

Dor: [۲۰,۱۰۰۱,۱,۲۲۰۱۸۷۳۸,۱۴۰۰,۱۱,۲۲,۰۵](https://doi.org/10.1001/1.22018738.1400.11.22.05)

## زیست‌چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها و اندیس CAI نهشته‌های دونین پسین در برش کال سردر شمال شرق طبس بر اساس فونای کنودونتی

مینا رامشینی<sup>۱</sup>، الهه ستاری<sup>۲</sup>، علی بهرامی<sup>۳\*</sup>، حسین وزیری مقدم<sup>۴</sup>

۱- کارشناسی ارشد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۳- دانشیار چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، عضو هیات علمی گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۴- استاد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، عضو هیات علمی گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

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

دریافت بهمن ۱۴۰۱، پذیرش اسفند ۱۴۰۱

### چکیده

برش کال سردر در مجاورت روستای نیاز، ۱۵ کیلومتری شرق شهرستان طبس واقع است. این برش شامل ۸۰ متر ضخامت از نهشته‌های دونین پسین منتسب به سازند شیشتو است که مرز فوقانی آن بطور رانده توسط نهشته‌های فرازنین قطع گردیده است. نهشته‌های مورد مطالعه به ۱۲ واحد سنگ چینه‌ای تقسیم و بر اساس بررسی و مطالعه‌ی ۲۶ عدد نمونه سیستماتیک جمع‌آوری شده، ۱۰۵ عناصر کنودونتی شامل ۲۷ گونه و زیرگونه متعلق به ۷ جنس کنودونتی شناسایی گردید، که بر اساس آن‌ها سن نهشته‌های سازند شیشتو در این برش از فرازنین پسین تا فامنین تعیین گردید. حادثه زیستی فرازنین-فامنین در برش مورد مطالعه در بین دو زیست‌زون *linguiformis Zone* و *Lower to Middle triangularis zones* واقع شده که در رأس شیل‌های تیره فرازنین و در قاعده آهک‌های نازک لایه فامنین قرار دارد. ریزرخساره‌های تعیین شده در برش مورد مطالعه بر اساس مطالعه ۶۲ عدد مقطع نازک، در دو دسته‌ی آواری-کربناته و کربناته تقسیم‌بندی گردید که از محیط ساحلی تا بخش عمیق دریای باز ته نشست شده‌اند. تغییرات تدریجی رخساره‌ها در توالی چینه‌ای، عدم وجود رسوبات ناشی از تغییرات ناگهانی شیب محیط رسوبی، عدم وجود رخساره‌های ریفی و وجود سدبایوکلاستی ناپیوسته، رسوبگذاری نهشته‌های مورد مطالعه در یک رمپ کربناته هموکلینال را نشان می‌دهد.

**کلید واژه‌ها:** کنودونت، کال سردر، سازند شیشتو، دونین پسین، مرز فرازنین-فامنین.

## ۱- مقدمه

حادثه‌ی زیستی انقراض مرز فرازین- فامنین یکی از پنج انقراض بزرگ زیستی در فانروزوئیک محسوب می‌شود [۵۷]. در این حادثه درصد بسیار بالایی از براکیوپودها، جنس‌های مختلف مرجانی، استراکد های بتیک، کنودونت‌ها و بربوزوئرها به صورت تدریجی منقرض شده‌اند [۲۰]. در حدود ۲۱ درصد از تمام خانواده‌های موجودات دریایی [۵۷] و ۵۰ درصد از همه جنس‌ها [۵۸] در این حادثه منقرض شده‌اند که کاملاً وابسته به عرض‌های جغرافیایی و الگوی های وابسته به عمق می‌باشد. اکوسیستم‌های ریف‌های استوایی در عرض جغرافیایی کم و جانوران دریایی کم‌عمق به شدت تحت تاثیر این انقراض قرار گرفته و در مقابل، اکوسیستم‌های عرض جغرافیایی بالا، موجودات آب‌های عمیق و جانوران و گیاهان خشکی کمتر تحت تاثیر آن قرار گرفته‌اند. در مورد مدت زمان این انقراض اختلاف نظر زیادی بین محققان وجود دارد. بر طبق نظر مک‌گی (۱۹۸۹)<sup>۱</sup> این انقراض حداقل ۳ میلیون سال طول کشیده و بیشترین شدت آن منطبق با پایان زمان فرازین بوده است و علل نهایی این انقراض را تاثیر آتشفشان‌ها، فقدان اکسیژن، نوسانات سطح آب و تغییرات آب و هوایی می‌داند [۴۴].

سازند شیشتو یک واحد سنگ چینه‌ای دو زمانه<sup>۲</sup> است زیرا از دونین پسین آغاز شده و تا کربونیفر پیشین ادامه می‌یابد [۱۶]، این سازند به دو زیرسازند به نام‌های شیشتو ۱ (فرازین- فامنین) در زیر و شیشتو ۲ (تورنیزین- ویزین) در بالا تقسیم شده است و مرز بین این دو با افق موش<sup>۳</sup> (شیل‌های زغالی تیره) مشخص می‌شود [۵۲]. در محل برش الگو (ازبکوه) در شمال طبس، شیشتو (۱) تناوبی از شیل، مارن و آهک است. در برش مرجع (حوض دوره در طبس با ضخامت ۵۴۳ متر)، شیشتو ۱ تناوبی از شیل سبز تیره، ماسه سنگ کوارتزی و سنگ آهک‌های فسیل دار است که در نزدیک به رأس آن، لایه‌ای راهنما به ضخامت ۲۸ متر از سنگ آهک اوولیتی سرخ و شیل، حاوی سرپایان خوب حفظ شده (لایه گونیاتیت دار<sup>۴</sup>)، وجود دارد [۶۳]. رنگ سرخ این لایه کلیدی سبب می‌شود تا لایه مذکور در زمینه‌ای از ردیف‌های خاکستری رنگ، سیمای شاخص داشته باشد. شیشتو (۱) در همه جا مجموعه‌ای از بازوپایان، مرجان، بربوزوآ، سرپایان و کنودونت دارد که همگی به زمان فرازین- فامنین اشاره دارند. گسترش جغرافیایی شیشتو (۱) به طور عمده در نواحی طبس تا ازبکوه است. در خاور ده بید فارس ردیف‌هایی یادآور سازند شیشتو هستند ولی در دیگر نقاط ایران مرکزی، این سازند گزارش نشده و به نظر می‌رسد که رخساره شیلی، ماسه سنگ، آهکی سازند شیشتو در نواحی بیرون از محدوده طبس- شیرگشت، به ردیف‌های کربناتی شیمیایی تغییر رخساره می‌دهد [۱]. بیرانوند (۱۳۷۴) سنگ‌های دونین کوه بند ابیخ در شمال شرقی یزد را با عضو شیشتو ۱ مقایسه و بر اساس گسترش چینه‌شناسی پالینومورف‌ها سن آن را فرازین پیشین- فامنین پیشین نسبت داد [۳]. موسوی (۱۳۷۴) با مطالعه پالینومورف‌های زیر سازند شیشتو ۱، سن فرازین پسین- فامنین پسین را پیشنهاد داد [۹]. هاشمی و پلی‌فورد (۱۹۹۸)<sup>۵</sup> با مطالعه پالینومورف‌های قسمت زیرین مقطع چینه‌شناسی تیپ سازند شیشتو و تطابق آن با سایر نقاط ایران و جهان به شباهت‌های زیادی دست یافتند [۲۰]. بونچوآ و همکاران (۲۰۰۷)<sup>۶</sup> در برش اسد آباد شمال شرقی اصفهان بر اساس مطالعات کنودونتی، سن تورنیزین- ویزین را برای سازند شیشتو پیشنهاد دادند [۱۶]. بهرامی و همکاران (۲۰۱۱) به بررسی مرز دونین- کربونیفر بر اساس محتوای کنودونتی در برش‌های حوض دو راه ۱ و ۲ و برش قلعه کلاغو بین

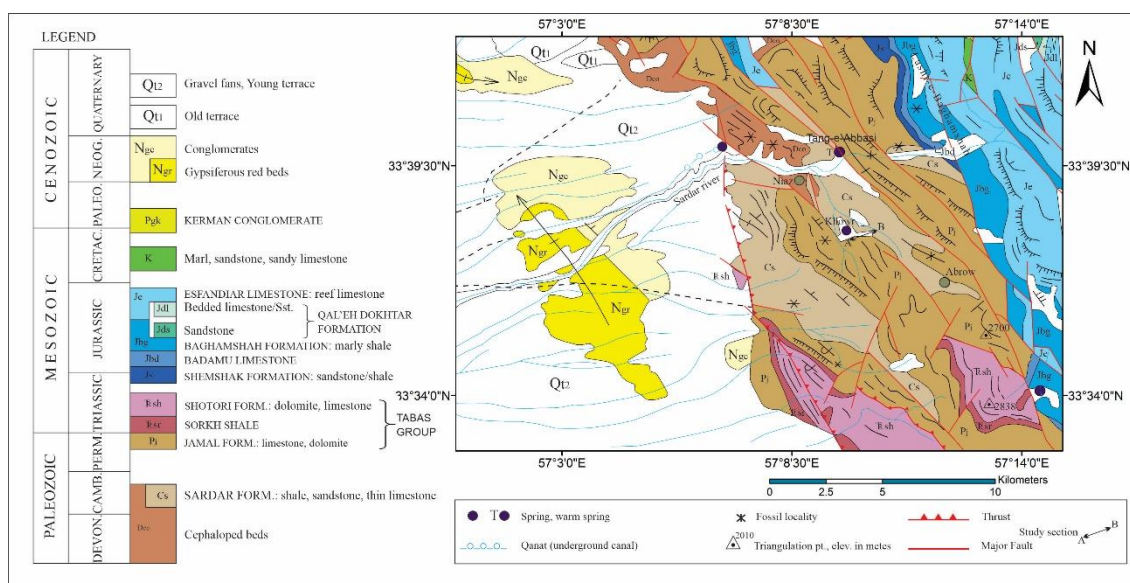
<sup>۱</sup> McGhee, ۱۹۸۹<sup>۲</sup> Diachronous<sup>۳</sup> Mush Horizone<sup>۴</sup> Cephalopod bed<sup>۵</sup> Hashemi & Playford (۱۹۹۸)<sup>۶</sup> Boncheva et al. (۲۰۰۷)

زیرسازندهای شیشتو ۱ و شیشتو ۲ پرداختند [۱۲]. که کونیگشوف و همکاران (۲۰۲۱)<sup>۷</sup> به مقایسه مرز دونین-کربونیفر در برش‌های مذکور با سایر برش‌های البرز مانند برش‌های میغان، چلچلی و خوش بیلاق (بین سازند خوش بیلاق و مبارک) پرداختند [۳۶]. ستاری و همکاران (۲۰۲۱) در برش انارک در شمال شرق اصفهان، سن سازند شیشتو را بر اساس مطالعه عناصر کنودونتی تورنیزین-سرپوخوین تشخیص داده‌اند [۵۵]. اقبالی و همکاران (۱۳۹۹) بر اساس مطالعات میکروسکوپی توالی سازند شیشتو ۱ در برش حوض دوره، ۴ جنس، ۱۳ گونه، ۴ زیرگونه با ۴ زیست‌زون کنودونتی به سن دونین پسین (فرازنین پیشین-فامنین پسین) شناسایی و معرفی کردند [۲].

این تحقیق به بررسی سن دقیق نهشته‌های برش کال سر در طبس با تکیه بر محتوای کنودونتی و حادثه‌ی زیستی مرز فرازنین-فامنین پرداخته و ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند شیشتو را مورد بررسی قرار می‌دهد.

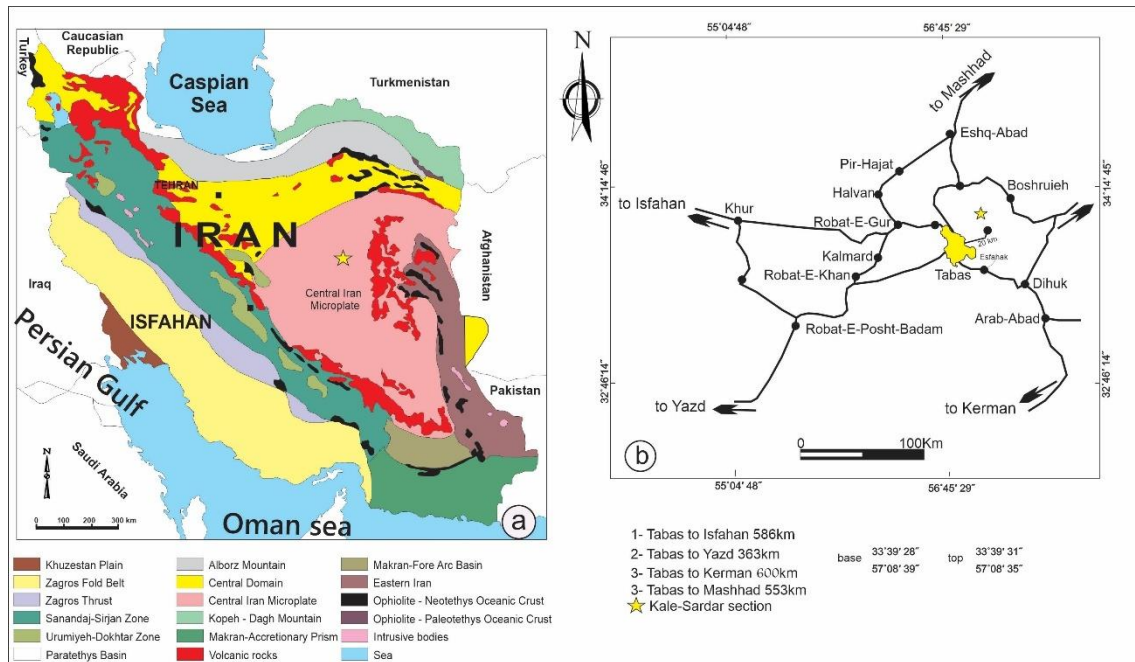
## ۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

برش کال سر در واقع شمال روستای نیاز در منطقه خرو علیا در شرق شهرستان طبس در شمال شرق استان یزد و در زون ایران مرکزی در دامنه‌ی غربی ارتفاعات شتری با مختصات قاعده برش "۳۳°۳۹'۳۱" N و "۵۷°۸'۳۵" E و مختصات رأس برش "۳۳°۳۹'۳۶" N و "۵۷°۸'۳۷" E قرار دارد (اشکال ۱ و ۲).



شکل ۱: نقشه زمین شناسی (۱:۲۵۰۰۰۰) باز ترسیم شده ناحیه مورد مطالعه در شمال شرق طبس [۶۱].

<sup>۷</sup> Konigshof et al. (۲۰۲۱)



شکل ۲: نقشه واحد های ساختمانی تکتونیکی ایران [۱۵]، b: نقشه راه‌های دستیابی به برش مورد مطالعه [۱۳].

### ۳- روش مطالعه

#### ۳-۱- مطالعات صحرائی:

در طی مطالعات صحرائی تفکیک واحدهای سنگ چینه‌ای، عکس برداری و نمونه برداری (در فواصل ۲ الی ۵ متری در لایه های آهکی به منظور مطالعات کنودنتی و در فواصل ۱ متری به منظور مطالعات ریزرخساره‌ای) صورت گرفت و اطلاعات مربوط به سنگ شناسی به منظور ترسیم ستون چینه شناسی ثبت گردید.

#### ۳-۲- مطالعات آزمایشگاهی:

۳-۲-۱- اسیدشویی: در این پژوهش برای سنگ‌های آهک، مارن، سنگ آهک مارنی و سنگ آهک ماسه‌ای از اسید استیک گلاسیال استفاده شد. ابتدا نمونه های سنگی در حد ابعاد ۳ سانتی متر یا کوچک تر خرد و سپس اسیداستیک و آب را با نسبت ۱/۱۰ به آن اضافه تا غلظت اسیداستیک به ۱۰٪ برسد. همچنین به هر نمونه یک لیتر از اسید ضعیف باقی مانده به عنوان بافر به محلول اضافه شد. در نهایت غلظت اسید به حدود ۱۲٪ تا ۱۳٪ رسید. در ادامه خرده‌سنگ‌ها یک هفته در محلول اسید مانده تا انحلال آهک به صورت کامل انجام گردد. البته گاهی نسبت اسید به آب را به ۱/۵ رسانده و با اضافه شدن محلول بافر، غلظت اسیداستیک ۲۰٪ تا ۲۳٪ شد، در این صورت واکنش چهار روز انجام گرفت.

۳-۲-۲- جداسازی نمونه های کنودنتی: رسوب به دست آمده را درون سینی مخصوص جداسازی نمونه ریخته و به وسیله سوزن یا قلم موی مخصوص جداسازی، در زیر میکروسکوپ بینوکولار با نور انعکاسی، کنودنت ها و بقایای فسفات‌های جدا شده از رسوب را به سل های مخصوص جهت نگهداری میکروفسیل‌ها، انتقال داده شد.

۳-۲-۳- آماده سازی نمونه-ها جهت تهیه ی عکس SEM: برای تهیه عکس SEM در ابتدا عمل پوشش طلا<sup>۸</sup> بر روی نمونه ها انجام گردید که این کار به کمک دستگاه (coating) به نام پوشش دهنده انجام و به این منظور از میدان الکتریکی و گاز آرگون استفاده می شود.

۳-۲-۴- تهیه عکس SEM<sup>۹</sup>: تهیه عکس های SEM در انستیتو متالورژی رازی کرج توسط میکروسکوپ روبشی مخصوص انجام پذیرفت.

۳-۲-۵- رده بندی و نام گذاری نمونه ها: شناسایی و نام گذاری عناصر کنودنتی، تعیین زیست زون های استاندارد و همچنین تعیین سن افق های مورد مطالعه براساس جی و زیگلر (۱۹۹۳)<sup>۱۰</sup>، اسپالتا و همکاران (۲۰۱۷)<sup>۱۱</sup> و هارتنفلس (۲۰۱۱)<sup>۱۲</sup> انجام و سپس جهت مطالعات آماری، فراوانی نمونه های مطالعه شده، مورد تجزیه و تحلیل آماری قرار گرفت. جهت مطالعه ریزرخساره ها و تعیین محیط رسوبی هم پس از مطالعات صحرایی و برداشت تعداد ۶۲ عدد نمونه (در فواصل ۱.۵ متری که البته با تغییر لیتولوژی این فاصله کاهش یافته است)، در آزمایشگاه از نمونه ها مقاطع نازک تهیه شده و به کمک میکروسکوپ الکترونی بافت (با استفاده از طبقه بندی ارائه شده توسط محققینی مانند دانهام (۱۹۶۲)<sup>۱۳</sup> و امبری و کلوان (۱۹۷۱)<sup>۱۴</sup>) و اجزاء (آلوم های اسکلتی و غیر اسکلتی) تشخیص داده شد و با استفاده از منابع اصلی چون فلوگل (۲۰۱۰)<sup>۱۵</sup> مطالعات انجام پذیرفت.

## ۴- بحث

### ۴-۱- سنگ چینه نگاری نهشته های برش مورد مطالعه

نهشته های دونین پسین منتسب به سازند شیشتو در برش مورد مطالعه با گسل خوردگی در قاعده از سازند بهرام و در رأس از سازند سردر جدا شده است، البته بخشی از نهشته های فرازین مجدداً با راندگی بر روی نهشته های فامنین پسین قرار می گیرد و دارای ۸۰ متر ضخامت بوده است و کل این ضخامت به ۱۲ واحد سنگ چینه ای تقسیم شده است که شرح لیتولوژی هر کدام از واحد ها به شرح جدول ۱ می باشد (اشکال ۳ و ۴):

<sup>۸</sup> Coating

<sup>۹</sup> Scanning Electronic Microscope

<sup>۱۰</sup> Ji and Ziegler (۱۹۹۳)

<sup>۱۱</sup> Spalletta et al. (۲۰۱۷)

<sup>۱۲</sup> Hartenfels (۲۰۱۱)

<sup>۱۳</sup> Dunham (۱۹۶۲)

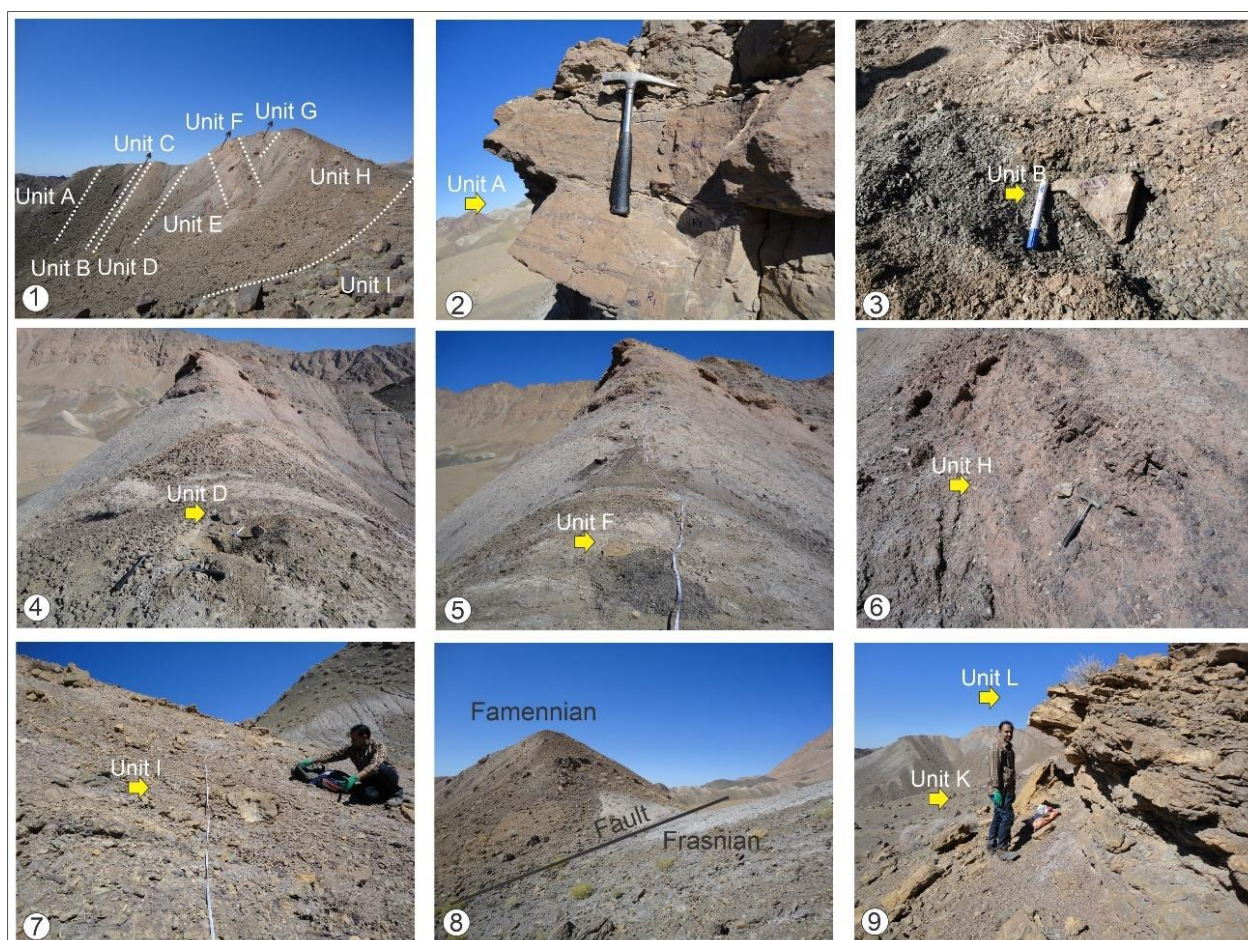
<sup>۱۴</sup> Embryand Klován (۱۹۷۱)

<sup>۱۵</sup> Flugle (۲۰۱۰)

جدول ۱: واحدهای سنگ چینه‌شناسی برش مورد مطالعه

نام واحد	ضخامت (m)	توصیف
واحد A	۴	آهک ماسه‌ای خاکستری تا قهوه‌ای، دارای لامیناسیون و دارای آثار فسیلی ارتوسراتید، مرجان، براکیوپودهای ریز، ساقه کرینوئید و خرده گونیاتیت و دارای آثار شلبد
واحد B	۶	مارن خاکستری با میان لایه‌های شیلی
واحد C	۱.۴	ماسه آهکی به سمت بالا نازک لایه و در رأس دارای مرجان، بریوزوئر و گونیاتیت
واحد D	۶	شیل خاکستری، دارای نودول آهنی شده
واحد E	۵	شیل خاکستری با میان لایه‌های نازک ماسه و آهک و دارای نودول آهنی و خرده‌های فسفاتی دارای مرجان منفرد، خرده دوکفه‌ای و زیست آشفستگی
واحد F	۱۰.۵	شیل خاکستری تیره با میان لایه‌های نازک آهکی که از این واحد ۰/۵ متر قاعده سیلتستون است و رأس آن ماسه و ماسه آهکی است، دارای ذرات میکا، نودول آهنی شده، خرده ارتوسراتید، براکیوپود و آثار کروزیانا
واحد G	۶.۵	شیل خاکستری به سمت رأس دارای میان لایه آهکی و آثار ژپس دارای آهنی شدگی و کنکرسیون و نودول سپتارین که با ژپس پر شده اند.
واحد H	۹.۵	آهک و آهک ماسه‌ای، دارای مرجان
واحد I	۱۸.۴	آهک نازک لایه خاکستری با میان لایه نازک مارنی؛ دارای گونیاتیت کیلمنیا، مرجان، براکیوپود (اسپیریفرید و اسپین آتریپا) و بریوزوئر
واحد J	۰.۴	میکروکنگلوئرها به رنگ قرمز تا قهوه ای
واحد K	۴	شیل تیره
واحد L	۸	آهک خاکستری که ۳۰ سانتی متر قاعده آن دارای مرجان سیلیسی شده است؛ دارای بریوزوئر، براکیوپود، مرجان





شکل ۳: ۱: تقسیم بندی سنگ چینه شناسی بخشی از برش مورد مطالعه دید به سمت غرب، ۲: تصویری از آهک ماسه ای واحد A، ۳: تصویری از نمای نزدیک از واحد B شامل مارن خاکستری با میان لایه شیلی، ۴: تصویری از شیل خاکستری واحد D، ۵: تصویری از واحد F شامل شیل خاکستری تیره با میان لایه های نازک آهکی، ۶: تصویری از واحد H که حاوی آهک و آهک ماسه ای، ۷: تصویری از واحد I شامل آهک های نازک لایه با میان لایه نازک مارنی، ۸: مرز بین فامنین و فرازنین، ۹: تصویر واحدهای K و L

## ۲-۴- زیست‌زون‌های کنودونتی

تعداد ۲۶ نمونه ۳-۴ کیلوگرمی از برش مورد مطالعه برداشت گردید که در مجموع ۱۰۵ عنصر کنودونتی از بررسی نمونه‌ها بدست آمده است. جمعاً تعداد ۲۷ گونه و زیرگونه متعلق به ۷ جنس کنودونتی شامل:

*Icriodus symmetricus*, *Icriodus alternathus helmsi*, *Icriodus alternathus alternathus*, *Icriodus cornutus*, *Polygnathus tenellus*, *Polygnathus aequalis*, *Polygnathus praepolitus*, *Polygnathus webbi*, *Polygnathus politus*, *Polygnathus alatus*, *Polygnathus brevilaminus*, *Polygnathus aspelundi*, *Polygnathus krestovnikovi*, *Polygnathus semicostatus*, *Polygnathus nodocostatus nodocostatus*, *Polygnathus triphyllatus*, *Polygnathus padovani*, *Polygnathus*

*hassi, Pseudopolygnathus multistriatus, Pseudopolygnathus cf. primus, Bispathodus spinulicostatus, Bispathodus stabilis vulgaris, Ancyrodella lobata, Ancyrognathus triangularis, Palmatolepis subperlobata, Palmatolepis minuta minuta, Palmatolepis simpla.*

شناسایی گردید که از بین آن‌ها جنس‌های *Polygnathus Icriodus* و *Bispathodus* مربوط به محیط کم عمق تا نیمه عمیق بوده است و عناصر کنودونتی *Ancyrodella* و *Palmatolepis* مربوط به محیط عمیق می‌باشند. زیست‌زون‌های مورد مطالعه که بر اساس آخرین زیست‌زون‌های جهانی مطالعه شده توسط اسپالتا و همکاران، ۲۰۱۷ تعیین شده است از نوع زیست‌زون‌های تجمعی و ایتروال زون می‌باشند، زیست‌زون‌های بدست آمده بر اساس محتوای کنودونتی (اشکال ۵، ۴، ۶ و ۷). به شرح ذیل است:

### ۱- زیست‌زون *older than lower rhenana Zone*

این بخش شامل حدود ۷۰ متر از نهشته‌های تخریبی واریزه‌ای قاعده برش را شامل می‌شود که بر اساس موقعیت چینه‌شناسی تعیین سن گردیده است و نهشته‌های مورد مطالعه در این پژوهش بر روی این واحد قرار می‌گیرد.

### ۲- زیست‌زون *Lower rhenana Zone*

این زیست‌زون با ضخامت حدود ۲۷ متر و شامل واحدهای A تا بخش میانی واحد F و با سنگ‌شناسی عمدتاً سنگ آهک، افق‌های ماسه‌سنگی، شیل و مارن می‌باشد. مرز زیرین این زیست‌زون منطبق بر اولین حضور گونه *Polygnathus tenellus* Ji & Ziegler, ۱۹۹۳ در نمونه RC<sup>۱</sup> می‌باشد که بر اساس مطالعات جی و زیگلر (۱۹۹۳) گستره سنی آن *Lower rhenana – Lower triangularis* می‌باشد و لذا شروع زیست‌زون *Lower rhenana* قرار داده شده است. مرز بالایی این زیست‌زون با آخرین حضور گونه *Polygnathus aequalis* در نمونه RC<sup>۷</sup> تعیین گردیده که این گونه نیز بر اساس مطالعات جی و زیگلر (۱۹۹۳) دارای گستره سنی از *transitans* تا انتهای *Lower rhenana* می‌باشد. از سایر گونه‌های موجود در این زیست‌زون *Icriodus symmetricus* و *Polygnathus praepolitus* را می‌توان نام برد.

### ۳- زیست‌زون *Upper rhenana Zone*

این زیست‌زون با ضخامت حدود ۱۰ متر و شامل بخش بالایی واحد F و بخش زیادی از واحد G و با سنگ‌شناسی عمدتاً شامل مارن با میان‌لایه‌های نازک سنگ آهکی می‌باشد. مرز زیرین این زیست‌زون با اولین حضور گونه *Icriodus alternatus alternatus* Branson & Mehl, ۱۹۳۴a سنی *Upper rhenana – Uppermost crepida* می‌باشد و همچنین گونه *Icriodus alternatus helmsi* Sandberg & Dreesen, ۱۹۸۴ که بر اساس مطالعات جی و زیگلر (۱۹۹۳) دارای گستره سنی *Upper rhenana* –



*Middle crepida* تعیین می گردد. مرز فوقانی این زیست زون منطبق بر آخرین حضور *Ancyrodella lobata* Branson & Mehle, ۱۹۳۴ در نمونه RC<sup>۹</sup> می باشد که بر اساس مطالعات جی و زیگلر (۱۹۹۳) دارای گستره سنی از Early hassi Zone تا Late rhenana Zone می باشد تعیین می گردد.

#### ۴- زیست زون *linguiformis Zone*

این زیست زون با ضخامت حدود ۳ متر و شامل بخش فوقانی واحد G با سنگ شناسی مارن و میان لایه های سنگ آهک نازک لایه می باشد. مرز زیرین این زیست زون منطبق بر آخرین حضور *Ancyrodella lobata* در زیست زون قبلی نمونه RC<sup>۹</sup> و مرز فوقانی آن منطبق بر آخرین حضور گونه های *Polygnathus webbi* Stauffer, ۱۹۳۸ و *Polygnathus politus* Ovnatanova, ۱۹۶۹ در نمونه RC<sup>۱۰</sup> تعیین می گردد که هر سه گونه مذکور بر اساس مطالعات جی و زیگلر (۱۹۹۳) در انتهای زیست زون *linguiformis* منقرض می گردند. از سایر گونه های همراه در این زیست زون *Polygnathus krestovnikovi* و *Polygnathus aspelundi* و *Icriodus alternatus alternatus* و *Icriodud alternatus helmsi* را می توان نام برد.

#### مرز فرازنین-فامنین در برش کال سردر:

غلامعلیان (۲۰۰۷) و غلامعلیان و همکاران (۱۳۹۳) مطالعاتی را بر روی مرز فرازنین-فامنین در برش کال سردر انجام داده اند. در این مطالعات حضور گونه کنودونتی *Palmatolepis triangularis* در اولین لایه سنگ آهک اووئیدی قرمز رنگ به عنوان مرز فرازنین-فامنین قلمداد گردیده است و این مرز بر حدود ۱۰ سانتی متر سنگ آهک در بالاترین بخش واحد شیل های تیره فرازنین منطبق می باشد. البته غلامعلیان و همکاران، (۱۳۹۳) از بالاترین افق های فرازنین گونه های کنودونتی *P. aequalis*, *P. evidens*, *P. krestovnikovi*, *P. webbi*, *P. procerus*, *P. politus*, *P. planarius*, *P. ashourii*, *P. imparilis*, *Pal. gigas gigas*, *Pal. hassi*, *I. alternatus alternatus*,

را شناسایی و گزارش نموده اند و در افق های قاعده ای فامنین نیز کنودونت های *Palmatolepis tenuipunctata*, *P. tichonovitchi*, *I. P. brevilaminus* *P. tenellus* *Palmatolepis crepida*, *Pal. triangularis* *alternatus alternates*, *I. alternatus mawsonae* را نیز گزارش نموده اند.

#### ۵- زیست زون *Lower to Middle triangularis zones*

این زیست زون معادل زیست زون *subperlobata* از زیست زون های ارائه شده توسط اسپالتا و همکاران (۲۰۱۷) می باشد که با ضخامت حدود ۵ متر و عمدتاً شامل سنگ آهک های نازک لایه می باشد. مرز زیرین این زیست زون بر اساس اولین حضور گونه *Palmatolepis subperlobata* Branson & Mehl, ۱۹۳۴ در نمونه RC<sup>۱۱</sup> تعیین می گردد

که این گونه بر اساس مطالعات جی<sup>۱۶</sup> (۱۹۸۹) و کلایپر<sup>۱۷</sup> ۲۰۰۷ داری گستره سنی از *Lower triangularis – Lower Pa. marginifera* می‌باشد. همچنین این گونه بر اساس مطالعات اسپالتا و همکاران (۲۰۱۷) دارای گستره سنی *Pa. subperlobata – Pa. marg. Marginifera* می‌باشد که در اینجا مورد استفاده قرار گرفته است. مرز فوقانی این زیست‌زون منطبق بر اولین حضور گونه *Palmatolepis minuta minuta* Branson & Mehl, ۱۹۳۴a در قاعده زیست‌زون بالایی می‌باشد.

#### ۶- زیست‌زون *Upper triangularis to Lower crepida zones*

این زیست‌زون با ضخامت حدود ۴ متر و سنگ‌شناسی غالب عمدتاً سنگ آهک نازک لایه مربوط به واحد H می‌باشد. مرز زیرین این زیست‌زون با اولین حضور گونه *Palmatolepis minuta minuta* Branson & Mehl, ۱۹۳۴a در نمونه RC<sup>۱۳</sup> تعیین می‌گردد که این گونه بر اساس مطالعات جی و زیگلر (۱۹۹۳) دارای گستره سنی *Upper Icriodus triangularis – Upper trachytera* می‌باشد. مرز فوقانی زیست‌زون هم بر اساس آخرین حضور گونه *Icriodus alternatus helmsi* Sandberg & Dreesen, ۱۹۸۴ در قاعده زیست‌زون فوقانی و نمونه RC<sup>۱۴</sup> تعیین می‌گردد. گونه *Polygnathus brevilaminus* و *Icriodus alternatus alternatus* نیز در این زیست‌زون حضور دارند.

#### ۷- زیست‌زون *Middle to Uppermost crepida zones*

این زیست‌زون با ضخامت حدود ۵ متر و سنگ‌شناسی غالب سنگ آهک‌های نازک لایه با میان‌لایه‌های نازک شیلی مربوط به بخش بالایی واحد H و قاعده واحد I می‌باشد. مرز زیرین این زیست‌زون با آخرین حضور گونه *Icriodus alternatus helmsi* Sandberg & Dreesen, ۱۹۸۴ در نمونه RC<sup>۱۴</sup> که بر اساس مطالعات جی و زیگلر (۱۹۹۳) دارای گستره سنی *Upper rhenana – Middle crepida* می‌باشد تعیین می‌گردد. مرز بالایی این زیست‌زون نیز بر اساس آخرین حضور گونه *Icriodus alternatus alternatus* Branson & Mehl, ۱۹۳۴a در نمونه RC<sup>۱۵</sup> تعیین می‌گردد که بر اساس بولتینک (۲۰۰۳) این گونه دارای گستره سنی *Upper rhenana – Uppermost crepida* می‌باشد. از سایر گونه‌های کنودونتی این زیست‌زون می‌توان *Polygnathus semicostatus* و *Icriodus cornutus* و *Palmatolepis minuta minuta* را نام برد.

#### ۸- زیست‌زون *Lower rhomboidea to Uppermost trachytera zones*

این زیست‌زون با ضخامت حدود ۲۱ متر در بردارنده واحد I و J و بخشی از واحد K و عمدتاً شامل سنگ آهک‌های نازک لایه می‌باشد. مرز زیرین این زیست‌زون منطبق بر مرز فوقانی زیست‌زون قبلی است و مرز بالایی آن بر اساس آخرین حضور گونه‌های *Icriodus cornutus* Sannemann, ۱۹۵۵b و *Palmatolepis minuta minuta*

<sup>۱۶</sup> Ji (۱۹۸۹)

<sup>۱۷</sup> Klapper (۲۰۰۷)

Branson & Mehl, ۱۹۳۴a در نمونه RC۲۰ تعیین می گردد. در واقع *almatolepis minuta minuta* Branson & Mehl, ۱۹۳۴a بر اساس مطالعات جی و زیگلر (۱۹۹۳) دارای گستره سنی Upper *triangularis* – Upper *trachytera* بوده و گونه گونه *Icriodus cornutus* Sannemann, ۱۹۵۵b نیز بر اساس مطالعات سندبرگ و درینسن (۱۹۸۴) و بولتینک (۲۰۰۳) دارای گستره سنی Middle *triangularis* – Upper *trachytera* می باشد. از دیگر گونه های همراه در این زیست زون می توان *Polygnathus padovani* Perri & Spalletta, ۱۹۹۰ و *Polygnathus triphyllatus* Helms, ۱۹۶۱ را نام برد.

#### ۹- زیست زون *postera Zone*

این زیست زون با ضخامت حدود ۶ متر و سنگ شناسی غالب مارن که در برگیرنده بخش بالایی واحد K و بخش پائینی واحد L می باشد شناسایی می گردد. در حقیقت این زیست زون بر اساس جایگاه چینه شناسی بین زیست زون پائینی و بالایی قابل تفکیک می باشد. کنودونت های شاخص در این زیست زون جهت تفکیک مرزها شناسایی نگردید و کنودونت های *Polygnathus nodocostatus* و *Polygnathus semicostatus* Branson & Mehl, ۱۹۳۴a و *Bispathodus stabilis vulgaris* (Dzik, ۲۰۰۶) [M۱] و گونه *nodocostatus* Branson & Mehl, ۱۹۳۴a در نمونه های RC۲۱ و RC۲۲ شناسایی شد.

#### ۱۰- زیست زون *Lower expansa Zone*

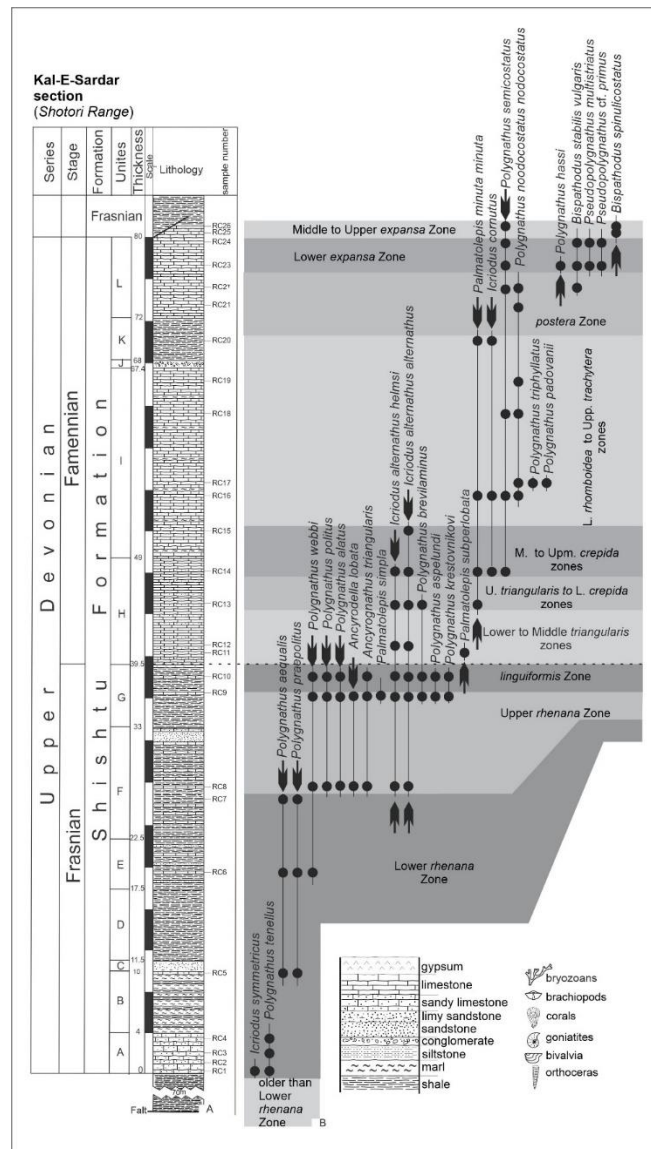
این زیست زون حدود ۳ متر و شامل سنگ آهک های نازک لایه واحد L می باشد. مرز زیرین این زیست زون بر اساس اولین حضور گونه *Polygnathus hassi* Helms, ۱۹۶۱ در نمونه RC۲۳ تعیین می گردد. این گونه بر اساس مطالعات زیگلر و سندبرگ (۱۹۸۴) دارای گستره سنی Lower *expansa* – Middle *expansa* می باشد. مرز بالایی زیست زون نیز بر اساس اولین حضور گونه *Bispathodus spinulicostatus* (Branson, ۱۹۳۴) در قاعده زیست زون بالایی شناسایی می گردد. از سایر گونه های کنودونتی این زیست زون می توان *Bispathodus stabilis vulgaris* (Dzik, ۲۰۰۶) [M۱] و گونه *Pseudopolygnathus cf. primus* Branson & Mehl, ۱۹۳۴ و گونه *Pseudopolygnathus multistriatus* Mehl & Thomas, ۱۹۴۷ را نام برد.

#### ۱۱- زیست زون *Middle to Upper expansa Zone*

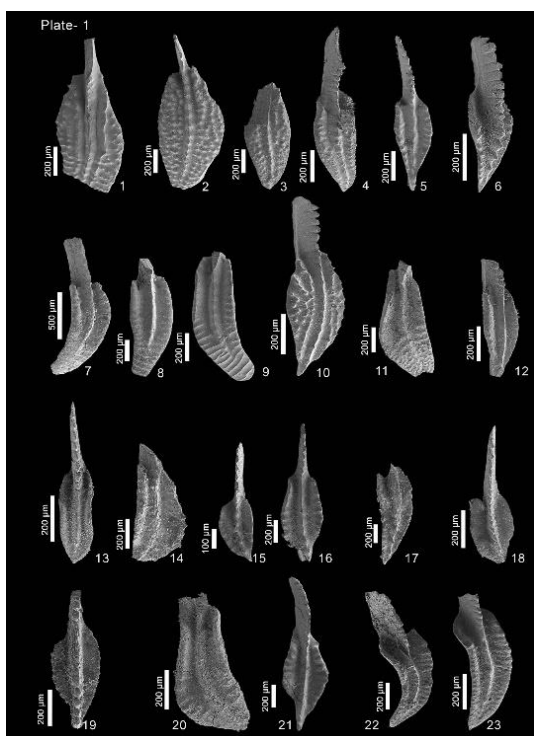
این زیست زون با ضخامت کم و در حدود ۲ متر و شامل آخرین افق های سنگ آهک نازک لایه واحد L می باشد. مرز زیرین با اولین ظهور گونه *Bispathodus spinulicostatus* (Branson, ۱۹۳۴) در نمونه RC۲۵ تعیین می گردد. بر اساس مطالعات زیگلر و همکاران (۱۹۷۴) اولین ظهور این گونه Middle *expansa* تعیین گردیده است. مرز فوقانی این زیست زون نیز بر اساس آخرین حضور *Polygnathus semicostatus* Branson & Mehl, ۱۹۳۴a تعیین

گردید که این گونه نیز بنا بر نظر Ji & Ziegler, ۱۹۹۳ جی و زیگلر (۱۹۹۳) دارای گستره سنی - *Middle crepida* - *Upper expansa* می‌باشد.

بررسی زیست‌چینه‌نگاری کنودونت‌های برش کال سردر منجر به شناسایی ۹ زیست‌زون کنودونتی گردید که ۴ زیست‌زون *older than Lower rhenana*, *Lower rhenana*, *Upper rhenana*, *linguiformis* به فرازین پسین و ۵ زیست‌زون *Lower to Middle triangularis*, *Upper triangularis* to *Lower crepida*, *Middle to Upper expansa* نیز متعلق به فامنین زیرین تا فامنین بالایی می‌باشند. مرز فوقانی برش کال سردر در برش مورد مطالعه بطور گسله توسط نهشته‌های فرازین قطع گردیده است البته در مجاورت گاهی این نهشته‌ها بر روی شیل‌های سبز سازند سردر نیز رانده شده‌اند (شکل ۴).



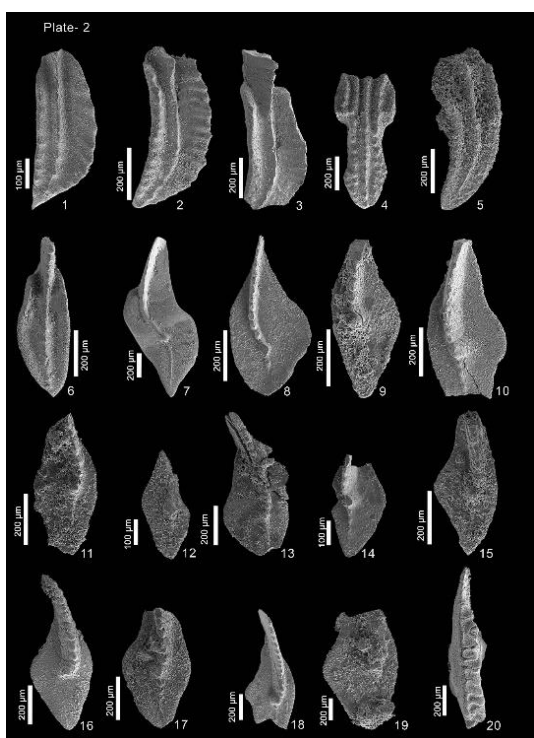
شکل ۴: ستون سنگ‌چینه‌ای و زیست‌زون‌های برش مورد مطالعه در کال سردر.



شکل ۵: بخش از عناصر کنودونتی موجود در برش مورد مطالعه

Plate ۱: Figs. ۱-۴- *Polygnathus nodocostatus nodocostatus* Branson & Mehl, ۱۹۳۴; ۱-Upper view of IUMC ۴۰۰, sample RC۱۹; ۲- Upper view of IUMC ۴۰۱, sample RC۲۰; ۳- Upper view of IUMC ۴۰۲, sample RC۲۱; ۴- Upper view of IUMC ۴۰۳, sample RC۲۲. Figs. ۵, ۱۶, ۲۱- *Polygnathus brevilaminus* Branson & Mehl, ۱۹۳۴; Upper view of IUMC ۴۰۴, sample RC۹. Fig. ۶- *Polygnathus tenellus* Ji & Ziegler, ۱۹۹۳; Upper Lateral view of IUMC ۴۰۵, sample RC۲. Figs. ۷-۹- *Polygnathus semicostatus* Branson & Mehl, ۱۹۳۴; ۷-Upper view of IUMC ۴۰۶, sample RC۲۲. ۸-Upper view of IUMC ۴۰۷, sample RC۲۳. ۹-Upper view of IUMC ۴۰۸, sample RC۲۴. Fig. ۱۰- *Polygnathus hassi* Helms, ۱۹۶۱; Upper Lateral view of IUMC ۴۰۹, sample RC۲۳. Fig. ۱۱- *Polygnathus krestovnikovi* Ovnatanova, ۱۹۶۹; Upper view of IUMC ۴۱۰, sample RC۹. Figs. ۱۲- *Polygnathus politus* Ovnatanova, ۱۹۶۹; Upper view of IUMC ۴۱۱, sample RC۹. Fig. ۱۳- *Polygnathus praepolitus* Kononov, Alekseev, Barskove and Reimers, ۱۹۶۶; Upper *Polygnathus alatus* view of IUMC ۴۱۲, sample RC۷. Fig. ۱۴- Huddle, ۱۹۳۴; Upper view of IUMC ۴۱۳, sample RC۸. Figs. ۱۵, ۱۸- *Polygnathus aspelundi* Savage & Funai ۱۹۸۰; ۱۵-

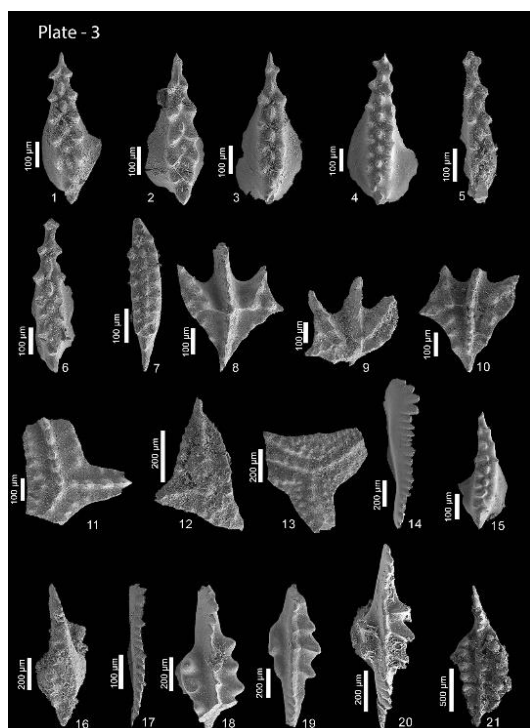
Upper view of IUMC ۴۱۴, sample RC۹, ۱۸-Upper view of IUMC ۴۱۵, sample RC۱۰. Figs. ۱۷, ۲۲, ۲۳- *Polygnathus padovani* Perri & Spaletta ۱۹۹۰; ۱۷-Upper view of IUMC ۴۱۶, sample RC۱۷; ۲۲-Upper view of IUMC ۴۱۷, sample *Polygnathus* sp. A Upper view of IUMC ۴۱۸, sample RC۱۷; ۲۳-Upper view of IUMC ۴۱۸, sample RC۱۷. Fig. ۱۹- RC۹. Fig. ۲۰- *Polygnathus aequalis* Klapper & Lane, ۱۹۸۵; Upper view of IUMC ۴۱۹, sample RC۷.



شکل ۶: بخش از عناصر کنودونتی موجود در برش مورد مطالعه

Plate ۲: Figs. ۱, ۲- *Polygnathus webbi* Stauffer, ۱۹۳۴; Upper view of IUMC ۴۲۰, sample RC۶; Upper view of IUMC ۴۲۱, sample RC۱۰. Fig. ۳- *Polygnathus* sp. B; Upper view of IUMC ۴۲۱, sample RC۹. Fig. ۴- *Polygnathus triphylatus* Ziegler, ۱۹۶۰; Upper view of IUMC ۴۲۳, sample RC۱۷. Fig. ۵- *Polygnathus padovani* Perri & Spaletta ۱۹۹۰; Upper view of IUMC ۴۲۴, sample RC۱۷. Fig. ۶- *Polygnathus politus* Ovnatanova, ۱۹۶۹; Upper view of IUMC ۴۲۵, sample RC۱۰. Fig. ۷- *Palmatolepis subperlobata* Branson and Mehl, ۱۹۳۴ Morphotyp ۱; Upper view of IUMC ۴۲۶, sample RC۱۱. Fig. ۸- *Palmatolepis simpla* Ziegler and Sadberg, ۱۹۹۰; Upper view of IUMC ۴۲۷, sample RC۹. Figs. ۹-۱۶- *Palmatolepis minuta minuta* Branson & Mehl, ۱۹۳۴; ۹-Upper view of IUMC ۴۲۸, sample RC۱۳; ۱۰- Upper view of IUMC ۴۲۹, sample RC۱۴; ۱۱-Upper view of IUMC ۴۳۰, sample RC۱۶; ۱۲-Upper view of IUMC ۴۳۱, sample RC۲۰; ۱۳-Upper view of IUMC ۴۳۲, sample RC۱۳; ۱۴-Upper view of IUMC ۴۳۳, sample RC۱۶; ۱۵-Upper view of IUMC ۴۳۴, sample RC۱۶; ۱۶-Upper view of IUMC ۴۳۵, sample RC۲۰; ۱۷- Upper view of IUMC ۴۳۶, sample RC۲۰; ۱۸-Upper view of IUMC ۴۳۶, sample RC۱۳; ۱۹-Upper view of IUMC ۴۳۶, sample ۲۰- *Bispathodus spinulicostatus* (Branson, ۱۹۳۴) RC۱۴. Fig Morphotyp ۱; Upper view of IUMC ۴۲۷, sample RC۲۰.





شکل ۷: بخش از عناصر کنودونتی موجود در برش مورد مطالعه

Plate ۳: Figs. ۱, ۴- *Icriodus alternatus helmsi* Sandberg & Dreesen, ۱۹۸۴; ۱-Upper view of IUMC ۴۳۹, sample RC۱۲; ۴-Upper view of IUMC ۴۴۲, sample RC۱۳. Figs. ۲, ۳, ۵, ۶- *Icriodus alternatus alternatus* Branson & Mehl, ۱۹۳۴; Upper view of IUMC ۴۴۳, sample RC۱۲; Upper view of IUMC ۴۴۰, sample RC۱۶; Upper view of IUMC ۴۴۴, sample RC۱۳; Upper view of IUMC ۴۴۰, sample RC۹. Fig. ۷- *Icriodus symmetricus* Branson & Mehl, ۱۹۳۴; Upper view of IUMC ۴۴۶, sample RC۱. Figs. ۸-۱۰- *Ancyrodella lobata* Branson & Mehl, ۱۹۳۴; Upper view of IUMC ۴۴۷, sample RC۹; Upper view of IUMC ۴۴۸, sample RC۱۰; Upper view of IUMC ۴۴۹, ۱۱-۱۳- *Ancyrognathus triangularis* sample RC۱۰. Figs. Youngquist, ۱۹۴۵; Upper view of IUMC ۴۵۰, sample RC۹; Upper view of IUMC ۴۵۱, sample RC۱۰; Upper view of IUMC ۴۵۲, sample RC۱۰. Fig. ۱۴- *Bispathodus stabilis vulgaris* Dzik ۲۰۰۶; Upper view of IUMC ۴۵۳, sample RC۱۳. Fig. ۱۵- *Icriodus cornutus* Sannemann, ۱۹۵۵; Upper view of IUMC ۴۵۴, sample RC۲۰. Fig. ۱۶- *Bispathodus* sp; Upper view of IUMC ۴۵۵, sample RC۲۵. Fig. ۱۷- *Bispathodus stabilis vulgaris* Dzik ۲۰۰۶; Upper view of IUMC ۴۵۶, sample RC۲۴. Figs. ۱۸-۲۰- *Pseudopolygnathus multistriatus* Mehl &

Thomas, ۱۹۴۷ Upper view of IUMC ۴۵۷, sample RC۲۳; Upper view of IUMC ۴۵۸, sample RC۲۳; Upper view of IUMC ۴۵۹, sample RC۲۴. Fig. ۲۱- *Pseudopolygnathus* cf. *primus* Branson and Mehl ۱۹۳۴b; Upper view of IUMC ۴۶۰, sample RC۲۳.

#### ۴-۳- ریزرخساره‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه

ریز رخساره‌های تعیین شده در برش کال سردر در ناحیه طبس در دو دسته ی آواری-کربناته و کربناته تقسیم بندی می‌شوند که به شرح ذیل می‌باشند (اشکال ۸ و ۹):

##### ۴-۳-۱- ریزرخساره‌ی مخلوط (آواری-کربناته)

مونت (۱۹۸۵) سنگ‌های دو رگه ای (هیبریدی) را در دو دسته ی ماسه سنگ میکرایتی و ماسه سنگ آلوم دار تقسیم کرده است.

##### F۱: رخساره ماسه سنگ میکرایتی:

این رخساره دارای حضور گسترده دانه های کوارتز (نزدیک به ۸۰ درصد) و زمینه میکرایتی است. اندازه دانه های ماسه بسیار ریز می‌باشد. جور شدگی دانه های کوارتز خوب بوده و نیم زاویه دار هستند. برخی مقاطع دارای پلوتید اندک می‌باشند. لیتولوژی: ماسه آهکی

تفسیر: این رخساره در ارتباط با خطوط ساحلی مختلط آواری- کربناته نهشته شده است [۴۶]. مشابه این ریزرخساره از برش شرقی کوه زردکوه ناحیه زفره گزارش شده است [۶] (شکل ۸: ۱).

##### F۲: رخساره ماسه سنگ آلوم دار

اجزاء غالب: دانه های ریز تا متوسط کوارتز

اجزاء فرعی: آلومک های دریایی کرینوئید، براکیوپود و خار براکیوپود، ائید و دانه های فسفات  
شرح: حضور آلومک هایی چون قطعات کرینوئید، براکیوپود و خار براکیوپود و ائید در همراهی با کوارتز فراوان (دانه های ریز کوارتز تا متوسط نیمه زاویه دار با جورشدگی خوب، بیش از ۵۰ درصد مقطع) نشان دهنده ی محیط دریایی است [۴۷].  
در برخی از مقاطع این رخساره، پدیده ی ثانویه ی دولومیتی شدن دیده می شود.

لیتولوژی: ماسه آهکی دارای آثار فسیلی

تفسیر: با توجه به مطالعات نیکول (۲۰۰۰)<sup>۱۸</sup> حضور همزمان دانه های کوارتز و رسوبات کربناته در محیط کم عمق دریایی (حد جزر و مدی) به عواملی چون تکنونیک، آب و هوا و نوسانات آب دریا منتسب است. مشابه این ریزرخساره از برش شرقی کوه زردکوه ناحیه زفره گزارش شده است [۶] (شکل ۸: ۲).

#### ۴-۳-۲- ریزرخساره های کربناته

ریزرخساره های کربناته از محیط کم عمق تا عمیق ته نشست شده به شرح ذیل است:

#### ۴-۳-۱- رخساره های نهشته شده در زیر محیط لاگون

دو ریزرخساره ی ته نشست شده در زیر محیط لاگون موید هر دو نوع لاگون محصور (بدون چرخش آزاد آب) و نیمه محصور (با چرخش آزاد آب) هستند که به شرح ذیل می باشد:

### F۳: بایوکلاست براکیوپود آمفیورا پکستون- گریستون- رودستون

اجزاء غالب: آمفیورا و براکیوپودها

اجزاء فرعی: گاستروپود

شرح: بافت دانه پشتیبان است. اندازه بزرگ (بیش از ۱۰ میلی متر) آمفیوراها ی سالم در این ریزرخساره بافت را به سمت رودستون نیز می برد.

لیتولوژی: آهک خاکستری متوسط تا ضخیم خاکستری

تفسیر: وجود آمفیورا (نوعی استروماتوپورید دندریتی و ریف ساز) در رسوبات موید ته نشست در یک لاگون می باشد [۴۰].  
وجود آمفیورا در رخساره ها، ته نشست در محیط های پشت ریف و یا سکوی داخلی را نشان می دهد [۱۰ و ۴۰]. از طرفی وجود براکیوپود که معرف شوری نرمال دریایی است، ته نشست این رخساره را در یک لاگون نیمه محصور با چرخش آزاد آب نشان می دهد [۲۸]. مشابه این ریزرخساره از برش کوهبند عبدالحسین در ناحیه ی انارک گزارش شده است [۵ و ۸] (شکل ۸: ۳).

### F۴: سندی کرینوئید کورتوئید پکستون- رودستون

اجزاء غالب: کرینوئید، بایوکلاست های کورتوئیدی شده و دانه کوارتز (در حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد کل مقطع)

اجزاء فرعی: براکیوپود، کنودونت، ائید

شرح: بافت دانه پشتیبان است و اکثر بایوکلاست ها دارای پوششی میکریتی هستند.

<sup>۱۸</sup> Nichlos (۲۰۰۰)

لیتولوژی: آهک‌های ماسه‌ای خاکستری

تفسیر: وجود کورتوئیدها معرف مناطق کم عمق دریایی (عمق آب کمتر از ۱۰ متر) است [۱۴ و ۲۸]. جورشدگی بسیار ضعیف آلوکم‌ها (عدم تهنشست این رخساره در زیرمحیط سد بایوکلاستی)، حضور کرینوئید (فون معرف شوری نرمال دریایی)، حضور بایوکلاست‌های کورتوئیدی (که برای تشکیل شان محیط با انرژی زیاد نیاز است) همگی معرف تهنشست این ریزرخساره در یک لاگون نیمه محصور در نزدیکی سد بایوکلاستی است [۲۸]. (شکل ۸: ۴).

#### ۴-۳-۲- رخساره‌های نهشته شده در زیر محیط سد بایوکلاستی

۲ ریزرخساره‌ی موجود در این زیرمحیط هر دو دارای خصوصیات مشترک چون جور شدگی خوب دانه‌ها و کم بودن یا فقدان گل در بین دانه‌ها هستند. این ریزرخساره‌ها به شرح ذیل می‌باشند:

##### F<sup>۵</sup>: بایوکلاست ائید کرینوئید پکستون

اجزاء غالب: ائیدهای مماسی و کرینوئیدها

اجزاء فرعی: گاستروپودها، دانه کوارتز، براکیوپود و دوکفه‌ای

شرح: بافت دانه پشتیبان (میزان گل کم) با جورشدگی خوب و دانه‌های گرد شده می‌باشد.

لیتولوژی: آهک‌های نازک و آهک‌های متوسط لایه خاکستری

تفسیر: جور شدگی و گرد شدگی خوب و بافت دانه پشتیبان با میزان گل اندک (انرژی بالای محیط در برخی نمونه‌ها، گل را از بین دانه‌ها خارج کرده است)، حضور ائید مماسی (ائیدهای مماسی نشان‌دهنده در محیط‌های پرانرژی با شوری نرمال دریایی و محیط‌های شول هستند) و تنوع پایین دانه‌ها، همگی حاکی از تهنشست ریزرخساره مذکور در زیر محیط سد بایوکلاستی است [۱۷ و ۲۸] (شکل ۸: ۵).

##### F<sup>۶</sup>: بایوکلاست کرینوئید پکستون - گرینستون

اجزاء غالب: کرینوئید

اجزاء فرعی: آمونوئید، تریلوبیت، کورتوئید، گاستروپود، براکیوپود، استراکد و دو کفه‌ای

شرح: بافت دانه پشتیبان، جور شدگی خوب، دانه‌ها گرد شده تا نیمه گرد شده هستند. میزان زیاد کرینوئید در برخی مقاطع بافت را به سمت کوکوتنا می‌برد.

لیتولوژی: آهک‌های نازک لایه‌ی فسیل دار (قطعات کرینوئید)

تفسیر: انرژی بالای امواج سبب تشکیل این ریزرخساره در قالب بافت دانه پشتیبان (عدم وجود گل یا میزان اندک گل) با جور شدگی خوب و دانه‌های گرد شده؛ شده است و می‌توان آن را به محیط شول نسبت داد [۱۶ و ۲۸]. این ریزرخساره در کمر بند ۶ ویلسون [۶۲] تهنشست شده است [۲۸]. مشابه این ریزرخساره از برش کوه‌بند عبدالحسین در ناحیه‌ی انارک گزارش شده است [۴] (شکل ۸: ۶).

#### ۴-۳-۱- رخساره‌های نهشته شده در دریای باز

۴ ریزرخساره‌ی موجود در این زیرمحیط دارای فون‌های معرف شوری نرمال دریایی هستند و به شرح ذیل می‌باشند:

#### **F7: سندی بایوکلاست براکیوپود کرینوئید پکستون-گرینستون- رودستون**

اجزاء غالب: براکیوپود، کرینوئید، دانه کوارتز (در حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد)  
اجزاء فرعی: آمونوئید، استراکد، گاستروپود، پلوئید، دوکفه‌ای، تریلوبیت  
شرح: در برخی مقاطع کمی اکسید آهن دیده می‌شود که ثانویه می‌باشد. بافت دانه پشתיبان می‌باشد و گاهی اندازه براکیوپودها و کرینوئیدهای سالم درشت بوده (۲ میلی‌متر >) و بافت را به سمت رودستون می‌برد.  
لیتولوژی: آهک ماسه‌ای خاکستری رنگ

تفسیر: وجود فون کرینوئید موید محیطی با شوری نرمال دریایی است. تشکیل این ریزرخساره، تحت تأثیر امواج بوده است [۲۲ و ۴۳]. این ریزرخساره در انرژی امواج متوسط تا قوی و در نزدیکی سطح اثر امواج در شرایط عادی (FWWB) ایجاد شده است. اندازه اجزاء تشکیل دهنده این ریزرخساره، محتوای فسیل‌های دریایی و بافت آن می‌تواند دلیل بر نهشته شدن آن در کمربند ۴ ویلسون [۲۸ و ۶۲] و انرژی بالای امواج نزدیک به کمربند ۶ است [۲۸] (شکل ۸: ۷).

#### **F8: براکیوپود کرینوئید بریوزوئر رودستون**

اجزاء غالب: بریوزوئر، براکیوپود، کرینوئید  
اجزاء فرعی: دانه کوارتز (حدود ۵ درصد)  
شرح: قطعات درشت و سالم بریوزوئر به همراهی کرینوئید و براکیوپود در بافت دانه پشתיبان حضور دارد.  
لیتولوژی: آهک نازک لایه خاکستری

تفسیر: وجود فون‌های معرف شوری نرمال دریایی (کرینوئید و بریوزوئر) نشان دهنده‌ی زیرمحیط دریای باز است [۲۸]. از طرفی دیگر قطعات درشت و سالم بریوزوئر که به خوبی در مقاطع حفظ شده اند نشانگر انرژی پایین محیط در زمان ته‌نشست می‌باشد. جایگاه چینه شناسی این ریزرخساره (همراهی با رسوبات عمیق مادستون لامینه دار) نیز نشان دهنده عمق ته‌نشست بیشتر این ریزرخساره نسبت به رخساره‌های قبلی است. مشابه این ریزرخساره از برش کوهبند عبدالحسین در ناحیه ی انارک گزارش شده است [۸] (شکل ۸: ۸).

#### **F9: بایوکلاست کرینوئید براکیوپود وکستون-فلوتستون**

اجزاء غالب: براکیوپود، کرینوئید  
اجزاء فرعی: گاستروپود، تریلوبیت، بریوزوئر  
شرح: بافت گل پشתיبان بوده و گاهی اندازه براکیوپودها و کرینوئیدها بیش از ۲ میلیمتر شده که در این صورت بافت به سمت فلوتستون می‌رود.

لیتولوژی: آهک نازک لایه دارای آثار فسیلی

تفسیر: این ریزرخساره به دلیل جایگاه چینه شناسی (قرار گرفتن بر روی رخساره مادستونی محیط عمیق)، غلبه فون کرینوئید (نشان دهنده شوری نرمال دریایی) در بین سایر آلوکم‌ها، و بافت گل پشתיبان، در محیط کم انرژی در قسمت شیب دریای باز در نزدیکی سطح اساس امواج دریا در شرایط عادی نهشته شده است. ریزرخساره مذکور در کمربند ۴ ویلسون ته‌نشست شده است [۲۸ و ۶۲] (شکل ۸: ۹).

#### **F10: سندی مادستون لامینه دار**

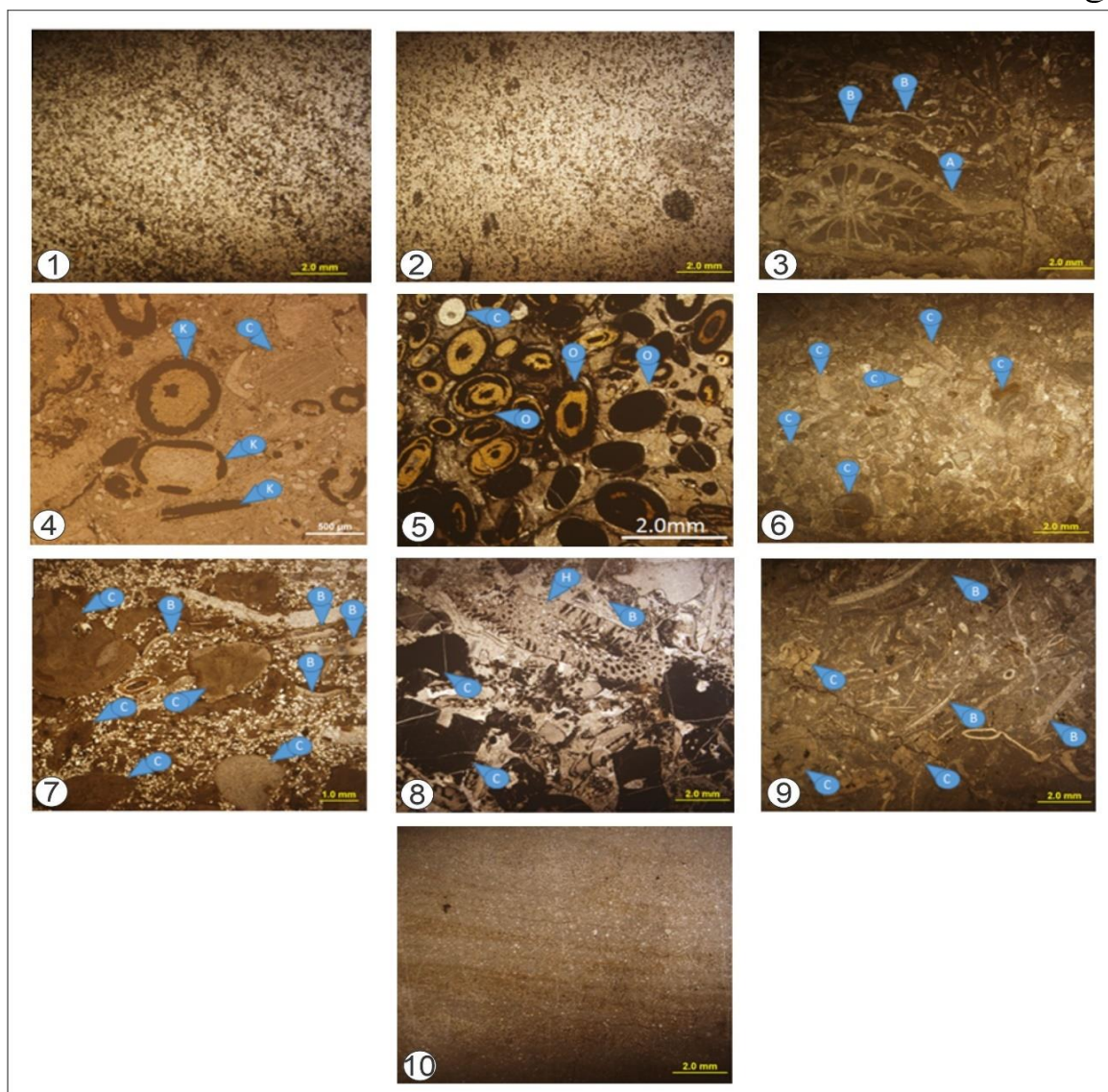
اجزاء غالب: دانه‌های کوارتز (حدود ۱۰ الی ۱۵ درصد مقاطع)

اجزاء فرعی: پلوئید

شرح: وجود لامیناسیون‌های تقریباً موازی در بافت گل پشتیبان همراه با دانه‌های ریز کوارتز در این ریزرخساره مشاهده می‌گردد.

لیتولوژی: آهک نازک لایه خاکستری

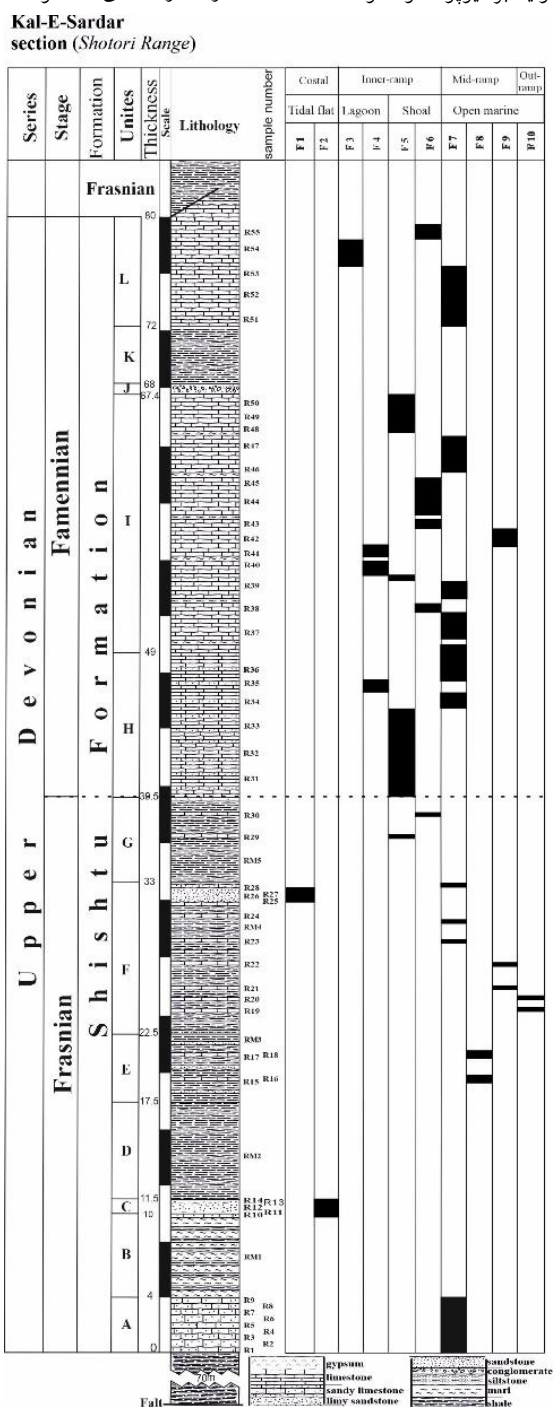
تفسیر: بافت گل پشتیبان نشان دهنده انرژی کم در زمان ته‌نشست این ریزرخساره است [۲۸]. وجود لامیناسیون در بافت گل پشتیبان نشان دهنده رسوب‌گذاری این ریزرخساره در بخش عمیق دریای باز در یک محیط آرام است که زیست‌آشفته‌گی در این محیط وجود نداشته تا این لامیناسیون‌ها را برهم زند. این ریزرخساره در کمربند ۱ ویلسون در زیر خط امواج طوفانی، ته‌نشست شده است [۲۸ و ۶۲] (شکل ۸: ۱۰).



شکل ۸: ۱: رخساره ماسه سنگ میکریتی (R۲۵)، ۲: رخساره ماسه سنگ آلوکم دار (R۱۳)، ۳: رخساره بایوکلاست براکیوپود آمفیپورا (A): آمفیپورا و B: براکیوپود (Rc۵)، ۴: رخساره سندی کرینوئید کورتوئید رودستون (C: کرینوئید و K: کورتوئید) (R۳۵)، ۵: رخساره بایوکلاست انئید کرینوئید پکستون (R۳۰)، ۶: رخساره بایوکلاست کرینوئید پکستون (R۵۵)، ۷: رخساره سندی بایوکلاست براکیوپود کرینوئید



رودستون (R<sup>۵</sup>)، ۸: رخساره براکیوپود کرینوتید بریوزوئر رودستون (R<sup>۱۷</sup>) (H: بریوزوئر، C: کرینوتید و B: براکیوپود)، ۹: رخساره بایوکلاست کرینوتید براکیوپود فلوتستون (R<sup>۲۲</sup>)<sup>۰</sup>، ۱۰: رخساره سندی مادستون لامینه دار (R<sup>۲۰</sup>)



شکل ۹: ستون پراکندگی ریزرخساره‌های برش کال سردر

#### ۴-۴- محیط رسوبی

بر طبق قانون والتر با بررسی ارتباط جانبی و عمودی رخساره‌های آواری- کربناته مطالعه شده در برش کال سردر و مقایسه ی این توالی با محیط‌های عهد حاضر و مدل‌های رسوبی ارائه شده توسط فلوگل (۲۰۱۰) محیط رسوبی برش کال سردر

مطالعه گردید، تغییرات تدریجی رخساره‌ها در توالی چینه‌ای، عدم وجود رسوبات ناشی از تغییرات ناگهانی شیب محیط رسوبی، عدم وجود رخساره‌های ریفی (مرتبط با کمر بند ۵ فاسیسی ویلسون) و وجود سدبایوکلاستی ناپیوسته (وجود رخساره لاگون نیمه محصور) رسوبگذاری نهشته‌های بررسی شده را در یک رمپ کربناته که از نوع هموکلینال نشان می‌دهد. با استفاده از داده‌های حاصل از بررسی رخساره‌ها و مطالعات صحرائی، رسوبگذاری در یک محیط دریای (ساحلی تا دریای باز) بوده‌است که از کم عمق به عمیق شامل بخش‌های ذیل می‌شود (شکل ۱۰):

#### ۱-۴-۴-۱- ساحل آواری- کربناته

دو رخساره ی  $F^1$  (ماسه سنگ میکریتی) و  $F^2$  (ماسه سنگ آلوم دار) ماسه سنگ‌های هیبریدی بوده که مخلوطی از رسوبات آواری و کربناته هستند، محل تشکیلشان به محیط جزر و مدی در ساحل آواری-کربناته مرتبط می‌باشد [۲۸]. این ماسه‌سنگ‌ها به صورت مسیو (توده ای) و بدون ساخت هستند.

#### ۲-۴-۴-۲- رمپ کربناته هموکلینال

این نوع رمپ که دارای پهنای ۱۰ تا ۱۰۰ کیلومتر است دارای شیب بسیار ملایم می‌باشد که از مناطق کم عمق ساحلی تا مناطق عمیق دریای باز بدون هیچ تغییر شیب شارپ (تغییر در حدود چند متر در هر کیلومتر) می‌باشد. اکنون این نوع پلتفورم در سواحل نشین خلیج فارس و در خلیج شارک استرالیا دیده می‌شود [۲۸]. این نوع پلتفورم بر اساس سطح تاثیر امواج به سه قسمت داخلی، میانی و خارجی تفکیک می‌شود [۲۸].

#### ۱-۴-۲-۲- رمپ داخلی

این بخش از خط ساحلی تا قاعده‌ی امواج آرام گسترش داشته که شامل ریزرخساره‌های بخش‌های ساحلی و لاگونی می‌باشد و مرز بین این بخش و بخش رمپ میانی ریزرخساره‌های سد بایوکلاستی است [۱۱ و ۲۸]. ریزرخساره‌های کربناته  $F^3$  (بایوکلاست براکیوپود آمفیپورا پکستون-گرینستون-رودستون) و  $F^4$  (سندی کرینوئید کورتوئید پکستون-رودستون) در زیر محیط لاگونی و ریزرخساره‌های کربناته  $F^5$  (بایوکلاست ائید کرینوئید پکستون) و  $F^6$  (بایوکلاست کرینوئید پکستون-گرینستون) در زیر محیط سد بایوکلاستی در برش مورد مطالعه در بخش رمپ داخلی قرار می‌گیرند. سد بایوکلاستی موجود در برش مورد مطالعه از نوع ناپیوسته می‌باشد و دلیلی این امر هم وجود لاگون نیمه محصور است [۳۹ و ۵۱]. در رمپ داخلی در برش مورد مطالعه آلوم‌هایی نظیر آمفیپورا، براکیوپود، ائید، بایوکلاست کورتوئیدی شده، دانه‌های کوارتز، کرینوئید و به میزان کمتر گاستروپود، استراکد، دوکفه‌ای، کنودونت، تریلوبیت و آمونوئید می‌باشند. از منظر لیتولوژی شامل آهک‌های نازک، متوسط و ضخیم لایه خاکستری و به میزان کمتر آهک ماسه‌ای خاکستری است.

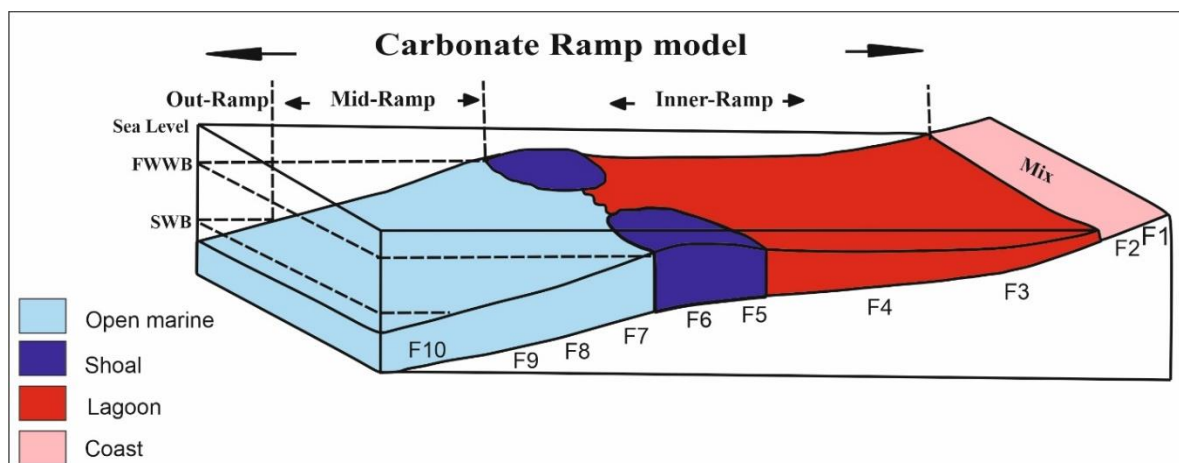
#### ۲-۴-۲-۲- رمپ میانی

بخشی از پلتفورم که در بین حد فاصل امواج عادی و طوفانی قرار داشته و عمق آب در آن بیشتر از رمپ داخلی و کمتر از رمپ خارجی است [۲۸]. بسته به میزان برآمدگی کف بستر و عمق آب، رسوبات در این بخش تاثیرپذیری متفاوتی نسبت به طوفان از خود نشان می‌دهند [۲۸]. ریزرخساره‌های کربناته مربوط به دریای باز شامل  $F^7$  (سندی بایوکلاست براکیوپود

کریئوئید پکستون-گریستون- رودستون)،  $F^8$  (براکیوپود کریئوئید بریوزوئر رودستون) و  $F^9$  (بایوکلاست کریئوئید براکیوپود وکستون-فلوتستون) در رمپ میانی نهشته شده اند. آلوکم های موجود در این بخش شامل براکیوپود، کریئوئید، دانه کوارتز، بریوزوئر و به میزان کمتر آمونوئید، استراکد، گاستروپود، پلوئید، دوکفه‌ای، تریلوئیت، است. از منظر لیتولوژی شامل آهک‌های ماسه ای و آهک‌های نازک لایه است.

### ۳-۲-۴- رمپ خارجی

این بخش از پلتفرم در زیر قاعده‌ی امواج طوفانی تشکیل می‌شود که ده‌ها تا چند صد متر عمق دارد [۲۸]. ریزرخساره‌ی  $F^{10}$  (سندی مادستون لامینه دار) تنها ریزرخساره‌ی ته‌نشست شده در این بخش است که لامینه‌های موجود در مادستون‌ها این امر را تایید می‌کنند؛ زیرا تشکیل آن‌ها در زیر قاعده‌ی امواج طوفانی و در اعماق زیاد حوضه امکان پذیر است [۲۸]. از منظر لیتولوژی شامل آهک‌های نازک لایه است.



شکل ۱۰: شکل شماتیک محیط رسوبی برش مورد مطالعه

### ۵- شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها

یکی از ویژگی‌های قابل توجه در عناصر اسکلتی کنودونت‌ها، تغییر رنگ آن‌ها با افزایش دمای دیاژنتیکی اعمال شده بر سنگ دربرگیرنده است [۲۶]. عناصر اسکلتی که حرارت زیادی را تحمل نکرده‌اند، به رنگ زرد روشن یا کهربایی دیده می‌شوند. به تدریج، با افزایش ژرفای دفن و در نتیجه افزایش فشار و حرارت، رنگ این میکروفسیل‌ها به علت فرآیند کربنی شدن به تیرگی می‌گراید [۳۵]. بر این اساس، عناصر کنودونتی در بازه زمانی فرازین پسین دارای رنگ سیاه و شاخص  $CAI=5$  (دمای ۳۰۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی‌گراد) و در بازه زمانی فامنین پیشین به رنگ خاکستری تیره بوده و شاخص  $CAI=4$  (۱۹۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) را نشان می‌دهند در فامنین پسین رنگ کنودونت‌ها تقریباً کهربایی با  $CAI=2-2.5$  (۸۵ تا ۱۹۵ درجه سانتی‌گراد) تغییر می‌یابد و احتمال تولید هیدروکربور را مشخص می‌نماید (شکل ۱۱).

COLOR ALTERATION INDEX	EXPERIMENTALLY PRODUCED COLOR ALTERATION	COLOR ALTERATION IN FIELD COLLECTIONS	TEMPERATURE RANGE - °C	FIXED CARBON RANGE	Equivalent Vitrinite Reflectance % Ro
1			<50°-80°	<60%	<0.80
1½			50°-90°	55% to 70%	0.70 - 0.85
2			60°-140°		0.85 - 1.30
3			110°-200°	70% to 80%	1.40 - 1.95
4			190°-300°	80% to 95%	1.95 - 3.60
5			+300°	+95%	>3.60

شکل ۱۱: جدول استاندارد شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها به همراه دمای تثبیت درصد کربن [۲۶].

## ۶- نتیجه‌گیری

نهشته‌های دونین پسین متناسب به سازند شیشتو در برش مورد مطالعه دارای ۸۰ متر ضخامت بوده و مرز فوقانی برش کال سردر بطور گسله توسط نهشته‌های سازند سردر قطع گردیده است. براساس شواهد صحرایی، اصول سنگ‌چینه‌نگاری، خصوصیات سنگ‌شناسی، تغییر ضخامت لایه‌ها و تغییر رنگ، توالی مورد مطالعه به ۱۲ واحد سنگی تفکیک گردید. بررسی کنودونت‌های بدست آمده منجر به شناسایی ۷ جنس و ۲۷ گونه و زیر گونه شده است. با توجه به کنودونت‌های به دست آمده از این توالی ۱۱ ازیست‌زون کنودونتی برای این توالی تعیین گردید که به شرح زیر می‌باشند:

older than lower *rhenana* Zone - Lower *rhenana* Zone - Upper *rhenana* Zone, *linguiformis* Zone - Lower to Middle *triangularis* zones - Upper *triangularis* to Lower *crepida* zones - Middle to Uppermost *crepida* - Lower *rhomboidea* to Uppermost *trachytera* - *postera* Zone - Lower *expansa* Zone - Middle to Upper *expansa* Zone.

با توجه به زیست‌زون‌های تعیین شده سن نهشته‌های مورد بررسی از ایفلین تا فرازین پسین است. با توجه به اطلاعات به دست آمده از اجزاء فسیلی و ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی در برش مورد مطالعه یک ساحل آواری - کربناته و یک رمپ کربناته که از نوع هموکلینال بوده، پیشنهاد شده است.

## سپاس و قدردانی

داوران مقاله آقای دکتر پیمان رضایی (دانشیار دانشگاه هرمزگان) و خانم دکتر طاهره پرویزی (دانش‌آموخته دانشگاه اصفهان) تشکر و قدردانی می‌گردد.

## منابع

- [۱] آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۵۶۸ صفحه.
- [۲] اقبالی، م.، حمدی، ب.، مجیدی فرد، م.ر.، ۱۳۹۹، بایواستراتیگرافی سازند شیشتو ۱ در برش حوض دوره براساس کنودونت‌ها (جنوب شرقی طبس)، مجله ژوهش های دانش زمین، شماره ۲۰، صفحات ۱۴۳-۱۵۸.
- [۳] بیرانوند ب.، ۱۳۷۴، پالینواستراتیگرافی و پالئوبیوژئوگرافی رسوبات دونین بالایی شمال خاوری یزد: پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۵۰ صفحه.
- [۴] ستاری، ا.، بهرامی، ع.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.ا.، کایسر، س.ا.، کونیکشوف، پ.، ۱۳۹۹، زیست چینه نگاری، زیست رخساره‌های کنودونتی در نهشته های دونین بالایی-کربنیفر در برش انارک، ایران مرکزی، مجله زمین شناسی نفت سال نهم، شماره (CAI) و اندیس تغییر رنگ، شماره ۷۴، صفحات ۱۰۱-۱۱۸.
- [۵] شاکری، ب.، ۱۳۹۵، زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های دونین بالایی برش کوه‌بند عبدالحسین (جنوب شرق انارک) بر اساس فونای کنودونتی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۲۴۰ صفحه.
- [۶] غفاری، ا؛ هایراپطیان، و؛ حجازی، ح؛ ۱۳۹۰، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سنگ های دونین بالایی ناحیه زفره (برش شرقی)، شمال شرق اصفهان، فصلنامه زمین شناسی محیط زیست.
- [۷] غلامعلیان، ح.، زارعی، ن.، هایراپطیان و.، و پروانه نژاد شیرازی، م.، ۱۳۹۳، داده های نوین درباره مرز فرازنین - فامنین در برش کال سردر، شرق طبس، ایران مرکزی، نشریه علمی پژوهشی رخساره های رسوبی، سال ۷، شماره ۱، صفحات ۶۴-۵۱.
- [۸] محرمی، س.، ۱۳۹۷، رخساره‌ها، محیط رسوبی و ژئوشیمی سازند بهرام (دونین پسین) در برش جنوب شرق انارک، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۳۸ صفحه.
- [۹] موسوی، م.، ۱۳۷۴، مطالعه پالینواستراتیگرافی و پالئوژئوگرافی سازندهای پادها، بهرام، شیشتو و سردرواقع درحوض دوره (شرق طبس)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۳۳۳.
- [۱۰] ARETZ, M., task group, ۲۰۱۱. Report of the joint Devonian-Carboniferous boundary GSSP reappraisal task group: *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, ۲۹, ۲۳-۲۶.
- [۱۱] ASPRION, U., WESTPHAL, H., NEIMAN, M. and POMAR, L., ۲۰۰۹, Extrapolation of depositional geometries of the Menorcan Miocene carbonate ramp with ground-penetrating radar: *Facies*, ۳۷-۴۶.
- [۱۲] BAHRAMI, A., CORRADINI C. and YAZDI, M., ۲۰۱۱a, Upper Devonian-Lower Carboniferous conodont biostratigraphy in Shotori rang, Tabas area, Central Iran Microplate: *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, ۵۰, ۳۵-۵۳.
- [۱۳] BAKHTIARI, S., ۲۰۰۵, Road atlas of Iran Gitashenasi: *Geological and Cartographic Institute*, ۱:۱۰۰۰,۰۰۰: Tehran, Iran.
- [۱۴] BATHURST, R.G.C., ۱۹۶۷, Oolitic films on low-energy carbonate sand grains, Bimini Lagoon, Bahamas: *Marine Geology*, ۸۹-۱۰۹.
- [۱۵] BERBERIAN, M. and KING, G.C.P., ۱۹۸۱, Toward a Paleogeographic and Tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, ۱۸, ۲۱۰-۲۶۵.
- [۱۶] BONCHEVA, I., BAHRAMI, A., YAZDI, M., TORABY, H., ۲۰۰۷, Carboniferous conodont biostratigraphy and Late Palaeozoic depositional evolution in South Central Iran (Asadabad section-SE Isfahan): *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, ۱۱۳, ۳۲۹-۳۵۶.
- [۱۷] BRADY, M., and BOWIE, C.H., ۲۰۱۷, Discontinuity surfaces and microfacies in a storm-dominated shallow Epeiric Sea, Devonian Cedar Valley Group, Iowa: *Depositional Record*, ۲(۳), ۱۳۶-۱۶۰.



- [۱۸] BRANSON, E.B. and MEHL, M.G., ۱۹۳۴a, Conodonts from the Grassy Creek shale of Missouri: *Missouri University Studies*, ۸, ۱۷۱-۲۵۹.
- [۱۹] BRANSON, E.R., ۱۹۳۴, Conodonts from the Hannibal Formation of Missouri: *Missouri University Studies*, ۸, ۳۰۱-۳۴۳.
- [۲۰] BUGGISCH, W., ۱۹۹۱, The global Frasnian-Famennian "Kellwasser Event": *Geologische Rundschau*, ۸۰, ۴۹-۷۲.
- [۲۱] BULTYNCK, P., ۲۰۰۳, Devonian Icriodontidae: biostratigraphy, classification and remarks on paleoecology and dispersal: *Revista Espanola de Micropaleontologia*, ۳۵, ۲۹۵-۳۱۴.
- [۲۲] CORNET, P., ۱۹۷۵, Morphogense, caractres écologiques et distribution des stromatoporodes dévoniens au bord sud du bassin de Dinant (Belgique). Unpubl. thesis. Université Catholique de Louvain. Leuven.
- [۲۳] DA SILVA, A.C. and BOULVAIN, F., ۲۰۰۶, Upper Devonian carbonate platform correlations and sea level variations recorded in magnetic susceptibility: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, ۲۴۰, ۳۷۳-۳۸۸.
- [۲۴] DUNHAM, R. J., ۱۹۶۲, Classification of carbonate rocks according to their depositional texture: In: Ham, W. E. (Ed.) Classification of carbonate rocks: *American Association of Petroleum Geologists Mesmoir*, ۱, ۱۰۸-۱۲۱.
- [۲۵] DZIK, J., ۲۰۰۶, The Famennian "Golden Age" of conodonts and ammonoids in the Polish part of the Variscan Sea: *Palaeontologia Polonica*, ۶۳, ۱-۳۵۹.
- [۲۶] EMBRY, A.F. and KLOVAN, J.E., ۱۹۷۱, A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island: The Northwest Territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, ۱۹, ۷۳۰-۷۸۱.
- [۲۷] EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B., and HARRIS, L.D., ۱۹۷۷, Conodont color alteration; an index to organic metamorphism: *United States Geological Survey Professional Paper*, ۹۹۵, ۱-۲۷.
- [۲۸] FLUGEL, E., ۲۰۱۰, Microfacies of Carbonate Rock, Analysis, Interpretation and Application: *Springer-Verlag, Berlin*, ۹۸۴.
- [۲۹] GHOLAMALIAN, H., ۲۰۰۷, conodont biostratigraphy of the Frasnian-Famennian boundary in the Esfahan and Tabas areas, central Iran: *Geological Quarterly*, ۵۱, ۴۵۳-۴۷۶.
- [۳۰] GHORBANI, M., ROSTAMNEJAD, A. and VALIANI Z., ۲۰۱۴, Microfacies, petrofacies and sedimentary environment of the Bahram Formation in Hutk section (Nirthern Kerman), Iran: *International Journal of Geology*, ۴, ۶۸-۸۴.
- [۳۱] HARTENFELS, S., ۲۰۱۱, Die globalen Annulata-Events und die Dasberg-Krise (Famennium, Oberdevon) in Europa und Nord-Afrika: hochauflösende Conodonten-Stratigraphie, KarbonatMikrofazies, Paläoökologie und Paläodiversität: *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, ۱۰۵, ۱۷-۵۲۷.
- [۳۲] HASHEMI, H. and PLAYFORD, G., ۱۹۹۸, Upper Devonian palynomorphs of the Shishtu Formation, central Iran Basin, east-central Iran: *Palaeontographica*, ۲۴۶, ۱۱۵-۲۱۲.
- [۳۳] HELMS, J., ۱۹۶۱, Die "nodocostata-Gruppe" der Gattung Polygnathus: *Geologie*, ۱۰, ۶۷۴-۷۱۱.
- [۳۴] HUDDLE, J. W., ۱۹۳۴, Conodonts from the New Albany Shale of Indiana: *Bulletin America Paleontology*, ۲۱, ۱-۱۳۶.
- [۳۵] KONIGSHOF, P., ۲۰۰۳, Conodont deformation patterns and textural alteration in Paleozoic conodonts: examples from Germany and France: *Senckenbergianaletae*, ۱۴۹-۱۵۶.
- [۳۶] KONIGSHOF, P., BAHRAMI, A. and KAISER, S.I., ۲۰۲۱, Devonian-Carboniferous boundary sections in Iran: *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, ۱۰۱, ۶۱۳-۶۳۲.
- [۳۷] JI, Q., ۱۹۸۹, On the Frasnian Conodont Biostratigraphy in the Guilin Area of Guangxi, South China: *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, ۱۱۷, ۳۰۳- ۳۲.
- [۳۸] JI, Q. and ZIEGLER, W., ۱۹۹۳, The Lali section: an excellent reference section for Late Devonian in South China: *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, ۱۵۷, ۱۸۳.
- [۳۹] KERSHAW, S. and BRUNTON, F. R., ۱۹۹۹, Palaeozoic stromatoporoid taphonomy: ecologic and environmental significance: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, ۱۴۹, ۳۱۳-۳۲۸.
- [۴۰] KIM, J.C., LEE, Y.I., and HISADA, K.I., ۲۰۰۷, Depositional and compositional controls on sandstone diagenesis, the Tetori Group (Middle Jurassic-Early Cretaceous), central Japan: *Sedimentary Geology*, ۱۹۵, ۱۸۳-۲۰۲.

- [۴۱] KLAPPER, G., and LANE, H. R., ۱۹۸۵, Upper Devonian (Frasnian) conodonts of the Polygnathus biofacies, N.W.T., Canada: *Journal of Paleontology*, ۵۹, ۹۰۴-۹۵۱.
- [۴۲] KLAPPER, G., ۲۰۰۷, Frasnian (Upper Devonian) Conodont Succession at horse spring and correlative sections, Canning basin, western Australia: *Journal of Paleontology*, ۸۱, ۵۱۳-۵۳۷.
- [۴۳] MACHEL, H.G. and HUNTER, I.G., ۱۹۹۴, Facies model for Middle to Late Devonian shallow-marine carbonates, with comparisons to modern reefs: a guide for facies analysis: *Facies*, ۳۰, ۱۵۵-۱۷۶.
- [۴۴] MCGHEE, G.R., ۱۹۸۹, The Frasnian-Famennian extinction event, in: DONOVAN, S.K. [ed.] Mass extinctions: Processes and evidence: *London, Belhaven Press*, ۱۳۳-۱۵۱.
- [۴۵] MEHL, M.G., and THOMAS, L.A., ۱۹۴۷, Conodonts from the Fern Glen of Missouri: *Journal of Science Laboratory of Denison University*, ۴۰, ۳-۲۰.
- [۴۶] MIALL, A.D. ۱۹۹۶, The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies: *Basin Analysis and Petroleum Geology*. Berlin: Springer, ۶۰۲.
- [۴۷] MOUNT, M., ۱۹۸۵, Queensland. Australia Bureau of Mineral Resources: *Geology and Geophysics, Bulletin*, ۱۰۸:۷۵-۹۰.
- [۴۸] NICHOLS, G., ۲۰۰۰, Sedimentology and Stratigraphy: *Blackwell Science, Oxford*, ۳۵۵.
- [۴۹] OVANATANOVA, N.S., ۱۹۶۹, New Upper Devonian conodonts from the central region of the Russian platform and of the Timan: In Fauna and stratigraphy of the Palaeozoic of the Russian platform: *Nedra*, ۳۹-۱۴۱.
- [۵۰] PERRI, M.C. and SPALLETTA, C., ۱۹۹۰, Famennian conodonts from climenid pelagic limestone, Carnic Alps, Italy: *Palaeontographia Italica*, ۷۷, ۵۵-۸۳.
- [۵۱] PIAYFORD, P. E., ۱۹۶۹, Devonian carbonate complexes of Alberta and Western Australia: a comparative study: *Geological Survey of Western Australia*, ۱-۴۳.
- [۵۲] RUTTNER, A., NABAVI, M. H. and HAJIAN, J., ۱۹۶۸a, Geology of Shigesht area (Tabas area, east Iran): *Geological survey of Iran*, ۴.
- [۵۳] SANDBERG, C. A. and DREESEN, A., ۱۹۸۴, Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow water Conodont zonation, ۱۴۳-۱۷۸, in: CLARK, D. L., [eds.] Conodont biofacies and provincialism: *Geological Society of America, Special paper*, ۱۹۶.
- [۵۴] SANNEMANN, D., ۱۹۵۵b, Beitrag zur untergliederung des Oberdevons nach Conodonten: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, ۱۰۰, ۳۲۴-۳۳۱.
- [۵۵] SATTARI, E., BAHRAMI, A., KÖNIGSHOF, P. and VAZIRI-MOGHADDAM, H., ۲۰۲۱, Late Devonian (Famennian) to Carboniferous (Mississippian-Pennsylvanian) conodonts from the Anarak section, Central Iran: *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, ۱۰۱, ۷۸۱-۸۰۲.
- [۵۶] SAVAG, N.M. and FUNAI, C. A., ۱۹۸۰, Devonian Conodonts of Probable Early Frasnian Age from the Coronados Islands of Southeastern Alaska: *Journal of Paleontology*, ۵۴, ۸۰۶-۸۱۳.
- [۵۷] SEPKOSKI, J.J., ۱۹۸۲, A compendium of fossil marine families: *Milwaukee Museum Publications, Contributions to Biology and Geology*, ۵۱, ۱۲۵.
- [۵۸] SEPKOSKI, J.J., ۱۹۸۶, Phanerozoic overview of mass extinctions, in: RAUP, D.M., and JABLONSKI, D., [eds.] Patterns and processes in the history of life: *Berlin, Springer-Verlag*, ۲۷۷-۲۹۵.
- [۵۹] SPALLETTA, C., PERRI, M. C., OVER, D.J. and CORRADINI, C., ۲۰۱۷, Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard: *Bulletin of Geosciences*, ۹۲, ۳۱-۵۷.
- [۶۰] STAUFFER, C. R., ۱۹۳۸, Conodonts of the Olenangy Shale: *Journal of Paleontology*, ۱۲, ۴۱۱-۴۳۳.
- [۶۱] STÖCLIN, J., and NABAVI, M.H., ۱۹۶۹, Geological map of Boshruyeh sheet (scale ۱:۲۵۰۰۰۰), No. JV: *Geological Survey of Iran, Tehran*.
- [۶۲] WILSON, J. L., ۱۹۷۵, Carbonate facies in geologic history: *Springer Verlag*, ۴۷۱.
- [۶۳] YAZDI, M., ۱۹۹۹, Late Devonian-Carboniferous conodonts from Eastern Iran: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, ۱۰۵, ۱۶۷-۲۰۰.
- [۶۴] ZIEGLER, W., SANDBERG, C. A., and AUSTIN, R. L., ۱۹۷۴, Revision of Bispathodus group (conodonts) in the Upper Devonian and Lower Carboniferous: *Geologica et Palaeontologica*, ۸, ۹۷-۱۱۲.

## Biostratigraphy, biofacies and CAI of the late Devonian deposits in Kale-Sardar section, North-east Tabas, based on conodont fauna

Mina Ramshini<sup>۱</sup>, Elaheh Sattari<sup>۲</sup>, Ali Bahrami<sup>۱\*</sup>, Hossein Vaziri Moghaddam<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup>-MSc Stratigraphy and Paleontology, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>۲</sup>-PhD Stratigraphy and Paleontology, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>۳</sup>- Associate Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>۴</sup>- Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

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

Received: January ۲۰۲۳, Accepted: February ۲۰۲۳

### Abstract

Kale-Sardar section is located at the vicinity of Niaz village, ۱۰ kilometers east of Tabas town. This section consists of ۸۰ m thick and from Late Devonian deposits as known as Shishtu formation that upper part of this section has cut by a fault by Frasnian's deposits. The entire studied thickness is subdivided into ۱۲ lithostratigraphic units and in order to study of ۲۶ samples systematically were collected, ۱۰۰ conodont elements, ۲۷ species and subspecies belonging to ۷ genera were recognized, that due to these revealed conodont elements, Shishtu formation's age in the studied section spans from Eifelian to late Frasnian. The Frasnian-Famennian bio event in studied section is located between two intervals *linguiformis* Zone and Lower to Middle *triangularis* zones, which is located at the top of the dark Frasnian shales and at the base of the thin limestones of the Famennian layer. The microfacies determined in studied section according to study of ۶۲ thin section are subdivided into siliciclastic-carbonate and carbonate facies, which were deposited from the shore to the deep part of the marine environment. Gradual changes in facies within stratigraphical sequence, sedimentological hiatus due to sudden change in sedimentary environment's slope, absence of reef facies (related to Wilson's ۰th facies zone) and presence of discontinuous bioclastic barrier (existence of semi-enclosed lagoon), convey that studied sediments were deposited in a homoclinal carbonate ramp.

**Keyword:** Conodonts, Kale-Sardar section, Shishtu Formation, Late Devonian, Frasnian-Famennian boundary.