

## ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی، چینه نگاری سکانسی برش انارک (دونین پسین-کربنیفر پیشین)، زون ایران مرکزی

الهه ستاری<sup>۱</sup>، حسین وزیری مقدم<sup>۲</sup>، علی بهرامی<sup>۳\*</sup>، عزیزاله طاهری<sup>۴</sup>، ساندرایزابلای کایسر<sup>۵</sup> و پیترو کونیگشوف<sup>۶</sup>

۱-دکتری چینه و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان

۲-استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۳-دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۴-استاد دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۵-استاد موزه تاریخ طبیعی اشتوتگارت، اشتوتگارت، آلمان

۶-استاد مؤسسه پژوهشی و موزه تاریخ طبیعی سنکنبرگ، فرانکفورت، آلمان

\*a.bahrami@sci.ui.ac.ir

دریافت تیر ۱۳۹۹، پذیرش مهر ماه ۱۳۹۹

### چکیده

در این پژوهش توالی برش انارک در شمال شرقی اصفهان، زون ایران مرکزی شامل دو سازند بهرام و شیشتوا<sup>۱</sup>، به سن دونین پسین-کربنیفر پیشین (می سی پین) از دیدگاه محیط رسوبگذاری و چینه نگاری سکانسی مورد ارزیابی قرار گرفته است. بررسی های صحرایی و مطالعه ریزرخساره‌ها، منجر به شناسایی ۱۲ ریزرخساره مربوط به محیط دریای باز، سد بایوکلاستی، لاگون و پهنه جزرومدی گردید. تغییرات تدریجی ریزرخساره‌ها، نبود کلسی‌توریدایت‌ها و نبود ریف های سدی گسترش یافته معرف نهشته شدن توالی رسوبی در یک محیط رمپ کربناته هموکلینال یا هم شیب است. با بررسی های چینه نگاری سکانسی ۲ سکانس رده سوم شناسایی شد. در هر دو سکانس بسته‌های رسوبی فرازین و پیشرونده قابل تفکیک می باشند. سکانس اول به سن دونین پسین (سازند بهرام) می‌باشد و ضخامت آن ۳۲/۵ متر می‌باشد. سکانس دوم به ضخامت ۸۰/۵ متر دارای سن دونین پسین و کربنیفر پیشین (قسمت بالای سازند بهرام و سازند شیشتوا<sup>۱</sup>) می‌باشد. مرز سکانس اول و سکانس دوم با توجه به عدم وجود شواهد خروج از آب، نوع دوم می باشد.

**کلمات کلیدی:** رمپ کربناته، چینه نگاری سکانسی، کنودونت، دونین، کربنیفر، سازند بهرام، سازند شیشتوا<sup>۱</sup>

## ۱- مقدمه

توالی رسوبی دونین پسین-کربنیفر پیشین در ایران مرکزی معرف سازند های بهرام و شیشتو ۱ می باشد. سازند بهرام نام خود را از سرتخت بهرام، در جنوب ازبک کوه گرفته است. بنا به گزارش روتنر و همکاران (۱۹۶۸a) 'سنگ آهک های سازند بهرام شامل ۳۰۰ متر سنگ آهک های آبی - خاکستری و سیاه است که به طور محلی گرگ ها و میان لایه هایی از شیل های مارنی تیره رنگ دارد. مرز زیرین سازند بهرام، با دولومیت های سبزار، تدریجی است. به جز بخش هایی که سازند بهرام در توالی چینه شناسی، عادی و در زیر سازند شیشتو قرار دارد؛ در دیگر نواحی، مرز بالایی این سازند ناپیوسته و فرسایشی است. در محل برش الگو، سازند بهرام به دو بخش بهرام (۱) با سن ژیوتین و بهرام (۲) با سن فرازین تقسیم شده، ولی در دیگر رخنمون ها، بخش های دوگانه مذکور چندان آشکار نیست و به مجموعه آن ها، سازند بهرام گفته می شود. در ناحیه ی باغین کرمان با مطالعه کنودونت های سازندهای پادها و بهرام ۷ رخساره زیستی متعلق به محیط های جزر و مدی تا سد بایوکلاستی تشخیص داده شده است [۲]. با بررسی ریزرخساره های سازند بهرام در روستای ازبک کوه ۱۱ رخساره کربناته در یک رمپ کربناته تشخیص داده شده است و مطالعه ی ژئوشیمیایی حاصل از آنالیز عنصری، محیط تشکیل نهشته ها را مشابه با مناطق معتدله عهد حاضر نشان داده است [۷]. بررسی های صحرایی و آزمایشگاهی سازند بهرام در دو برش هوتک و سردر نیز منجر به شناسایی ۱۴ میکرو/پتروفاسیس که در ۵ محیط ساحلی، جزرو مدی، لاگون، سد بایوکلاستی و دریای کم عمق در یک شلف کم عمق ترکیبی آواری-کربناته نهشته شده اند؛ گردیده است [۳۰]. سازند شیشتو نیز یک واحد سنگ چینه ای دو زمانه است. به همین رو، به دو زیر سازند به نام های شیشتو (۱) در زیر و شیشتو (۲) در بالا تقسیم شده است که مرز بین این دو سازند با افقی از شیل های زغالی سیاه رنگ به نام افق موش<sup>۲</sup> مشخص می شود [۵۵]. زیر سازند شیشتو (۱) سن دونین پسین (فرازین - فامنین)، و زیر سازند شیشتو (۲) سن کربنیفر پیشین (تورنیزین - ویزئن) دارد. در محل برش الگو (ازبک کوه)، شیشتو (۱) تناوبی از شیل، مارن و آهک است ولی، در برش مرجع (حوض دوراه)، این زیر سازند با ۳۲۶ متر ضخامت، تناوبی از شیل سبز تیره، ماسه سنگ کوارتزی و سنگ آهک های فسیل دار است که در نزدیک به رأس آن، لایه ای راهنما به ضخامت ۲۸ متر از سنگ آهک سُرخ و شیل، حاوی سرپایان خوب حفظ شده (لایه گونیاتیت دار)، وجود دارد. رنگ سُرخ این لایه کلیدی سبب می شود تا لایه مذکور در زمینه ای از ردیف های خاکستری رنگ، کاملاً مشخص باشد. شیشتو (۱) در همه جا مجموعه ای غنی از بازوپایان، مرجان، بریوزوا، سرپایان و کنودونت دارد که همگی به زمان فرازین - فامنین اشاره دارند. گسترش جغرافیایی شیشتو (۱) به طور عمده در نواحی طبس - ازبک کوه است. برش افق گونیاتیت دار سازند شیشتو در کوه های شتری طبس توسط عاشوری (۱۳۷۴) بر اساس کنودونت ها و راستکار (۱۳۷۴) بر اساس براکیوپودها دارای سن فرازین میانی-فامنین پسین است. و هاشمی و همکاران (۱۳۹۶) با بررسی برش کوه تیر در غرب کرمان سن سازند شیشتو را فرازین-فامنین تشخیص داده اند. زیر سازند شیشتو ۲ نیز با حدود ۲۱۷ متر ضخامت عمدتاً متشکل از سنگ آهک خاکستری و شیل می باشد. مرز زیرین آن منطبق بر افق موش و ظاهراً تدریجی است ولی مرز بالایی آن با سازند سردر یک سطح فرسایشی موازی با افق هایی از کنگلومرا در قاعده سازند سردر می باشد.

در ناحیه انارک مجموعه های دگرگونی از گسترش و تنوع زیادی برخوردار هستند [۹، ۵۸]. توالی های رسوبی پالئوزوئیک در ناحیه انارک منحصر به برش انارک (برش کوه بند عبدالحسین) می باشند و شامل توالی رسوبی کامبرین تا پرمین بالایی (سازندهای شیرگشت، نیور، پادها، سبزار، بهرام، شیشتو، گروه سردر و جمال) می باشند. ضخامت این مجموعه در حدود ۱۲۰۰ متر است و از دیدگاه چینه شناسی و فسیل شناسی مورد بررسی قرار گرفته است [۳۲، ۴۴، ۶۵]. بهرامی و همکاران

<sup>1</sup> Ruttner et al., 1968a

<sup>2</sup> Mush Horizon

(۲۰۱۹) در برش مذکور مطالعات خود را در بخش دونین میانی و پسین سازند بهرام بر اساس فونهای کنودونتی انجام داده که بر طبق آن محیط ته نشست توالی را بر اساس بیوفاسیس های کنودونتی، دریای کم عمق نزدیک ساحل در نظر گرفته اند و رخساره کنودونتی غالب آن *Icriodid-Polygnathid* می باشد. ضخامت سازند بهرام در ناحیه انارک و در برش مورد مطالعه ۳۶۶ متر و مشتمل بر سنگ آهک های خاکستری تیره و بین لایه های مارنی است و با توجه به مجموعه سنگواره های یافت شده سن دونین میانی - پسین به آن تخصیص داده شده است. بر روی نهشته های دونین سازند بهرام با ناپیوستگی همشیب نهشته های آهکی گرهک دار قرمز رنگ سازند شیشتو ۱ (به ضخامت ۶۸ متر) و آهک های خاکستری برشی شده و آهک های خاکستری ضخیم لایه فسیل دار سازند سردر به سن تورنیزین تا نامورین قرار می گیرد [۶۵]. کورن و همکاران (۱۹۹۹) با معرفی ۶ گونه از آمونوئیده ها سن ویزئن تا نامورین را برای سازند سردر در نظر گرفته اند، همچنین لون و همکاران (۲۰۰۶) با بررسی افق های آهکی فسیل دار سازند سردر و مطالعه فرامینفرهای موجود در دو سازند قلعه و آبشنی، سن سرپوکوین تا موسکووین را برای بخش کربنیفر این توالی معرفی نموده اند. صالحی و همکاران (۲۰۲۰) با مطالعه سازند بهرام (دونین میانی - پسین) در منطقه ی انارک ۱۷ ریزرخساره که در ۴ زیر محیط (تایدال فلت، لاگون، شول و دریای باز) که در یک رمپ هموکلینال نهشته شدند، شناسایی کرده اند. با توجه به تغییرات سطح آب دریا در برش مذکور ۷ سکانس رده ی سوم نیز تشخیص داده شده است.

مطالعات چینه نگاری سکانشی و محیط رسوبی نقش مهمی در تجزیه و تحلیل تغییرات حوضه رسوبی در طی زمان دارد. بر همین اساس توالی مورد مطالعه (به سن دونین پسین-کربنیفر پیشین) برای اولین بار از دیدگاه چینه نگاری سکانشی و محیط رسوبی مورد بررسی قرار گرفته است، نتایج پژوهش حاضر در بازسازی جغرافیای دیرینه دونین پسین و کربنیفر پیشین حوضه ایران مرکزی مورد استفاده قرار گیرد.

## ۲- موقعیت برش مورد مطالعه

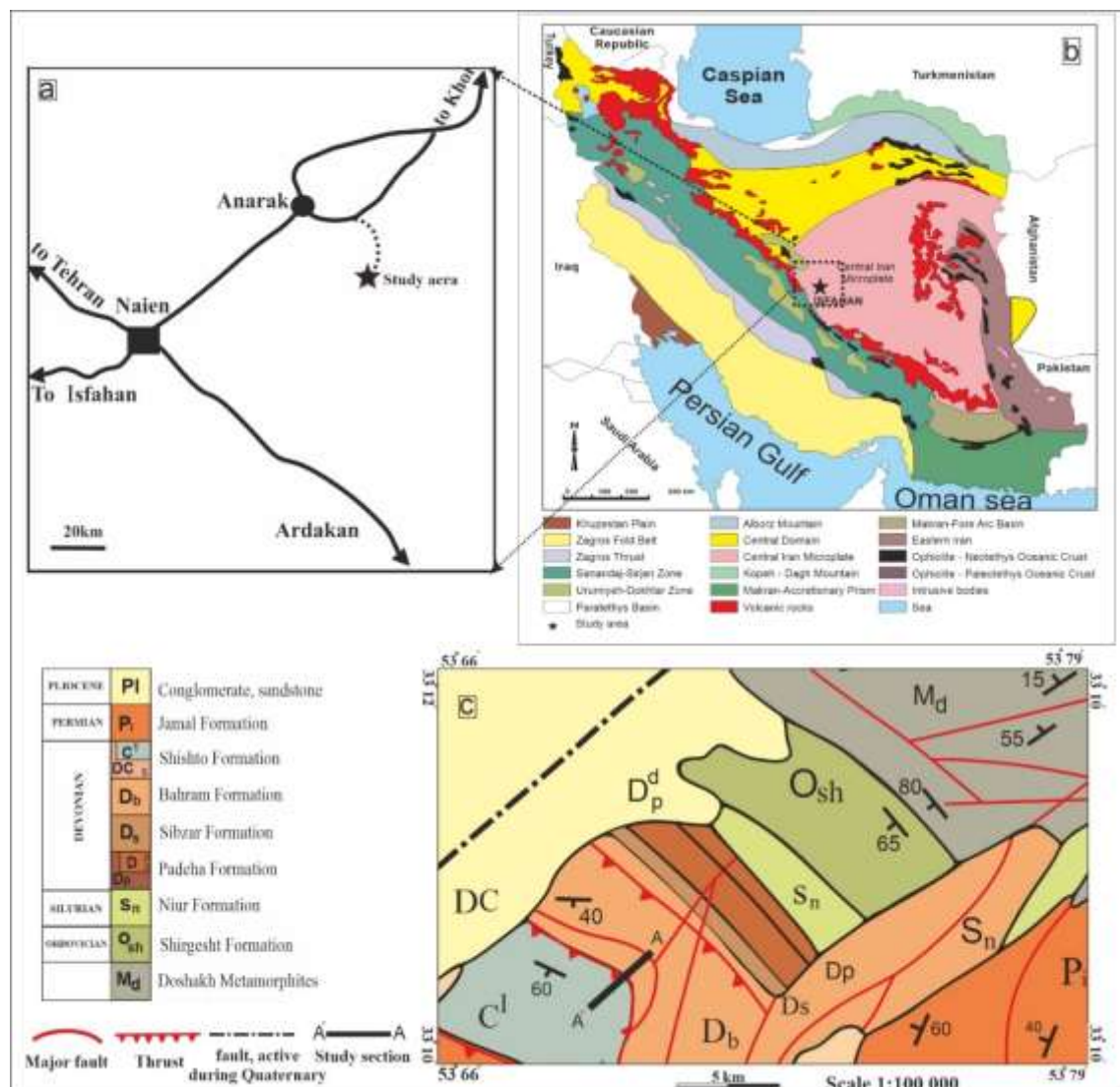
برش مورد مطالعه در ۳۵ کیلومتری جنوب شرقی شهر انارک و شمال شرق اصفهان (تنها راه دسترسی به این برش عبور از مسیر انارک به سمت خور است که با طی مسافتی حدود ۳۵ کیلومتر به سمت جنوب شرق می باشد) با مختصات  $N: 33^{\circ}$   $E: 53^{\circ} 52' 55''$  واقع شده است (شکل ۱a). این برش دارای توالی نسبتاً کاملی از رسوبات پالئوزوییک می باشد که سازند مدنظر از این توالی رسوبی، سازند بهرام و شیشتو ۱ است (شکل ۱c)، برش مورد مطالعه در زون ایران مرکزی، بلوک یزد و زیر زون انارک - خور قرار گرفته است. شکل ۱b

<sup>3</sup> Bahrami et al., 2019

<sup>4</sup> Korn et al., 1999

<sup>5</sup> Leven et al., 2006

<sup>6</sup> Salehi et al., 2020



شکل ۱- (a) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش انارک [۱۳]، (b) نقشه پهنه‌های ساختاری ایران [۱۴]، (c) نقشه ی زمین

شناسی محدوده مورد مطالعه از نقشه با مقیاس ۱/۱۰۰/۰۰۰ انارک [۱۳].

### ۳- روش مطالعه

پس از بررسی و مشاهدات صحرائی در برش انارک با ضخامت ۱۱۳ متر، ساخت‌های رسوبی و ویژگی‌های سنگ شناسی برداشت شد و ۶۵ عدد مقطع نازک تهیه گردید. نام گذاری سنگ‌های کربناته توسط طبقه بندی دانه‌ام (۱۹۶۲)<sup>۷</sup> و امبری و کلوان (۱۹۷۱)<sup>۸</sup> انجام شد. مطالعه ریزرخساره‌ها بر اساس منابعی چون فلوگل (۲۰۱۰)<sup>۹</sup> و ویلسون (۱۹۷۵)<sup>۱۰</sup> انجام پذیرفت؛ سپس محیط تشکیل آن‌ها بر اساس منابع (وسکات و ادریگ، ۱۹۹۰؛<sup>۱۱</sup> اشاو و اسکریبر، ۱۹۹۱)<sup>۱۲</sup> تشخیص داده شد. نوع پلتفرم کربناته آن بر اساس نوع رخساره‌ها، تغییرات عمودی آن‌ها، نوع اجزای اسکلتی بر اساس منابعی چون (براندو و همکاران، ۲۰۰۸؛<sup>۱۳</sup> فلوگل، ۲۰۱۰) بازسازی گردید. با تعیین مرزهای سکansı (که نشان دهنده بیشترین سطح افت آب

<sup>7</sup> Dunham, 1962

<sup>8</sup> Embry and Klován, 1971

<sup>9</sup> Flugel, 2010

<sup>1</sup> Wilson, 1975 <sup>0</sup>

<sup>1</sup> Wescott and Ethridge, 1990 <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Shaw and Schreiber, 1991 <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Branadano et al., 2008 <sup>3</sup>

می‌باشد) و تفکیک بسته های رسوبی، سکانس های درجه ۳ در برش مورد مطالعه بر اساس مطالعات هانت و تاکر (۱۹۹۲)<sup>۴</sup> شناسایی و بررسی گردید. مطالعات آزمایشگاهی نمونه های کنودنتی (تعداد ۵۶ عدد نمونه ۴ تا ۵ کیلویی) شامل خرد کردن، انحلال و شستشوی نمونه‌ها با اسید استیک، جدا سازی به وسیله جدایش دستی در زیر میکروسکوپ بینوکولار، آماده سازی استاپ و چسباندن کنودنت‌ها بر روی پایه آلومینیومی، تهیه عکس SEM، نام گذاری و شناسایی کنودنت‌ها و زون‌بندی زیستی آن‌ها بر اساس منابع جهانی (بر اساس زون بندی اسپلتا، ۲۰۱۷؛<sup>۵</sup> کورادینی و همکاران، ۲۰۱۶)<sup>۶</sup> انجام گردید که نتایج بررسی های سنی در شکل ۲ آورده شده است.

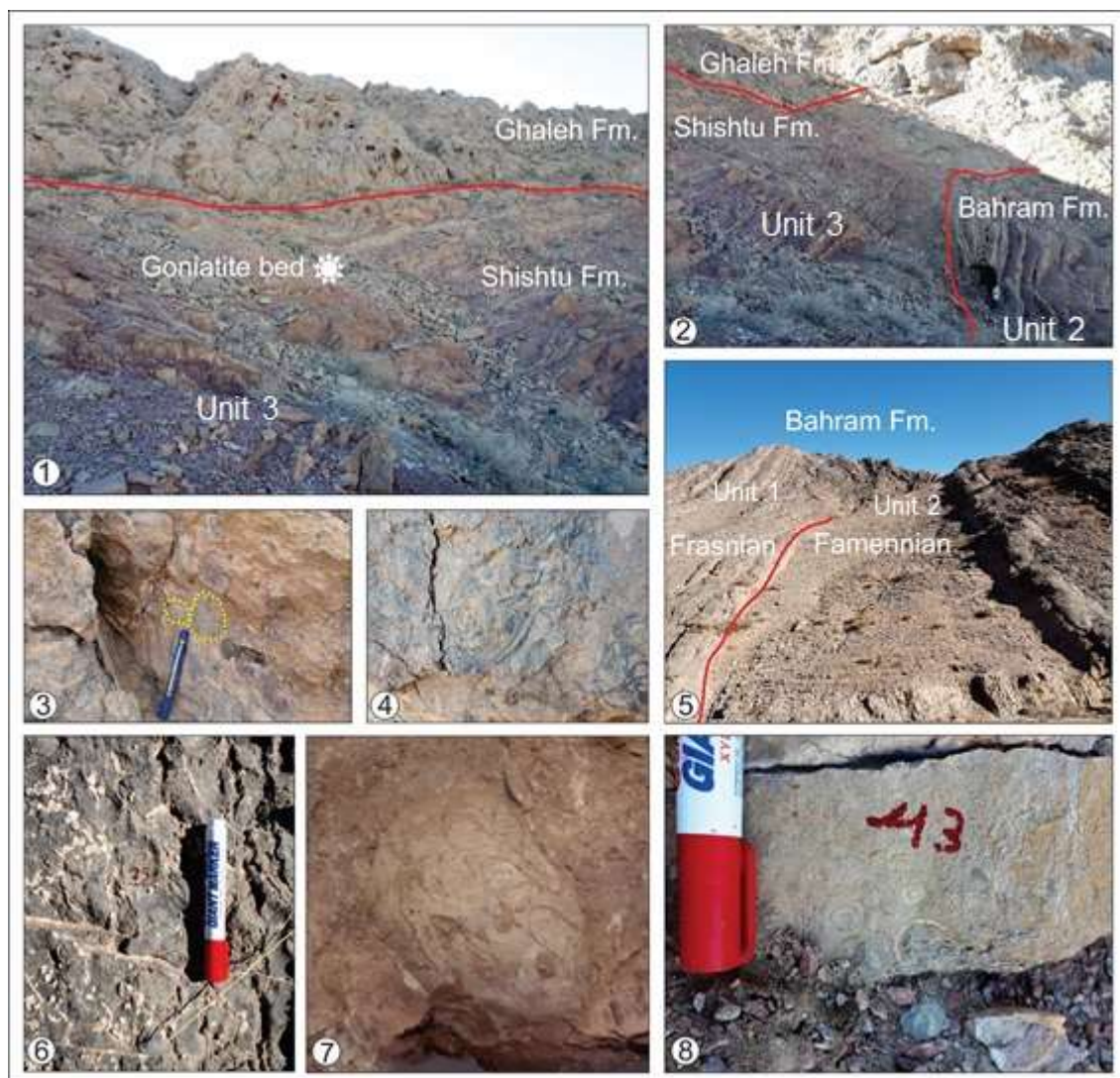
#### ۴- سنگ چینه نگاری و زیست چینه نگاری

بر طبق مشاهدات و مطالعات صحرایی رخنمون مورد مطالعه شامل سازندهای بهرام و شیشتو یک می باشد. مرز بین سازند بهرام و سازند شیشتو بصورت پیوسته و تدریجی می باشد. اگرچه در مطالعات قبلی (بهرامی و همکاران، ۲۰۱۹ و صالحی و همکاران ۲۰۲۰) مرز دونین - کرینفر به صورت ناپیوسته در نظر گرفته شده است که می توان علت آن را نمونه برداری با فواصل بیشتر دانست و تمرکز بر نمونه برداری از سازند بهرام دانست، اما در این پژوهش به بررسی رخساره ها با نمونه برداری بسیار نزدیک پرداخته شده است؛ به دلیل پیوستگی ریزرخساره‌ها در محل مرز که هم با تغییرات لیتولوژی (شروع لایه های قرمز رنگ کرینفر) و هم به وسیله سن سنجی کنودنتها انجام گردیده است، محل مرز به طور دقیق مشخص گردیده و مرز از نوع پیوسته می‌باشد.

با بررسی رخساره های سنگی و ویژگی های سنگ شناسی ۳ واحد سنگ چینه‌ای تفکیک گردید. (اشکال ۲ و ۳) واحد ۱- مربوط به سازند بهرام، شامل آهک‌های خاکستری رنگ متوسط تا ضخیم لایه دارای بقایای بازوپایان، بریوزوئر، شکم پایان و ریز بقایای مهره داران می باشد. (ضخامت ۱۵ متر، نمونه های A1-A6). واحد ۲- مربوط به سازند بهرام، شامل آهک‌های سفید تا خاکستری گاهاً گرهک دار با میان لایه‌های نازک شیل قرمز که به تدریج به سمت بالا به میزان شیل‌های قرمز اضافه شده و مجدداً در بخش بالایی به آهک خاکستری اسکلتی (خرده های بازوپایان، انکوئید، بقایای اسفنج‌ها) تبدیل می گردد (ضخامت ۳۰ متر و شامل نمونه های A7-A29). واحد ۳- مربوط به سازند شیشتو یک شامل آهک گرهک دار قرمز رنگ مارنی نازک لایه دارای مرجان های انفرادی، شکم پایان، بازوپایان و دوکفه ای ها، در بخش میانی این واحد یک لایه‌ی غنی از کرینوئید و لایه حدوداً ۲۰ سانتی متری حاوی آمونوئید می باشد (ضخامت ۶۸ متر، نمونه های A30-A48). شکل ۳

<sup>۴</sup> Hunt and Tucker, 1992 4  
<sup>۵</sup> Spalletta, 2017 5  
<sup>۶</sup> Corradini et al., 2016 6





شکل ۳-۱) مرز سازند شیشتو و سازند قلعه (سردر ۱) و محل افق گونیاتیت دار (۲) مرز سازند های بهرام، شیشتو و قلعه (سردر ۳) آهک های برشی شده در قاعده سازند قلعه (۴) آهک اسکلتی (بیوکلاستی) سازند قلعه (سردر ۵) مرز فرازنین-فامنین در سازند بهرام (تبدیل آهک های خاکستری پرفسیل به آهک های مارنی گرهک دار سفید تا خاکستری رنگ با میان لایه های نازک شیل قرمز) (۶) آهک خاکستری فسیل دار در بخش بالایی سازند بهرام (۷) افق گونیاتیتی در رأس سازند شیشتو و (۸) آهک خاکستری فسیل دار دارای مرجان در بخش بالایی سازند شیشتو.

## ۵- زیست چینه نگاری

با توجه به نام گذاری کنودونت ها و قرار دادن آن ها در مقابل ستون لیتولوژی بر اساس موقعیت حضور آنها و با تکیه بر ارزش چینه شناسی گونه ها تعداد ۲۰ زون زیستی مربوط به دونین پسین و کربنیفر پیشین به دست آمده است؛ که از این تعداد ۱۵ زیست زون مربوط به دونین پسین (فرازنین-فامنین) و ۵ زیست زون مربوط به کربونیفر پیشین (می سی سی بین) است. زیست زون ها به ترتیب از قدیم به جدید در جداول (۲ و ۱) مشاهده می شوند (ستاری و همکاران، ۱۳۹۹؛ ستاری و

همکاران، ۲۰۲۰) شکل ۴





جدول ۱- زیست زون های کنودونتی دونین پسین (بر اساس زون بندی اسپلنتا، ۲۰۱۷؛ کورادینی و همکاران، ۲۰۱۶)، مرز زیرین و بالایی و شماره نمونه‌های مربوط به هر زیست زون در برش مورد مطالعه

شماره نمونه	مرز بالایی	مرز زیرین	زیست زون کنودونتی
A2-A6	آخرین حضور <i>Polygnathus cf. palmu</i> , <i>Polygnathus wehbi</i> , <i>Polygnathus cf. alona</i>	?	<i>Palmatolepis wintchelli</i> to <i>Ancyrognathus ubiquitous</i> zones
A7-A9	اولین حضور <i>Pelekygnathus inclinator</i> , <i>Ancyrognathus strelimimus</i>	اولین حضور <i>Palmatolepis triangularis</i>	<i>Palmatolepis triangularis</i> Zone
A10-A13	اولین حضور <i>Palmatolepis minuta loba</i>	اولین حضور <i>Pelekygnathus inclinator</i> , <i>Ancyrognathus strelimimus</i>	<i>Palmatolepis delicatula platy</i> to <i>Palmatolepis minuta minuta</i> zones
A14-A15	اولین حضور <i>Polygnathus semioctatus</i>	اولین حضور <i>Palmatolepis minuta loba</i>	<i>Palmatolepis crispata</i> Zone
A16	اولین حضور <i>Palmatolepis glabra pectinata</i> , <i>Palmatolepis quadrantirodicalobata</i>	اولین حضور <i>Polygnathus semioctatus</i>	<i>Palmatolepis trinitii</i> Zone
A17-A18	اولین حضور <i>Palmatolepis gracilis gracilis</i> , <i>Bispathodus stabilis vulgaris</i> , <i>Polygnathus triphyllatus</i>	اولین حضور <i>Palmatolepis glabra pectinata</i> , <i>Palmatolepis quadrantirodicalobata</i>	<i>Palmatolepis glabra pectinata</i> to <i>Palmatolepis rhomboides</i> zones
A19	اولین حضور <i>Palmatolepis perlobata maritima</i>	اولین حضور <i>Palmatolepis gracilis gracilis</i> , <i>Bispathodus stabilis vulgaris</i> , <i>Polygnathus triphyllatus</i>	<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i> Zone
A20	اولین حضور <i>Scaphognathus velifer velifer</i> , <i>Scaphognathus velifer leptus</i>	اولین حضور <i>Palmatolepis perlobata maritima</i>	<i>Palmatolepis marginifera</i> Zone
A21	اولین حضور <i>Palmatolepis gracilis sigmoidalis</i> , <i>Bispathodus stabilis stabilis</i>	اولین حضور <i>Scaphognathus velifer velifer</i> , <i>Scaphognathus velifer leptus</i>	<i>Scaphognathus velifer velifer</i> to <i>Palmatolepis rugosa trachystera</i> zones
A22	آخرین حضور <i>Palmatolepis minuta minuta</i> , <i>Icriodus carmatus</i> , <i>Scaphognathus velifer velifer</i>	اولین حضور <i>Palmatolepis gracilis sigmoidalis</i> , <i>Bispathodus stabilis stabilis</i>	<i>Pseudopolygnathus granulosa</i> Zone
A23	اولین حضور <i>Bispathodus jugosus</i> , <i>Palmatolepis gracilis expansa</i>	آخرین حضور <i>Palmatolepis minuta minuta</i> , <i>Icriodus carmatus</i> , <i>Scaphognathus velifer velifer</i>	<i>Polygnathus styracis</i> to <i>Palmatolepis gracilis minuta</i> zones

جدول ۲- زیست زون های کنودونتی دونین پسین-کربونیفر پیشین (بر طبق زون بندی اسپلنا، ۲۰۱۷؛ کورادینی و همکاران، ۲۰۱۶). مرز زیرین و بالایی و شماره نمونه‌های مربوط به هر زیست زون در برش مورد مطالعه.

شماره نمونه	مرز بالایی	مرز زیرین	زیست زون کنودونتی
A24	اولین حضور <i>Bizparthodus aculeatus aculeatus</i>	اولین حضور <i>Bizparthodus jugosus</i> , <i>Palmatolepis gracilis expansa</i>	<i>Palmatolepis gracilis expansa</i> Zone
A25	اولین حضور <i>Bizparthodus cocatus</i>	اولین حضور <i>Bizparthodus aculeatus aculeatus</i>	<i>Bizparthodus aculeatus aculeatus</i> Zone
A26	اولین حضور <i>Bizparthodus siltinus</i>	اولین حضور <i>Bizparthodus cocatus</i>	<i>Bizparthodus cocatus</i> Zone
A27-A29	اولین حضور <i>Protognathodus collinsoni</i> , <i>Polygnathus normatus</i> , <i>Polygnathus longirostris</i> , <i>Polygnathus parvatus</i>	اولین حضور <i>Bizparthodus siltinus</i>	<i>Bizparthodus siltinus</i> Zone
A30-A32	اولین حضور <i>Gnathodus delicatus</i> , <i>Gnathodus cuneiformis</i> , <i>Gnathodus semiglaber</i> , <i>Gnathodus typicus</i>	اولین حضور <i>Protognathodus collinsoni</i> , <i>Polygnathus normatus</i> , <i>Polygnathus longirostris</i> , <i>Polygnathus parvatus</i>	<i>Protognathodus bocki</i> - I. <i>Siphonodella cremata</i> zones
A33-A35	اولین حضور <i>Gnathodus pseudosemiglaber</i>	اولین حضور <i>Gnathodus delicatus</i> , <i>Gnathodus cuneiformis</i> , <i>Gnathodus semiglaber</i> , <i>Gnathodus typicus</i>	<i>Siphonodella boeckhi</i> - U. <i>Siphonodella cremata</i> to Upper <i>Gnathodus typicus</i> zones
A36-A38	اولین حضور <i>Locheria commutata</i> , <i>Gnathodus bilineatus bilineatus</i>	اولین حضور <i>Gnathodus pseudosemiglaber</i>	<i>Scalognathus michonisi</i> - <i>Dolignathus latus</i> Zone
A38-A45	اولین حضور <i>Rhachizognathus muricatus</i>	اولین حضور <i>Locheria commutata</i> , <i>Gnathodus bilineatus bilineatus</i>	Upper <i>Gnathodus muricus</i> to <i>Ardignathus michonisi</i> zones
A46-A48	?	اولین حضور <i>Rhachizognathus muricatus</i>	<i>Rhachizognathus muricatus</i> Zone

## ۵-۱- ارزیابی ریزرخساره ها

براساس مطالعه ریزرخساره‌ها ۱۲ ریزرخساره در قالب ۴ کمربند رخساره ای پهنه جزر و مدی، لاگون، پشته سدی و دریای باز تشخیص داده شده است. اجزای غیر اسکلتی شامل پلوئید، ایتراکلاست، کورتوئید و اجزای اسکلتی شامل روزن داران کف زی، بازوپایان، نرم تنان، شکم پایان، سرپایان، بندپایان، بریوزوئرها، تتناکولیت، کلسی اسفر، خارپوستان، اسفنج، جلبک و کنودونت‌ها بوده است (اشکال ۵ و ۶).

### T1: پلوئیدال پالئومیکروکودیموم پکستون - گرینستون - رودستون:

در مشاهدات صحرایی آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه خاکستری تا کرم رنگ سازند بهرام را شامل می‌شود؛ که در آن قطعات فسیلی (براکیوپود و گاستروپود) مشهود است. در مطالعات آزمایشگاهی آلوکم‌های این ریزرخساره شامل پالئومیکروکودیموم (حدود ۳۰٪) و پلوئید به عنوان اجزای اصلی ریزرخساره و به میزان کمتر براکیوپود و گاستروپود است. پالئومیکروکودیموم تاکسونی است که اولین بار توسط مامت و روکس (۱۹۸۳)<sup>۱</sup> از خلیج بوناپارت در استرالیا شناخته و توصیف شد. در اصل این تاکسون خوشه‌ای کروی شکل است. مامت و روکس (۱۹۸۳) پالئومیکروکودیموم را قدیمی‌ترین تاکسون از جنس میکروکودیموم می‌دانند اما شرایط محیطی حضور آن‌ها با هم مشابه است. میکروکودیموم به وسیله‌ی

<sup>1</sup> Mamet and Roux, 1983 8

دانه‌های مشخصی از کلسیت با منشا آلی که اولین بار توسط گلاک (۱۹۱۲)<sup>۱</sup> معرفی شد؛ ساخته می‌شود که آن‌ها را به جلبک‌های سبز *siphonaceous* نسبت دادند. ماسلو (۱۹۷۳)<sup>۲</sup> این آلوکم را در رسوبات لاگونی در پرمین و ترشیری ثبت کرد که آن‌ها را به جلبک‌های سبز-آبی با یک موقعیت سیستماتیک نامشخص از یک شکل کلسیتی شده در نظر گرفت. کلاپا (۱۹۸۱)<sup>۳</sup> میکروکودیموم‌های ترشیری را در خاک‌های عهد حاضر و کالیجی ثبت کرد و ثابت کرد که نتیجه‌ی کلسیتی شدن ترکیبات همزیستی بین قارچ‌خاکی و سلول‌های کورتیکال از ریشه‌ی گیاهان بلندتر هستند. بر طبق نظر آنتوشکینا (۲۰۰۶)<sup>۲</sup> حضور میکروکودیموم‌ها در رسوبات می‌تواند به عنوان معیاری جهت تشخیص خاک‌های قدیمه (پالئوسول‌ها) و بازسازی محیط‌های رسوبی قدیمی مورد استفاده قرار گیرد. کابانو و همکاران (۲۰۰۸)<sup>۳</sup> نیز تشکیل ساختار میکروکودیموم را به فعالیت باکتری‌های خاصی نسبت دادند (اشکال ۵a و ۵b).

### L1: بایوکلاست گاستروپود و کستون- پکستون- رودستون

در مشاهدات صحرایی شامل آهک نازک تا ضخیم لایه قرمز رنگ گرهک دار و مارنی سازند شیشتو می‌باشد. جزء اصلی این ریزرخساره گاستروپودها هستند که در زمینه میکرایتی متبلور شده، حضور دارند و اجزاء فرعی آن شامل دوکفه‌ای‌ها و *Quasilituotuba sp.* است. در برخی از مقاطع میزان دوکفه‌ای‌ها (موجودات یوری هالین که در اعماق و شوری‌های مختلفی حضور دارند) افزایش یافته و بافت به سمت رودستون متمایل می‌شود. با توجه به جایگاه چینه‌شناسی (رخساره-های قبل آن ریزرخساره‌های لاگون (L3) است) و تنوع پایین فونی و حضور گاستروپودها (موجوداتی با صدف آراگونیتی که توانایی تحمل شوری نسبتاً بالایی را داشته) این ریزرخساره به لاگون با شرایط محصورتری نسبت به ریزرخساره‌های بعدی نسبت داده می‌شود [۳۵، ۶۱] (شکل ۵c).

### L2: آمبلا و کستون

در مشاهدات صحرایی شامل آهک ضخیم لایه خاکستری رنگ سازند بهرام می‌باشد. جزء اصلی این ریزرخساره جنس آمبلا است. در بین فسیل‌شناسان هنوز بر سر جنس آمبلا توافق صورت نگرفته است، برخی از چینه‌شناسان بر این باورند که این جنس مربوط به فرامینیفرا از سه خانواده *Langenidae* (cf. Lipina, 1950; Reitlinger, 1966; Fursenko, 1959)، خانواده *Nodosinellidae* (Leoblich and Trappen, 1961; Toomey 1965) و خانواده *Parathurminidae* (Conil and Lys, 1964) هستند، برخی آمبلاها را مربوط به کلسی اسفرها دانسته [۴۰] و بسیاری این جنس را مربوط به جلبک‌های کاروفیت دانسته اند [۱۵، ۱۶، ۴۸، ۴۹]. اجزاء فرعی ریزرخساره مذکور گاستروپودها (٪۱۰) هستند. نادر بودن فون‌های نرمال دریایی در بافت و کستون نشان دهنده‌ی آب‌های آرام و محیط کم انرژی واقع در لاگون است [۳۵، ۵۲، ۶۷]. تنوع کم در گونه‌های فسیلی می‌تواند نشانگر نهشته شدن آن در محیطی محصور مانند لاگون می‌باشد [۳۱، ۶۷] و معمولاً در مناطق با شوری بالا دیده می‌شود [۲۵، ۴۸] (شکل ۵d).

### L3: بایوکلاست فرامینیفرا کرینوئید فلوئستون- رودستون

در مشاهدات صحرایی شامل آهک نازک تا ضخیم لایه قرمز رنگ سازند شیشتو می‌باشد. دانه اصلی این ریزرخساره فرامینیفراهای (*Quasilituotuba pseudospiroides*، *Archaediscus sp.*، *Quasilituotuba sp.*)

1	Gluck, 1912	9
2	Maslov, 1973	0
2	Klappa, 1981	1
2	Antoshkina, 2006	2
2	Kabanov et al., 2008	3

*Endothyra sp.* (شکل ۶) و کرینوئید و به میزان کمتر استراکد می‌باشد. دانه‌های کوارتز در این ریزرخساره به میزان اندک ( $\leq 5\%$ ) مشاهده می‌شود. فراوانی بالای روزن داران کف زی نشان از گردش خوب آب و در دسترس بودن مواد غذایی است. تنوع بالای فرامینفرها و حضور کرینوئیدها نشان دهنده رسوب‌گذاری درلاگون نیمه محصور با چرخش نسبتاً آزاد آب است [۵۴، ۵۹] (شکل ۵e).

#### L4: بایوکلاست پلوئیدال اینتراکلاست و کستون-پکستون - گرینستون

در مشاهدات صحرایی شامل آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم لایه دارای خرده فسیل‌های براکیوپود، کرینوئید، دو کفه ای و گاستروپود سازند بهرام هستند. اجزاء اصلی این ریزرخساره شامل اینتراکلاست‌های گلی و پلوئید است و اجزاء فرعی آن شامل بریوزوئر، براکیوپود، کرینوئید، دوکفه‌ای و گاستروپود، کنودونت، تریلوبیت و فرامینفر (*Enodosaria sp.*) *Diplosphaerina maljavkini* هستند. به دلیل این‌که اینتراکلاست‌ها خرده‌هایی از رسوبات یا سنگ‌های قبلی هستند، ممکن است اساساً هر نوع ترکیب کانی‌شناسی را داشته باشند و در هر نوع محیطی می‌توانند تشکیل شوند اما به طور شاخص بیشتر در محیط‌هایی به وجود می‌آیند که انرژی امواج به طور متناوب زیاد می‌شود. در چنین محیط‌هایی، زمانی که انرژی امواج نسبتاً کم است، رسوبات ممکن است به طور ضعیفی سیمانی شوند یا به صورت آلی به هم متصل شوند و بعداً توسط توفان‌های شدید یا شرایط انرژی بالای دیگر، این رسوبات به آواری‌های کوچکتری تبدیل شوند [۶۰]. در این ریزرخساره بایوکلاست‌ها شدیداً کورتوئیدی شده‌اند. پلوئیدها را می‌توان به مرحله‌ی کورتوئیدی پیشرفته‌ی بایوکلاست-های کوچک نسبت داد. حضور کورتوئیدها اگرچه به محیط‌های مختلف (دریاچه‌ها و محیط‌های غیر دریایی، محیط دریایی کم عمق و حدواسط این‌ها) منتسب است اما به میزان فراوانتر در محیط‌های کم عمق لاگونی ( $> 10m$ ) و آب‌های گرم با انرژی زیاد در بالای سطح تاثیر امواج حضور دارند. این ریزرخساره را به دلیل جایگاه چینه شناسی و همراهی با ریزرخساره‌های سد بایوکلاستی (S1) و پهنه‌ی جزر و مدی (T1) می‌توان منطبق با smf16 ویلسون دانست که یک محیط لاگونی مرتبط با دریای باز را نشان می‌دهد [۲۸، ۶۷] (شکل ۵f).

#### S1: آمبلا پکستون-گرینستون

در مشاهدات صحرایی شامل آهک‌های خاکستری ضخیم لایه سازند بهرام است. دانه اصلی آن شامل فسیل آمبلا و جزء فرعی آن جلبک داسی کلازاسه (۲٪) است. تنوع پایین فونی، جورشدگی خوب، دیواره ضخیم آمبلاها، بافت دانه پشتیبان، و سیمانی شدن گسترده در بین آلوکم‌ها نشان از انرژی بالای محیط می‌باشد و بیانگر رسوبگذاری آن در محیط با انرژی بالا در محیط کم عمق پشته‌سدی به سمت لاگون است [۲۸]. این سد به صورت ناپیوسته (به دلیل وجود لاگون نیمه محصور) بوده است [۲۸] (شکل ۵g).

#### O1: بایوکلاست کرینوئید پکستون-گرینستون-رودستون

در مشاهدات صحرایی شامل آهک‌های خاکستری رنگ متوسط لایه اکنید دار سازند بهرام و آهک‌های مارنی گرهک دار قرمز رنگ سازند شیشو است. آلوکم اصلی آن شامل کرینوئیدها (گاه‌ها به اندازه ۲ تا ۴ میلیمتر) و اجزاء فرعی آن فرامینفرها (*Asteroarchaediscus, Neoarchaediscus sp.*)، بریوزوئر، براکیوپودها، استراکدها، دانه کوارتز ( $< 10\%$ ) و گاستروپودها هستند. اکتینودرم‌ها موجودات مستقل از نور در شوری نرمال دریایی هستند که در اعماق مختلف زیست کرده و قطعات اسکلتی و صفحات اسکلتی جدا شده از هم آن‌ها در شلف‌های کربناته معتدل فراوانتر از محیط‌های حاره‌ای است [۲۸، ۴۲]. حضور کرینوئیدها، خرده‌های بریوزوئر، براکیوپود و بافت دانه پشتیبان نشان از کاهش انرژی، عمق و ورود به محیط دریای باز است. این ریزرخساره در شیب دریای باز به سمت محیط پشته‌سدی نهشته شده است [۲۸] (شکل ۵h).

### **O2: بایوکلاست براکیوپود کرینوئید پکستون-گرینستون-فلوتستون-رودستون**

در مشاهدات صحرایی شامل آهک‌های خاکستری تا آهک‌های مارنی گرهک دار قرمز رنگ سازند بهرام است که در آن ماکروفسیل‌های کرینوئید، گونیاتیت، ارتوسراتید و ... دیده می‌شود. اجزاء اصلی این ریزرخساره شامل براکیوپود و کرینوئید است و اجزاء فرعی آن شامل آمبلا، استراکد، اینتراکلاست گلی، بریوزوئر، فرامینیفر ( *Consobronellosis sp.* ), *Archaeodiscus sp.*, *Diplosphaerina maljavkini*, *Omphalotis sp.*, *Endothyra sp.*, *Pseudoammodyscus sp.*, *Mediocris breviscula*, *Archaeodiscus krestovnikovi*, *Howchinia gibba*, *Mediocris sp.*, *Tetrataxis paraminima*, *Endostaffella aff. discoidea*, *Mediocris breviscula*, *Endothyra cf. prisca*, *Asteroarchaediscus sp.*, *Quasilituotuba cf. serpens*, *(Umbellina cf. bella)*, (شکل ۶) دانه کوارتز است. در برخی از مقاطع میزان آمبلا به حدی زیاد شده که علاوه بر براکیوپود و کرینوئید جزء اجزای اصلی ریزرخساره قرار می‌گیرد. باتوجه به تنوع فونا و حضور فونای استنوهالین و موقعیت چینه نگاری، این ریزرخساره در محیط کم انرژی در قسمت شیب دریای باز در نزدیکی سطح اساس امواج دریا در شرایط عادی نهشته شده است [۲۳، ۴۷]. این ریزرخساره در انرژی امواج متوسط تا قوی و در نزدیکی سطح اثر امواج در شرایط عادی (FWWB) ایجاد شده است [۲۵] (شکل ۵i).

### **O3: بایوکلاست پلوئیدال براکیوپود پکستون رودستون**

در مشاهدات صحرایی شامل آهک-های مارنی گرهک دار سرخ رنگ تا آهک‌های خاکستری رنگ متوسط تا ضخیم لایه سازند بهرام است. دانه های اصلی تشکیل دهنده شامل براکیوپود و پلوئیدها است. اجزاء فرعی آن شامل اینتراکلاست گلی، کرینوئید، آمبلا، گاستروپود، استراکد، بریوزوئر و تتاکولیت ( %۲۰~ ) است. در برخی از مقاطع میزان اینتراکلاست‌های گلی به طرز قابل توجهی افزایش می‌یابد. وجود بافت دانه پشتیان، فونای استنوهالین و موقعیت چینه نگاری معرف تهنشت این ریزرخساره در محیط دریای باز است [۲۸] (شکل ۵j).

### **O4: بایوکلاست کرینوئید براکیوپود تتاکولیتس پکستون رودستون**

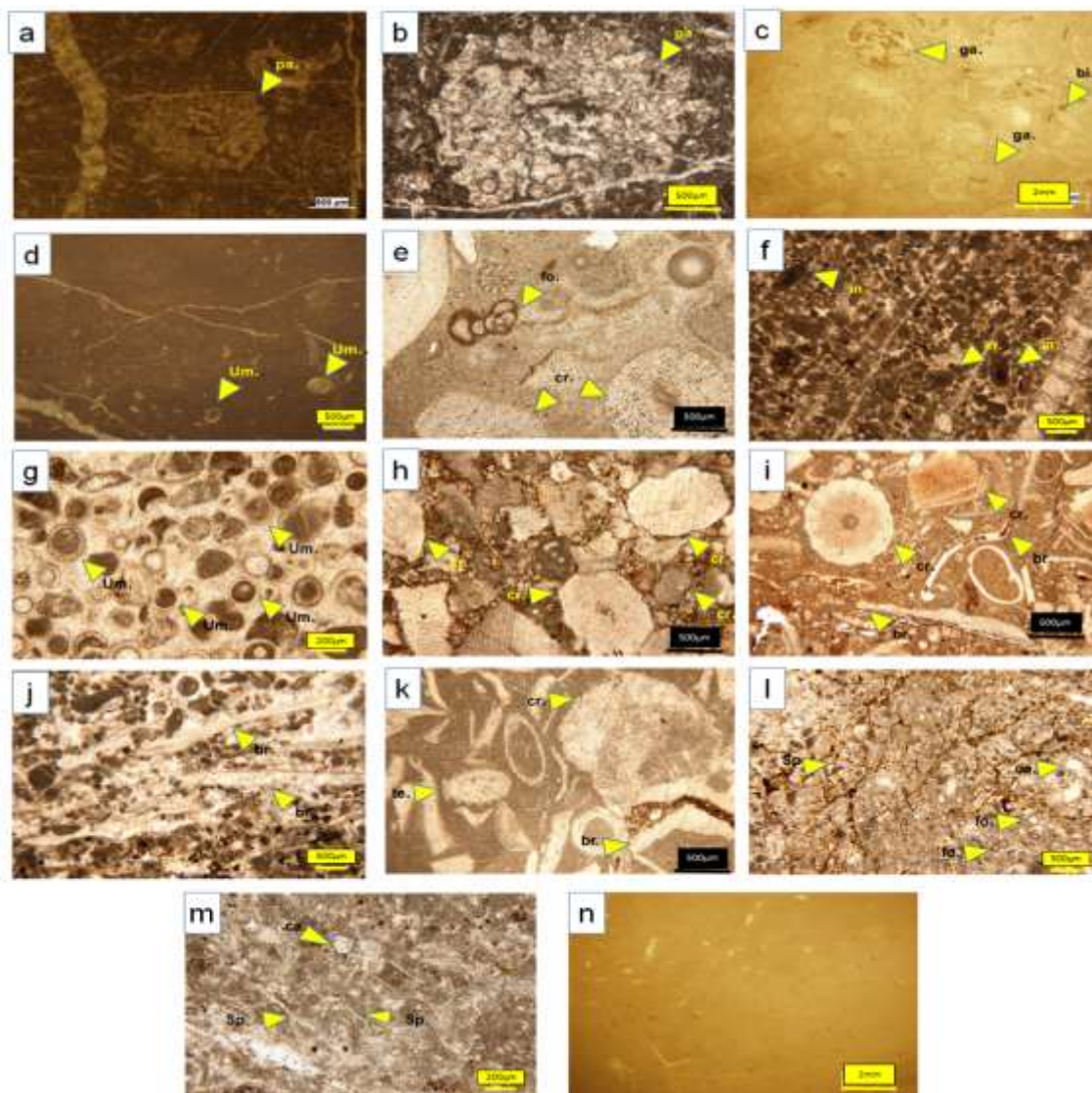
در مشاهدات صحرایی شامل آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم لایه سازند بهرام است. اجزاء اصلی این ریزرخساره شامل براکیوپود، کرینوئید و تتاکولیت (%۱۰~) است و اجزاء فرعی آن شامل گاستروپود، آمبلا است. با توجه به حضور تتاکولیت و فونای دریای باز این ریزرخساره در محیط کم انرژی در قسمت شیب دریای باز در زیر سطح اساس امواج دریا نهشته شده است [۲۸، ۶۰، ۶۸] (شکل ۵k).

### **O5: بایوکلاست پلوئیدال فرامینیفر و کستون -پکستون -گرینستون (حاوی سوزن اسفنج و کلسی اسفر)**

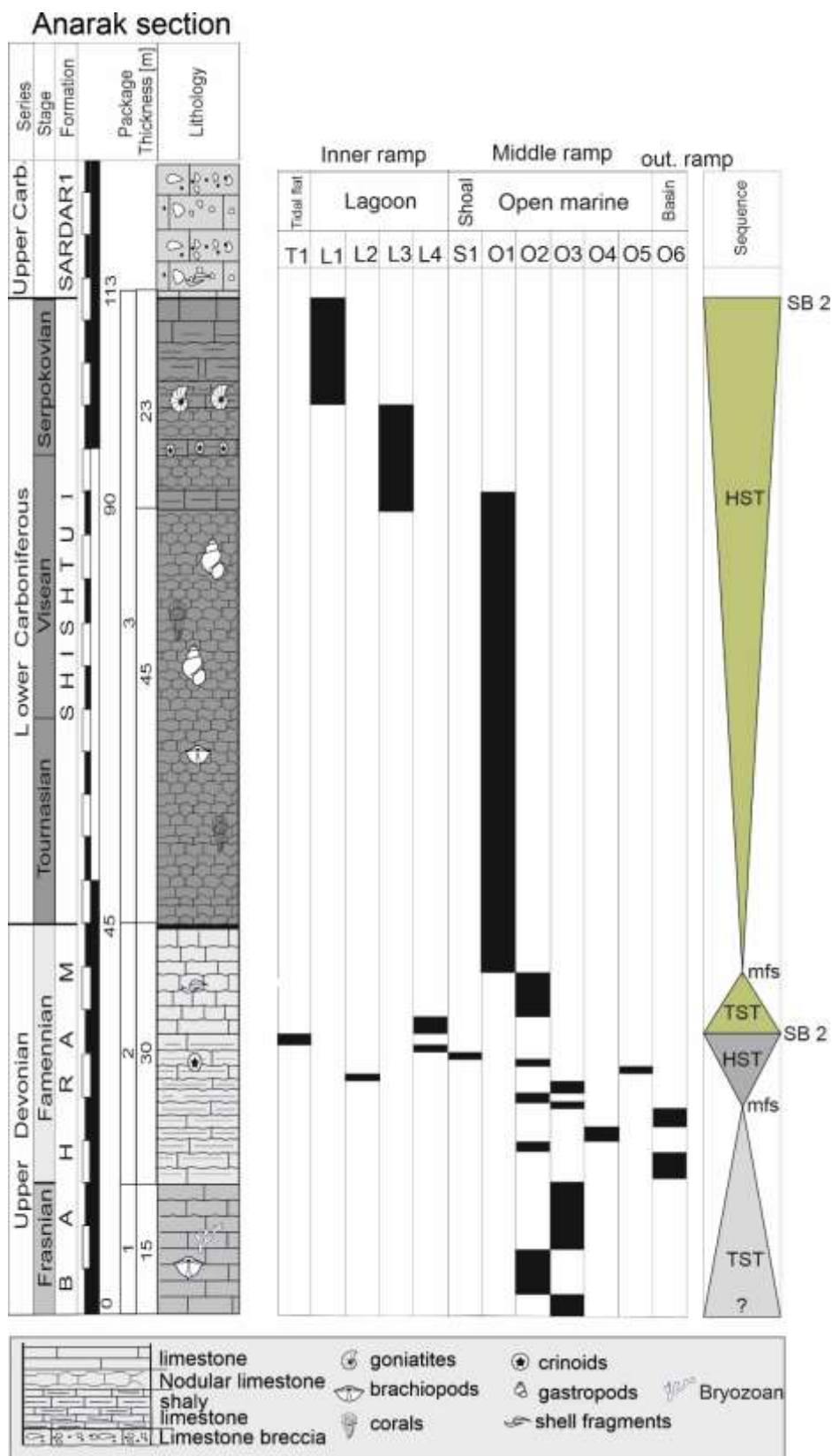
در مشاهدات صحرایی شامل آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم لایه سازند بهرام است. اجزاء اصلی این ریزرخساره شامل پلوئید و فرامینیفرها (*Diplosphaerina maljavkini*) و به میزان کمتر سوزن اسفنج و کلسی اسفر است. اجزاء فرعی آن نیز شامل استراکد، براکیوپود و کرینوئید است. این ریزرخساره دارای بافت گل پشتیان تا دانه پشتیان است. حضور کلسی اسفرها منعکس کننده محیط دریایی عمیق تا نیمه عمیق با انرژی هیدرودینامیکی کم و زیر امواج عادی است [۲۸] (اشکال ۵l و ۵m).

### **O6: مادستون فسیل دار**

در مشاهدات صحرایی شامل آهک‌های مارنی خاکستری رنگ مربوط به سازند بهرام هستند. عمیق‌ترین ریزرخساره‌ی برش انارک مادستون فسیل‌دار است که شامل کرینوتید، گاستروپود، پلوئید و براکیوپود هستند و در زمینه گلی به میزان بسیار کم حضور دارند. با توجه به بافت گل پشتیبان، عدم وجود قطعات درشت و موقعیت چینه نگاری این ریزرخساره در محیط کم انرژی و عمیق دریای باز در زیر سطح اثر امواج طوفانی دریا نهشته شده است [۲۸] (شکل ۵n).



شکل ۵- ریزرخساره‌های برش کوهبند عبدالحسین: **T1** (a) پلوئیدال پالئومیکروکودیم رودستون (**pa.** پالئومیکروکودیم)، **(b)** نمای نزدیک پالئومیکروکودیم (نوعی گیاه عروقی [۳۹]) در ریز رخساره ی **T1**: پلوئیدال پالئومیکروکودیم رودستون، **L1**: بایوکلست گاستروپود رودستون (**bi.** دوکفه‌ای، **ga.** گاستروپود)، **(d)** **L2**: آمبلا وکستون (**um.** آمبلا)، **(e)** **L3**: بایوکلست فرامینفرا کرینوتید رودستون (**fo.** فرامینفرا، **cr.** کرینوتید)، **(f)** **L4**: بایوکلست پلوئیدال اینتراکلست پکستون (**in.** اینتراکلست)، **(g)** **S1**: آمبلا گرینستون، **(h)** **O1**: بایوکلست کرینوتید رودستون، **(i)** **O2**: بایوکلست براکیوپود کرینوتید رودستون (**br.** براکیوپود)، **(j)** **O3**: بایوکلست پلوئیدال براکیوپود رودستون، **(k)** **O4**: بایوکلست کرینوتید براکیوپود تتناکولیتس رودستون (**te.** تتناکولیت)، **(l)** **O5**: بایوکلست پلوئیدال فرامینفرا وکستون (حاوی سوزن اسفنج و کلسی اسفنج) (**sp.** سوزن اسفنج، **ca.** کلسی اسفنج)، **(m)** نمای نزدیک حضور سوزن اسفنج و کلسی اسفنج در ریزرخساره **O5**: بایوکلست پلوئیدال فرامینفرا وکستون (حاوی سوزن اسفنج و کلسی اسفنج)، **(n)** **O6**: مادستون فسیل‌دار



شکل ۶- ستون‌های پراکنده‌گی ریزرخساره‌ها و سکانس‌های درجه ۳ موجود در برش مورد مطالعه.

## ۶- تعیین محیط رسوبی برش انارک

براساس ریزرخساره های شناسایی شده، پراکندگی آن ها و مقایسه با محیط های قدیمی و امروزی مدل رسوبی برش انارک در دو زمان دونین پسین و کربنیفر پیشین بازسازی شده است. عدم وجود سدهای ریفي به هم پیوسته، نبود رسوبات ریزشی و لغزشی و تغییر تدریجی رخساره ها نسبت به یکدیگر، توالی دونین پسین و کربنیفر پیشین در برش مورد مطالعه در یک رمپ کربناته هموکلینال یا هم شیب نهشته شده است و قابل تقسیم به سه بخش رمپ داخلی، میانی و خارجی می باشد (شکل ۷).

رمپ خارجی: از نظر لیتولوژی شامل آهک های مارنی با میان لایه های شیل قرمز می باشد و دانه های اصلی تشکیل دهنده آن شامل کرینوئید، گاستروپود، پلوئید و براکیوپود به مقدار اندک در زمینه ی گل می باشند. ریزرخساره ی مادستون فسیل دار (O6) به دلیل وجود گل زیاد و عدم وجود ساختارهای پرانرژی نشان از رسوب گذاری در محیط آرام زیر قاعده ی امواج طوفانی است [۲۰]. این بخش دارای سن دونین پسین است (شکل ۷).

۱-۶- رمپ میانی: در این بخش فرامینیفرهای منفذدار شامل (*Umbellina*, *Neoarchaediscus*, *Archeodiscus*, *Asteroarchaediscus*) با سایر فونای شوری نرمال دریایی (کرینوئید، بریوزوئرها و تتاکولیت ها، کلسی اسفرها، سوزن اسفنج و...) حضور دارند [۲۸، ۱۸]. ریزرخساره های O1، O2 و O3 که همگی حاوی کرینوئیدها، براکیوپودهای بزرگ، بریوزوئر (گاهها به اندازه ۲ تا ۴ میلی متر) و آمبلاها هستند، معرف بخش پروکسیمال رمپ میانی می باشند. در بخش دیستال رمپ میانی رخساره های حاوی تتاکولیت و سوزن اسفنج (ریزرخساره های O4 و O5) حضور دارند که نشان دهنده عمق بیشتر نسبت به ریزرخساره های بخش پروکسیمال است [۱۷، ۱۹]. این بخش شامل فرامینیفرهای (*Asteroarchaediscus*, *Neoarchaediscus* sp., *Consobronellopsis* sp., *Archeodiscus* sp., *Diplosphaerina maljavkini*, *Omphalotis* sp., *Endothyra* sp., *Pseudoammodiscus* sp., *Mediocris breviscula*, *Archeodiscus krestovnikovi*, *Howchinia gibba*, *Mediocris* sp., *Tetrataxis paraminima*, *Endostaffella* aff. *discoidea*, *Mediocris breviscula*, *Endothyra* cf. *prisca*, *Asteroarchaediscus* sp., *Quasilituotuba* cf. *serpens*, *Umbellina* cf. *bella*) می باشد. سن

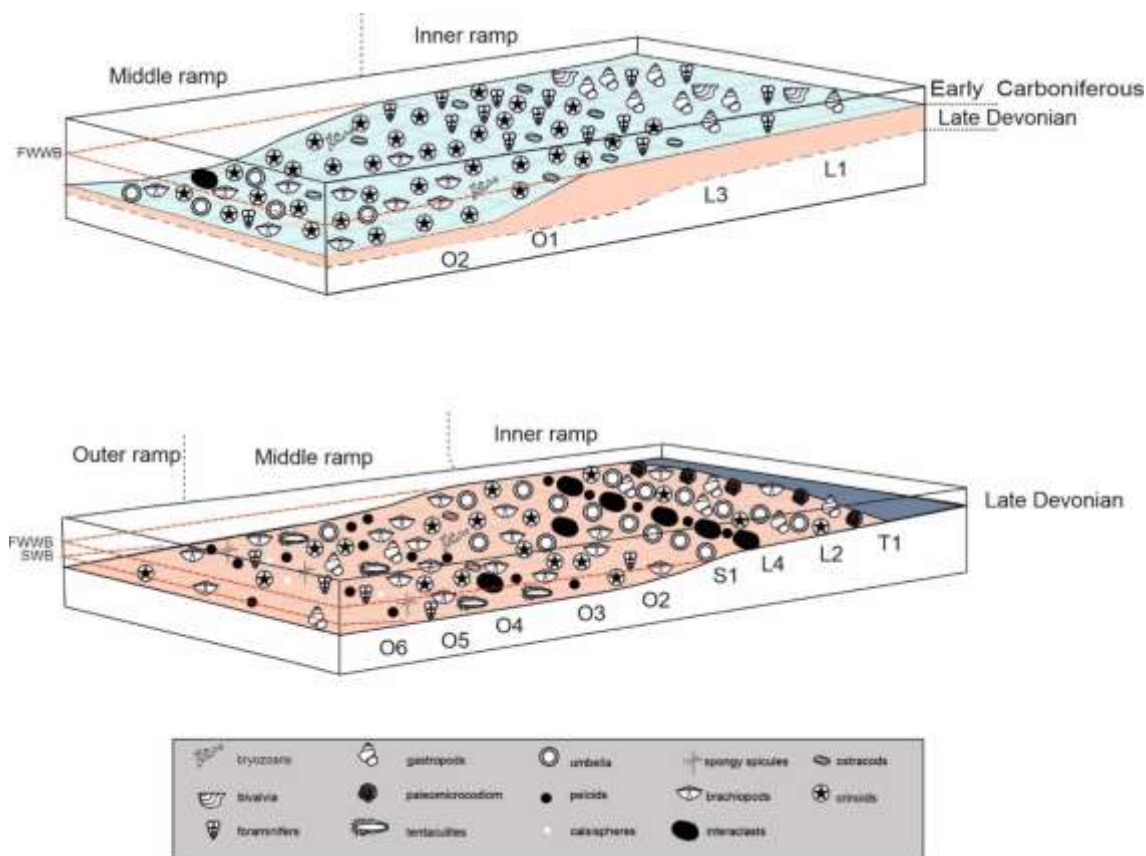
این قسمت دونین پسین- کربنیفر پیشین است. (شکل ۷)

۲-۶- رمپ داخلی: در ریز رخساره S1 بافت دانه پشتیبان با مقدار اندک گل نشان از انرژی بالای سدی دارد [۲۸، ۱۸]. این ریز رخساره جدا کننده رمپ میانی از رمپ داخلی است. ریزرخساره های لاگونی L1, L2, L3, L4 با حضور فرامینیفرهایی چون (*Eonodosaria* sp., *Diplosphaerina maljavkini*, *Quasilituotuba* sp., *Archeodiscus* sp., *Quasilituotuba pseudospiroides*, *Endothyra* sp., *Umbellina* sp) داخلی هستند. رخساره ی T1 هم مربوط به کم عمق ترین بخش رمپ داخلی (پهنه جزرومدی) است. سن این بخش دونین پسین- کربنیفر پیشین است (شکل ۷).

مقایسه ریزرخساره های دونین پسین و کربنیفر پیشین حاکی از آن است که نوع رخساره ها در دونین پسین بیشتر از کربنیفر پیشین است. این امر می تواند ناشی از تغییرات شدید سطح آب دریا در این زمان باشد. بیشترین ریزرخساره های تشکیل دهنده سازند بهرام در بخش مورد مطالعه مربوط به ریزرخساره O2 و کم ترین ریزرخساره T1 به ترتیب در رمپ میانی و داخلی بوده است. بیشترین ریزرخساره های تشکیل دهنده سازند شیشتوی یک در بخش مورد مطالعه مربوط به ریزرخساره O1 و کم ترین ریزرخساره L3 به ترتیب در رمپ میانی و داخلی بوده است. ریزرخساره های دریای باز در



زمان دونین پسین از گسترش بیشتری برخوردار هستند که با توجه به مطالعات حق و اسکالتر (۲۰۰۸) این امر منطبق بر تغییرات سطح آب‌های جهانی است.



شکل 7- محیط رسوبی برش کوهبند عبدالحسین در دو زمان دونین پسین-کربونیفر پیشین بر اساس ریزرخساره‌های موجود.

## ۷- چینه نگاری سکansı

چینه نگاری سکansı به تجزیه و تحلیل توالی‌هایی که از نظر ژنتیکی به هم وابسته و در ارتباط هستند و بین دو سطح ناپوستگی و یا سطوح پیوسته قابل تطابق محدود شده اند، می‌پردازد [۲۱].

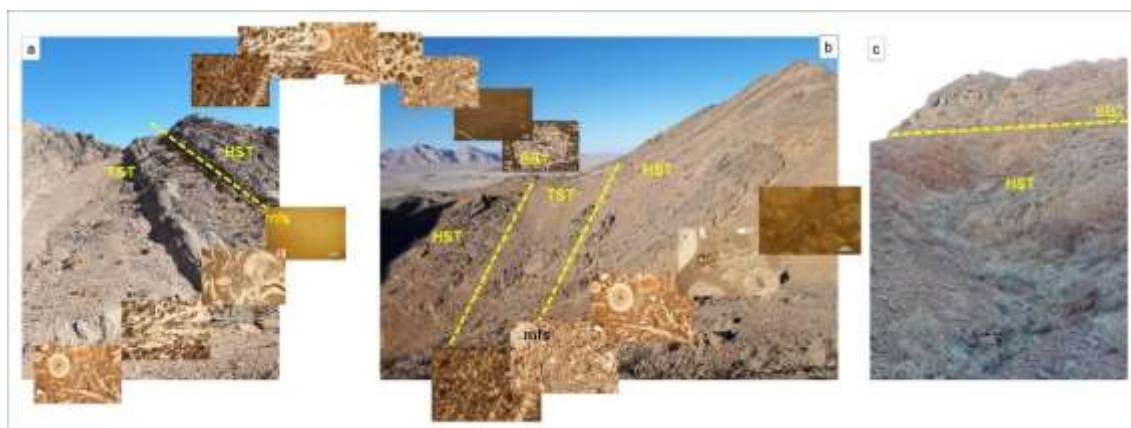
به طور اساسی پراکندگی جانبی رخساره‌های رسوبی مربوط به محیط رسوبی می‌باشد، در صورتی که برهم انباشت قائم رخساره‌ها توسط تغییرات سطح آب دریا تعیین می‌شود و بازتابی از چینه نگاری سکansı است [۲۱]. به عبارت دیگر چینه نگاری سکansı سرگذشت رسوبگذاری، فرسایش و تغییرات سطح آب دریا در ناحیه را مشخص می‌کند. با توجه به شواهد صحرائی و بررسی‌های آزمایشگاهی، توالی مورد مطالعه قابل تقسیم به دو سکانس رسوبی رده سوم است (اشکال ۵ و ۸):

۷-۱- سکانس شماره ۱: این سکانس از قاعده برش تا متر ۳۲٫۵ متر را در بر گرفته و به سن دونین پسین می‌باشد. بسته رسوبی TST به ضخامت ۲۳٫۵ متر، در سکانس مذکور شامل ریزرخساره‌های O2 (بایوکلاست براکیوپود کرینوئید پکستون-گرینستون-فلوتستون-رودستون)، O3 (بایوکلاست پلوئیدال براکیوپود پکستون رودستون)، O4 (بایوکلاست کرینوئید

<sup>2</sup> Haq and Schaltter, 2008 4

براکوپود تتاکولیتس پکستون-رودستون) و O6 (مادستون فسیل دار) می باشد. که همگی گویای دریای باز بوده که از رمپ میانی به رمپ خارجی تغییر کرده و لیتولوژی این قسمت شامل آهک های خاکستری رنگ با لایه بندی متوسط تا ضخیم پر فسیل و آهک های مارنی قرمز رنگ فسیل دار می باشد. ریزرخساره ی O6 (مادستون فسیل دار) که عمیقترین رخساره ی موجود در پلتفرم کربناته مورد مطالعه است (مربوط به رمپ خارجی)، معرف سطح حداکثر پیشروی (mfs) است. بسته رسوبی HST به ضخامت ۹ متر، شامل ریزرخساره های O5 (بایوکلاست پلوئیدال فرامینیفر و کستون - پکستون - گرینستون (حاوی سوزن اسفنج و کلسی اسفر))، O3 (بایوکلاست پلوئیدال براکوپود پکستون رودستون)، O2 (بایوکلاست براکوپود کرینوئید پکستون - گرینستون - فلوتستون - رودستون)، S1 (آمبلا پکستون - گرینستون)، L4 (بایوکلاست پلوئیدال اینتراکلاست و کستون - پکستون - گرینستون) و L2 (آمبلا و کستون) با لیتولوژی آهک خاکستری متوسط تا ضخیم لایه با روند کم عمق شدگی (تغییر از رمپ میانی به رمپ داخلی) مشخص می شود. در متراژ ۳۲/۵ متر، به حداکثر مقدار افت سطح آب می رسد. وجود میکروکودیموم در ریزرخساره ی T1 (پلوئیدال پالئو میکروکودیموم پکستون - گرینستون - رودستون) معرف حداکثر پایین آمدن سطح آب دریا است. این ریزرخساره نشان دهنده محیط کم عمق جزر و مدی می باشد (کنودونت ها در نهشته های مربوط به این ریزرخساره غائب می باشند که خود دلیلی بر عمق بسیار کم این ریزرخساره است). از آنجایی که هیچ گونه شواهدی مبنی بر خرج از آب وجود نداشته لذا مرز سکانسی از نوع دوم می باشد (اشکال ۵ و ۸a).

۲-۷- سکانس شماره ۲: این سکانس بر روی سکانس رسوبی ۱ به ضخامت ۸۰,۵ متر و شامل آهک خاکستری ضخیم تا متوسط لایه تا آهک های گرهک دار قرمز رنگ مارنی نازک لایه، مربوط به بخش بالایی سازند بهرام به سن دونین پسین و کل سازند شیشتوی یک به سن کربونیفر پیشین می باشد. شروع این سکانس با سیستم تراکت پیشرونده (TST) به ضخامت ۶/۸ متر است و شامل ریزرخساره های L4 (بایوکلاست پلوئیدال اینتراکلاست و کستون - پکستون - گرینستون) و O2 (بایوکلاست براکوپود کرینوئید پکستون - گرینستون - فلوتستون - رودستون) دارای لیتولوژی آهک خاکستری ضخیم تا متوسط لایه فسیلدار (براکوپود، دو کفه ای، گاستروپود و کرینوئید) می باشد. حداکثر سطح غرقابی (MFS) توسط ریزرخساره ی O2 (بایوکلاست براکوپود کرینوئید پکستون - گرینستون - فلوتستون - رودستون) که دارای لیتولوژی آهک خاکستری متوسط لایه حاوری اکنید (نشان دهنده ی تهنشست در دریای باز) می باشد؛ مشخص می شود. بر روی این سطح دسته رخساره سیستم تراکت فرازین (HST) به ضخامت ۷۳/۷ متر قرار دارد. این سیستم تراکت شامل ریزرخساره های O1 (بایوکلاست کرینوئید پکستون - گرینستون - رودستون)، L3 (بایوکلاست فرامینیفر کرینوئید فلوتستون - رودستون) و L1 (بایوکلاست گاستروپود و کستون - پکستون - رودستون) دارای لیتولوژی آهک مارنی گرهک دار قرمز رنگ تا آهک خاکستری متوسط تا ضخیم لایه می باشد که معرف روند کم عمق شوندگی ریزرخساره ها است. در متراژ ۱۱۳ متر، سطح آب دریا به حداکثر مقدار افت خود می رسد و با ته نشست ریزرخساره L1 (بایوکلاست گاستروپود و کستون - پکستون - رودستون) مشخص می شود و یک مرز سکانسی نوع ۲ تشکیل می شود (اشکال ۵، ۸b، ۸c).



شکل ۸: (a) سکانس شماره ۱ و بسته های رسوبی TST و HST و ریزرخساره های موجود در آن، (b) HST و مرز سکانسی سکانس اول و بلافاصله شروع سکانس شماره ۲ و بسته های رسوبی TST و HST آن و ریزرخساره های موجود، (c) بسته HST سکانس شماره ۲ و مرز سکانسی آن.

## ۹- نتایج

با بررسی سنگ چینه نگاری برش انارک تعداد ۳ واحد (واحد ۱ به سن فرازین، واحد ۲ به سن فامنین و واحد ۳ به سن می سی سی پین) تفکیک شد. با شناسایی و نام گذاری کنودونتها، ۲۰ عدد زون زیستی مربوط به دونین پسین و کربونیفر پیشین به دست آمده است؛ که از این تعداد ۱۵ زیست زون مربوط به دونین پسین (فرازین-فامنین) و ۵ زیست زون مربوط به کربنیفر پیشین (می سی سی پین) است. ۱۲ عدد ریزرخساره (۱ عدد مربوط به محیط پهنه جزر و مدی، ۴ عدد مربوط به لاگون، ۱ عدد مربوط به سد بایوکلاستی و ۶ عدد مربوط به دریایی باز) نهشته شده در یک رمپ کربناته تشخیص داده شد. تنوع رخساره ها به دلیل نوسانات شدید آب در زمان دونین پسین نسبت به کربنیفر پیشین بالاتر بوده و رخساره ها نیز عمیقتر هستند. دو سکانس رده سوم در برش مورد مطالعه تشخیص داده شد که سکانس اول نهشته های مربوط به دونین پسین و سکانس دوم نهشته های مربوط به دونین پسین و کربنیفر پیشین می باشد. مرز سکانسی در بین این دو سکانس از نوع دوم می باشد.

## سپاس و قدردانی

مقاله حاضر برگرفته پایان نامه دکتری نویسنده اول در گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان می باشد که بدین وسیله از معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان سپاسگزاری می گردد. همچنین نگارندگان از حمایت های علمی و لجستیکی گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان نیز قدردانی می نمایند. از داوران مقاله آقایان دکتر محمدعلی صالحی و دکتر مهدی جعفرزاده سپاسگزاری می گردد.

## منابع

- [۱] بیرانوند ب.، ۱۳۷۴، پالینوستراتیگرافی و پالئوبیوژئوگرافی رسوبات دونین بالایی شمال خاوری یزد: پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۵۰ ص.
- [۲] خسروی، ز.، و حسینی نژاد، س. م.، ۱۳۹۳، چینه نگاری سکانشی سازند های پادها و بهرام در برش باغین (باختر کرمان) براساس رخساره های سنگی و کنودنتی: علوم زمین، سال ۲۳، شماره ۹۲، صفحات ۵۴-۴۷.
- [۳] راستکار، غ.، ۱۳۹۳، براکیپودها و تعیین موقعیت چینه شناسی لایه سفالوپوددار، سازند شیشتو در کوههای شتری (ناحیه طبس)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۳۰ صفحه.
- [۴] رفیقی اسکویی ن.، ۱۳۷۱، پالینوستراتیگرافی و پالئوژئوگرافی سازند پادها در مقطع تیپ (ازبک کوه). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۴۵ ص.
- [۵] ستاری، ا.، بهرامی، ع.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع. ا.، کایسر، س. ا.، کونینگشوف، پ.، ۱۳۹۸، زیست چینه نگاری، زیست رخساره های کنودنتی و اندیس تغییر رنگ (CAI) کنودنت ها در نهشته های دونین بالایی-کربنیفر در برش انارک، ایران مرکزی، مجله زمین شناسی نفت سال نهم، شماره ۱۸، صفحات ۷۴-۱۰۱.
- [۶] عاشوری، ع.، ۱۳۷۴، کنودنتها و لایه های سفالوپود دار و مرز دونین-کربونیفر در حوض دو راه، چهاردهمین گردهمایی علوم زمین، تهران.
- [۷] محمودی، ف.، میراب شیبستری غ. و خزاعی، ا.، ۱۳۹۳. محیط رسوبی، دیاژنز و ژئوشیمی سنگ های کربناته سازند بهرام (دونین میانی-پسین) در برش قلعه بالا (ازبک کوه، شرق ایران): رخساره های رسوبی، ۸ (۱)، صفحه ۱۰۷-۱۲۸.
- [۸] هاشمی، س. ح.، و فهیمی، م.، (۱۳۸۴). «اسپورها و میکروفیتوپلانکتونهای سازند جیروود در برش چینه شناسی دروار، غرب دامغان»، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، تهران، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۹۸-۳۱۲.
- [9] ALMASIAN, M., 1997, Tectonics of the Anarak area (Central Iran): PhD thesis of Islamic Azad University, Science and Research Unit, 164
- [10] ANTOSHKINA, A.I., 2006, Palaeoenvironmental implications of Palaeomicrocodium in Upper Devonian microbial mounds of the Chernyshev Swell, Timan-Northern Ural region: *Facies*, **52**, 611-625.
- [11] ASPRION, U., WESTPHAL, H., NEIMAN, M. and POMAR, L., 2009, Extrapolation of depositional geometries of the Menorcan Miocene carbonate ramp with ground-penetrating radar: *Facies*, 37-46.
- [12] BAHRAMI, A., KÖNIGSHOF, P., VAZIRI-MOGHADDAM, H., SHAKERI, B. and BONCHEVA, I., 2019, Conodont stratigraphy and conodont biofacies of the shallow-water Kuh-e-Bande-Abdol-Hossein section (SE Anarak, Central Iran): *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **99**, 477-494.
- [13] BAKHTIARI, S., 2005, Road atlas of Iran Gitashenasi: *Geological and Cartographic Institute*, 1:1000,000: Tehran, Iran.
- [14] BERBERIAN, M. and KING, G.C.P., 1981, Toward a Paleogeographic and Tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**, 210-265.
- [15] BERCHENKO, O. L., 1971, Charophyta. In: D.E. Ayzenverg Atlas of the Tournaisian fauna in the Donets Basin, Akademy Nauk Ukrainskoi SSR.: *Geologicheskii Instituta Nauk, Kiev*, 115-122.
- [16] BERCHENKO, O. L., 1974, Contribution to a study of Charophyta (Family Umbellaceae) in the Donbas and Dneiper-Donets Depression: *Geologicheskii Zhurnal, Kiev*, **34(2)**, 104-116.
- [17] BOWIE, CH., 2014, Characterization of Discontinuity Surfaces and Microfacies in a Storm Dominated Shallow Epeiric Sea, Devonian Cedar Valley Group, Iowa: Master's thesis, California State University, Fresno, 101.
- [18] BRANDANO, M., FREZZA, V., TOMASSETTI, L. and PEDLEY, M., 2008, Facies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation): Malta: *Sedimentology*, 1-21.
- [19] BUNKER, B. J. and KLAPPER, G., 1984, Conodont zones and correlation of the Cedar Valley-State Quarry in terval of Eastern Iowa: Geologicaly Society of Iowa: *Guide book*, **41**, 15-18.
- [20] BURCHETTE, T. P. and V. P. WRIGHT, 1992, Carbonate ramp depositional systems: *Sedimentary Geology*, **79**, 3-57.
- [21] CATUNEANU, O., MARTINS-NEO, M.A. and ERIKSON, F.G., 2005, Precambrian Sequence Stratigraphy: *Sedimentary Geology*, **176**, 67-95.
- [22] CONIL, R. and LYS, M., 1964, Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (aesnois). Première partie: algues et Foraminifères: *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, **23**, 1-18.

- [23] CORNET, P., 1975, Morphogense, caractres écologiques et distribution des stromatoporodes dévoniens au bord sud du bassin de Dinant (Belgique). Unpubl. thesis. Université Catholique de Louvain. Leuven.
- [24] CORRADINI, C., SPALLETTA, C., MOSSONI, A., MATYJA, H. and OVER, D.J., 2016, Conodont across the Devonian/Carboniferous boundary: a review and implication for the redefinition of the boundary and a proposal for an updated conodont zonation: *Geological Magazine*, 1–15.
- [25] DA SILVA, A.C. and BOULVAIN, F., 2006, Upper Devonian carbonate platform correlations and sea level variations recorded in magnetic susceptibility: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **240**, 373–388.
- [26] DUNHAM, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to their depositional texture: In: Ham, W. E. (Ed.) Classification of carbonate rocks: *American Association of Petroleum Geologists Mesmoir*, **1**, 108-121.
- [27] EMBRY, A.F. and KLOVAN, J.E., 1971, A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island: The Northwest Territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **19**, 730–781.
- [28] FLUGEL, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rock, Analysis, Interpretation and Application: *Springer-Verlag, Berlin*, 984.
- [29] FURSENKO, A. V., 1959, Foraminifera principy sistematiki. In: *Osnovy paleontologii*, **1**, Obshchaja tshast, Prostejshye. Moskva.
- [30] GHORBANI, M., ROSTAMNEJAD, A. and VALIANI Z. , 2014, Microfacies, peterofacies and sedimentary environmentary of the Bahram Formation in Hutk section (Nirthern Kerman), Iran: *International Journal of Geology*, **4**, 68-84.
- [31] GLUCK, H., 1912, Eineneuegestenbildende siphonee (codiacee) aus dem narinen Tertiar Von Suddeutschland: *Mitteilungen der Badischen Geologischen landsanstatalt*, **7**, 3-24.
- [32] HAIRAPETIAN, V., GHOBADI POUR, M., POPOV, L. E., HEJAZI, SH., HOLMER, L. E., EVANS, D. and SHARIFI, A., 2015, Ordovician of the Anarak Region: implications in understanding Early Palaeozoic history of Central Iran: *Stratigraphy*, **12**, 22-30.
- [33] HAQ, B.U. and SCHALTTER, S.R., 2008, A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes: *Science*, **322**, 64-68.
- [34] HASHMIE, A., ROSTAMNEJAD, A., NIKBAKHT, F., BANIE, M., REZAIIE, P. and GHOLAMALIAN, H., 2016, Depositional environments and sequence stratigraphy of the Bahram Formation (middle–late Devonian) in north of Kerman, south-central Iran: *Geoscience Frontiers*, **7**, 821-834.
- [35] HINE, A.C., 1977, Lily Bank, Bahamas: history of an active oolite sand shoal: *Journal of Sedimentary Petrology*, **457**, 1544-1581.
- [36] HUNT, D. and TUCKER, M.E., 1992, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall: *Sedimentary Geology*, **81**, 1-9.
- [37] KABANOV, P., WOLFGANG, P.A., KRUMBERIN, E., 2008, Microcodium: An extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation: *Sedimentary Geology*, **250**, 79-99.
- [38] KERSHAW, S. and BRUNTON, F. R., 1999, Palaeozoic stromatoporoid taphonomy: ecologic and environmental significance: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **149**, 313-328.
- [39] KLAPPA, C.F., 1981, Biolithogenesis of Microcodium: *Elucidation. Sedimentology*, **25**, 489–522.
- [40] KONISHI, K., 1958, Devonian calcareous algae from Alberta, Canada: *-Qurt. Colorado school of Mines*, **53**, 2.
- [41] KOŠIR, A., 2004, Microcodium revisited: Root calcification products of terrestrial plants on carbonaterich substrates: *Journal Sedimentary Research.*, **74**, 845–857.
- [42] KROH, A. and NEBELSICK, J.H., 2010, Echinoderms and Oligo-Miocene carbonate systems: potential applications in sedimentology and environmental reconstruction: *Gent, International Association of Sedimentologists*, 201-228 (Special Publication 42).
- [43] LENCH, G. and DAVOUDZADEH, M., 1982, Ophiolites in Iran: *Neues Jahrbuch fur Geologie und: Palaontologie*, 306-320.
- [44] LEVEN E. JA., DAVYDOV, V.I., GORGIJ M.N., 2006, Pennsylvanian Stratigraphy and Fusulinids of Central and Eastern Iran: *Palaeontol Election*, **9** (1.1A).
- [45] LIPINA, O.A., 1950, Foraminifery verkhnego devona Russkoj Platform-Trudy: *Inst.Geol. Nauk, Moskva.*, **119**.
- [46] LOEBLICH, A. E. and TAPPAN, H., 1961, Suprageneric classification of the Rhizopodea: *Journal of Paleontology*, **35**: 245-330.
- [47] MACHEL, H.G. and HUNTER, I.G., 1994, Facies model for Middle to Late Devonian shallow— marine carbonates, with comparisons to modern reefs: a guide for facies analysis: *Facies*, **30**, 155–176.
- [48] MAMET, B.L., 1970, Sur les Umbellaceae: *Canadian Journal of Earth Sciences*, **7**, 1164–1171.
- [49] MAMET, B.L. and ROUX, A., 1983, Algues dévono carbonifères del' Australie: *Rev. Micropaléontol.*, **26**, 2, 63–130.

- [50] MASLOV, V.P., 1973, Atlas porodoobrazuyushchikh organizmov (izvestkovykh i kremnevykh) (Atlas of RockForming Organisms (Calcareous and Siliceous)), Yablokov, V.S., Ed., Moscow: Nauka.
- [51] MIKLUKHO-MAKLAY, A. D., 1962. Certain Devonian algae of central Asia and of other regions of the USSR and their rock-forming and paleogeographic importance. *Doklady Academy of Science USSR: Earth Science Section, AGI Transl.*, **138**, 541-543
- [52] NICHOLS, G., 2000. Sedimentology and Stratigraphy: *Blackwell Science, Oxford*, 355.
- [53] REITLINGER, E. A., 1966, On the Umbellas in the European part of the USSR, In: Maslov, V. P. and Vakrameev, V. A. (Eds.) Fossil charophytes of the USSR: *Trudy Geologicheskii Instituta Akademya Nauk SSSR, Moskva*, **143**, 213-220.
- [54] ROMERO, J., CAUS, E. and ROSSEL, J., 2002, A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margine of the south Pyrenean basin (SE Spain): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **179**, 43-56.
- [55] RUTTNER, A., NABAVI, M. H. and HAJIAN, J., 1968a, Geology of Shigesht area (Tabas area, east Iran): *Geological survey of Iran*, **4**.
- [56] SALEHI; M.A., BAHRAMI; A., MOHARRAMI; S., VAZIRI-MOGHADDAM; H., PAKZAD AND H.R., SHAKERI, B., 2020, Palaeoenvironmental and sequence-stratigraphic analysis of the Middle-Late Devonian carbonates (Bahram Formation) of Anarak, western Central Iran: *Journal of African Earth Sciences* (accepted)
- [57] SATTARI, E., BAHRAMI, A., KÖNIGSHOF, P. and VAZIRI-MOGHADDAM, H., 2020, Late Devonian (Famennian) to Carboniferous (Mississippian-Pennsylvanian) conodonts from the Anarak section, Central Iran: *Senkenberg* (accepted).
- [58] SHARKOVSKI, M., SUSOV, M. and KRIVYAKIN, M., 1984, Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory text of the Anarak quadrangle map: Geological Survey of Iran, Scale, 1: 250. 000, V/O Technoexport, Report, 19. Tehran, 143.
- [59] SHAW, T.H. and SCHREIBER, B.C., 1991, Lithostratigraphy and Depositional Environments of the Ancell Group in Central Illinois: A Middle Ordovician Carbonate-Siliciclastic Transition, Mixed Carbonate-Siliciclastic Sequences, 309-351.
- [60] SCHOLLE, P. A. and ULMER-SCHOLLE, D. S., 2003, A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity: *Diagenesis*, 77.
- [61] SCOFFIN, T. P., 1987, an Introduction to Carbonate Sediments and Rocks: *Chapman and Hall*, 274.
- [62] SPALLETTA, C., PERRI, M. C., OVER, D.J. and CORRADINI, C., 2017, Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard: *Bulletin of Geosciences*, **92(1)**, 31-57.
- [63] SUSOV, M., DOVRYANKIN, A. and SELIVANOW, E., 2000, Anarak: *Geological survey of Iran*, Scale 1:100000.
- [64] Toomey, D., 1965, A unique Upper Devonian *Umbellina* from the Williston Basin of Montana: *Contribution Cushman Foundation Foraminiferal Research*, **6**, Part 4.
- [65] WENDT, J., KAUFMANN, B., Belka, Z, Farsan, N. and Karimi Bavandpour, A., 2005, Devonian/ Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part II. Northern and central Iran: *Acta Geologica Polonica*, **55**, 31-97.
- [66] WESCOTT, W.A. and ETHRIDGE, F.G., 1990, Fan deltas; alluvial fans in coastal settings: In: Rachocki A.H. and Church M. (Eds.) Alluvial Fans; A field Approach. John Wiley and Sons, *Chichester, UK*, 195-211.
- [67] WILSON, J. L., 1975, Carbonate facies in geologic history: *Springer Verlag*, 471.
- [68] WITZKE, B., BUNKER, B. and ROGERS, F., 1988, Eifelian through lower Frasnian stratigraphy and deposition in the Iowa area, central Midcontinent, USA. In Devonian of the World: *Proceedings of the 2nd International Symposium on the Devonian System - Memoir 14, I*, 221-250.

## Microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of Anarak section (Late Devonian-Early Carboniferous), central Iran

Elaheh Sattari<sup>1</sup>, Hossein Vaziri-Moghaddam<sup>2</sup>, Ali Bahrami<sup>3\*</sup>, Azizolah Taheri<sup>4</sup>, Sandra Isabel Kaiser<sup>5</sup>, Peter Königshof<sup>6</sup>

1-Ph.D. in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan

2- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan

3- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan

4- Professor, Faculty of Earth Science, Shahrood University of technology, Shahrood, Iran

5- Museum of Natural History Stuttgart, Stuttgart, Germany

6-Senckenberg – Research Institute and Natural History Museum, Frankfurt, Germany

\*a.bahrami@sci.ui.ac.ir; Bahrami\_geo@yahoo.com

Received: May 2020, Accepted: August 2020

### Abstract

Anarak section in northeast Isfahan, central Iran is evaluated regarding to sedimentary environment and sequence stratigraphy. Field studies and micro-facies analysis led to the identification of 12 micro-facies related to the open marine, the shoal, the lagoon and the tidal flat environments. Micro-facies gradual change, lack of calciturbidite and lack of expanded barrier reef indicate the deposition of the sedimentary interval in a homoclinal ramp environment. Two type 3 sequences were identified by sequence stratigraphic study. Both of these sequences are separable TST and HST packages. The age of first sequence is Late Devonian (Bahram Formation) and its thickness is 32.5 meters and the second sequence with a thickness of 80.5 meters is Late Devonian-Early Carboniferous (Upper part of Bahram Formation and Shishtu1 Formation). The sequence boundary between first and second sequences is the second type boundary due to the lack of evidence for exposure.

**Key words:** Carbonate ramp, Sequence stratigraphy, conodont, Bahram Formation, Shishtu1 Formation.