

## بررسی ریزرخسارهای رسوبات پرمین زیرین در شمال طبس (خاور ایران مرکزی) و ارتباط جلبک‌های شناسایی شده با محیط رسوبی

صفورا یاسبلاغی‌شراهی<sup>۱</sup>، بیژن یوسفی‌یگانه\*<sup>۲</sup>، سکینه عارفی‌فرد<sup>۳</sup> و محمد مهدی فرهپور<sup>۴</sup>

۱- دانش‌آموخته دکترا زمین‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران  
 ۲، ۳ و ۴- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

نویسنده مسئول: Bizhan.yegane@gmail.com

دریافت: ۱۴۰۱/۱/۱۴ پذیرش: ۱۴۰۱/۴/۶

نوع مقاله: پژوهشی

### چکیده

مهم‌ترین وقایع در تاریخ پرمین پیشین، مربوط به پسروری دریا در اوایل پرمین پیشین (ساکمارین) و پیشروی بعدی آن در اواخر پرمین پیشین (اواخر یاختاشین- بلورین) می‌باشند. همانند سایر نواحی تتیسی در ایران پیشروی در زمان یاختاشین- بلورین شروع می‌شود، یعنی هنگامی که پلاتفرم‌های کربناته شروع به تشکیل شدن می‌نمایند. این سنگ‌های کربناته در بلوک طبس بنام سازند جمال نام‌گذاری شده که بخش قاعده‌ای سازند جمال تحت عنوان سازند باغ‌ونگ تعیین شده است. به منظور انسجام بررسی و تعیین شرایط دقیق محیط‌رسوبی علاوه بر مقاطع سازند باغ‌ونگ، سازندهای سردر در بخش زیرین و جمال در بخش رأسی نیز بطور مختصر مورد بررسی قرار گرفته‌اند. براساس مطالعه برش‌های نازک در دو برش چینه‌شناسی (باغ‌ونگ و شش انگشت) تعداد ۸ ریزرخساره و دو پتروفاسیس شناسایی شده‌اند که ریزرخساره‌های گرینستون بایوکلست‌دار، گرینستون اینتراکلست‌دار در زیرمحیط سد قرار می‌گیرند و پکستون/گرینستون فوزولینیدار، پکستون بایوکلست‌دار، پکستون بایوکلست‌دار اینتراکلست‌دار و وکستون بایوکلستی معرف ریزرخساره‌های مربوط به محیط کولاب هستند که توسط سدها از محیط دریای باز جدا می‌شود. ریزرخساره‌های مادستون و دولومادستون مربوط به پهنه‌های گلی در منطقه اینترتایدال هستند و پتروفاسیس‌های آرکوز و لیتیک آرکوز به محیط پری‌تایدال نسبت داده می‌شوند. از میان فسیل‌های شناسایی شده در این مطالعه، جلبک‌های آهکی از مهم‌ترین گروه‌های فسیلی آب‌های کم عمق رسوبات پالئوزویک بالایی هستند که در سه گروه داسی‌کلاداسه‌آ، ژیمنوکدی‌آسه‌آ و جلبک‌های مجهول معرفی شده‌اند که افزایش تنوع و فراوانی آن‌ها با شرایط گرم‌خانه‌ای و بالا بودن سطح دریا در ارتباط است.

واژگان کلیدی: پرمین زیرین، شمال طبس، باغ‌ونگ، جلبک‌های آهکی

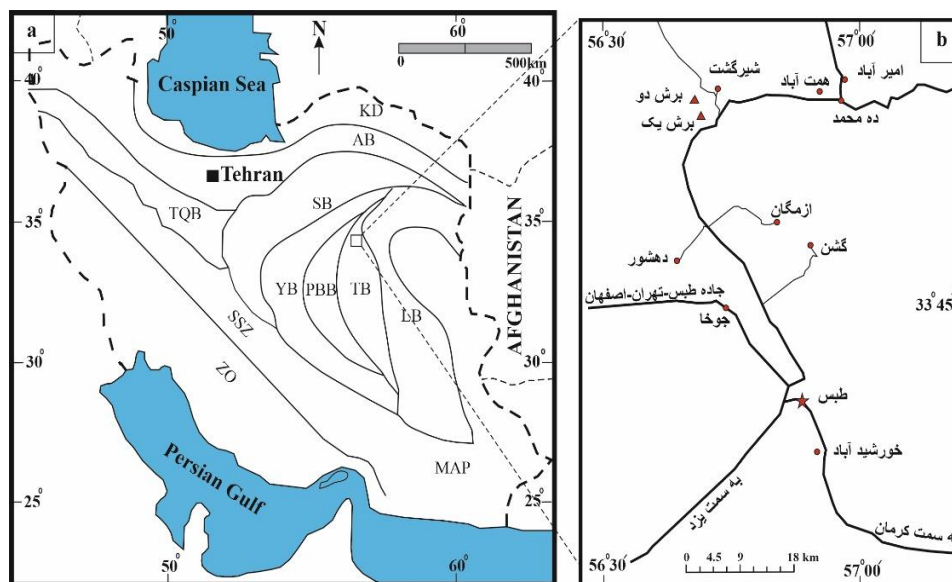
### ۱- پیشگفتار

آهکی، روزنبران کوچک، فوزولینیدها، مرجان‌ها، بریوزوآها، براکیوپودها، کرینوئیدها و استراکودها و آمونوئیدها می‌باشد. بخش قاعده‌ای سازند باغ‌ونگ در برش باغ‌ونگ با سنگ‌آهک و سنگ‌آهک ماسه‌ای شروع می‌شود، که توسط کنگلومرای آهکی و ماسه‌سنگ و مارن قرمز دنبال شده‌اند. مابقی سازند مرکب از سنگ‌آهک شیلی خاکستری تا خاکستری تیره با تناوبی از سنگ‌آهک متوسط لایه به رنگ ونگ، هیچ نشانه‌ای از کنگلومرای آهکی و و ماسه‌سنگ و مارن قرمز در بخش قاعده‌ای سازند باغ‌ونگ در برش شش انگشت وجود ندارد که می‌تواند به دلیل تغییرات جانبی رخصاره‌ها و یا عملکرد گسل‌ها باشد.

رسوبات پرمین اولین بار در منطقه شیرگشت (شمال طبس)، توسط روتنر و همکاران در سال ۱۹۶۸ مورد مطالعه قرار گرفتند. آن‌ها عمدتاً مرکب از آهک و آهک دولومیتی با نودول‌های چرتی هستند، که حاوی روزنبران کوچک، فوزولینیدها و جلبک‌های آهکی، بریوزوآ، براکیوپودها، کرینوئید و مرجان می‌باشند. براساس این محتوای فسیلی، سازند جمال به سن اوایل انتهای پرمین تا انتهای پرمین توسط روتنر و همکاران (۱۹۶۸) تاریخ‌گذاری شده است. بخش قاعده‌ای سازند جمال در بخش باختری ارتفاعات باغ‌ونگ و شمال باختری ارتفاعات شش انگشت بخوبی رخنمون یافته است و شامل جلبک‌های

رخنمون‌های به سن یاخاشین- بلورین مورد بررسی قرار گرفته است. مطالعه موجود برای تعیین محیط‌رسوبی سازند باغ‌ونگ بوده و براساس هردو مطالعات صحرایی و تجزیه و تحلیل برش‌های نازک می‌باشد که با هدف به دست آوردن دید دقیق‌تر بر روی رخساره‌های میکروسکوپی رسوبات انجام می‌شود. برش باغ‌ونگ تقریباً در ۴۵ کیلومتری شمال شهر طیس با مختصات  $56^{\circ}45'25''$  طول خاوری و  $33^{\circ}56'32''$  عرض شمالی بوده و برش دیگری واقع در ضلع باختری کوه شش‌انگشت که داری مختصات  $56^{\circ}45'12''$  طول خاوری و  $33^{\circ}57'10''$  عرض شمالی می‌باشد، نیز مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۱- b). در هردو برش مرز بین سازند سردر و سازند باغ‌ونگ ناپیوستگی فرسایشی و مرز بالایی سازند با سازند جمال از نوع تدریجی معرفی شده است.

سن سازند باغ‌ونگ بر اساس مجموعه‌های فسیلی متفاوت بوده و سن واحدی را نشان نمی‌دهد، از این‌رو مطالعات متعددی بر روی این سازند از جنبه بایواستراتیگرافی و تعیین سن صورت گرفته است که می‌توان به موارد (کاهلر، ۱۹۷۴؛ پرتوآذر، ۱۳۷۱؛ لون و وزیری‌مقدم، ۲۰۰۴؛ ارنست و همکاران، ۲۰۰۶؛ لون و همکاران، ۲۰۰۷؛ عارفی‌فرد و ایساکسون، ۲۰۱۱؛ بالینی و همکاران، ۲۰۱۵؛ نیکو و همکاران، ۲۰۱۸؛ عارفی‌فرد و همکاران، ۱۳۸۵) اشاره نمود که براساس این مطالعه سن انتهای یاخاشین- اواخر بلورین برای این رسوبات تعیین می‌شود. از لحاظ تعیین محیط‌رسوبی می‌توان به مطالعه ستوهیان و رنجبران در سال ۱۳۹۳ اشاره نمود که بر روی سازند جمال در برش باغ‌ونگ بوده است. در این مطالعه، سازند باغ‌ونگ در دو برش برش باغ‌ونگ و شش‌انگشت به عنوان تنها



شکل ۱. (a) نقشه تکنونیک کلی ایران (اقتباس از علوی (۱۹۹۱) و آقائاتی (۱۹۹۳)). (b) نقشه بزرگ شده که موقعیت مقاطع مورد نظر برای این مطالعه را نشان می‌دهد. برش یک = مقطع باغ‌ونگ، برش دو = مقطع شش‌انگشت. اختصارات:

AB=Alborz Belt .SB= Sabzevar Belt .PBB=Posht-e Badam Block .MAP=Makran Accretionary Prism .LT=Lut Block .KD=Kope Dagh .ZO=Zagros Orogen .YB=Yazd Block .TQB=Tabriz-Qom Block .TB=Tabas Block .SSZ=Sanandaj-Sirjan Zone.

نایبند محدود شده است که هردو جزو گسل‌های راست‌الغز راست‌گرد هستند (شکل ۱- a). با در نظر گرفتن تاریخ پالئوزوئیک، بلوک طیس از مابقی خرده قاره ایران مرکزی متمایز می‌باشد، همانگونه که روتنر و همکاران (۱۹۶۸) بیشتر از ۸ کیلومتر رسوبات پالئوزوئیک را در این بلوک گزارش کرده‌اند. کامل‌ترین برش‌های پالئوزوئیک در بلوک طیس رخنمون یافته است. اگرچه رسوبات دونین بالایی و کربونیفر در بیشتر بخش‌های ایران غایب هستند،

## ۲- موقعیت زمین‌شناسی

علوی (۱۹۹۱) براساس گسل‌های امتداد‌الغز راست‌گرد (گسل‌های نایبند، کلمرد، کوهبنان و پشت‌بادام)، ایران مرکزی را به چهار زیر بلوک شامل بلوک لوت (LB)، بلوک طیس (TB)، بلوک پشت‌بادام (PBB) و بلوک یزد (YB) تقسیم‌بندی نموده است. براساس این تقسیم‌بندی منطقه مورد مطالعه (شیرگشت) در داخل بلوک طیس قرار گرفته و در باختر توسط گسل کلمرد و در خاور توسط گسل

- ۱- ۲ متر سنگ آهک خاکستری متوسط لایه
- ۲- نیم متر گرینستون ماسه‌دار متوسط لایه
- ۳- ۳ متر کنگلومرای آهکی دارای خرده‌های ارگانیکی
- ۴- ماسه‌سنگ قرمز به ضخامت یک متر
- ۵- آهک‌ماسه‌ای متوسط لایه به ضخامت یک متر
- ۶- مارن قرمز به ضخامت یک متر
- ۷- ۳۹ متر تناوب سنگ‌آهک مارنی متوسط تا نازک لایه و آهک‌های شیلی سیاه دارای فوزولینید و فرامینیفرا می‌باشد.

سازند باغ‌ونگ توسط سازند جمال که حاوی سنگ آهک‌های چرتی نازک لایه به رنگ خاکستری می‌باشد دنبال می‌شود (شکل ۲).

#### ۴-۲- برش شش‌انگشت

کل ضخامت برش شش‌انگشت ۶۲ متر است که ۹ متر متعلق به سازند سردر، ۴۵ متر دربرگیرنده سازند باغ‌ونگ و ۸ متر از بخش‌های قاعده‌ای سازند جمال است. سازند سردر مانند برش باغ‌ونگ حاوی ماسه‌سنگ‌های متوسط لایه به رنگ متمایل به سبز می‌باشد.

سنگ‌شناسی سازند باغ‌ونگ از قاعده به سمت رأس شامل: ۱- یک متر سنگ‌آهک ماسه‌ای متوسط لایه به رنگ خاکستری تیره که این سنگ‌آهک شروع رسوب‌گذاری سازند باغ‌ونگ می‌باشد.

۲- نیم متر شیل سیلتی خاکستری رنگ

۳- ۴۳/۵ متر تناوب آهک‌های خاکستری متوسط لایه با شیل‌های آهکی خاکستری رنگ

سازند باغ‌ونگ توسط سازند جمال با سنگ‌آهک چرتی نازک لایه دنبال می‌شود (شکل ۲).

#### ۵- ریزرخساره‌ها و محیط‌رسوبی

مطالعه و شناخت ریزرخساره‌های سنگ‌های کربناته با توجه خصوصیات سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی آن‌ها صورت می‌گیرد و در پی بردن به چگونگی تشکیل این سنگ‌های کربناته کمک شایانی می‌کند. برای تجزیه و تحلیل ریزرخساره‌ها و تفکیک آن‌ها، مطالعه برش‌های نازک الزامی است و در این راستا ویژگی‌های بافتی و متشکلین زیستی این سنگ‌ها اهمیت خاصی دارد. مطالعه ریزرخساره‌ها منجر به گروه‌های متنوع محیطی شده که هریک در شرایط خاص محیطی نهشته شده‌اند (فلوگل،

رخمون‌هایی در بلوک طبس وجود دارد. برش‌های استراتیگرافی پرمین در منطقه شیرگشت شامل رسوبات که فاصله زمانی اوایل پرمین را، که بخش پایین‌تر پرمین پیشین در برش زلدو و بخش بالاتر پرمین پیشین در برش‌های باغ‌ونگ و شش‌انگشت در بر می‌گیرد. همچنین کربنات‌های پرمین میانی و بالایی در بلوک طبس در تیپ برش سازند جمال و مناطق دیگر بلوک طبس رسوب‌گذاری شده‌اند.

#### ۳- مواد و روش‌ها

نهشته‌های به سن پرمین پیشین براساس بررسی نقشه زمین‌شناسی طبس با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ انتخاب و طی برداشت‌های میدانی براساس تغییرات سنگ‌شناسی تعداد ۷۰ نمونه از برش شش‌انگشت و ۷۴ نمونه از برش باغ‌ونگ برداشت گردید، برای دقت بیشتر بالا و پایین نمونه‌های دستی در سر زمین با جهت پیکان مشخص و نمونه‌های صحرایی عمود بر جهت لایه‌بندی برداشت گردید. در انتخاب برش‌ها قابل دسترس بودن آن‌ها، نبود پوشیدگی و نبود واریزه مد نظر قرار گرفت. مقاطع در کارگاه سنگبری دانشگاه لرستان تهیه و در مرحله مطالعات آزمایشگاهی برش‌های نازک با میکروسکوپ Olympus BH2 در آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشگاه لرستان مورد مطالعه قرار گرفتند و توسط میکروسکوپ Olympus BX51 با دوربین Olympus DP71 (بزرگنمایی ۱۰۰X) عکس‌برداری شدند و برای نام‌گذاری کربنات‌ها از روش دانه‌ام (۱۹۶۲) و برای طبقه‌بندی تخریبی‌ها از طبقه‌بندی فولک (۱۹۷۴) استفاده شده است. با توجه به نوع و میزان فراوانی دانه‌ها، موقعیت رخساره‌ها با استفاده از تطبیق آن‌ها با کمریند رخساره‌ای فلوگل (۲۰۱۰) مشخص و مدل رسوب‌گذاری در این محیط مشخص گردید.

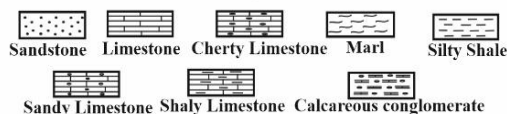
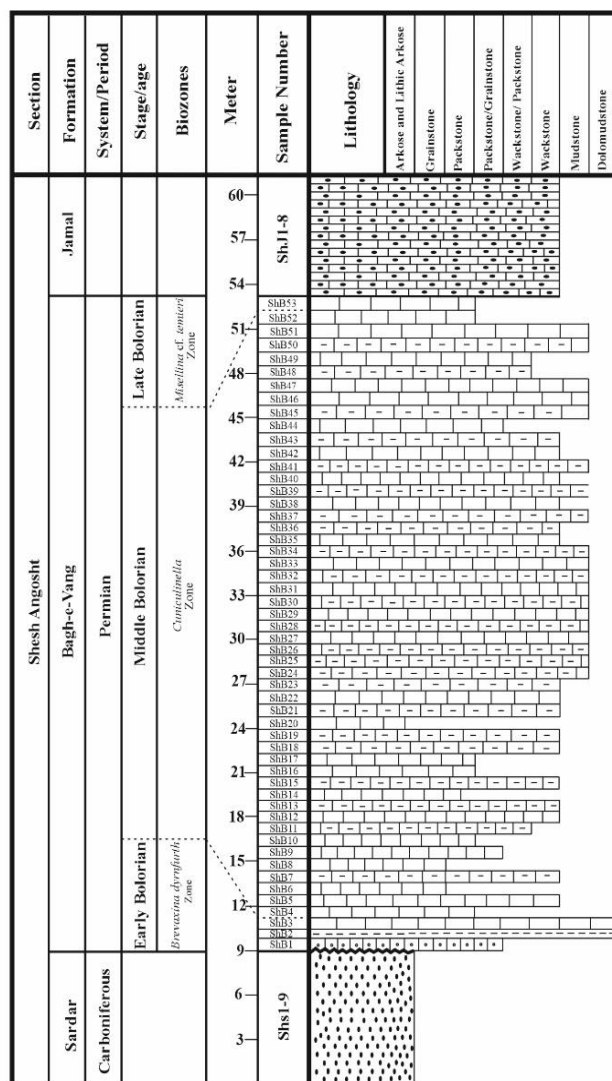
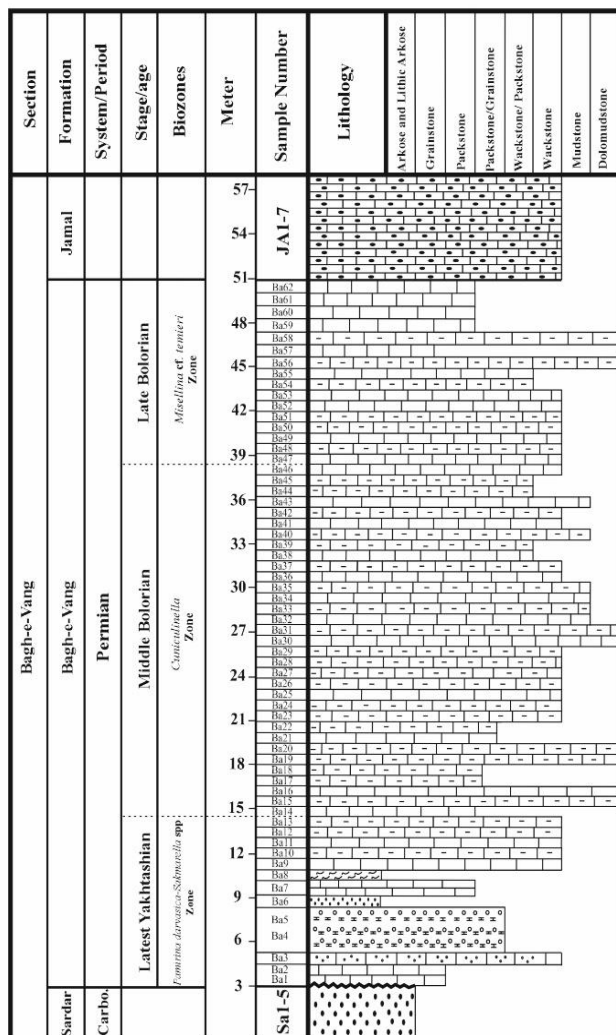
#### ۴- سنگ‌شناسی سازند باغ‌ونگ

##### ۴-۱- برش باغ‌ونگ

کل ضخامت برش باغ‌ونگ ۵۷/۵ متر می‌باشد که سه متر متعلق به سازند سردر، ۴۷/۵ متر دربرگیرنده سازند باغ‌ونگ و ۷ متر از بخش‌های قاعده‌ای سازند جمال را شامل می‌شود. سازند سردر حاوی ماسه‌سنگ‌های متوسط لایه متمایل به سبز می‌باشد. سازند باغ‌ونگ از بخش قاعده‌ای بسمت راس شامل:

منظور انسجام بررسی، ریزرخساره‌های مختلف سازند باغ ونگ بطور کامل و سازندهای سردر و جمال نیز بطور مختصر توصیف می‌گردند.

۲۰۱۰). در شناخت و طبقه‌بندی ریزرخساره‌ها فراوانی اجزای تشکیل‌دهنده اصلی بسیار اهمیت دارند و در واقع نام‌گذاری ریزرخساره‌ها براین اساس صورت می‌گیرد. به



شکل ۲. ستون سنگ‌چینه‌نگاری برش‌های باغ‌ونگ و شش‌انگشت و توزیع ریزرخساره‌های شناسایی شده

۵-۱- سازند سردر  
ماسه‌سنگ‌های سازند سردر به پتروفاسیس‌های آرکوز و لیتیک آرکوز تقسیم بندی شده‌اند:  
۵-۱-۱- لیتیک آرکوز؛ فلدسپات (عمدتاً فلدسپات پتاسیم‌دار) مهم‌ترین ترکیب این پتروفاسیس است (۲۷-۳۰٪) که در شکل (۳-الف) با علامت پیکان شماره یک مشخص شده‌اند. مقدار کوارتز مونوکرستالین در این

پتروفاسیس در حدود (۴۵-۵۵٪) (پیکان شماره سه در شکل ۳-الف) و ترکیب سنگ‌شناسی لیتیک‌ها شامل چرت، شیل و کربناته‌ها می‌باشد که مقدار ۱۵-۲۰٪ را تشکیل می‌دهند (پیکان شماره دو در شکل ۳-الف). دانه‌های این ترکیب در محدوده ۰/۵ تا ۰/۸ میلی‌متر است. وجود زمینه دانه ریز در بین دانه‌های تشکیل‌دهنده این پتروفاسیس باعث عدم جورشدگی بافتی شده است. به

<sup>1</sup>Lithic arkose

### ۵-۲- ریزرخساره‌های زیرمحیط سد (Bar)

گرینستون بایوکلست‌دار به همراه گرینستون اینتراکلست‌دار به فراوانی در این زیر محیط‌ها یافت شده‌اند. گرینستون بایوکلست‌دار رنگ قهوه‌ای روشن و ظاهر کریستالین داشته که این امر ناشی از وجود سیمان کلسیت اسپارایتی می‌باشد. گرینستون اینتراکلست‌دار رنگ خاکستری تیره و همچنین ظاهر کریستالین را نشان می‌دهند. سطح شکستگی در هر دو نوع گرینستون صدفی می‌باشد و دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی فراوان هستند. وجود اسپارایت بین دانه‌ها و درون آن‌ها از ویژگی‌های این رخصاره می‌باشد.

۵-۲-۱- گرینستون بایوکلست‌دار<sup>۴</sup>: این ریزرخساره از دانه‌های اسکلتی که عمدتاً از اکینودرم‌ها هستند تشکیل شده است (در حدود ۵۰٪)؛ دانه‌های اکینودرم سیمان رشد اضافی سین‌تکسیال را نشان می‌دهند. این سیمان معمولاً در رخصاره‌های اکینوییددار و در ارتباط با دانه‌های اکینودرم می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰؛ مراد و همکاران، ۲۰۱۹) که در نمونه‌های مورد بررسی روی مقاطع عرضی سالم و یا شکسته شده اکینویید به خوبی گسترش یافته است (پیکان شماره سه در شکل ۳-ج). تشکیل این سیمان تا حد زیادی از فشردگی فیزیکی جلوگیری کرده است. دانه‌های دیگر با فراوانی کمتر شامل روزنبران با دیواره آهک میکروگرنولار و پورسلانوز می‌باشد که شامل: *Deckerella* sp., *Palaeotextularia* sp., *Endothyra* sp., *Globivalvulina* sp., *Climacammina* sp., *Schubertella* sp. *Hemigordiellina* sp. می‌باشند (شکل ۳-پ، نمونه شماره Ba 1 در شکل ۲).

تفسیر: مواد اسکلتی گرینستون‌های زیر محیط سد با انرژی نسبتاً بالا از اکینوییدها، نرم‌تان، روزنبران و مرجان‌ها مشتق شده‌اند (تاگر و همکاران، ۲۰۰۱) و اکینوییدها در محیط‌های دریایی با درجه شوری نرمال موجود هستند (فلوگل، ۲۰۱۰). با توجه به فراوانی اجزای اسکلتی و نیز درشتی بلورهای کلسیت اسپاری و تشکیل سیمان بین دانه‌ای و نبود گل کریناته و شکسته شدن اغلب قطعات اکینویید محیط پراورزی و متلاطم سد برای این ریزرخساره معرفی شده است. این ریز رخصاره معادل با ریزرخساره استاندارد RMF-26 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد.

علاوه برخی دانه‌های اسکلتی شکسته شده (در حدود ۲٪) در این پتروفاسیس حضور دارند که با سیمان دولومیتی به یکدیگر جوش خورده است (نمونه شماره Shs 1 در شکل ۲).

۵-۱-۲- آرکوز<sup>۲</sup>: این رسوبات با فراوانی حدود ۳۵٪ از فلدسپات پتاسیم مشخص می‌شوند (پیکان شماره دو در شکل ۳-ب) و مقدار دانه‌های کوارتز ۵۳٪ بوده و مابقی لیتیک‌های رسوبی از نوع کریناته و لیتیک‌های شیلی و مقداری نیز لیتیک‌های شیلی هستند. ترکیبات لیتیک نسبت به لیتیک‌آرکوز از لحاظ کمیت خیلی پایین‌تر هستند. بلورهای منفرد کوارتز با خاموشی عادی در حد ماسه ریز مشهود است که در شکل (۳-ب) با علامت پیکان شماره یک مشخص شده‌اند. برخی کانی‌های فلدسپات خردشدگی را نشان می‌دهند و سیمان سنگ غالباً دولومیتی می‌باشد (شکل ۳-ب، نمونه شماره Sa 4 در شکل ۲).

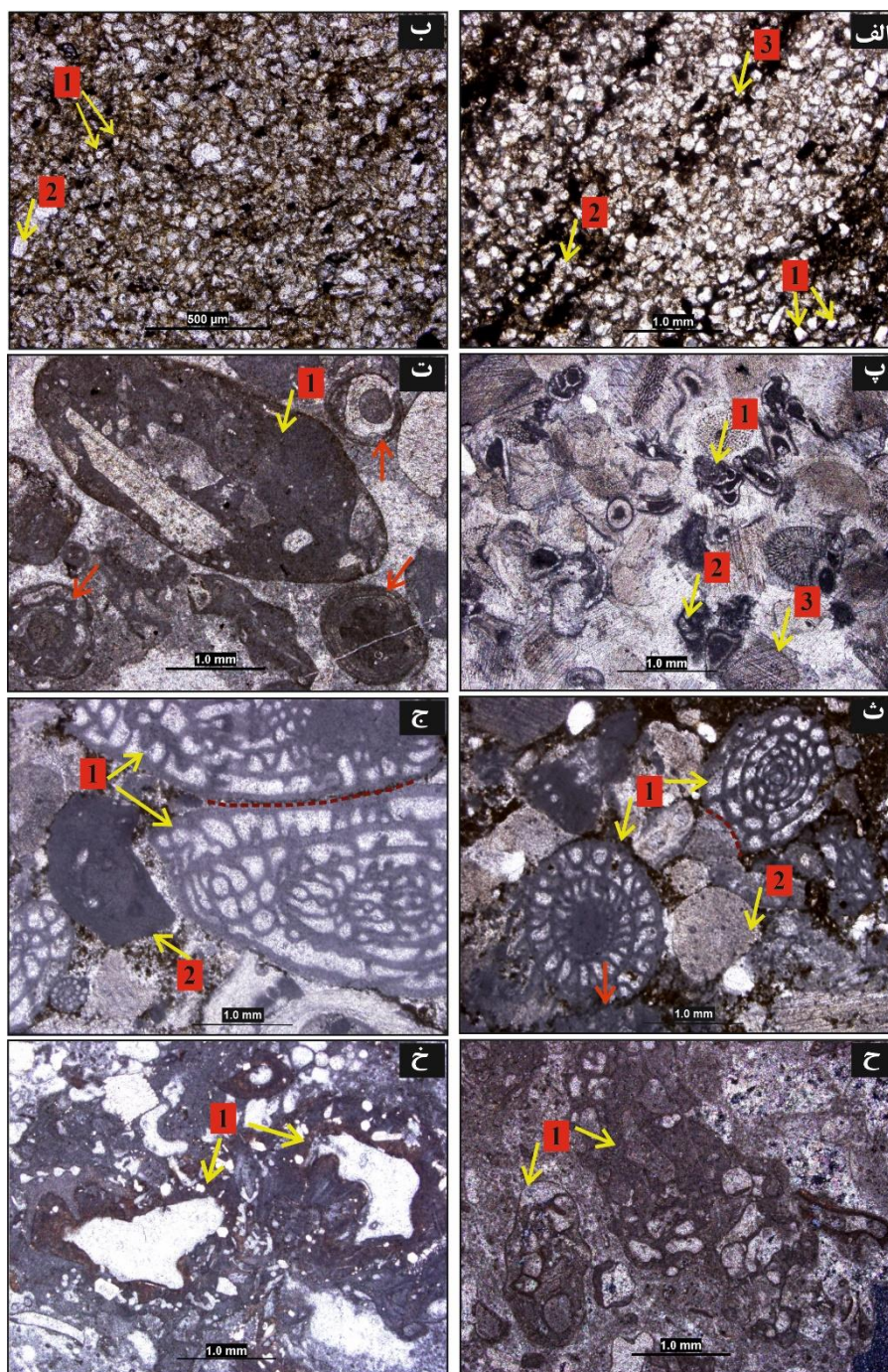
جریان‌های رو به حوضه حاصل از خشکی (اغلب جریان‌های سیلابی) سبب ورود دانه‌های تخریبی و تشکیل این رخصاره در بخش بالایی جزرومدی می‌شوند. وجود خرده‌سنگ، دانه‌های تخریبی کوارتز، جایگاه رخصاره در ستون چین‌نگاری، مشاهدات صحرایی همگی بر موقعیت این رخصاره در محیط بالای جزرومدی دلالت دارند. ذرات تخریبی در حد نیم تا یک میلی‌متر موید جریان‌های آبی غیردایمی در محیط‌های قاره‌ای هستند (وارن، ۱۹۸۹). همچنین براساس مطالعه خانه‌باد و همکاران (۲۰۱۲) بر روی ماسه‌سنگ‌های سازند سردر در دو برش نیاز و حوض دوره در خاور ایران مرکزی، غلبه کوارتز همراه با غنی‌سازی در عناصر ثابت مانند Zr و Th، پیشنهاد می‌کند که موقعیت تکتونیکی حوضه رسوبی این سازند به عنوان بخشی از موقعیت کراتونی یا حاشیه غیر فعال باشد. همچنین مقادیر CIA<sup>۳</sup> برای ماسه‌سنگ‌های سازند سردر (بیشتر از ۶۵ درصد) نشان‌دهنده این است که این ماسه‌سنگ‌ها از سنگ‌هایی مشتق شده‌اند که قبل از فرایند رسوب‌گذاری، در منطقه منبع و همچنین در طول انتقال بشدت تا بطور متوسط هوازده شده‌اند. این شدت هوازدگی می‌تواند به دلیل آب و هوای مرطوب تا نیمه‌مرطوب غالب در این زمان باشد که براین اساس، منبع رسوبات سازند سردر سنگ‌های رسوبی قاره‌ای چند چرخه‌ای می‌باشد.

<sup>4</sup> Bioclast grainstone

<sup>2</sup> Arkose

<sup>3</sup> Chemical Index of Alteration





شکل ۳. الف- لیتیک آرکوز (نور پلاریزه)، فلدسپات (۱)، قطعه لیتیک (۲) و کوارتز (۳)، ب- آرکوز (نور پلاریزه)، دانه‌های منفرد کوارتز (۱) و کانی فلدسپات (۲)، پ- گرینستون بایوکلاست‌دار (نور پلاریزه)، *Hemogordiellina* sp. (۱)، *Globivalvulina* sp. (۲) و تشکیل سیمان هم محور بر روی برش عرضی اکینوئید (۳)، ت- گرینستون اینتراکلاست‌دار (نور پلاریزه) با اینتراکلاست (۱) و ائیدها (پیکان قرمز رنگ)، ث و ج- پکستون - گرینستون فوزولینیدار (نور پلاریزه)، عدد یک در شکل‌های (ث و ج) اشاره به فسیل فوزولینید، پیکان شماره دو در شکل (ث) نشان دهنده مقطع عرضی اکینوئید و در شکل (ج) اشاره به جیک دارد. سطح تماس محدب-مقعر (خط چین قرمز رنگ در هر دو شکل) و علامت پیکان قرمز رنگ در شکل (ث) نشان دهنده گسترش میکرواستیلولیت، ح - پکستون بایوکلاستی اینتراکلاست‌دار (نور پلاریزه)، اینتراکلاست‌ها (۱)، خ- فرایند میکریتی شدن در اطراف جلبک‌ها.

و روزنبران با دیواره میکروگرانولار و پورسلانوز می‌باشد (شکل ۳ - ت، نمونه شماره 8 ShB در شکل ۲). اینتراکلاست‌ها اغلب گرد شده و درشت هستند.

۵-۲-۲- گرینستون اینتراکلاست‌دار<sup>۱</sup>: این ریزرخساره شامل اینتراکلاست (۴۵-۵۵٪)، اوئید (>۱۰٪)، جلبک و دیگر آلوکم‌های زیستی شامل گاستروپود، مرجان، بریوزوا

<sup>۱</sup> Intraclast grainstone

*Schubertella* sp. می‌باشند (شکل ۳- ث و ج، نمونه شماره Ba 4 و Ba 5 در شکل ۲). از جمله آلوکم‌های اسکلتی دیگر اکی‌نویید، بریوزوا، قطعات گرد و شکسته شده جلبک، و از عناصر غیراسکلتی اینتراکلت‌های جلبکی و پلوییدها هستند. قطعات اسکلتی نظیر فوزولین و اکی‌نویید درشت و اغلب سالم هستند و در برخی از اجزای اسکلتی پوشش‌های میکرایتی به ضخامت ۱۰۰ تا ۱۵۰ میکرون قرار گرفته است. نسبت سیمان شفاف اسپاری به میکرایت در این رخساره تقریباً ۴۰ به ۶۰ است. به علاوه روزنبران با دیواره میکروگرانولار و پورسلانوز شامل *Climacammina* spp., *Tuberitina* sp., *Deckerella* sp. هستند. *Palaeotextularia* sp.

تفسیر: فوزولینیدها عمدتاً در موقعیت‌های کم عمق از کربناته تا موقعیت‌های مختلط کربناته- آواری (راس، ۱۹۹۵) در کمربندهای گرمسیری تا نیمه گرمسیری توزیع یافته‌اند (بیش از ۴۰-۴۵ درجه عرض جغرافیایی شمالی/ جنوبی) (بلاسکی، ۱۹۹۶). روزنبران به عنوان شاخص برای تعیین آب و هوا و محیط دیرینه در نظر گرفته می‌شوند. اکثریت فوزولینیدها فرض می‌شود که دارای هم زیست فتوسنتزکننده می‌باشند که در تعدادی از روزنبران بزرگ‌تر زنده یافت می‌شوند (راس، ۱۹۸۲). دما عمدتاً به عنوان مهم‌ترین فاکتور فیزیکی موثر در توزیع و تنوع روزنبران بنتیک و بویژه روی پروتیستن‌های حاوی هم‌زیست در نظر گرفته می‌شود، به گونه‌ای که مجموعه‌های موجود در آب‌های کم‌عمق با دمای ۲۰-۳۰ درجه بطور کلی متنوع‌تر از آن‌هایی هستند که در دمای تقریباً بیشتر از ۳۱ درجه و یا کمتر از ۲۰ درجه می‌باشند (موری، ۱۹۹۱؛ بیونگتون- پنی و راسی، ۲۰۰۴). از جمله فرایندهای دیاژنزی که در برخی قسمت‌های این ریزرخساره مشهود است فرایند ساختاری دانه به دانه می‌باشد که در اثر فشردگی فیزیکی دانه‌ها به هم فشرده شده و به گونه‌ای آرایش یافته‌اند که باعث ایجاد فابریک دانه به دانه و سطح تماس محدب- مقعر شده که در شکل (۳-ث و ج) با خط چین قرمز رنگ مشخص شده است و نسبت دانه‌ای را افزایش داده است. همچنین فرایند فشردگی مکانیکی منجر به عمل انحلال در مرز دانه- دانه شده و سطح مضرسی را ایجاد نموده است (پیکان قرمز رنگ در شکل ۳-ث) که این میکرواستیلولیت‌ها گسترش چندانی ندارند

روزنبران موجود در این ریزرخساره با جنس پوسته از نوع آهک میکروگرانولار و آهک بی‌منفذ پورسلانوز شامل موارد زیر می‌باشد:

*Dekerella* sp., *Cuniculinella* sp., *Cuniculinella globose.*, *Uralogordiopsis* sp., *Palaeonubecularia* sp. تفسیر: اینتراکلت‌های این رخساره اغلب درشت و گرد شده هستند، هرچند برخی از آن‌ها در اثر حمل و نقل و یا در اثر تشکیل شکستگی در مراحل نهایی دیاژنز شکسته شده‌اند و فضای بین آن‌ها با کلسیت‌اسپاری بصورت سیمان پر شده است. وجود ساختمان متحدالمرکز از مشخصه آییدهای موجود در این ریزرخساره می‌باشد که از شکل هسته تبعیت می‌کنند که در شکل به خوبی مشخص می‌باشند و جو‌رشدگی خوبی دارند. ماهیت واقعی تشکیل آییدهای منفرد هنوز مشخص نشده، اما بطور کلی پذیرفته شده که آن‌ها در آب‌های کم عمقی که به مدت طولانی تحت تاثیر امواج و جریان‌ها قرار گرفته‌اند و همچنین در موقعیت‌های عرض جغرافیایی پایین با آب‌های گرم و جاهایی که ورود مواد آواری حداقل باشد، تشکیل شده‌اند (فلوگل، ۲۰۱۰). این ریزرخساره‌ها معادل ریزرخساره استاندارد RMF-27 فلوگل (۲۰۱۰) هستند.

### ۵-۳- ریزرخساره‌های زیر محیط کولاب<sup>۲</sup>

سنگ‌های این ریزرخساره به رنگ خاکستری، خاکستری مایل به زرد تا خاکستری مایل به سیاه هستند. فوزولینیدهای بزرگ به آسانی در تعدادی از نمونه قابل مشاهده هستند. بایوکلت‌ها و اینتراکلت‌ها همچنین در تعدادی از نمونه‌ها بوضوح دیده می‌شوند. پکستون بایوکلت‌دار سطح شکست صدفی و ظاهر کریستالین را نشان می‌دهد. در برخی از نمونه‌ها قطعات جلبک و روزنبران بنتیک موجود هستند. مشخصات بافتی مانند پکستون بایوکلت‌دار و فراوانی این ریزرخساره از ویژگی‌های زیر محیط کولاب می‌باشد. از طرف دیگر روزنبران بنتیک و جلبک‌ها نور کافی و عمق کم محیط را تایید می‌کنند. رسوبات محیط کولاب ۴ ریزرخساره را ارایه می‌دهند که شامل:

۵-۳-۱- پکستون/گرینستون فوزولینیددار<sup>۳</sup>: این ریزرخساره عمدتاً شامل دانه‌های اسکلتی می‌باشد (۳۷٪)، که بیشتر اجزا فوزولینیدها هستند و مهم‌ترین آن‌ها شامل *Misellina* sp., *Chalartoschwagerina* sp

<sup>3</sup> Fusulinid grainstone/ packstone

<sup>2</sup> Lagoon

تفسیر: میکرایتی شدن از جمله فرایندهای دیاژنزی در این ریزرخساره می‌باشد که در اطراف قطعاتی از ارگانیسیم‌های کفزی بویژه شکم‌پایان، دوکفه‌ای و روزنبران بزرگ و همچنین جلبک‌ها مشاهده شده است. تشکیل پوشش میکرایتی اشاره به فعالیت ارگانیسیم‌ها از جمله سیانوباکتیریا، جلبک‌ها و قارچ‌ها دارد که بر سطح دانه‌ها انجام می‌گیرد (مسدی و همکاران، ۲۰۱۸؛ گارسیا-پیچل، ۲۰۰۶) و سپس پر شدن این حفرات توسط میکرایت، سبب تشکیل یک پوشش میکرایتی در اطراف ذرات یا دانه‌ها می‌شود (باترست، ۱۹۷۵). در شکل (۳ - خ، نمونه شماره Ba 6 در شکل شماره ۲) فرایند میکرایتی شدن به رنگ قهوه‌ای در اطراف جلبک مشاهده می‌شود که با علامت پیکان مشخص شده است و همچنین بخش مرکزی آن توسط کلسیت‌اسپاری پر شده است و تنها از شکل ظاهری و قالب آن می‌توان جلبک را تشخیص داد. این فرایند به نواحی کم عمق (عمق کمتر از ۱۰۰ متر) و گرم دریا مربوط است (فیض‌نیا، ۱۳۷۷). باتوجه به بافت این ریزرخساره و اینتراکلیست‌ها محیط کولاب (مناطق کمی دورتر از سد) برای این رخساره معرفی شده است. این ریز رخساره معادل ریزرخساره RMF-20 فلوگل (۲۰۱۰) است.

۵-۳-۴- وکستون بایوکلیستی<sup>۶</sup>: ترکیبات اصلی این ریزرخساره دانه‌های اسکلتی که از فوزولیند، روزنبران کوچک، اکینودرم، استراکودها و دوکفه‌ای و قطعات سالم و شکسته شده بریوزوآ و جلبک تشکیل شده است (۱۶٪). اجزای غیراسکلتی عمدتاً اینتراکلیست‌ها، اما دانه‌های کوارتز نیز در برخی قسمت‌های برش‌نازک موجود هستند، که این ترکیبات غیراسکلتی در حدود ۳٪ را ارایه می‌دهند (شکل ۴-ب، نمونه شماره Ba 13 در شکل ۲).

روزنبران با دیواره آهکی میکروگرانولار و پورسلانوز: *Tuberitina* sp., *Palaeotextularia* sp., *Climacammina* sp., *Globivavulina* sp., در این ریزرخساره موجود هستند.

تفسیر: فرایند میکرایتی شدن از جمله فرایندهای دیاژنزی مشهود در این ریزرخساره است که در اطراف خانواده‌های فوزولینید از جمله شوبرتلید مشاهده می‌شود که در شکل (۴-ب) با علامت پیکان شماره یک مشخص شده است. با

و محدود به مرز مشترک دانه‌ها می‌باشند. اندازه درشت آلوکم‌ها و بافت دانه به دانه<sup>۴</sup> و اندازه درشت شوژرینیدها، ساختار اسکلتی پیچیده، چین‌خوردگی سپتا و پرشدگی محوری و همچنین لایه‌بندی‌های متوسط لایه حاکی از پراکندگی آن‌ها در آب‌های کم عمق نزدیک سد با چرخش دریای آزاد تحت انرژی کم تا متوسط می‌باشد. از طرفی وجود گل‌آهکی، حاکی از شستگی ضعیف این ریزرخساره است، از این رو این ریزرخساره به احتمال زیاد در کنار رخساره‌های سد به سوی کولاب نهشته شده است. این ریز رخساره معادل با ریزرخساره استاندارد RMF-26 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد.

۵-۳-۲- پکستون بایوکلیست‌دار<sup>۵</sup>: این ریزرخساره شامل عمدتاً دانه‌های اسکلتی مانند اکینوئید، بریوزوآ، روزنبران و دوکفه‌ای‌ها می‌باشد که درصد اجزای اسکلتی ۳۲٪ هستند و از اجزای غیراسکلتی در این ریزرخساره، می‌توان به اینتراکلیست‌ها اشاره نمود (شکل ۴ - الف، نمونه شماره 16 ShB در شکل شماره ۲). روزنبران با دیواره آهکی میکروگرانولار و پورسلانوز این ریزرخساره شامل:

*Pamirina* sp., *Nodosaria* sp., *Tuberitina* sp., *Eotuberitina* sp., *Globivavulina* sp. و *Hemigordiellina* sp. هستند.

تفسیر: با توجه به شکستگی اغلب آلوکم‌ها و نیز تاثیر انرژی جریان و همچنین وجود اینتراکلیست که حاکی از وجود امواج و جریان می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰)، محل استقرار این ریزرخساره در مجاورت ریزرخساره قبلی به سمت کولاب می‌باشد. این ریزرخساره معادل RMF-20 فلوگل (۲۰۱۰) است.

۵-۳-۳- پکستون بایوکلیست‌دار اینتراکلیست‌دار<sup>۶</sup>: این ریزرخساره شامل دانه‌های اسکلتی بزرگ از نوع دوکفه‌ای‌ها، روزنبران کوچک، اکینودرم‌ها، گاستروپودها و بریوزوآ (۳۵٪)، همچنین اینتراکلیست‌های گرد شده است (حدود ۱۲٪) می‌باشد (شکل ۳ - ح، نمونه شماره Ba 7). روزنبران با دیواره میکروگرانولار و پورسلانوز شامل: *Globivalvulina* sp., *Climacammina* sp., *Misellina* sp. و *Palaeotextularia* sp., *Tuberitina* sp. می‌باشد.

<sup>6</sup> Intraclast bioclast packstone

<sup>7</sup> Bioclastic wackestone

<sup>4</sup> Fitted Fabric

<sup>5</sup> Bioclast packstone



نسبت درصد آن‌ها افزایش یافته باشد که در شکل (۴-پ) با علامت پیکان شماره دو نشان داده شده‌اند. کمبود یا نبود اجزای اسکلتی در این ریزرخساره بیانگر چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات دریایی است (آلشهران و کندال، ۲۰۰۳). دانه‌های کوارتز تخریبی نیمه زاویه‌دار در این ریزرخساره منشا برون حوضه‌ای دارند. از طرفی کمبود و نبود تنوع اجزای اسکلتی در این ریزرخساره دلالت بر ته‌نشست آن در پهنه جزرومدی تا بالای جزرومدی می‌کند (آمودیو و همکاران، ۲۰۰۶). نبود لامیناسیون‌های ظریف حاوی مواد آلی، وجود ذرات تخریبی کوارتز، عدم تجانس اندازه دانه‌ها، کمبود یا نبود دانه‌های فسیلی، نزدیکی این ریزرخساره با رخساره دولومادستون در بررسی‌های صحرایی دلالت بر قرارگیری این ریزرخساره در محیط جزرومدی دارد. این ریزرخساره معادل با ریزرخساره استاندارد RMF-22 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد.

۴-۲-۵- دولومادستون<sup>۱۰</sup>: دولومادستون نمونه‌ای از ریزرخساره‌های این گروه رخساره‌ای است که بیشتر از میکرایت تشکیل شده‌اند و فرایند دولومیتی شدن شدید در آن کاملاً مشخص و مشهود است. زمینه اصلی این ریزرخساره میکرایت است و درصد کمی از خرده‌های اسکلتی نظیر قطعات شکسته شده جلبک، قطعات کوارتز آوارای (حداکثر ۲ درصد) و مواد آلی (کمتر از یک درصد) در این ریزرخساره دیده می‌شوند. در برخی مکان‌های بقایای دولومیتی شده از روزنبر *Climamina* موجود می‌باشد که به سختی قابل تشخیص می‌باشد (شکل ۴-ت، نمونه شماره Ba 56 در شکل شماره ۲). بلورهای دولومیت با بافت موزاییکی زنونوپیک (۴-۸ میکرون) متدوال هستند.

تفسیر: با توجه به اندازه بلوری و آثار سایه مانند و ضعیف از بافت اولیه رسوبی این ریزرخساره، بنظر می‌رسد درجه حرارت کم و شرایط نزدیک به سطح زمین در تشکیل آن موثر باشد (گریگ و شلتون، ۱۹۹۰). بیشتر دولومادستون‌ها همزمان با رسوب‌گذاری یا در مرحله اولیه دیاژنز در محیط بالای جزرومدی تا بالای بین جزرومدی نهشته می‌شوند (آدابی، ۲۰۰۲). کمبود تنوع فونا نشانه‌ی نامناسب بودن شرایط محیطی است (فلوگل، ۲۰۰۴).

توجه به تنوع فسیلی که احتمالاً نشانه‌ای از حمل و آمیختگی آن‌ها باهم است و وجود ذرات تخریبی و شکستگی در برخی آلوکوم‌ها بخش‌های ابتدایی از محیط کولاب برای این ریزرخساره معرفی شده است. این ریزرخساره معادل با ریزرخساره RMF-17 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد.

#### ۴-۵- ریزرخساره‌های پهنه گلی اینترتایدال<sup>۸</sup>

مناطق گلی یا پهنه گلی‌ها بطور اساسی به عنوان تله‌های گلی در محیط‌های جزرومدی در نظر گرفته شده‌اند و رخساره‌های این زیر محیط بر روی رخساره‌هایی از نوع ماسه‌ای که متعلق به کانال‌های جزرومدی هستند قرار گرفته‌اند (پتی‌جان، ۱۹۷۵؛ د هس و همکاران، ۲۰۱۸). البته گاهی به دلیل افزایش نسبی جریان رخساره‌های ماسه‌ای می‌توانند در این محیط مشاهده شوند ولی در کل فراوانی با رخساره‌های گلی می‌باشد. برخی سنگ‌هایی که به عنوان نماینده پهنه گلی در محیط اینترتایدال تفسیر شده‌اند مادستون‌های به رنگ خاکستری تیره با رگه‌های کلسیتی هستند. نبود تنوع زیستی نشان دهنده عدم شرایط مناسب برای زندگی در این محیط می‌باشد. فابریک فنسترال در برش‌های نازک و همچنین ساختار استروماتولیت در نمونه‌های مربوط به این زیرمحیط یافت شده‌اند. ساختارهای فابریک فنسترال و استروماتولیت‌ها نشان‌دهنده‌ی رسوبگذاری در موقعیت‌هایی از سوپراتایدال تا منطقه اینترتایدال می‌باشند (فلوگل، ۲۰۱۰).

۴-۵-۱- مادستون<sup>۹</sup>: این ریزرخساره شامل مادستون‌هایی به رنگ خاکستری تیره بدون یا خیلی اندک دارای فسیل می‌باشد که کمتر از ۵٪ رسوب را تشکیل می‌دهد. دانه‌های اسکلتی اندک شامل روزنبران کوچک (*Tuberitina*) و خار اکینویید می‌باشند و دانه‌های مونوکریستالین کوارتز (۷٪) همچنین موجود هستند (شکل ۴-پ، نمونه شماره ShB 29 در شکل شماره ۲).

تفسیر: مادستون‌های آهکی تا دولومیتی در قسمت داخلی پهنه گلی تشکیل می‌شوند (وارن، ۲۰۰۰). وجود رگچه‌های انحلالی در این ریزرخساره مشهود است که مواد نامحلول به رنگ قهوه‌ای می‌توانند در امتداد رگچه‌ها تجمع یافته و یا می‌توانند ناخالصی مواد نامحلول در متن سنگ بوده باشند مانند کانی رس و یا اکسید آهن که پس از انحلال

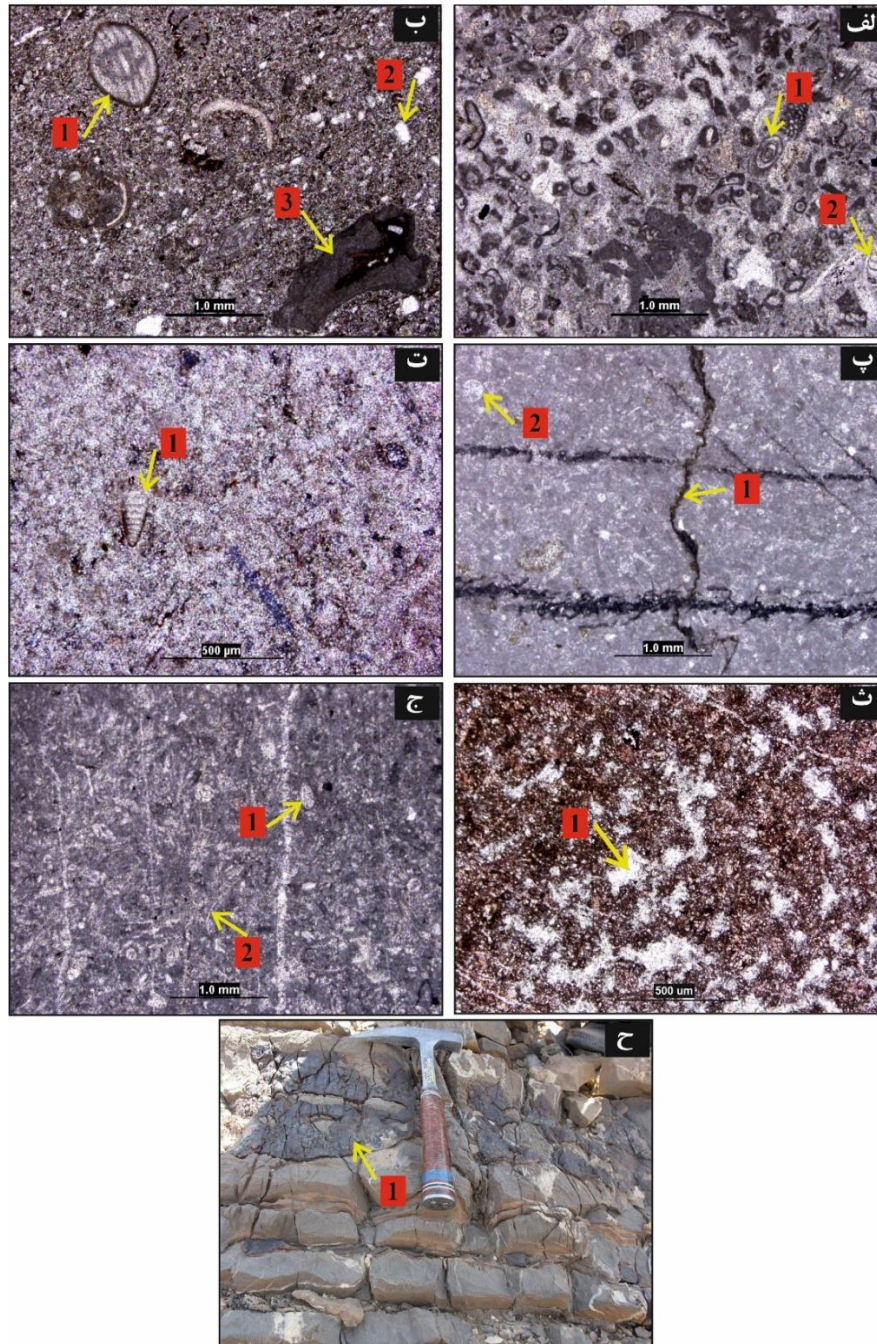
<sup>10</sup> Dolomudstone

<sup>8</sup> Intertidal Mudflat

<sup>9</sup> Mudstone

مشهود است. شکل (۴ - ث، نمونه شماره ShB 2) اشاره به وجود فابریک فنسترال می‌کند که در این ریزرخساره یافت شده است و تایید کننده رسوب‌گذاری در موقعیت اینترتایدال می‌باشند. این ریزرخساره معادل با ریزرخساره استاندارد RMF-22 فلوگل (۲۰۱۰) هستند.

دولومادستون‌های این ریزرخساره احتمالاً همزمان با رسوب‌گذاری یا در مراحل آغازین دیازنز براثر جانمایی آهک بلافاصله پس از رسوب‌گذاری شکل گرفته‌اند (گریگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ آدابی، ۱۹۹۶). این ریزرخساره عمدتاً شامل مادستون‌های به رنگ خاکستری تیره که از لحاظ محتوای فسیلی فاقد و یا قطعات فسیلی خیلی به ندرت



شکل ۴. الف- پکستون بایوکلست‌دار (نورپلاریزه) *Pamirina* sp. (۱) و *Nodosaria* sp. (۲)، ب- وکستون بایوکلستی، فرایند میکرایتی شدن در اطراف شوپرتلید (۱)- جلبک *Tubiphytes obscurus* (۳) و دانه‌های کوارتز (۲)، پ- مادستون (نورپلاریزه) *Tuberitina* sp. (۲) رگچه‌های انحلالی (۱)، ت- دولومادستون (نورپلاریزه)، فسیل دولومیتی شده *Climammia* (۱)، ث- فابریک فنسترال (۱)، ج- وکستون بایوکلستی (نورپلاریزه) مربوط به سازند جمال، استراکود (۱) و خار اکینویید (۲)، ج- عکس صحرائی از آهک نازک لایه با نودول‌های چرتی مربوط به سازند جمال می‌باشد.

## ۵-۵ - سنگ‌شناسی و ریزرخساره سازند جمال (OM)

از لحاظ سنگ‌شناسی سازند جمال شامل سنگ‌آهک با نودول‌های چرتی دارای لایه‌بندی نازک می‌باشد (شکل ۴ ح، مربوط به برش باغ‌ونگ). نودول‌های چرتی توده‌های نیمه کروی، عدسی یا لایه‌های نامنظم که از لحاظ اندازه کمتر از چند سانتی‌متر تا چند ده سانتی‌متر را در بر می‌گیرد. آن‌ها معمولاً در سنگ‌های کربناته نوع شلف رخ می‌دهند که در آنجا تمایل به تمرکز در امتداد افق‌های معین موازی با طبقه‌بندی را دارند (سام بوگس، ۲۰۰۹؛ گائو و لند، ۱۹۹۱). نودول‌ها به نظر می‌رسد که مخصوصاً در رسوبات آب‌های عمیق تر رایج هستند اما آن‌ها همچنین از رسوبات آب‌های کم عمق تر نیز گزارش شده‌اند (نوبل و هاولز، ۱۹۷۴). نمونه‌های برداشت شده از سازند جمال در ریزرخساره وکستون بایوکستی قرار می‌گیرند. در این قسمت دیگر اثری از فوزولین‌های درشت با ساختمان داخلی پیچیده مشاهده نمی‌شود و اکثراً روزنبران غیرفوزولین کوچک مانند (توبریتینا)، خار اکینوید و قطعات دوکفه‌ای در زمینه میکرایتی می‌باشند (شکل ۴ ج، نمونه شماره ShJ 8 در شکل شماره ۲). به دلیل تنوع پایین فسیلی، فقدان فوزولین‌های درشت همزیست‌دار ناشی از افزایش عمق که شرایط را برای زندگی فوزولین‌های درشت همزیست‌دار از بین برده است و همچنین بدلیل اینکه وجود لایه‌بندی نازک بیانگر نرخ پایین رسوبگذاری و انرژی کم است از این رو موقعیت آن را می‌توان به بخش دورتر از محیط کولاب و کم عمق تر محیط دریای باز نسبت داد.

## ۶- جلبک‌ها و ارتباط رخساره‌ای

جلبک‌های آهکی یکی از مهم‌ترین گروه‌های فسیلی آب‌های کم عمق رسوبات پالئوزویک بالایی بویژه در محیط کولاب هستند. برخی از جلبک‌های آهکی افزون بر تعیین سن در مقیاس آشکوب از نظر شناسایی محیط، حرارت، نور، غلظت، شوری آب و جریان‌های دریایی از اهمیت خاصی برخوردارند. پراکندگی جلبک‌ها تحت تأثیر ژرفا، میزان ورود مواد تخریبی به حوضه و درجه حرارت است (فلوگل، ۲۰۰۴) و زمانی که ورود مواد تخریبی در حداقل ممکن است از فراوانی زیادی برخوردار هستند.

جلبک‌های شناسایی شده در این مطالعه در سه گروه ژیمنوکدیاسه<sup>۱</sup>، داسی‌کلاداسه<sup>۲</sup> و جلبک‌های مجهول<sup>۳</sup> قرار می‌گیرند که در شکل ۵ تصاویر مربوط به آن‌ها ارائه شده است.

**داسی‌کلاداسه:** جلبک‌های سبز داسی‌کلاداسه جلبک‌هایی ایستاده و درخت مانند و به نسبت ستبر با دیواره‌ای حفره‌دار بوده‌اند. این جلبک‌ها ساکن آب‌های دریایی گرم و کم عمق هستند. داسی‌کلاداسه‌ها اغلب در آب‌های دریایی گرمسیری و نیمه‌گرمسیری رخ می‌دهند اما تعداد اندکی ساکن محیط‌های با آب معتدل هستند. آن‌ها بنظر می‌رسد که شوری نرمال دریایی را ترجیح می‌دهند و عمق گسترش آن‌ها از حد پایین جزر حدوداً ۳۰ متری، حداکثر فروانی بنظر می‌رسد در یک محدوده‌ای تا حدود ۵ متری باشد. آن‌ها تنها در رژیم‌های با انرژی پایین، یا در زیر قاعده موج یا در موقعیت‌های حفاظت شده و یک جلبک شاخص در محیط کولاب هستند (وری، ۱۹۷۷). این جلبک‌ها از نوع جلبک‌های دریایی کفزی بوده‌اند که بخش خارجی تالوس آن‌ها عموماً به شدت کلسیتی شده و به همین علت نسبت به دیگر جلبک‌های سبز پیشینه رسوبی بهتری را نشان می‌دهند.

جلبک‌های داسی‌کلاداسه شامل جنس *Mizzia* و دو گونه *Mizzia yabei*، *Mizziz cornuta* و جنس *Tabasoporella* می‌باشد.

**ژیمنوکدیاسه:** این جلبک‌ها دارای اسکلتی افراشته، استوانه‌ای و کیسه‌ای شکل با بخش درونی رشته‌ای و دیواره‌ای نازک و حفره‌دار بوده‌اند. ژیمنوکدیاسه‌ها ترکیبی آراگونیتی داشته و اسکلت آن‌ها تحت تأثیر دباژن، کلسیتی شده و با رسوب پر شده‌اند (فلوگل، ۲۰۰۴). آن‌ها نشانه محیط رسوبی کم عمق در بالای قاعده امواج توفانی، به احتمال زیاد تنها چند متر عمیق می‌باشد (رشیدی، ۲۰۱۰). در طول انتهای پرمین، آن‌ها از مهم‌ترین تولید کنندگان رسوب در دریا‌های شلف کم عمق تا متوسط و در ارتباط با روزنبران از وکستون تا پکستون‌های بایوکستی در محیط‌های رمپ و شلف خارجی هستند (فلوگل، ۲۰۱۰).

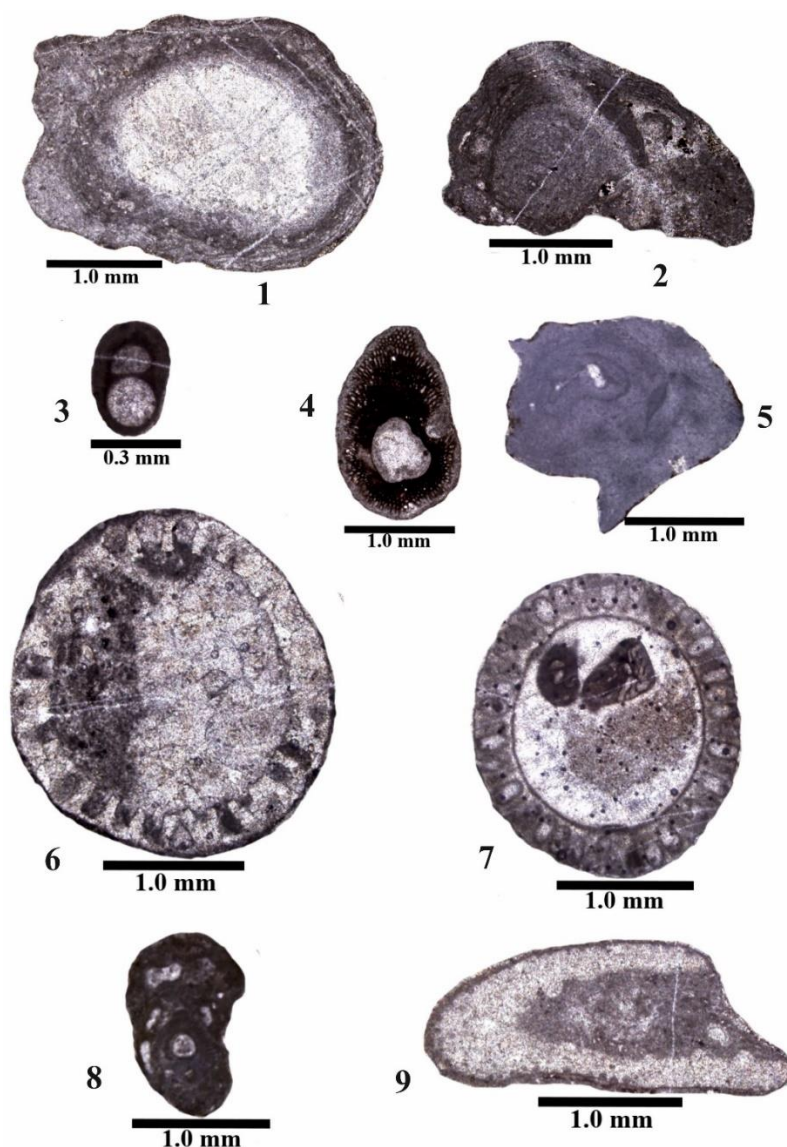
جلبک‌های ژیمنوکدی آسه شامل جنس *Permocalculus* می‌باشد.

<sup>3</sup> Perolematic

<sup>1</sup> Gymnodiacean

<sup>2</sup> Dacycoladasean





شکل ۵. تصاویر مربوط به جلبک‌های شناسایی شده از مقاطع مربوط به سازند باغ‌ونگ در برش‌های باغ‌ونگ و شش‌انگشت. تصاویر شماره یک تا پنج مربوط به جلبک‌های مجهول: ۱. *Archaeolithoporella* sp., ۲. *Archaeolithoporella hidensis*, ۳. *Pseudovermiporella sodalica*, ۴. *Pseudovermiporella nipponica*, ۵. *Tubiphytes obscures*, ۶. *Mizzia yabei*, ۷. *Pseudovermiporella nipponica* تصاویر شش تا هشت از نوع جلبک‌های داسی‌کلادآسه: ۸. *Mizzia cornuta* و تصویر شماره ۹ از خانواده ژیمنوکی‌داسه: *Permocalculus* sp. می‌باشند.

محیط‌های سد به صورت رخساره گرینستونی مشاهده می‌شوند. جلبک‌های مجهول شناسایی شده شامل جنس *Archaeolithoporella hidensis* و گونه‌های: *Archaeolithoporella nipponica*, *Pseudovermiporella sodalica*, *Tubiphytes obscures* می‌باشد. جلبک‌های موجود در ریزرخساره گرینستون بایوکلستی شامل *Archaeolithoporella hidensis* و *Pseudovermiporella nipponica* که مربوط به زیر محیط سد هستند.

*Pseudovermiporella* این جلبک مجهول در پلاتفرم داخلی در محدوده زون فوتیک به همراه جلبک‌های

جلبک‌های مجهول: این‌ها موجوداتی با منشا نامشخص که موقعیت سیستماتیک آن‌ها به خوبی شناسایی نشده است. عده‌ای آن‌ها را جلبک (فلوگل، ۲۰۰۴) و عده‌ای به عنوان روزنبر با دیواره پورسلانوز در نظر می‌گیرند به عنوان مثال جنس *Pseudovermiporella* توسط گایلیوت و وچار (۲۰۰۵) از روزنبران پورسلانوز معرفی شده است. آن‌ها از اعماق ۱۰ تا ۳۰ متری در آب دریا دارای حداکثر تنوع و فراوانی هستند (وری، ۱۹۷۷). این گروه از میکروفسیل‌ها معرف محیط‌های کم عمق و شرایط آب و هوایی گرمسیری و نیمه‌گرمسیری هستند (رشیدی، ۲۰۱۰). به لحاظ سازگاری علاوه بر محیط‌های کولاب و دریای باز، در

شده است (وچار، ۲۰۰۱) و همچنین به همراه گونه *Mizzia cornuta* در برش چینه‌شناسی پیراسحاق، جنوب جلفا، گزارش شده‌اند (صادقی و همکاران، ۱۳۹۴). توزیع جلبک *Permocalculus* به محیط کولاب نسبت داده شده است (شعبانیان و همکاران، ۱۳۸۷). در ریزرخساره پکستون بایوکلستی اینتراکلیست‌دار جلبک‌های مجهول *Pseudovermiporella? sodalica* - *Tubiphytes obscures* و از جلبک‌های داسی‌کلاداسه گونه *Mizzia yabei* در محیط کولاب گزارش شده‌اند. *Mizzia yabei* از گروه داسی‌کلاداسه در محیط کولاب بسیار متداول می‌باشد (کرکلند، ۱۹۹۴؛ شعبانیان و همکاران، ۱۳۸۷). در ریزرخساره وکستون تا پکستون بایوکلیست‌دار *Tubiphytes obscures*-*Archeolithoporella* ? sp. از جلبک‌های مجهول و *Mizzia cornuta* از گروه داسی‌کلاداسه گزارش شده‌اند.

در ریزرخساره پکستون-گرینستون فوزولین‌دار جلبک‌های مجهول *Tubiphytes obscures* - *Pseudovermiporella* ex. gr. *nipponica*، و جلبک داسی‌کلاداسه *Tabasoporella* sp. یافت شده‌اند.

*Tabasoporella* sp از خانواده داسی‌کلاداسه‌ا که نام آن بطور محلی از شهر طبس گرفته شده و در سازند جمال در ارتفاعات شتری (شمال خاوری ایران) (رشیدی، ۲۰۱۰)، یک گونه در برش پیراسحاق، جنوب جلفا (شمال باختر ایران) (صادقی و همکاران، ۱۳۹۴) و تنها یک نمونه از این گونه جلبک در بخش زیرین سازند روته یافت شده است. بررسی‌های صورت گرفته بر روی نهشته‌های کربناته یاد شده نشان می‌دهد که جلبک‌های سبز داسی‌کلاداسه و ژیمنوکیداسه به طور عمده در رخساره‌های کولابی در محیط رمپ درونی گسترش داشته‌اند. جلبک‌های ژیمنوکیداسه در این توالی همراه با رخساره‌های کم ژرفا دیده می‌شوند ولی نسبت به داسی‌کلاداسه‌ها تا ژرفای بیشتری گسترش دارند و جلبک‌های مجهول در هر دو محیط سد و کولاب موجود بوده‌اند (شکل ۶).

فراوانی و تنوع جنس‌های جلبک‌های سبز آهکی (داسی‌کلاداسه و ژیمنوکیداسه) در هنگام پایین بودن سطح نسبی آب دریا ناچیز بوده و در مقابل بیشترین فراوانی را در مواقع بالا بودن سطح نسبی آب دریا نشان می‌دهند، بنابراین ارتباط تنگاتنگی با تغییرات سطح آب دریا و دمای دیرین دارند. علت این امر آن است که زیست بوم آن‌ها،

داسی‌کلاداسه‌ا از جمله *Mizzia* sp دیده می‌شود. محدوده عمق این میکروفسیل بین ۵-۱۰ متر و به ندرت به ۵۰ متر می‌رسد (رشیدی، ۲۰۱۰). گونه *Pseudovermiporella niponica* در یونان در پلتفرم کربناته (وچار، ۲۰۰۸) و در ناحیه البرز مرکزی از محیط رمپ کربناته گزارش شده است (مهدوی و همکاران، ۲۰۱۰).

*Archeolithoporella hidensis* این گونه جلبک مجهول از سازندگان اصلی ریف در رخساره‌های پلتفرم کربناته (محیط کولاب) و در رخساره‌های نزدیک ساحل چین (شوگانگ و همکاران، ۲۰۱۶)، جنوب ترکیه از پلتفرم کم عمق در رخساره گرینستونی همراه با بریوزا، براکیوپود و کرینویید و استراکود و جلبک *Tubiphytes obscures* نیز گزارش شده است (میکس و همکاران، ۲۰۱۱). در خاور عمان در رخساره‌های باندستون و فلوستون به همراه *Pseudovermiporella sodalica* و *Tubiphytes obscures* گزارش شده است (وچار و همکاران، ۲۰۰۱).

جلبک‌های موجود در ریزرخساره گرینستون اینتراکلیستی مربوط به محیط سد شامل *Tubiphytes obscurus*-*Pseudovermiporella sodalica* - *Pseudovermiporella ex gr. nipponica* می‌باشد. یک لایه ریفی ضخیم در بخش فوقانی رسوبات پرمین در کوه باغ ونگ با عناصر فراوانی از گونه *Tubiphytes obscurus* توسط لون و وزیرمقدم (۲۰۰۴) معرفی شده است.

جلبک‌های ریزرخساره پکستون بایوکلیستی در محیط کولاب شامل *Tubiphytes obscures* - *Pseudovermiporella cf. sodalica* - *Archeolithoporella hidensis* می‌باشد که هر سه در گروه جلبک‌های مجهول قرار دارند و جلبک *Permocalculus* sp از خانواده *Pseudovermiporella* گونه *sodalica* در یونان از پلتفرم کربناته گزارش شده است (وچار و همکاران، ۲۰۰۸) و در تمام لایه‌های کربناته سازند جمال در برش حوض دوره و به صورت پراکنده در بخش‌های پایین و بالای برش دنا یافت می‌شود (رشیدی، ۲۰۱۰). توزیع این گونه به محیط کولاب و دریای باز نسبت داده شده است (شعبانیان و همکاران، ۱۳۸۷). جنس *Permocalculus* به همراه *Tubiphytes obscurus* - *Pseudovermiporella sodalica* در سازند دالان در ایران (کلودکا و همکاران، ۲۰۱۲) و در خاور عمان در رخساره گرینستون بایوکلیستی اینتراکلیست‌دار و در رخساره رودستون بایوکلیستی به همراه *Archeolithoporella* گزارش



عمودی در نوع و اندازه اجزای مختلف بوده است و همچنین مقایسه ریزرخساره‌ها بر مبنای کمربندهای رخساره‌ای فولگل (۲۰۱۰) صورت گرفته است. با توجه به تعاریفی که برای انواع پلاتفرم‌های کربناته ارائه شده است و همچنین به نوع رخساره‌ها و گسترش آن‌ها، مدل رسوبی معرفی شده برای سازند باغ‌ونگ یک رمپ کربناته می‌باشد. رمپ‌ها، محیط‌های رسوبگذاری با شیب بسیار ملایم می‌باشند که منطقه ساحلی را به آب‌های عمیق (بدون شکستگی در دامنه) منتهی می‌کند (رید، ۱۹۸۲، ۱۹۸۵، ۱۹۸۶؛ رایت، ۱۹۸۶؛ بورچت و همکاران، ۱۹۹۰). همچنین بر اساس فراوانی مشخصات رسوبات مربوط به محیط‌های سد، کولاب و جزرومدی و نبود طبقات با چین‌بندی متقاطع و جریان‌های حاصل از توربیدایت و ریزش‌ها، نتیجه‌گیری می‌شود که رسوبات این سازند بر روی یک محیط رمپ داخلی و بخشی از رمپ میانی از یک پلتفرم کربناته رسوبگذاری شده است که از یک کولاب تا موقعیت دریای باز امتداد می‌یابد. کولاب از جریان‌های معمولاً قوی در محیط دریای باز توسط وجود سدها محفوظ مانده است. بالاترین سطح انرژی توسط گرینستون بایوکلست‌دار و گرینستون اینتراکلست‌دار با قطعات اسکلتی درشت و فراوان ارائه شده است. این ریزرخساره‌ها رسوباتی را ارائه می‌دهند که در معرض عمل جریان و امواج قوی‌تر از ریزرخساره‌های دیگر بوده‌اند. در این ریزرخساره‌ها با شسته شدن گل کربناته، سیمان کلسیت‌اسپاری سبب ارتقا و بهبود بافت سنگ اولیه به سمت رخساره گرینستونی شده است که خود نشانگر افزایش انرژی جریان و به تبع آن تشکیل سیمان در سنگ شده است. بلورهای درشت سیمان اسپاری و شفافیت این بلورها نشانه حرکت خوب سیال‌های سیمان ساز از فضای متخلخل این ریزرخساره است. با در نظر گرفتن گسترش فاصله‌ای و ارتباط با رسوبات دیگر، چنین نتیجه‌گیری می‌شود که رسوبات مربوط به این ریزرخساره‌ها در روی سدهایی شکل گرفته‌اند. پکستون/گرینستون فوزولینیدار، پکستون بیوکلست‌دار، پکستون بایوکلستی اینتراکلست‌دار و وکستون بیوکلستی یک محیط رسوبی کم عمق را ارائه می‌دهند که از امواج قوی محافظت شده‌اند. محیط‌های کولابی، محیط‌های کم عمق رسوبی هستند که از امواج

محیط‌های دریایی گرم و کم ژرفا بوده است و از این رو، در دوران گلخانه‌ای<sup>۱</sup> که این محیط‌ها بیشترین گسترش را داشته‌اند، فراوانی و تنوع آن‌ها افزایش می‌یابد. از سوی دیگر، در دوره‌های گلخانه‌ای به دلیل ذوب شدن یخچال‌ها، سطح جهانی آب دریا بالا آمده و دریا‌های سکویی در سطح فلات‌های قاره‌ای به بیشترین گسترش خود رسیده‌اند. بنابراین توسعه محیط‌های سکویی شرایط مساعدی را برای شکوفایی این جلبک‌ها فراهم کرده است. طبق مطالعه چن و همکاران (۲۰۱۳) مقادیر ایزوتوپ اکسیژن از چندین برش در عرض‌های جغرافیایی پایین در جنوب چین، ایالت متحده و ایران معمولاً مقادیر بالایی را در زمان ابتدای پرمین پیشین نشان می‌دهند که به عنوان اثری از واقعه یخچالی اواخر پالئوزوئیک<sup>۲</sup> تفسیر شده‌اند. در مقابل در زمان انتهای پرمین (بلورین) مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ کاهش دو درصدی را نشان می‌دهد که برابر با گرم شدن ۸ درجه سیلسیوس و افزایش ۲۰۰ متری سطح آب دریا می‌باشد که به عنوان نتیجه‌ای از کم شدن توده یخ در این فاصله زمانی در نظر گرفته شده است. همچنین مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ در این زمان، میزان ۲/۸ کاهش را نشان می‌دهد که دلالت بر آب و هوای گرم دارد (لیو و همکاران، ۲۰۱۷). بنابراین با تلفیق داده‌های مربوط به ایزوتوپ کربن و اکسیژن می‌توان نتیجه گرفت که در کمربند گرمسیری/نیمه‌گرمسیری، بلورین میانی زمان تبدیل شرایط سردخانه<sup>۳</sup> به گرمخانه بوده است. در نتیجه گرم شدن آب و هوا در این زمان پراکندگی فوزولینیدهای شاخص آب گرم (از جمله *Pamirina* و *Misselina*) را به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین تسهیل نموده است و منجر به فراوانی و افزایش تنوع جنس جلبک‌های سبز آهکی شده است.

#### ۷- مدل رسوبی

دو برش مورد مطالعه (باغ‌ونگ و شش‌انگشت) تنها با چند کیلومتر فاصله از یکدیگر قرار دارند و رخنمون دیگری از آن رسوبات وجود ندارد و رخساره‌ها (بویژه ریزرخساره) تفاوت کمی را بین دو برش نشان می‌دهند. به منظور ارائه نظر در مورد موقعیت کلی محیط، بیشترین توجه روی کمیت و نوع ترکیبات اسکلتی و غیراسکلتی، تغییرات

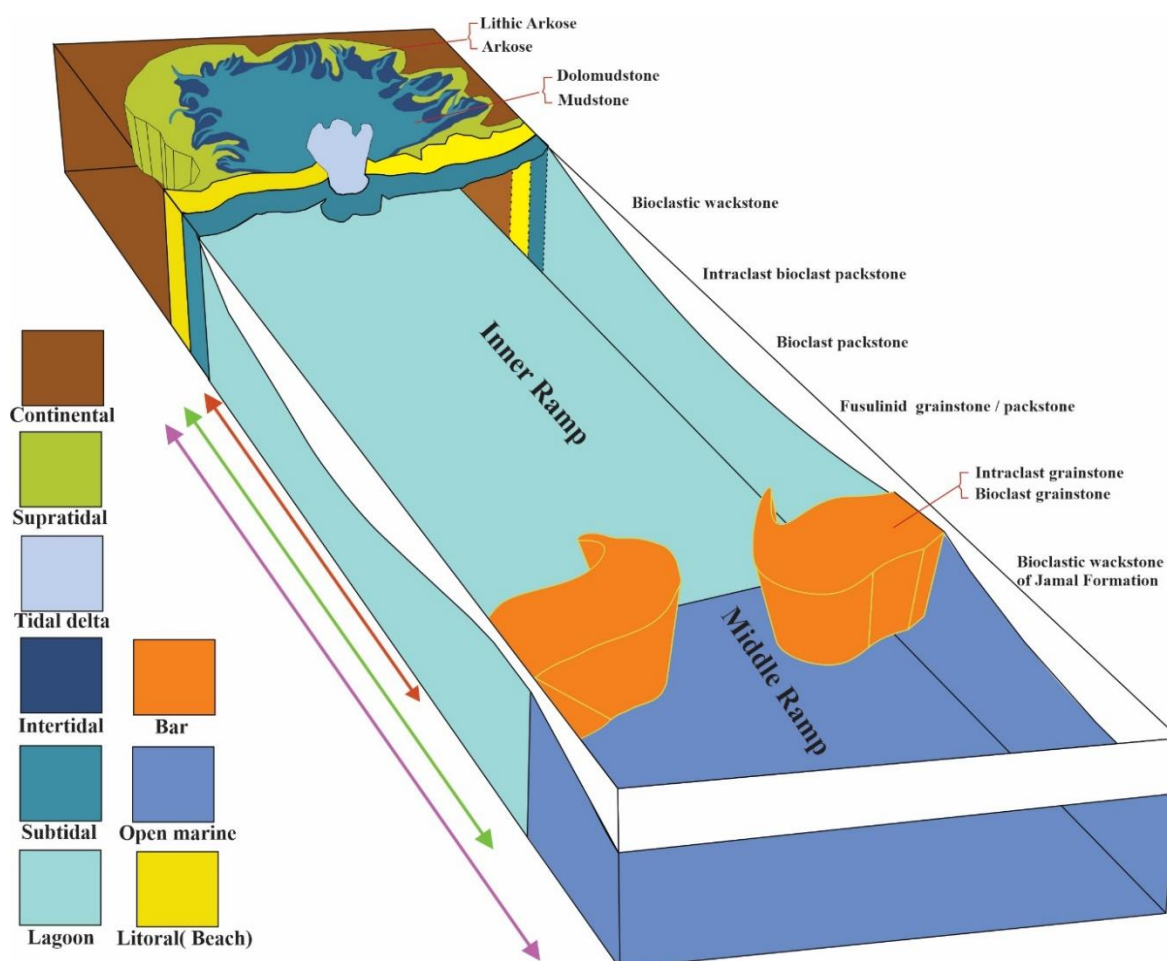
<sup>3</sup> Icehous

<sup>1</sup> Greenhouse

<sup>2</sup> Late Paleozoic Ice Age

محیط دریای باز مجزا شده‌اند. ته‌نشینی کربنات در فواصل مختلف با سطح انرژی متغیر، منجر به تشکیل سنگ آهک‌هایی می‌شود که ریزرخساره‌های مختلف را ارایه می‌دهند. لیتیک آرکوز و آرکوز از سازند سردر که در زیر سازند باغ ونگ تشکیل شده‌اند بایستی در ارتباط با محیط پری‌تایدال باشد که به دلیل ناپیوستگی و نوع سنگ‌شناسی انتظار می‌رود به این محیط مربوط باشند (شکل ۶).

قوی محیط‌های دریایی محافظت شده‌اند (ریدینگ، ۱۹۸۶). از مهم‌ترین نشانه‌های تمامی رخساره‌های کولاب نبود آثار و علایمی است که دلالت بر خروج رخساره از آب کنند. مادستون‌ها و دولومادستون‌ها در یک محیط با پایین‌ترین انرژی رسوبگذاری شکل گرفته‌اند. آن‌ها بایستی روی پهنه‌های گلی اینترتایدال رسوبگذاری شده باشند، یا درون کولاب و یا در امتداد حاشیه آن، که در آنجا ریزترین ذرات می‌توانند در طول قطع جزرومد ته‌نشین شوند. با توجه به مدل ارایه شده محیط کولاب توسط سدها از



شکل ۶. مدل رسوبی ارایه شده برای سازند باغ‌ونگ و موقعیت استقرار ریزرخساره‌ها در این مدل. پیکان قرمز رنگ اشاره به توزیع جلبک‌های داسی‌کلاداسه، پیکان سبزرنگ اشاره به توزیع جلبک‌های مجهول و پیکان بنفش رنگ اشاره به توزیع جلبک‌های ژیمونوکدایسه دارند.

باغ‌ونگ در این دو برش، محیط کولاب را ارایه می‌دهد که از دریای باز توسط جزایر سدی مجزا شده‌اند و کولاب را در مقابل جریان‌های قوی محافظت کرده است. با پیشروی بیشتر دریا که در این مکان رخ داده، رسوبات دریای باز (سازند جمال) بر روی سازند باغ‌ونگ ته‌نشست شده است. همچنین بررسی انواع جلبکی، میزان فراوانی و نحوه

## ۸- نتیجه‌گیری

برش‌های باغ‌ونگ و شش‌انگشت در ایران مرکزی (بلوک طیس) که حاوی رسوبات پرمین زیرین می‌باشند از سازند سردر به سن کربونیفر جدا شده‌اند که در یک محیط پری‌تایدال رسوبگذاری شده و ارایه دهنده یک ناپیوستگی فرسایشی می‌باشد. بررسی رسوبات مربوط به سازند

- Tasmania, Ph. D. thesis (Unpublished). University of Tasmania. Australia. 470 p.
- Adabi, M. H (2002) Petrography and geochemical criteria for recognition of unaltered cold water and diagenetically altered Neoproterozoic dolomite, western Tasmania, Australia. 16<sup>th</sup> Australian Geolgy., Conv., Australia (abst.), 350 p.
- Alavi, M (1991) Tectonic map of the Middle East. Tehran: Geological Survey of Iran.
- Al-Sharhan, A. S., Kendall, C. G. St. C (2003) Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth-Science Reviews* 61 pp, 191-243.
- Amodio, S (2006) Foraminifera diversity changes and paleoenvironment analysis: the Lower Cretaceous shallow – water carbonates if San Lorenzello. *Campanian Apennines, southern Italy Facies*, 52: 53- 67.
- Arefifard, S., Isaacson, E. P (2011) Permian sequence stratigraphy in East – Central Iran: Microplate records of Peri – Tethyan and Peri – Gondwanan events. *Strigraphy*, 8: 61- 83.
- Balini, M., Mandrioli, R., Nicora, A., Angiolini, L., Vuolo, I., Sohrabi, Z., Bahramanesh, M (2015) First report of Upper Pennsylvanian ammonoids and Lower Permian conodonts from Bagh-e-Vang area (Central Iran). *Permophiles*, 62: 25-27.
- Bathurst, R. G. C (1975) Carbonate Sediments and their Diagenesis: Developments in Sedimentology, 2<sup>nd</sup> Edition, Elsevier, Amsterdam, 658p.
- Beavington-Penney, S. J., and Racey, A (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Journal of Earth-Science Reviews*, 67: 219-265.
- Belasky, P (1996) Biogeography of Indo-Pacific larger foraminifera and scleractinian corals: A probabilistic approach to estimating taxonomic diversity, faunal similarity, and sampling bias. *Journal of Palaeogeography and Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 122: 119-141.
- Burchette, T. P., Wright, V. P., Faulkner, T. J (1990) Oolitic sandbody depositional models and geometries, Mississippian of southwest Britain: implications for petroleum exploration in carbonate ramp settings. *Sedimentary Geology*, 68: 87–115.
- Chen, B., Joachimski, M. M., Shen, S. Z., Lambert, L. L., Lai, X. L., Wang, X. D., Chen, J., and Yuan, D. X (2013) Permian ice volume and palaeoclimate history: Oxygen isotope proxies revisited. *Gondwana Research*, 24: 77–89.
- De Haas, T., Pierik, H. J., Van der Spek, A. J. F., Cohen, K. M., Van Maanen, B., Kleinhans, M. G (2018) Holocene evolution of tidal systems in پراکندگی آنها در رخساره‌های کربناته این دو برش، وجود ارتباط میان این جلبک‌ها و رخساره‌های وابسته به بخش‌های مختلف سکوی کربناتی را اثبات می‌کند. در این بررسی، سه گروه جلبکی شناسایی شدند که شامل جلبک‌های داسی‌کلاداسه و ژیمنوکدیاسه و جلبک‌های مجهول می‌باشند. همچنین فراوانی این جلبک‌ها بر ادوار بالا بودن نسبی آب دریا و شرایط گرم‌خانه‌ای اشاره دارد که براساس محتوای فوزولینید نیز در این مطالعه تایید شده است. بنابراین براساس داده‌های موجود می‌توان نتیجه گرفت که شرایط تشکیل توالی کربناته یاختاشین- بلورین در دو برش مورد مطالعه محدود به نواحی کم عمق در منطقه نوری، شوری نرمال و شرایط آب و هوایی گرمسیری و نیمه‌گرمسیری می‌باشد.
- منابع**
- پرتوآذر، ح (۱۳۷۱) آشکوب Changsingian همردیف Dorashamian در شرق ایران، کشف جنس *Colaniella* و اهمیت زیست‌چینه‌ای آن. فصلنامه علوم زمین، شماره ۳، ص ۴۴-۵۳.
- ستوهیان، ف.، رنجبران، م (۱۳۹۳) رخساره‌های کربناته، ریزرخساره‌ها و جینه‌شناسی سکاسنی نهشته‌های پرمین در برش باغ‌ونگ (طبس)، نشریه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۲، شماره ۴، ص ۹۰-۱۰۴.
- شعبانیان، ر.، باقری، م.، حسین‌یار، غ. ر (۱۳۸۷) معرفی جلبک‌های آهکی پرمین شمال غربی ایران. دوازدهمین همایش زمین‌شناسی ایران، ص ۲۸-۳۲.
- عارفی‌فرد، س.، آدابی، م.، خسروتهرانی، خ.، آقاباتی، ع.، شمیرانی، ا.، دیویداف، و (۱۳۸۵) بیواستراتیگرافی سازندهای خان و جمال در منطقه کلمرد، شتری و شیرگشت (ایران مرکزی) برمبنای فرامینیفرها (فوزولینید). نشریه زمین‌شناسی ایران، ص ۳-۳۱.
- فیض‌نیا، س (۱۳۷۷) سنگ‌های رسوبی کربناته. آستان قدس، دانشگاه امام رضا (ع)، ۳۰۴ ص.
- صادقی، م.، رشیدی، ک.، شعبانیان، ر (۱۳۹۴) معرفی جلبک‌های خانواده داسی‌کلاداسه و ژیمنوکدیاسه پرمین، در برش چینه‌شناسی پیراسحاق، جنوب جلفا، با گزارشی از حضور جنس *Tabasoporella* از خانواده داسی‌کلاداسه در شمال باختر ایران، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۵، ص ۵۵-۶۶.
- Adabi, M. H (1996) Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and

- Kolodka, C., Vennin, E., Vachard, D., Trocme, V., Goodarzi, M. H (2012) Timing and progression of the end-Guadalupian crisis in the Fars province (Dalan Formation; Kuh-e Gakhum Iran) constrained by foraminifers and other carbonate microfossils. *Facies*, 58: 131–153.
- Leven, E. Ja., And Vazirimoghaddam, H (2004) Carboniferous–Permian stratigraphy and fusulinids of eastern Iran, The Permian in the Bagh-e– Vang section (Shirgesht area). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia Journal*, 110: 441–465.
- Leven, E. J., Reimers, A. N., Kozur, H. W (2007) First finds of Permian conodonts in eastern Iran and once again on the Guadalupian series base in Permian sections of the Tethyan Realm. *Stratigraphy and Geological Correlation Springer*, 15: 57-66.
- Liu, C., Jarochowska, E., Du, Y., Vachard, D., Munnecke, A., Dai, X (2017) Stratigraphical and  $\delta^{13}\text{C}$  records of Permo-Carboniferous platform carbonates, South China: Responses to late Paleozoic icehouse climate and icehouse–greenhouse transition. *Palaeogeography and Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 474: 113-129.
- Mahdavi, M., Vaziri, S. H (2010) Lithostratigraphy and Microbiostratigraphy of the Ruteh Formation in Northwest of Khur, Central Alborz, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 21(3): 237-250.
- Messadi, A. M., Mardassi, B., Ouali, J. A., Touri, J (2018) Diagenetic process as tool to diagnose paleo – environment conditions, bathymetry and oxygenation during Late Paleocene – Early Eocene in the Gafsa Basin. *Journal of Carbonate and Evaporites*, 341-16.
- Moix, P., Beccalotto, L., Masset, O., Kozur, H. W., Dumitrica, P., Vachard, D., Martini, R., Stampeli, G (2011) Geology and Correlation of the Mersin Mélanges, Southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20: 57–98.
- Morad, S., Al Suwaidi, M., Mansurbeg, H., Morad, D., Ceriani, A., Paganoni, M., Al-Aasm, I (2019) Diagenesis of a limestone reservoir (Lower Cretaceous), Abu Dhabi, United Arab Emirates: Comparison between the anticline crest and flanks. *Journal of Sedimentary Geology*, 380: 127–142.
- Murray, J. W (1991) Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera. University of Southampton, United Kingdom, 112p.
- Niko, S., Badpa Abbas Ghaderi, A., and Ataei, M. R (2018) Early Permian Tabulate corals from the Jamal Formation, East-Central Iran. *Bulletin of the National Museum of Nature and Science, Series C*, 44: 19-29.
- Noble, J. P. A. and Howells, K. D. M (1974) Early marine lithification of the nodular limestones in The Netherlands: Effects of rivers, coastal boundary conditions, eco-engineering species, inherited relief and human interference. *Earth-Science Reviews*, 177: 139–163.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: W. E. Ham, (eds), *Classification of carbonate rocks. a Symposium*, Tulsa, Okla., American Association of Petroleum Geologists, Memoir I, 108 – 121pp.
- Ernst, A., Senowbari-Daryan, B., and Rashidi, K (2006) Lower Permian Bryozoa of the Jamal Formation from Bagh-e Vang (Shotori Mountains, northeast Iran). *Facies Journal*, 52: 627-635.
- Flügel, E (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*, Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks*, second ed. Springer Verlag, Berlin, 984p.
- Folk, R. L (1974) *Petrology of sedimentary rocks*: Hemphill Publishig Co., Austin, Texas, 182p.
- Gailliot, J., Vachard, D (2005) The Khuff Formation (Middle East) and time-equivalents in Turkey and South China: biostratigraphy from Capitanian to Changhsingian times (Permian), new foraminiferal taxa, and palaeogeographical implications. *Paleontology*, 57: 37-223.
- Gao, G. and Land, L. S (1991) Nodular cherts from the Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma: A combined field, petrographic and isotopic study. *Sedimentology*, 38: 857–870.
- Garcia – pichel, F (2006) Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial protorophs. *Journal of Sedimentary Geology*, 125: 29-50.
- Gregg, J. M., and Sheton, K. L (1990) Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davis Formations (Cambrian), southeast Missouri. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60p, 549-562.
- Kahler, F (1974) *Iranische Fusuliniden*. *Jahrbuch der Geologie, Abt B. –A*, 117: 75–107.
- Kirkland, B. L (1994) Distribution of dasycladacean algae in the Permian Capitan Formation and Carlsbad Group, Guadalupe Mountains, Texas and New Mexico, U.S.A. In: Piller WE (ed) *Proceedings of International Symposium and Field Meeting Alpine Algae’ 93*. *Beiträge Paläont Wien*, 19: 153–159.
- Khanehbad, M., Mousavi-Herami, R., Mahboubi, A., Nadjafi, M (2012) Geochemistry of Carboniferous Shales of the Sardar Formation, East Central Iran: Implication for Provenance, Paleoclimate and Paleooxygenation Conditions at a Passive Continental Margin. *Journal of Geohemistry International*, 50: 777-790.

- Scientific Publishing Company, Amsterdam, 185p.
- Wright, V. P (1986) Facies sequences on a carbonate ramp: the Carboniferous Limestone of South Wales. *Sedimentology*, 33: 221–24.
- the Silurian of New Brunswick. *Sedimentology*, 21: 597–609.
- Pettijohn, F. J (1975) *Sedimentary Rocks*. Harper & Row, New York, 628 pp.
- Rashidi, K (2010) Dasycladales from the Permian Jamal Formation of the Shotori Mountains, northeast Iran. *Facies*, 56: 111–137.
- Read, J. F (1982) Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81: 195–212.
- Read, J. F (1985) Carbonate platform facies models. *American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 69: 1–12.
- Reading, H. G (1986) *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell. Oxford. 615p.
- Ross, C. A (1982) Paleobiology of fusulinaceans" In: Mamet, B., Copeland, M.J. (Eds.), *Third North American Paleontological Convention*. S. N. Publishing Company, Montréal, 441–445.
- Ross, C. A (1995) Permian fusulinaceans. In: Scholle, P.A., Peryt, T.M., Ulmer-Scholle, D.S. (Eds.), *The Permian of Northern Pangea*. Springer-Verlag, Berlin, 167-185.
- Rutner, A., Nabavi, M., and Hajian, J (1968) *Geology of the Shirgesht area (Tabas area, East Iran)* Tehran: Geological Survey of Iran. Report 4, 133p.
- Sam Boggs, J. R (2009) *Petrology of sedimentary rocks*. 2<sup>nd</sup>, University of Oregon, Published in the United States of America by Cambridge University Press, New York. 612p.
- ShuGang, T., YongSheng, Z., YueXuan, G., ZiShun, L., LianDa, G., DaXing, Z., ChangWei, Z (2016) Environmental and tectonic significance of Late Permian reefs in the Linxi and adjacent areas in Inner Mongolia of China. *Science China Earth Science Journal*, 59 (7): 1463–1476.
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary Petrology*. Third edition: Blackwell, Oxford, 260p.
- Vachard, D., Hauser, M., Martini, R, Zaninetti, L., Matter, A., Peters, T (2001) New algae and problematica of algal affinity from the Permian of the Aseelah unit of the Batain Plain (East Oman). *Geobios* 34 (4): 375-404.
- Vachard, D., Pettori, R., Angiolini, L., Checconi, A (2008) *Glomomidiella* gen.n. (Foraminifera, Miliolata, Neodiscidae): A new genus from the late Guadalupian –Lopingian of Hydra Island (Greece), 144: 349-361.
- Warren, J. K (1989) Sedimentology of Coorong dolomite in the Salt Creek region, South Australia. *Carbonate and Evaporates*, 3(2): 175-199.
- Warren, J. K (2000) Doloflite; occurrence, evolution and economical important association. *Earth science Review*, 52: 1-18.
- Wray, J. L (1977) *Calcareous algae Developments in Palaeontology and Stratigraphy*. Elsevier,