند دالان عمده‌اً از اووئیدهای آرآگونیتی انحلال یافته یا جانشین شده تشکیل شده است (بیشتر از ۷۰ درصد کل آلوكم‌ها). رخساره اولیتی دربخشهای مختلف سازند دالان به ویژه در واحد سنگ چینه‌ای دالان بالائی و میان لایه‌های واحد نار از گسترش خوبی برخوردار است. ظهور این حجم از اووئیدهای آرآگونیتی در ارتباط با تغییرات جهانی سطح آب دریا (eustatic) و تا حدودی به افت نسبی سطح آب دریا در اواخر پرمین مربوط می‌گردد (Mial, 1991, 1995).



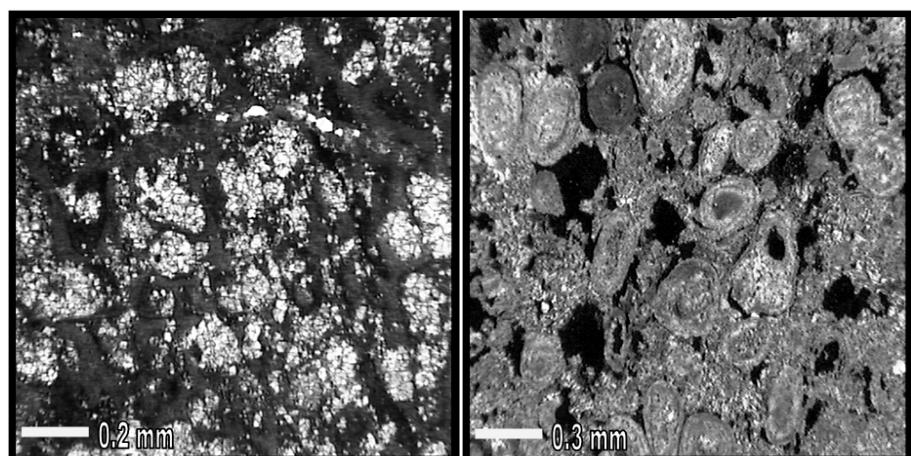
شکل ۹- تصاویر میکروسکوپی از میکروفاسیس پلوبید، اووئید گرینستون دانه ریز واحد دالان بالائی در کوه سورمه (تصویر سمت راست) همراه با تخلخل قالبی و بیوکلاست، پلوبید گرینستون دانه ریز واحد دالان بالائی کوه دنا (تصویر سمت چپ)، **ppl**.

گسترش رخساره‌های اوولیتی در کوه سورمه بسیار بیشتر از کوه دنا می‌باشد، بطوریکه می‌توان اینگونه تصور کرد که ضخامت رخساره‌های اوولیتی از جنوب (بیشترین گسترش این رخساره در جنوب خلیج فارس مشاهده می‌شود) به سمت عرضهای شمالی‌تر به تدریج کاهش می‌یابد. بنابراین در کوه دنا این گسترش به حداقل رسیده است. در این رخساره می‌توان به مشارکت خردکاری اسکلتی و پلوبیدها (حداکثر ۲۰ درصد کل آلوکم‌ها) نیز اشاره کرد. این رخساره بیشتر در بخش‌های مرکزی تپه‌های سدی و در مکانی که انرژی جزر و مد به صورت جریانات رفت و برگشتی در تشکیل دانه‌های دور اووئیدی نقش مهمی ایفا می‌کند، تشکیل شده است. اووئیدها عموماً در اندازه ماسه‌های متوسط تا درشت می‌باشند (کوچکتر از $0/5$ و بزرگتر از $0/1$ میلی‌متر) که تحت تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی به ویژه تدفین و تاثیر آبهای فرورو مراحل مختلف اتحاد یافته‌اند. برخی از محققین اعتقاد دارند که فرایند اتحاد گسترده اووئیدها در اثر خروج از آب ناگهانی حوضه و قرار گرفتن آنها در یک زون تحت تاثیر آبهای فرورو به وجود آمده است (Husseini, 1992). اووئیدهای اتحاد یافته در برخی موارد با سیمان کلسیتی و یا محلولهای دیگر پر می‌شوند. در برخی موارد نیز میزان قابل ملاحظه‌ای از قالب اووئیدها خالی می‌مانند که درنهایت منجر به تشکیل تخلخل قالبی می‌شوند. سیمان بین دانه‌ها در این رخساره عمدهاً شامل سیمان حاشیه‌ای هم ضخامت (isopachous) و موزائیکی (blocky) است. در برخی موارد اووئیدهای اتحاد یافته به وسیله دولومیت‌های ثاتویه پرشده‌اند که درنتیجه مقدار زیادی از تخلخل قالبی آنها از بین رفته است و در این حالت شبیه از اووئیدهای مذکور باقی مانده است (شکل ۱۰). یکی از پدیده‌های دیاژنتیکی جالب که در رخساره اوولیتی

واحد دالان بالائی به ویژه در مرز بالائی آن با سازند کنگان مشاهده می‌شود، وجود سیمان کلسیتی ثانویه در بین اووئید های دولومیتی از نوع mimic است (شکل ۱۱).



شکل ۱۰- تصاویر میکروسکوپی از رخساره اووئید گرینستون واحد دالان بالائی در ناحیه کوه دنا. تصاویر فوق نشانگر اووئید هایی است که به طور ثانویه دولومیتی شده اند (تصویر سمت راست)، در برخی موارد پدیده تبلور مجدد باعث مخدوش شدن اووئید های اولیه (فلش) و ایجاد اشکال شبی می گردد (تصویر سمت چپ). **ppl**.



شکل ۱۱- تصاویری از پدیده های دیاژنتیکی اینیدریتی شدن (anhydrite plugging) و دولومیتی شدن انتخابی در رخساره اولولیتی واحد های نار (سمت راست) و دالان بالائی (سمت چپ) ناحیه کوه سورمه. **ppl**.

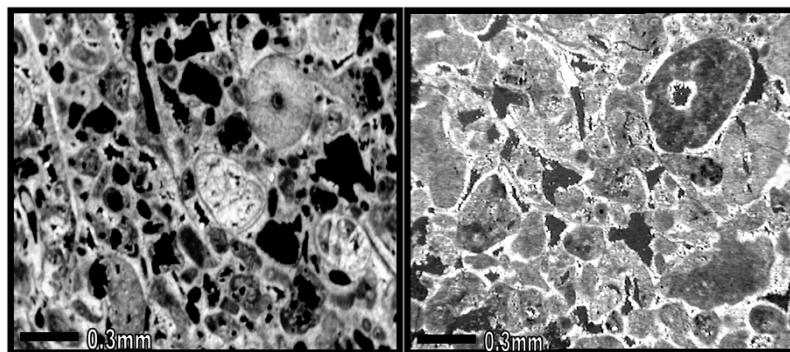
میکروفاسیس ۸: اینتراکلاست، بیوکلاست گرینستون دانه‌درشت با تخلخل بین‌دانه‌ای
Coarse-grained intraclast / bioclast grainstone with interparticles (porosity)

این میکروفاسیس بیانگر رسویگذاری در پرانرژی‌ترین بخش تپه‌های سدی سازند دلان است. اجزای تشکیل دهنده این رخساره شامل خرده‌های اسکلتی موجودات دریائی مختلف نظیر اکینودرم، بریوزوا و برایوپود در اندازه‌های درشت (در اندازه ماسه‌های درشت) می‌باشد (شکل ۱۲). علاوه بر این قطعات بزرگی از اینتراکلاستها نیز در این میکروفاسیس مشاهده می‌شود. با نگاهی به ترکیب عناصر اسکلتی می‌توان دریافت که شرایط رسویگذاری آن با دیگر رخساره‌های سدی تا حدودی متفاوت است، بطوریکه اندازه آلومینیم ها و نوع خرده‌های اسکلتی آن بیانگر محیط پر انرژی و متصل به دریای آزاد است. میزان قابل ملاحظه‌ای از خرده‌های اسکلتی نواحی دریایی باز همراه با انواع سیمان‌های دریائی اولیه (marine phreatic cement) در این رخساره مشاهده می‌شوند.

این رخساره بیانگر تاثیر انرژی امواج و جریانات رفت و برگشتی در حواشی تپه‌های سدی (seaward shoal) می‌باشد. ساختهای چینه‌بندی مورب و دانه‌بندی به سمت بالا درشت شو (coarsening upward) در این رخساره بهوضوح دیده می‌شود که علت اصلی تشکیل آن را مهاجرت مدام حواشی تپه‌های سدی تحت تاثیر جریانات کشنده و امواج دریائی می‌دانند (Gonzalez, 1996).

سیمان‌های این رخساره عمده‌تاً از دو نوع فریاتیک دریائی (سیمان‌های حاشیه‌ای از نوع هم ضخامت) و تدفینی (بیشتر از نوع موزائیکی) است. در برخی موارد سیمان‌های دریائی اولیه با ترکیب شیمیائی ناپایدار تحت تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی نظیر انحلال ثانویه حاصل از تدفین عمیق از بین رفته‌اند و فضای به وجود آمده خالی مانده است که درنتیجه تخلخل بین دانه‌ای در این رخساره گسترش می‌یابد. از نقطه نظر خواص مخزنی سنگهای کربناته این نوع تخلخل از بهترین نوع تخلخل‌ها به شمار می‌رود، زیرا هم‌زمان با تخلخل بالا دارای میزان نفوذ پذیری سیار خوبی نیز است (Lucia, 1999). هرچند گسترش این نوع میکروفاسیس در نواحی مورد مطالعه چندان قابل ملاحظه نبوده است، اما در برخی کوه سورمه از گسترش‌بیشتری برخوردار است. رخساره‌های رو به دریایی باز تپه‌های سدی (seaward shoal) به عنوان پر انرژی‌ترین رخساره‌های سازند دلان در نواحی مورد مطالعه توصیف می‌شوند که به علت تخلخل بالا و دانه‌های نسبتاً درشت و ارتباط خوب انواع تخلخل‌ها با یکدیگر به عنوان بهترین سنگ مخزن دلان معروفی شده است (Lotfpour et al., 2000).

اسکلتی بیانگر پیشروی ناگهانی آب دریا دریک افق خاص می‌باشد که معمولاً در قاعده پاراسکانس‌های بخش‌های میانی پلاتفرم‌های کربناته از نوع رمپ مشاهده می‌شوند (Brett, 1998).

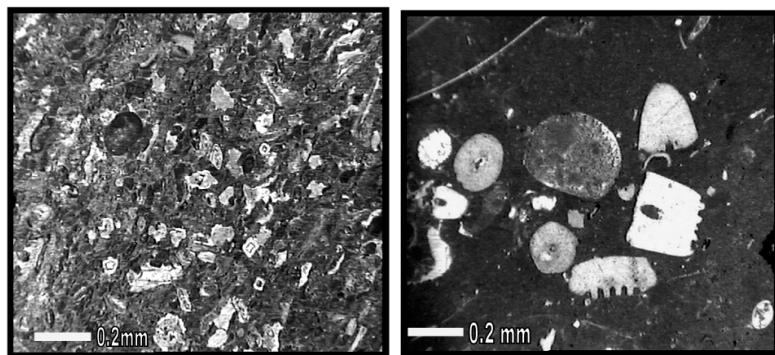


شکل ۱۲- تصاویر میکروسکوپی از رخساره اینترکلاست، بیوکلاست گرینستون واحد دالان بالائی. تصاویر فوق نشانگر گسترش تخلخل های بین دانه ای و درون دانه ای (فضاهای خالی) همراه با بقایایی از سیمان های هم ضخامت در پیرامون دانه ها است. .ppl

میکروفاسیس ۹: بیوکلاست وکستون دریای باز همراه با آشفتگی زیستی (Open marine bioclast wackestone with bioturbation)

این میکروفاسیس از خردنهای اسکلتی محدودی نظیر اسپیکول اسفنج، خردنهای ریز اکینودرم، استراکودهای با دیواره نازک، جلبک‌سیز آبی‌تیوبیفایتس (Tubiphytes)، فیلامنت‌های میکروپی و آشفتگی‌های زیستی تشکیل شده است (شکل ۱۳). این رخساره عمدتاً در واحدهای دالان زیرین و بخش‌های محدودی از واحد دالان بالائی نواحی مورد مطالعه وجود دارد. به نظر می‌رسد که این رخساره در واحد دالان زیرین کوه دنا از گسترش بیشتری برخوردار می‌باشد. در رخساره‌های دریای باز واحد دالان بالائی کوه دنا خردنهای مرجانی نسبتاً درشت‌اندازهای (coral debris) نیز مشاهده می‌شود. این خردنهای اسکلتی بیانگر گسترش محدود توده‌های مرجانی در این بخش از پلاتفرم کربناته است.

تنوع آشفتگی زیستی (bioturbation) در رخساره‌های دریای باز به عنوان یکی از پارامترهای مهم درشناسائی شرایط پالئواکولوژیکی آن به شمار می‌رود. آشفتگی‌های زیستی اکثراً شامل اشکالی از قبیل زئوفیکوس (Zeophycus) و پلانولیت (Planolites) می‌باشند که در ارتباط با استقرار شرایط آرام محیطی تفسیر می‌شود (Aigner, 1985).



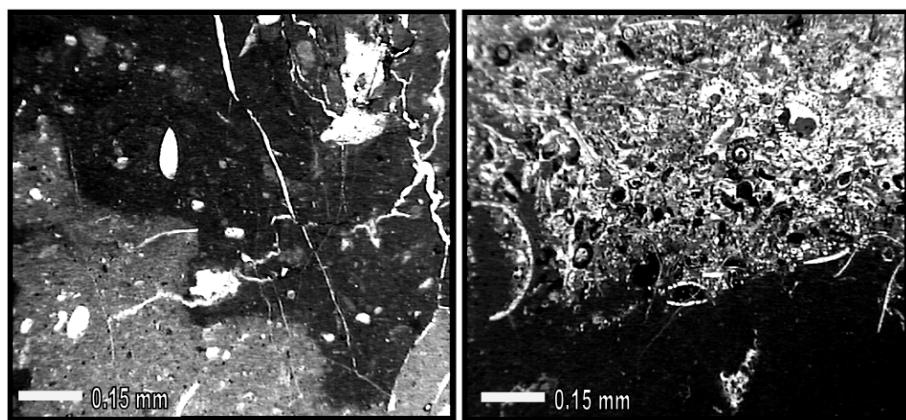
شکل ۱۳- تصاویر میکروسکوپی از رخساره بیوکلاست و کستون دریای باز واحد های دالان زیرین ناحیه کوه دنا (تصویر سمت راست) و دالان بالائی ناحیه کوه سورمه (تصویر سمت چپ). تصاویر فوق نشانگر پراکنده‌ی خرد های اسکلتی نواحی دریای باز نظیر فرامینی فر *Rectostipulina fr* (تصویر سمت چپ) و اکینودرم (تصویر سمت راست) می باشد.^{ppl}

میکروfasیس ۱۰: مادستون فسیلدار دریای باز همراه با لامینه‌های طوفانی (Open marine fossiliferous mudstone with storm laminae)

میکروfasیس شماره ۱۰ بیانگر استقرار رسوبات مربوط به بخش‌های انتهائی پلاتفرم کربناته (outer ramp) درسازند دالان است و ظهور آن با حداکثر رشد سطح آب دریا و یا حداکثر نرخ فرونشست خوبه مطابقت دارد. این میکروfasیس همانند میکروfasیس شماره ۹ از گسترش محدودی برخوردار بوده و تنها در برخی لایه‌های تیره‌رنگ و نازک لایه واحد دالان زیرین ناحیه کوه دنا و بخش‌های محدودی از واحد دالان بالائی نواحی مورد مطالعه مشاهده می‌شود.

این رخساره عمدتاً در تناب و با میکروfasیس شماره ۹ و در قاعده سیکل‌های رسوبی نواحی دور از ساحل پلاتفرم کربناته نهشته شده است (distal open marine). این رخساره گل فراوان (mud-supported) نشانگر رسوبگذاری در نواحی عمیق تر (زیر ۵۰ متر) پلاتفرم کربناته و در قاعده امواج طوفانی است.

یکی از ویژگی‌های بارز این رخساره وجود لامینه‌های گرینستونی می‌باشد که بیانگر طوفانهای کوتاه مدتی بوده است که به صورت افزایش ناگهانی انرژی محیط نمایانگر شده‌اند. تحت تاثیر افزایش انرژی محیط که با پائین رفتن قاعده امواج طوفانی مطابقت داشته است، لامینه‌های نازکی از رخساره‌های بیوکلاست تا اینترکلاست گرینستون با مرز ناگهانی (sharp boundary) نهشته شده‌است که ضخامت آنها حداکثر به چندین سانتیمتر می‌رسد (شکل ۱۴).



شکل ۱۴- تصاویر میکروسکوپی از رخساره های مربوط به نواحی دور از ساحل (outer ramp) واحد دالان بالائی در نواحی کوه سورمه (تصویر سمت راست) و کوه دنا (تصویر سمت چپ) به ترتیب در دو موقعیت طوفانی و آرام. تصویر سمت راست نشانگر تجمع ناگهانی خرد های اسکلتی (*skeletal lag deposit*) بر روی یک سطح کنده شدگی مربوط به یک رخساره میکروبی می باشد. تصویر سمت چپ نشانگر خرد های اسفنج کلسيتی در یک زمینه دلو مادستونی با آشفتگی زیستی قابل ملاحظه (heavily bioturbated ppt) می باشد.

چینه‌شناسی سکانسی سازند دالان (Sequence stratigraphy)

با استفاده از آخرین منابع موجود و مقایسه نتایج به دست آمده با مطالعات انجام گرفته بر روی توالی های رسوبی مشابه که تاکنون صورت گرفته است (Sharland *et al.*, 2001) و همچنین مقایسه نتایج به دست آمده با سیکل های رسوبی پرمین میانی تا بالائی در مقیاس جهانی (Haq *et al.*, 1988) ، درمجموع شش سیکل رسوبی از نوع دسته سوم یا سکانس رسوبی (depositional sequences) (SB1, SB2) با مرزهای ناپیوستگی از نوع درجه یک تا دو (SB1, SB2) مورد شناسائی قرار گرفت.

هریک از سکانس های رسوبی مذکور از بخش های مختلفی تحت عنوان فاز های رسوبی تشکیل شده اند (systems tracts) که به ترتیب شامل فاز های رسوبی پیشرونده (TST) و سکون نسبی تا پیشرونده (HST) می باشند. لازم به ذکر است که اکثر سکانس های رسوبی سازند دالان به استثنای واحد نار از این دو فاز رسوبی تشکیل شده اند. شواهد چندانی درمورد وجود فاز رسوبی حداقل ایستائی سطح آب دریا (LST) به جز در قاعده واحد نار وجود ندارد (اشکال ۱۴ و ۱۵).

به عنوان مثال، رخسارهای ماسه سنگی و لاتریتی واحد معادل نار که به جای لایه‌های انیدریتی در کوه دنا گسترش دارند، یکی از بهترین دلایل وجود فاز رسوی (LST) و خروج از آب بزرگ در این ناحیه می‌باشد.

بطور کلی، با استفاده از بررسی تغییرات عمودی میکروفاسیس‌های شناسائی شده و تعیین الگوهای رسویگذاری آنها (stacking patterns) و تفکیک فازهای رسوی و سطوح ناپیوستگی درجه اول و دوم، در مجموع شش سکانس رسوی (third-order cycle) در این سازند مورد شناسایی قرار گرفت. با توجه به یکی بودن تعداد سکانس‌های شناسائی شده در نواحی کوه سورمه و کوه دنا، امکان مقایسه آنها با یکدیگر و انجام تطبیق زمانی بسیار زیاد است. هریک از سکانس‌های رسوی فوق دریک چرخه کامل از تغییرات سطح آب دریا (transgressive-regressive cycle) در مقیاس ناحیه‌ای یا جهانی به وجود آمده‌اند. نزخ تامین رسوی و میزان فرونشست حوضه از عوامل اصلی شکل‌گیری سکانس‌های مذکور به شمار می‌روند. سکانس‌های رسوی سازند دالان بر روی یک ناپیوستگی چینه‌شناسی که در مرز زیرین آنها با سازند فراقان قرار دارد (Ghavidel-Syooki, 2003)، تشکیل شده‌اند.

معیار اصلی در تفکیک سکانس‌های رسوی موجود در سازند دالان، شناسائی فازهای رسوی سکانس‌های مختلف می‌باشد که جهت تمايز هرچه دقیقتر و مقایسه آنها با سایر نواحی به ویژه نواحی مجاور از منابع زیر استفاده شده است:

(Haq *et al.*, 1988; Calvet *et al.*, 1990; Einsele *et al.*, 1991; Miall, 1991, 1995; Hunt and Tucker, 1995; Reading, 1996; Ziegler, 2001; Sharland, 2001).

سکانس‌های رسوی سازند دالان به عنوان بخشی از مگا سیکل رسوی UAA (Upper Absaroka A) در حواشی گذرای قاره‌ها رسویگذاری کردۀ‌اند (Sloss, 1963) به نقل از (Haq *et al.*, 1988). یکی از مکانیزم‌های مهم در ایجاد مگا سیکل رسوی UAA عملکرد تدریجی فرایندهای تکتونیکی ناحیه‌ای از قبیل اشتراق قاره‌ها و تشکیل حوضه‌های رسوی در حواشی قاره‌ها (passive margin basin) است (Miall, 1990; Sharland *et al.*, 2001).

با توجه به شواهد سکانس‌های رسوی سازند دالان و مقایسه آنها با سکانس‌های رسوی سازند خوف در زمان پرمین تا تریاس زیرین (Sharland *et al.*, 2001)، می‌توان نتیجه گرفت که سازند دالان نیز همانند سازند خوف در حاشیه جنوبی اقیانوس نئوتیس (Neotethys) و در یک حوضه رسوی از نوع حاشیه غیر فعال (passive margin) تشکیل شده است. علاوه بر این، سازند دالان در اواخر رسویگذاری اولین سیکل دسته اول جهانی (First-order cycle) و مصادف با سقوط نسبی سطح آب دریا در مقیاس جهانی تشکیل شده است.

پلاتفرمهای کربناته به ویژه ازنوع رمپ (homoclinal ramp) معمولاً در حواشی گذرا دارای گسترش فراوانی هستند، بطوریکه سازند دالان در حاشیه شمالي پليت عربى (Arabian Plate) نيز تحت چنین شرایطی بسیار پایداری تشکيل شده است (Sharland *et al.*, 2001; Ziegler, 2001). در چنین شرایط پایداری از نقطه نظر تکتونیکی، سکانس‌های رسوبی فاقد رخساره‌های فاز رسوبی LST (رخساره‌های تخریبی) حاصل از فعالیتهای تکتونیکی می‌باشند و درابتدا از رخساره‌های پیشرونده (TST) نواحی عمیق تر پلاتفرم با الگوی رسوبگذاری پیشروی پلکانی یا retrogradation تشکيل شده‌اند. رخساره‌های بخش پایداری سطح آب (HST) به عنوان دومین فاز رسوبی بر روی سطح حداکثر طغیان آب دریا (mfs) قرار می‌گیرد. سطح mfs به صورت حداکثر گسترش رخساره‌های مادستونی نواحی عمیق تر پلاتفرم یا به وسیله حداکثر میزان آشفتگی زیستی (bioturbation) متمایز می‌گردد. رخساره‌های گرینستونی (اولیتی تا بیوکلاستی) بخش‌های میانی پلاتفرم (ramp-mid) معرف بخش‌های ابتدائی فاز رسوبی حداکثر سکون یا (Early HST) می‌باشد. بنابراین حداکثر گسترش رخساره‌های سدی کربناته به ویژه رخساره اولیتی دراین بخش از فاز HST رخ داده است. الگوی رسوبگذاری دراین بخش به صورت انباشتگی (aggradation) می‌باشد. رخساره‌های مربوط به پهنه‌های کشندي تا لاغونی (progradation) به عنوان بخش‌های داخلی پلاتفرم (inner ramp) به صورت پیشرونده تدریجی (Calvet *et al.*, 1990; Elrick and Read, 1991) می‌باشد (Late HST) از سکانس رسوبی (SB2) می‌باشد. حداکثر میزان پسروی بوسیله رخساره‌های تبخیری و دولومیت‌های مربوط به بخش‌های فوقانی پهنه‌های کشندي مشخص می‌شود (معادل يك ناپيوستگي درجه دوم يا SB2). اين نوع مرز (SB2) در تمامی سکانس‌های واحدهای دالان زيرين و بالائي مشاهده می‌شود. لازم به ذكر است که ضخامت قابل ملاحظه لایه‌های انيدريتی در کوه سورمه یا وجود ماسه سنگها و لاتريت‌هاي واحد نار در کوه دنا نشانگ وجود ناپيوستگي درجه يك (SB1) می‌باشد.

با توجه به شرایط پایدار تکتونیکی در نواحی جنوبی زاگرس و خلیج فارس به ویژه در زمان رسوبگذاری سازند دالان، امكان گسترش رخساره‌های تخریبی (فاز رسوبی LST) به حداقل میزان رسیده است (به استثنای بخش ماسه سنگی سازند دالان در ناحیه کوه دنا که احتمالاً در اثر فرسایش محلی تشکيل شده است).

اولین سکانس رسوبی تفکیک شده، در برگیرنده واحد سنگ چینهای دالان زيرين است که مرز زيرين آن با ماسه سنگهای فراقان از نوع فرسایشی و با ناپيوستگي زمانی (SB1) می‌باشد، تناوبی از رخساره‌های لاغونی تا حواشی پلاتفرم‌های کربناته به صورت پیشرونده بیانگر فاز

رسوی TST این سکانس می‌باشد، سطح mfs به وسیله ظهور افق‌های تیره رنگ همراه با آشفتگی‌های زیستی و خرده‌های اسکلتی نواحی دریای باز متمایز شده است. فاز رسوی HST به وسیله رخساره‌های گرینستونی نواحی سدی تا لاغون‌های محدود شده شناخته می‌شود که در نهایت با گسترش پهنه‌های کشنیدی (به ویژه در ناحیه سورمه) همراه است (Early HST). مرز بالائی سکانس اول (LSD) با ظهور رخساره‌های ضخیم انیدریتی (در ناحیه کوه سورمه) و ماسه سنگی (در ناحیه کوه دنا) مشخص می‌گردد. در این سکانس رخساره‌های دریای باز به ویژه در کوه دنا دارای گسترش نسبی می‌باشند، در حالیکه در کوه سورمه بیشتر از رخساره‌های بخش‌های داخلی پلاتفرم کربناته تشکیل شده است.

سکانس رسوی دوم (NAR-S) در برگیرنده واحد سنگ چینه‌ای نار و معادل آن با گسترش رخساره‌های دولومیتی بخش‌های داخلی پلاتفرم کربناته می‌باشد که به ترتیب از فازهای رسوی HST, TST, LST تشکیل شده است. فاز رسوی LST در ناحیه کوه دنا از رخساره‌های تخریبی و لاتریتی تشکیل شده است، در حالیکه در کوه سورمه با لایه‌های ضخیم انیدریتی مشخص می‌گردد. بخش TST که از ضخامت چندانی برخوردار نیست، معمولاً از رخساره‌های دولومیتی نواحی داخلی تا میانی پلاتفرم کربناته (پهنه‌های کشنیدی تا لاغونی) تشکیل شده است. سطح mfs نیز در این سکانس با ظهور رخساره گرینستونی (اولیت‌های آهکی) شناخته می‌شود. فاز رسوی حداکثر سکون آب دریا (HST) بیانگر رسوبگذاری رخساره‌های اولیتی و پلوئیدی (بخش‌های میانی پلاتفرم) است. این رخساره‌ها نشانگر شروع استقرار رخساره‌های سدی (به ویژه در ناحیه کوه سورمه) در پلاتفرم سازند دالان می‌باشند. بخش‌های فوقانی این سکانس (Late HST) بر اساس تنابوی از رخساره‌های دولومیتی لاغونی تا پهنه‌های کشنیدی با الگوهای رسوبگذاری پسروندۀ متمایز می‌گردد. آنچه در مورد این سکانس رسوی حائز اهمیت است، تاثیر پسروی و افت جهانی سطح آب دریا (در اوائل پرمین بالائی) در تشکیل رخساره‌های واحد نار و معادل آن می‌باشد (Sharland *et al.*, 2001). مرز بالائی این سکانس در کوه سورمه از نوع ناپیوستگی سکانسی درجه دوم یا SB2 است، در حالیکه در برش کوه دنا این مرز از نوع SB1 می‌باشد که با افق لاتریتی مشخص می‌گردد. مرزهای فوق الذکر تا حدود زیادی قابل تطابق بوده و نشانگر آن است که سازند دالان در انتهای این سکانس با یک خروج از آب بزرگ مواجه شده است. به نظر می‌رسد که در انتهای این سکانس رسوی میزان فضای به وجود آمده (sediment supply) به کمترین میزان و نرخ تولید رسوبات (accommodation space) به حداقل رسیده است.

رسوبگذاری واحد دالان بالائی همزمان با فرایندهای متناوب یخچال زائی و ذوب آنها در اواخر پرمین اتفاق افتاده است که آثار آن در اکثر نقاط دنیا قابل رویابی است (Calvet *et al.*, 1990; Tucker *et al.*, 1993). تاثیر این پدیده در نواحی دیگر به ویژه در زون‌های حاره‌ای تا نیمه حاره‌ای (محیط اقلیمی سازند دالان در نیمکره جنوبی) به صورت تغییرات ناگهانی سطح آب دریا پدیدار شده است. بنابراین نوسانات کوچک و سریع آب دریا منجر به تشکیل سیکل‌های کوچک مقیاس متعددی شده است که معادل با سیکل‌های رسوبی دسته چهارم ارزیابی می‌شوند (Miall, 1991, 1995). از مجموع سیکلهای دسته چهارم، سکانس‌های رسوبی یا سیکل‌های دسته سوم موجود در واحد دالان بالائی تشکیل شده است. سومین سکانس رسوبی (UDS-1) با گسترش رخساره‌های گرینستونی دولومیتی همراه است، فاز رسوبی TST از رخساره‌های لاغونی تا پشت‌های سدی کربناته و فاز رسوبی HST از تجمع رخساره‌های اولیتی و پلوئیدی تشکیل شده است. بخش انتهائی این سکانس (Late HST) با ظهرور مجدد رخساره‌های بخش‌های داخلی پلاتفرم (به ویژه پهنه‌های کشنده) مشخص می‌گردد. مرز فوقانی این سکانس از نوع ناپیوستگی درجه دوم می‌باشد، زیرا شواهدی مبنی بر خروج طولانی مدت از آب دریا حداقل در این نواحی مشاهده نگردید. چهارمین سکانس رسوبی (UDS-2) تا حدود زیادی با رخساره‌های موجود در سکانس قبلی شباهت دارد، اما گسترش رخساره‌های اولیتی در آن به حداقل میزان رسیده است. در واقع با فرونشست مجدد حوضه و نوسانات شدید آب دریا (متاثر از فرایندهای یخچال زائی)، امکان ایجاد فضای مورد نیاز فراهم شده که درنتیجه گسترش عمودی و جانبی رخساره‌های اولیتی در بخش Early HST این سکانس به طور فزاینده ای رخ داده است. سکانس چهارم در کوه دنا کاملاً دولومیتی است، در حالیکه در کوه سورمه بیشتر آهکی می‌باشد. علاوه براین ضخامت رخساره‌های اولیتی آن در ناحیه کوه سورمه بسیار بیشتر است (در ناحیه کوه دنا بیشتر رخساره‌های اسکلتی و پلوئیدی لاغونی وجود دارد). از نقطه نظر خواص مخزنی، بخش HST این سکانس رسوبی دارای تخلخل قالبی بالائی می‌باشد (به ویژه در کوه سورمه). در حالیکه این تخلخل در کوه دنا به دلیل فقدان رخساره اولیتی و فرایند دولومیتی شدن بسیار ناچیز می‌باشد (اشکال ۱۵ و ۱۶). مرز فوقانی سکانس مذکور با سکانس پنجم از نوع ناپیوستگی درجه دوم (SB2) یا پیوستگی قابل تطابق (correlative conformity) ارزیابی شده است.

دو سکانس آخر واحد دالان بالائی (UDS-3, UDS-4) همزمان با افزایش فرونشست حوضه و افزایش نسبی فضای موجود تشکیل شده‌اند، هرچند در مجموع بخش فوقانی آن همزمان با پسروی آب دریا با رخساره‌های پسروندی بخش‌های داخلی پلاتفرم مواجه می‌شویم. یکی از

تفاوت‌های اساسی این دو سکانس گسترش قابل ملاحظه رخساره‌های وکستونی تا مادستونی نواحی دریایی باز تا بخش‌های داخلی‌تر پلاتفرم کربناته می‌باشد. سکانس پنجم یا UDS-3 به وسیله دو مرز ناپیوستگی از نوع درجه دوم در برگرفته شده است و از دو فاز رسوی TST و HST تشکیل شده است. رخساره‌های این سکانس در کوه سورمه دارای رخساره‌های بخش‌های میانی تا دورتر پلاتفرم کربناته است و عمدتاً از سنگهای آهکی تشکیل شده است. در حالیکه رخساره‌های سکانس مشابه در کوه دنا بیشتر شامل رخساره‌های بخش‌های داخلی پلاتفرم کربناته می‌باشند و کاملاً دولومیتی است. در این سکانس mfs با ظهور رخساره‌های عمیق دریایی باز (میکروفاسیس شماره ۱۰) مشخص می‌گردد. این سطح کلیدی در کوه دنا به وسیله یک افق از آشفتگی‌های زیستی (heavily biotubated) متمایز شده است. لازم به ذکر است که نوسانات سطح آب دریا در این بخش از واحد دالان بالائی به حداقل رسیده است، بطوریکه گسترش سیکلهای رسوی دسته چهارم بسیار مشهود و بوسیله تناوب‌های کوچک و ناگهانی رخساره‌های دریایی باز تا لاغونی از یکدیگر متمایز می‌شوند.

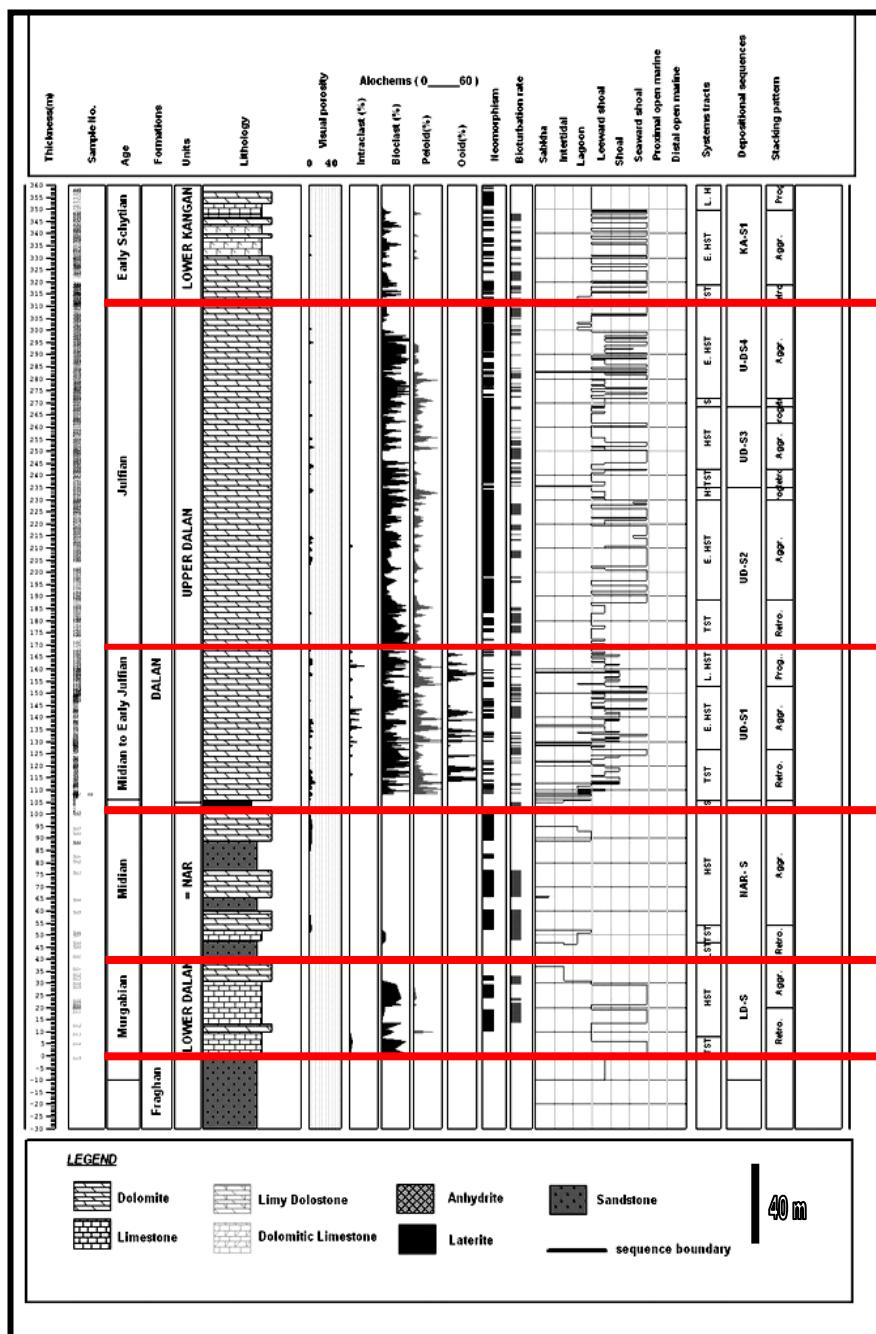
آخرین سکانس رسوی واحد دالان بالائی (UDS-4) بیانگر فرایند پسروی تدریجی سطح آب دریاست. در بخش‌های بالائی این سکانس مجدد رخساره‌های گرینستونی پدیدار می‌گردند که اکثراً در حواشی پهنه‌های کشنده شده‌اند. فاز رسوی TST در سکانس ششم به وسیله رخساره‌های لاغونی تا دریایی باز مشخص می‌شود که در نهایت به وسیله ظهور آهکهای نازک لایه و تیره رنگ نواحی عمیق تر پلاتفرم (میکروفاسیس شماره ۱۰) یا سطح mfs از رخساره‌های گرینستونی فاز رسوی HST مجزا می‌گردد. در کوه دنا مرز فوقانی سکانس ششم با سازند کنگان به صورت یک مرز فرسایشی (SB1) است. این مرز در ناحیه کوه سورمه از نوع پیوستگی قابل تطابق می‌باشد و شواهدی از وجود سطح فرسایشی در این ناحیه مشاهده نشده است. به نظر می‌رسد که در زیر این سطح ناپیوستگی (به ویژه در کوه دنا) بخشی از آخرین سکانس رسوی سازند دالان (معادل اشکوب Dorashamian)، تحت تاثیریک فرسایش طولانی مدت از بین رفته باشد.

نتیجه گیری

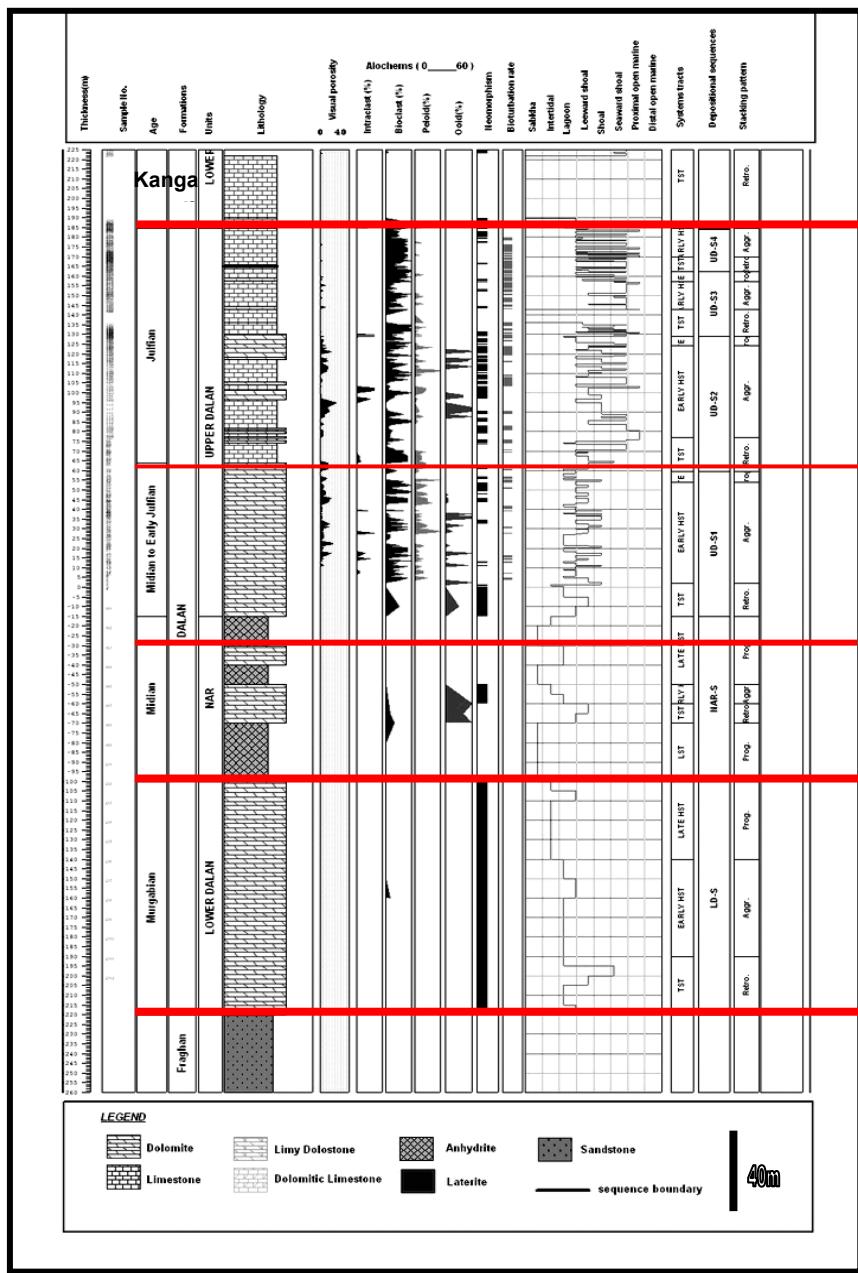
بر اساس مطالعات صورت گرفته بر روی رخنمون سازند دالان در نواحی کوه سورمه و کوه دنا ۵ کمربند رخساره‌ای مربوط به پلاتفرم کربناته شناسائی گردید که حداقل ۱۰ میکروفاسیس شاخص بیانگر گسترش کمربندهای رخساره‌ای فوق می‌باشند. براساس مطالعات میکروفاسیس سه ناحیه اصلی شامل بخش‌های داخلی، بخش‌های میانی و بخش‌های دور از ساحل پلاتفرم کربناته از

نوع رمپ مورد تمایز قرار گرفتند. فقدان ریفهای بزرگ سدی و نهشته‌های توربیدیاتی، گسترش نسبی پهنه‌های کشنده به همراه رخساره‌های اوولیتی نشانگر استقرار پلاتفرم کربناته از نوع رمپی با غلبه رخساره‌های سدی به ویژه در واحد دالان بالائی (homoclinal ramp with barrier type) بوده است. شرایط پایدار تکتونیکی موجود در حاشیه شمالی (از نوع گذرای) پلاتفرم عربی (Arabian plate passive margin) عامل اصلی تشکیل چنین توالی‌های کربناته نسبتاً یکنواختی از نواحی جنوبی عربستان تا نواحی داخلی زاگرس است. میکروفاسیس‌های شماره ۱، ۲ و ۳ بیانگر استقرار پهنه‌های کشنده و لاغونهای با شدت تبخیر بالاست، این رخساره‌ها در واحد نار همزمان با پائین رفتن جهانی سطح آب دریا از گسترش قابل ملاحظه‌ای برخوردار شده‌اند. محیط‌های لاغونی حواشی پهنه‌های کشنده (restricted lagoon) با میکروفاسیس‌های شماره ۴ و ۵ شناخته می‌شوند که در بخش‌های مختلف سازند دالان به ویژه واحد نار و دالان بالائی گسترش داشته‌اند. تپه‌های سدی کربناته (shoal facies) از مهمترین رخساره‌های سازند دالان (از نقطه نظر میزان گسترش) به شمار می‌روند که معمولاً در بخش‌های میانی پلاتفرم رمپی استقرار می‌یابند. رخساره‌های اوولیتی به صورت تختگاه‌های کربناته در بخش‌های وسیعی از واحد دالان بالائی مشاهده می‌شوند و معمولاً از سه رخساره حاشیه لاغونی با میکروفاسیس شماره ۶، بخش مرکزی با میکروفاسیس شماره ۷ و بخش دانه درشت (بیوکلاستی) دریای باز با میکروفاسیس شماره ۸ تشکیل شده‌اند.

از نقطه نظر گسترش جانبی و میزان تخلخل، رخساره‌های سدی به ویژه اوولیتی به عنوان بهترین رخساره مخزنی سازند دالان معرفی می‌شوند که در ناحیه کوه سورمه دارای گسترش نسبی و در ناحیه کوه دنا دارای حداقل گسترش می‌باشد. بنابراین می‌توان نتیجه گیری کرد که رخساره‌های سدی در نواحی شمالی‌تر حوضه از گسترش بسیار کمتری برخوردار بوده‌اند. در واقع گسترس رخساره‌های سدی به ویژه اوولیتی از نواحی جنوبی (ناحیه خلیج فارس تا کوه سورمه) تا بخش‌های شمالی ناحیه زاگرس (برش کوه دنا) به شکل یک گوه بزرگ (wedge) بوده است که بخش اصلی آن در نواحی جنوبی تر و بخش زبانه‌ای آن در کوه دنا قرار داشته است.



شکل ۱۵- ستون چینه‌شناسی، تغییرات محیط‌رسوی و سکانس‌های رسوی سازند دلالان درناحیه کوه‌دنا.



شکل ۱۶- ستون چینه‌شناسی، تغییرات محیط رسوی و چینه‌شناسی توالی‌های سازند دلان در ناحیه کوه سورمه.

رخساره‌های دریای باز (میکروفاسیس‌های ۹ و ۱۰) بیانگر گسترش بخش‌های دورتر پلاتفرم کربناته سازند دلان می‌باشند. گسترش این رخساره تنها در واحد دلان زیرین ناحیه کوه دنا چشمگیر بوده و در سایر بخش‌های دلان از گسترش بسیار محدودی برخوردار می‌گردد. از مقایسه گسترش کمربندهای رخساره‌ای و بخش‌های مختلف پلاتفرم کربناته سازند دلان در نواحی کوه سورمه و کوه دنا می‌توان دریافت که به استثنای بخش‌هایی از واحد دلان زیرین، اکثر بخش‌های سازند دلان در موقعیت کوه دنا از رخساره‌های کم عمق تر مربوط به بخش‌های داخلی پلاتفرم کربناته تشکیل شده است. به عنوان مثال در بخش‌هایی از واحد نار رخساره‌های ماسه سنگی و لاتریتی (بیانگر خروج از آب طولانی مدت) ظاهر می‌گردد که در کوه سورمه وجود ندارندو به جای آن رخساره‌های تبخیری مربوط به لاغون‌های بسیار شور مشاهده می‌شود. در برشهای مورد مطالعه از سازند دلان با استفاده از تغییرات عمودی میکروفاسیس‌ها و تفکیک الگوهای رسویگذاری در بخش‌های مختلف سازند دلان (stacking patterns) درمجموع شش سکانس رسوی یا شش سیکل رسوی دسته سوم با مرزهای ناپیوستگی درجه اول و دوم مورد شناسائی قرار گرفتند.

با توجه به شش سکانس رسوی سازند دلان و مقایسه آن با سکانس‌های رسوی سازند خوف در ناحیه خلیج فارس، می‌توان نتیجه گرفت که امکان تطابق سکانسی مابین رخمنون‌های نواحی داخلی زاگرس و خلیج فارس وجود دارد. مطالعات مذکور بیانگر آن است که گسترش رخساره‌های مربوط به نواحی دریایی باز بیشتر در فاز TST صورت گرفته است، در شرایطی که میزان فرونشست حوضه نیز قابل ملاحظه بوده اس (به ویژه در واحد دلان زیرین). رخساره‌های بخش‌های میانی نظیر رخساره‌های سدی (به ویژه اولویتی) در بخش‌های ابتدائی فاز رسوی HST یا Early HST گسترش داشته اند (به ویژه در واحد دلان بالائی). بر این اساس می‌توان گفت که بخش‌های Early HST به ویژه در واحد دلان بالائی از رخساره‌های گرینستونی تشکیل شده و دارای خواص مخزنی نیز می‌باشند. بخش انتهائی فاز رسوی HST یا Late HST در نواحی مورد مطالعه اکثراً بیانگر پسروی تدریجی آب دریا همراه با گسترش فراینده رخساره‌های لاغونی تا پهنه‌های کشنده است. بنابراین بخش انتهائی فاز رسوی HST به شدت تحت تاثیر فرایندهای دولومیتی شدن (به ویژه در کوه دنا) و اندیزیتی شدن (به ویژه در واحد نار کوه سورمه) حاصل از پسروی آب دریا قرار گرفته‌اند. شهر رخساره‌های اندیزیتی و تخریبی در واحد نار و معادل آن در نواحی مورد مطالعه تحت تاثیر پسروی جهانی آب دریا در ابتدای پرمین بالائی بوده است که در نتیجه آن رخساره‌های مربوط به حداقل پسروی آب دریا یا LST در هر دو ناحیه (به ویژه در کوه دنا) به وجود آمده‌اند.

مرز فوقانی سازند دلان با کنگان از دیدگاه چینه‌شناسی سکانسی یک مرز ناپیوستگی است، هرچند این مرز در ناحیه کوه دنا از نوع درجه اول (SB1) و در ناحیه کوه سورمه از نوع پیوستگی قابل تطابق (SB2) می‌باشد، اما با این وجود امکان تطابق چینه‌شناسی ما بین آنها (به طور حوضه‌ای) وجود دارد.

تشکر و قدردانی

در اینجا لازم می‌دانیم تا از رحمات آقایان مهندس علیرضا شاکری، نصرالله افتخاری و حمید داراب پور که در طول عملیات صحرائی و تهییه مقاطع نازک میکروسکوپی ما را یاری نمودند و همچنین از نظرات ارزشمند آقایان دکتر محمد قویدل سیوکی و دکتر محمد رضا کمالی در جهت ارتقای علمی این مقاله تشکر و قدردانی فراوان بنمائیم.

References

- Aigner, T. (1985) *Storm Depositional Systems*. Springer -Verlag, Berlin, 174p
- Al-Jallal, I.A. (1995) *The Khuff Formation, its regional reservoir potential in Saudi Arabia and other Gulf countries, depositional and stratigraphic approach*, Middle East Petroleum Geoscience, GeoArabia, **1**, 103-119.
- Alsharhan, A.S. (1993) *Facies and sedimentary environment of the Permian carbonates (Khuff Formation) in the United Arab Emirates*: Sed. Geol., **84**, 89-99.
- Brett, C. (1998) *Sequence stratigraphy, palaeoecology and evolution: Biotic clues and responses to sea-level fluctuations*, Palaios, **13**, 241-262.
- Calvet, F., Tucker, M., and Henton, J. (1990) Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan basin, Northeast Spain. Spec. Publ. Ass. Sediment. P.79-108.
- Dunham, R.J. (1962) *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*: A.A.P.G. Memoir **1**, 108-121.
- Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A. (1991) *Cycle and Events in Stratigraphy*. Springer Verlag, Berlin, 955p.
- Elrick, M., and Read, J. (1991) *Cyclic ramp to basin carbonate deposits, Lower Mississippian, Wyoming and Montana*, Jour. Sed. Petrology, **61**, 1194-1224.
- Feldmann, M., and McKenzie, J. (1998) *Stromatolite-Thrombolite associations in a modern environment, Lee Stocking Island, Bahamas*. Palaios, **13**, 201-212.
- Flügel, E. (1982) *Microfacies Analysis of Limestone*, Springer-Verlag, Berlin, 610p.
- Friedman, G. (1994) *Upper Cambrian-Lower Ordovician platform carbonate of the Northern Appalachian passive margin*, Carbonates and Evaporites, **9**, 143-150.
- Friedman, G. (1995) *The arid peritidal complex of Abu Dhabi: A historical perspective*. Carbonates and Evaporites, **10**, 2-7.
- Ghavidel-Syooki, M. (1996) *Acritarch biostratigraphy of the Paleozoic rock units in*

- the Zagros Basin, southern Iran.* Acta Univ., Carolinae, Geol., **4**, 385-411.
- Ghavidel-Syooki, M. (2003) *Palynostratigraphy of Devonian sediments in the Zagros Basin, southern Iran.* Rev. Palaeobot. Palynol., **127**, 241-268.
- Gonzalez, R. (1996) *Response of shallow-marine carbonate facies to third-order and high-frequency sea-level fluctuation: Hauptrrogenstein Formation, northern Switzerland.* Sediment. Geol., **102**, 111-130.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail P.R. (1988) *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change: an integrated approach.* Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., **42**, 71-108.
- Hardie, B. (1986) *Stratigraphic models for carbonate tidal flat deposition.* Quat. Jour., Colorado, School of Mines, **81**, 59-74.
- Hunt, D. and Tucker, M. (1995) *Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract.* Sed., Geol., **95**, 147-160.
- Husseini, M.I. (1992) *Upper Palaeozoic tectono-sedimentary evolution of the Arabian and adjoining plates.* Journ. Geol. Societ. London, **149**, 419-429.
- Kashfi, M.S. (1992) *Geology of the Permian super-giant gas reservoirs in the greater Persian Gulf area.* Jour. Petrol. Geol., **15**, 465-480.
- Kinsman, D.J. (1964) *Dolomitization and evaporite development, including anhydrite, in lagoonal sediments,* Persian Gulf, Abstract: Ann. Geol. Soc. Am., Assoc. Soc. Joint Mtg. Program, pp. 108-109.
- Land, L.S. (1973) *Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reef by meteoric water,* North Jamaica, Bull. Marine. Sci., **23**, 64-92.
- Logan, B.W. (1974) *Evolution and diagenesis of Quaternary carbonate sequences,* Shark Bay, Western Australia: AAPG. Mem., **22**, 358p.
- Lotfpour, M., Moallemi, S.A., Adabi, M.H., Taghavi, A. (2000) *Reservoir evaluation of Dalan and Kangan Formations in the South Pars Field,* NIOC-RUPI unpublished report, 250p.
- Lucia, F.J. (1999) *Carbonate Reservoir Characterization,* Springer-Verlag, Berlin, 226p.
- Miall, A.D. (1990) *Principles of Sedimentary Basin Analysis,* Springer-Verlag, Berlin, 668p.
- Miall, A.D. (1991) *Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation,* Jour. Sed. Petrology, **61**, 487-505.
- Miall, A.D. (1995) *Wider stratigraphy.* Sed. Geol., **100**, 5-20.
- Read, J.F. (1985) *Carbonate platform facies models,* A.A.P.G. Bull., **69**, 1-21.
- Reading, H.G. (1996) *Sedimentary Environments: Processes and Stratigraphy.* Blackwell, Oxford, 320p.
- Sharland, P., Archer, D., and Casey, R. (2001) *Arabian plate sequence stratigraphy.* GeoArabia, Special Publication No.2, 370 p.
- Shinn, E.A. (1983) *Tidal flat environment, in carbonate depositional environments,* Scholle, P. A., Bebout, D. G. and Moore, C. H.(eds), Mem. Am. Petrol. Geol., **33**, 173-210.
- Shinn, E.A. (1986) *Practical significance of bird's-eye structure in carbonate rocks:* Jour. Sed. Petrology, **38(1)**, 215-223.
- Sibley D.F., and Gregg, J.M. (1987) *Classification of dolomite rock texture:* Jour.

- Sed. Petrology, **57**, 967-975.
- Szabo, F., and Keradpir, A. (1978) *Permian and Triassic stratigraphy of Zagros basin, southwest Iran*: Jour. Petrol. Geol., **1(12)**, 57-82.
- Tucker, M.E., Calvet, F. and Hunt, D. (1993) *Sequence stratigraphy carbonate ramps: systems tracts, models and application to the Muschelkalk carbonate platforms of eastern Spain*: In Posamentier , H.W. (eds.), Sequence Stratigraphy and Facies Associations, IAS Spec. Publ., **18**, 397-415.
- Tucker, M.E., and Wright, V.P. (1990) *Carbonate Sedimentology*, Blackwell, Oxford, 482 p.
- Ziegler, M.A. (2001) *Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences*. GeoArabia, **6(3)**, 445-504.

باغبانی، د. (۱۳۶۹) بیواستراتیگرافی رسوبات پرمین حوضه زاگرس، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد شمال تهران، پایان نامه فوق لیسانس ۷۴ صفحه.

قویدل سیوکی، م. (۱۳۷۳) مطالعه پالینولوژیکی رسوبات اردوسین و سازند فراقان سورمه و تعیین ارتباط بین آنها بر مبنای میکروفیزیلهای. فصلنامه علوم زمین سازمان زمین شناسی، ۱۲، صفحات ۳۵ تا ۲۸.

کاووسی، م.ع. (۱۳۷۴) سنگ شناسی رسوبی و محیط های رسوبی سازند دلان و فراقان (پرمین زیرین-پرمین میانی) در ناحیه دنا، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، ۱۱۶ صفحه.

کلانتری، امیر.، (۱۳۷۳) بیواستراتیگرافی رسوبات پرمین در زاگرس، انتشارات سازمان زمین شناسی ایران، ۹۴ صفحه.

لامسی، ی. (۱۳۷۹) رخسارهای رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته سنگ های پرکامبرین بالائی و پالئوزوئیک ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، ۱۸۰، صفحه.

لطف پور، م.، معلمی، س.ع.، طهماسبی، ع.ر. (۱۳۷۹) زیست چینه شناسی سازند خوف (دلان و کنگان) در میدان سلمان با نگرشی ویژه بر مرز پرموتربیاس. فشرده مقالات چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران ، تبریز، ۱۳۰-۱۳۳.