

زیست چینه‌نگاری، زیست رخساره‌های کنودونتی نهشته‌های دونین بالایی-کربنیفر زیرین (می‌سی سی پین) در برش تویه-دروار دامغان، البرز شرقی

الهه ستاری^۱، علی بهرامی^{۱*}، حسین وزیری مقدم^۱، عزیزاله طاهری^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۱/۲/۵ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۱/۸/۲۵

چکیده

بررسی فونای کنودونتی نهشته‌های دونین پسین-کربونیفر پیشین (تورنژین) سازندهای جیروود و مبارک در برش تویه-دروار جنوب غربی دامغان، واقع در زون البرز شرقی، منجر به شناسایی تعداد ۳۲ گونه از ۱۰ جنس کنودونتی شد و بر همین اساس تعداد ۱۲ زون زیستی کنودونتی تفکیک گردید؛ که از این تعداد ۹ زیست زون مربوط به دونین پسین (فامنین پسین) و ۳ زیست زون مربوط به کربنیفر پیشین (تورنژین) می‌باشد. مرز زیستی دونین / کربونیفر در این برش ناپیوسته هم‌شیب و منطبق بر افق نازک ماسه‌سنگی در قاعده سنگ آهک‌های سازند مبارک می‌باشد. با بررسی‌های صحرایی در برش مذکور تعداد ۹ واحد سنگ چینه‌ای تفکیک گردید و انطباق منحنی‌های تغییرات سطح آب براساس زیست رخساره‌های کنودونتی با منحنی تغییرات سطح آب جهانی حاکی از تطابق نسبی در زمان‌های مذکور دارد که علت آن کم عمق بودن حوضه البرز شرقی (حاشیه شمالی گندوانا) نسبت به حوضه‌های اروپا و آمریکا است.

واژه‌های کلیدی: برش تویه دروار، دونین پسین، ریزرخساره کنودونتی، زیست‌زون‌های کنودونتی، کربنیفر پیشین.

مقدمه

پس از یک دوره طولانی آب و هوای گرم از سیلورین تا اواخر فرازین، در فامنین رژیم تغییرات جهانی آب و هوا منجر به کاهش دما و تغییرات محیط زیست دیرینه از شرایط گلخانه‌ای به آب و هوای سرد گردید (Stroel et al, 2000)، اما دوباره در اواخر فامنین آب و هوای جهانی به‌طور ناگهانی و قابل ملاحظه‌ای گرم شده و این گرم‌شدگی تا اوایل کربنیفر ادامه یافته که این تغییر ناگهانی دما منجر به حادثه هنگنبرگ (Hangenberg Event) در مرز دونین-کربنیفر گردیده است (Kumpan et al, 2014). این افزایش دمای جهانی منجر به پیشروی سطح دریا و ایجاد شرایط یوتروفیک، شرایط بی‌اکسیژنی و افزایش میزان کربن دفن شده و تشکیل شیل تیره Hangenberg Black Shale و کاهش جانداران دریایی کم عمق و به خصوص عمیق گردید (Caplan et al, 1996; Caplan and Bustin, 1999; De Vleeschouwer et al, 2013). در دونین پیشین و میانی ایران، در شرایطی که مناطق وسیعی از غرب و شمال غرب ایران (از جمله البرز مرکزی) در نتیجه حرکات خشکی‌زایی مربوط به تاثیر فاز کالدونین از آب خارج بود، دریای حاشیه قاره‌ای کم عمقی در شرق و شمال شرق ایران وجود داشته است (Bozorgnia, 1973). ناپیوستگی فرسایشی بین سنگ‌های اردویسین یا قدیمی‌تر و نهشته‌های دونین (دونین پسین) البرز مرکزی، متأثر از فاز کالدونین است (هاشمی و تابع، ۱۳۸۸). در البرز شرقی، نهشته‌های دونین (سازند خوش-یبلاق) گستره زمانی وسیع‌تری داشته و لایه‌های قاعده‌ای این واحد سنگی به اواخر دونین پیشین نسبت داده شده است (Wendt et al, 2005). تغییرات جانبی لیتو و بیوفاسیس دونین (به ویژه دونین پسین) در مناطق مختلف رشته کوه‌های البرز قابل توجه است و به همین دلیل

برای معرفی نهشته‌های مذکور در نواحی مختلف شمال ایران چند واحد سنگی معرفی شده است (Bozorgnia, 1973). در البرز مرکزی، نهشته‌های غالباً آواری شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، آهک فسیل‌دار و شیل به سن دونین پسین که با ناپیوستگی فرسایشی روی سنگ‌های اردویسین یا قدیمی‌تر قرار دارند، تحت عنوان سازند جیروند (Assereto, 1963) معرفی شده‌اند. برش نمونه این واحد سنگ‌چینه‌ای، از دهکده جیروند در شمال تهران و در ارتفاعات دامنه جنوبی البرز مرکزی گرفته شده است، این سازند در برش الگو دارای ۴ عضو (A, B, C, D) و ۷۶۰ متر ضخامت است، در حال حاضر سازند جیروند فقط معادل عضو A (به سن دونین پسین) از تقسیم‌بندی مذکور در نظر گرفته می‌شود و مجموعه عضوهای B-D (به سن کربونیفر پیشین) نیز معادل سازند مبارک می‌باشند. عضو A در برش نمونه دارای ضخامت ۱۴۰ متر و شامل ماسه‌سنگ، شیل‌های تیره با فسیل بازوپایان و افق‌های فسفا ته می‌باشد. عضو B: شامل سنگ آهک فسیل‌دار، عضو C: شامل سنگ آهک اوولیتی و عضو D: شامل سنگ آهک‌های مارنی هستند (Wendt et al, 2005). سازند جیروند به صورت همشیب ولی با ناپیوستگی بر روی سازند میلا قرار گرفته و توسط سازند مبارک به صورت همشیب بدون ناپیوستگی پوشانده شده است. در البرز شرقی این سازند توسط سازند خوش یبلاق جانشین شده و در ناحیه ماکو (آذربایجان غربی) رخنمون‌های دونین با نام سازند مولی و ایلان قره معرفی گردیده‌اند (Bozorgnia, 1973). لازم به ذکر است که عضو D در مقطع تیپ این واحد سنگی وجود ندارد. با توجه به نتایج بررسی‌های انجام شده در مورد این واحد سنگی (علوی نائینی، ۱۳۷۲) در مقطع تیپ، سازند جیروند در قاعده شامل کوارتزیت و ماسه-سنگ است که به طرف بالا با تناوب ماسه‌سنگ،

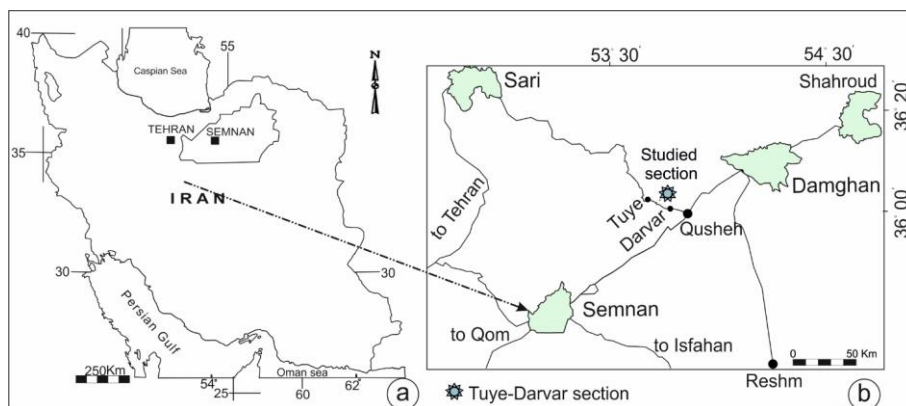
اخیراً نیز نجارزاده و همکاران (Najjarzadeh et al, 2020) به بررسی مرز دونین- کربنیفر در برش تویه- دروار براساس فونای کنودونتی پرداخته‌اند ولی زیست‌زون‌های جهانی استاندارد در این مرز تفکیک نگردیده است. نمونه‌برداری دقیقتر و بیشتر جهت شناسایی محل دقیق مرز دونین- کربونیفر و بررسی رخساره‌های زیستی در برش مذکور، وجه تمایز این پژوهش با مقالات پیشین می‌باشد. این مقاله به بررسی کنودونت‌های دونین پسین- کربنیفر پیشین در برش تویه- دروار و مقایسه منحنی تغییرات سطح آب در این برش با منحنی استاندارد جهانی می‌پردازد.

منطقه مورد مطالعه

موقعیت برش تویه-دروار

برش تویه-دروار در ۳۵ کیلومتری جنوب غربی شهرستان دامغان در مسیر جاده دامغان-سمنان و در مجاورت روستای دروار با مختصات جغرافیایی قاعده برش Base: $36^{\circ}01'27/31''N$; $36^{\circ}01'19/32''N$ و رأس برش $53^{\circ}53'17/33''E$; $53^{\circ}53'33/03''E$ قرار دارد (شکل a و b) و در زون البرز شرقی واقع شده است (شکل c). برش تویه-دروار در ورقه ۱/۱۰۰/۰۰۰ کیاسر به شماره ۶۷۶۲ قابل دسترس می‌باشد (شکل ۲).

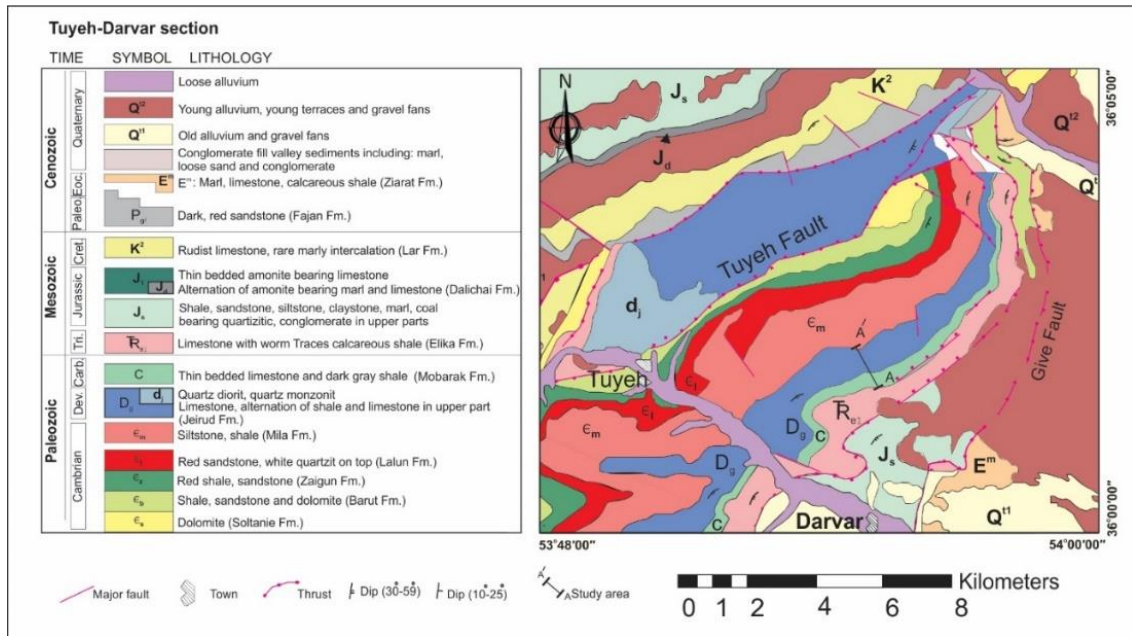
شیل، آهک فسیل‌دار و چند افق ماسه‌سنگ فسفات‌دار ادامه یافته و در بالاترین قسمت، این توالی در زیر گدازه بازالتی به ضخامت ۱۵۰ متر قرار دارد. لازم به ذکر است که این گدازه بازالتی گسترش محلی داشته و فقط در مقطع تیپ سازند جیروود و مقاطع چینه‌شناسی اطراف آن دیده می‌شود (هاشمی و تابع، ۱۳۸۸). سازند جیروود در برش الگو و نواحی همجوار دارای فسیل‌های فراوانی از بازوپایان، تریلوبیت‌ها، مرجان‌ها، بریوزوآ، دوکفه‌ای‌ها، شکم‌پایان، سرپایان، لاله‌وشان، استراکودها، کنودونت‌ها، پالینومورف‌ها، بقایای گیاهی و ماهیان است و سن آن براساس مطالعات بازوپایان دونین پسین در نظر گرفته شده است (Dashtban and Racheboeuf, 2001; Ghavidel-Syooki, 1994). در ماسه‌سنگ‌ها و کوارتزیت‌های سازند جیروود در مقطع تیپ (Sartenaer, 1964)، برش‌های چینه-شناسی شه‌میرزاد، شمال سمنان (مسعودی، ۱۳۸۴)، برش چینه‌شناسی دروار واقع در جنوب غرب دامغان و برش چینه‌شناسی گرمابدر واقع در شمال شرق تهران (تابع، ۱۳۸۶)، ماکروفسیل‌های گیاهی با حفظ شدگی ضعیف قابل انتساب به سیلوفیتا، اسفنوفیتا و لیکوفیتا نیز گزارش شده است. شرفی و همکاران (Sharafi et al, 2014; 2016) نیز محتوای رسوب‌شناسی و اثر رخساره‌های سازند جیروود را در برش تویه دروار مطالعه نموده‌اند.



شکل ۱: a و b: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه (Bakhtiari, 2005)

سنگ آهک‌های تیره و شیل‌های کرینیفیر سازند مبارک و نهایتاً با یک سطح گسله به آهک‌های ورمیکوله سازند الیکا ختم می‌گردند. افق‌های سنگی ژوراسیک، کرتاسه و ائوسن از جوانترین نهشته‌های محدوده نقشه مورد مطالعه می‌باشند (شکل ۲).

در محدوده رخنمون مورد مطالعه نهشته‌های ماسه‌سنگی قرمز رنگ و شیل و ماسه سنگ‌های قرمز رنگ کامبرین سازندهای زایگون و لالون، ماسه‌سنگ، دولومیت، سیلستون و سنگ آهک‌های اردویسین سازند میلا، سنگ آهک، تناوب ماسه-سنگ و شیل دونین پسین سازند جیروود، تناوب



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه از نقشه با مقیاس ۱/۱۰۰/۰۰۰ کیاسر

(اقتباس از: Saidi and Akbarpour, 1992)

مواد و روش‌ها

استیک ۲۰٪ به مدت ۵ تا ۷ روز انحلال یافته، پس از آن مواد باقیمانده حاصل از انحلال، روی الک‌ها ریخته و آبکشی و شستشو گردید. مطالعات آزمایشگاهی شامل جدایش دستی در زیر میکروسکوپ بینوکولار، آماده‌سازی استاپ و چسباندن کنودونت‌ها بر روی پایه آلومینیومی، تعیین اندیس تغییر رنگ کنودونت‌ها به کمک جداول استاندارد، تهیه عکس SEM، نام گذاری و شناسایی کنودونت‌ها و زون‌بندی زیستی آن‌ها براساس منابع جهانی (Sandberg et al, 1978; Ziegler et al, 1990; Hartenfels, 2011; Corradini et al, 2016; Spalletta et al, 2017) انجام گردید. عناصر کنودونتی دارای ارزش زیست

پس از بررسی و مشاهدات صحرایی در برش تویه دروار با ضخامت ۲۴۸ متر شامل بخش بالایی سازند جیروود و سازند مبارک انتخاب و تعداد ۴۴ نمونه جهت بررسی فونای کنودونتی برداشت و با روش -های استاندارد آماده سازی گردید (Jeppson and Anehus, 1995). نمونه‌های سنگ آهک دولومیتی و سنگ آهک ماسه‌ای با آب شسته شده و در ظروف مخصوص پلاستیکی گذاشته شد؛ در زیر هود آزمایشگاه، ۱۵۰ میلی لیتر اسید فورمیک تجاری به درون ظرف دارای نمونه به مدت ۲۴ ساعت افزوده و با آب جوش ۹۰ تا ۱۰۰ درجه به حجم ۵۰۰ میلی لیتر رسانده شد. نمونه‌های سنگ آهک در اسید

می‌باشد. ضخامت این واحد ۹ متر می‌باشد. در افق-های کنگلومرای قطعات چرتی، آذرین و ماسه سنگ‌ها (به خصوص کوارتز آرنایت) و قطعات گلی و خرده‌های فسیل (کرینوئید) مشاهده می‌گردد. اندازه قطعات از حد سیلت تا ۵ سانت متغیر است فضای بین این خرده‌ها غالباً با ماسه‌سنگ دانه متوسط پر شده است. جورشدگی در این رخساره بسیار ضعیف می‌باشد (شکل ۳e).

- واحد ۳: ماسه‌سنگ سفید رنگ (گاهاً قهوه‌ای) با میان لایه‌های شیل سبز دارای طبقه‌بندی مورب جناغی، ساخت فلاسردار، دارای طبقه‌بندی گود و پشته‌ای مورب و لامیناسیون موازی (ضخامت ۴۷/۸ متر) که واجد آثار دوکفه‌ای و اکینودرم و آثار فسیلی *Rhizocorallium* و *Areniculites* نیز می‌باشند (شکل ۳f).

بخش کربناته-آواری بالایی: با بررسی رخساره‌های سنگی و ویژگی‌های سنگ‌شناسی ۳ واحد سنگ چینه‌ای در این بخش تفکیک گردید:

- واحد ۴: این واحد با لایه‌هایی از ماسه‌سنگ کوارتز آرنایتی سفید رنگ و میان لایه‌های دولومیت و شیل تیره که به سمت بالا میزان ماسه‌سنگ‌های دارای طبقه‌بندی مورب عدسی، ماسه‌سنگ کوارتز آرنایتی دارای طبقه‌بندی مورب مسطح در تناوب با شیل تیره متورق، کوارتز آرنایت دارای ریب‌های متقارن، ماسه‌سنگ‌های قهوه‌ای دارای لامیناسیون موازی افزوده می‌گردد. ضخامت این واحد (۲۶/۲ متر) می‌باشد (شکل ۳g).

- واحد ۵: تناوب ماسه‌سنگ‌های خاکستری-آجری رنگ (گاهاً قهوه‌ای دولومیتی) با لایه‌های شیلی تیره رنگ و لایه‌های نازک سنگ آهک (ضخامت ۲۴/۸ متر) که در آن ساختارهای طبقه‌بندی مورب درهم و جناغی، لامیناسیون‌های موازی و تجمعات فسیلی با الگوی ریز شونده به سمت بالا قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۳h و ۱۳).

چینه‌ای در آزمایشگاه SEM مرکز پژوهش‌های متالورژی رازی کرج تصویربرداری گردید که تحت نام آرشیو EUIC در گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان نگهداری می‌گردد.

بحث و نتایج

سنگ‌چینه‌نگاری

سازند جبرود: ضخامت سازند جبرود در این برش ۱۶۶ متر بوده و شامل بخش سیلیسی-آواری پائینی به ضخامت ۸۴ متر و بخش کربناته-آواری بالایی به ضخامت ۸۲ متر می‌باشد.

بخش سیلیسی-آواری پائینی: این بخش با مرز فرسایشی بر روی شیل‌های سبز رنگ سازند میلا قرار می‌گیرد (شکل ۳a). با بررسی رخساره‌های سنگی و ویژگی‌های سنگ‌شناسی ۳ واحد سنگ چینه‌ای در این بخش تفکیک گردید (شکل ۳b):

- واحد ۱: شامل ماسه‌سنگ سفید رنگ نازک تا ضخیم لایه با میان لایه‌های شیلی سبز رنگ و به میزان کمتر ماسه و شیل قرمز رنگ (ضخامت ۲۷/۲ متر) است. در این واحد ساختارهای رسوبی از جمله طبقه‌بندی مورب جناغی (Chevron cross bedding)، لامیناسیون موازی (Parallel lamination) و خرده‌های فسیلی دوکفه‌ای‌ها، زیست آشفته‌گی و آثار فسیلی مانند *Skolitos* و *Arenicoites* قابل مشاهده هستند، حداقل دو چرخه ضخیم شونده به سمت بالا در این واحد مشخص می‌باشد (شکل ۳c و d).

- واحد ۲: شروع این واحد با ۰/۵ متر کنگلومرای قرمز رنگ توده‌ای دانه پشتیبان بوده و بر روی آن کنگلومرای با طبقه‌بندی مورب عدسی (به ضخامت ۰/۵ متر) قرار داشته و بلافاصله کنگلومرای توده‌ای دانه پشتیبان قرمز رنگ نیم متری بر روی آن قرار دارد. پس از آن تناوب ماسه‌سنگ قرمز رنگ (توده-ای و فاقد ساخت، دارای طبقه‌بندی مورب جناغی و ساخت مورب درهم) و شیلی قرمز رنگ فاقد تورق

گسله در زیر آهک‌های ورمیکوله سازند الیکا به سن تریاس قرار می‌گیرد. براساس ویژگی‌های سنگ-شناسی ۳ واحد سنگ‌چینه‌ای در این بخش قابل تفکیک می‌باشد:

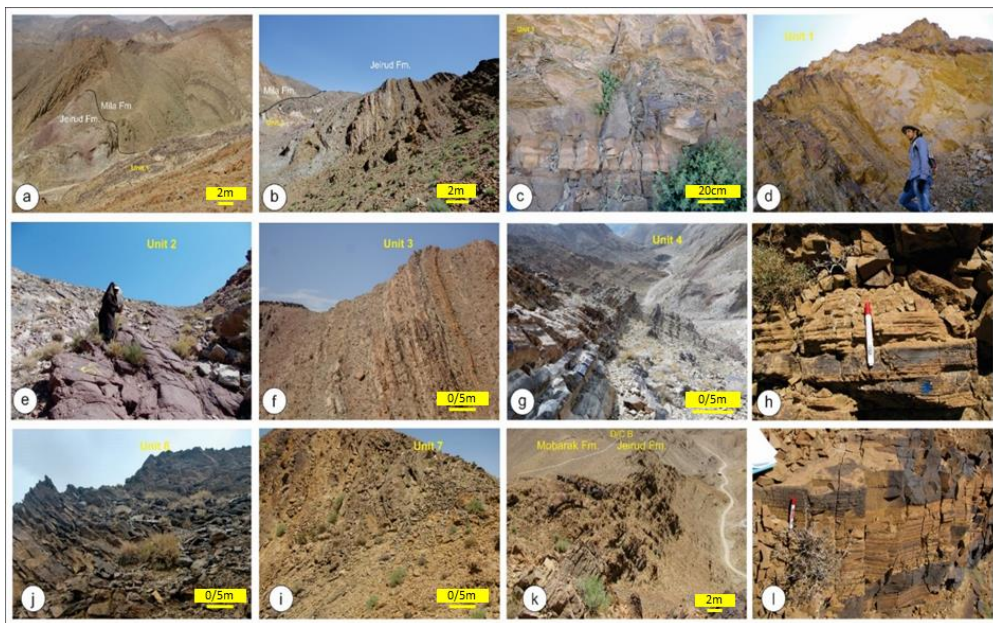
- واحد ۷: تناوب سنگ آهک و شیل‌های تیره رنگ (۲۶ متر) (شکل ۳i).

- واحد ۸: شیل با میان لایه‌های سنگ آهک متوسط لایه ماکروفسیل‌های براکیوپود و کرینوتید (۲۰ متر)

- واحد ۹: سنگ آهک‌های ضخیم لایه دارای اثر فسیل تالاسینوتیدس و فسیل‌های کرینوتید، مرجان انفرادی و براکیوپود (ضخامت ۳۵/۵ متر)

- واحد ۶: شروع این واحد بایک ضخامت ۱۰ سانتی متری میکروکنگلومرای دانه پشتیان توده‌ای با جور شدگی بسیار بد می‌باشد. سپس حدود ۳۱ متر سنگ آهک‌های نازک لایه تیره رنگ با میان لایه-هایی از شیل‌های تیره نازک لایه و افق‌های ماسه-سنگ دارای طبقه‌بندی مورب گود و پشت‌های (Shc) می‌باشد. پوسته‌های فسیلی متنوعی از جمله بازوپایان، مرجان‌های کلنی و انفرادی، گونیاتیت، شکم پایان، دوکفه‌ای‌ها و ساقه اکینید به فراوانی در این بخش مشاهده می‌گردد. (شکل ۳j).

سازند مبارک: سازند مبارک به‌طور پیوسته بر روی سازند جیروود قرار گرفته است (شکل ۳k). ضخامت این سازند حدود ۸۱/۵ متر است که با یک سطح



شکل ۳: واحدهای سنگ‌چینه‌ای برش تویه- دروار: a: مرز فرسایشی سازند جیروود با شیل‌های سبز سازند میلا (دید از جنوب غربی)، b: نمای پانورامیک سازند جیروود (دید از جنوب)، c و d: واحد ۱ مربوط به سازند جیروود (لیتولوژی غالب در این واحد، ماسه‌های سفید کوارتز آرنایتی توده‌ای است) (دید از شمال)، e: شروع واحد ۲ با کنگلومرای دانه پشتیان و پلی‌ژنتیک قرمز رنگ (دید از جنوب غربی)، f: واحد ۳ سازند جیروود با غلبه ماسه‌سنگ‌های کوارتز آرنایتی و میان لایه‌های شیلی غیر متورق (دید از شمال)، g: واحد ۴ سازند جیروود تناوبی از ماسه‌سنگ، شیل و دولومیت است (دید از شمال)، h: وجود لامیناسیون موازی در ماسه‌سنگ‌های قهوه‌ای واحد ۵ سازند جیروود (دید از غرب)، z: وجود تناوبی از ماسه‌سنگ، آهک خاکستری و شیل سیاه واحد ۶ (دید از شمال)، i: واحد ۷ اولین واحد سازند مبارک شامل تناوب آهک و شیل، (دید از شمال غربی)، k: مرز دونین- کربونifer در برش تویه- دروار (دید از غرب)، l: لامیناسیون‌های موازی در ماسه‌سنگ‌های واحد ۵ سازند جیروود (دید از شمال).

زیست‌زون‌های کنودونتی

با توجه به نمونه‌برداری‌های متعدد از بخش سیلیسی-آواری پائینی و استفاده از شیوه‌های مختلف در انحلال و اسید شویی نمونه‌ها هیچگونه عنصر کنودونتی از این بخش بدست نیامده است و اولین نمونه واجد کنودونت نمونه S2 از قاعده واحد ۵ بخش کربناته-آواری بالایی می‌باشد. به‌طور کلی تعداد عناصر کنودونتی بدست آمده از هر نمونه حدود ۴ تا ۵ کیلوگرمی حداکثر تا ۱۱ عدد در نمونه S8 و S9 بوده و گونه‌های کنودونتی شاخص آب‌های عمیق که در زیست‌زون‌بندی‌های جهانی Hartenfels, 2011; Spalletta et al, 2017;) Kaiser et al, 2009) مورد استفاده قرار گرفته است؛ بسیار کم می‌باشد. این موضوع در سایر برش‌های نواحی نریتیک حاشیه شمالی گندوانا در مطالعات بهرامی و همکاران (Bahrami et al, 2019, 2018)، آریونتوگوس و همکاران (Ariuntogos et al, 2020) و کونیگشوف و همکاران (Königshof et al, 2020) اشاره و مورد بحث قرار گرفته است، بنابر این از تلفیق زیست‌زون‌های مختلف جهانی در بررسی مرز دونین-کربنیفر و از گستره کنودونت‌های عمدتاً مربوط به رخساره‌های کم عمق، جهت تفکیک زیست‌زون‌های فامنین پسین استفاده گردید. در مجموع از مطالعه فونای بدست آمده ۳۲ گونه متعلق به ۱۰ جنس:

Bispathodus, Branmehla, Clydagnathus, Gnathodus, Polygnathus, Pseudopolygnathus, Palmatolepis, Protognathodus, Scaphygnathus, Siphonodella شناسایی گردید. با توجه به گستره سنی گونه‌های کنودونتی تعداد ۱۲ زون زیستی شناسایی گردید که از این تعداد ۹ زیست‌زون مربوط به دونین پسین (فامنین پسین) و ۳ زیست‌زون مربوط به کربنیفر پیشین (می‌سی‌سی‌پین) می‌باشد (شکل ۴).

-زیست‌زون ۱ (نمونه S2)

Pseudopolygnathus granulatus Zone
این زیست‌زون (Spalletta et al, 2017) به ضخامت ۵ متر، مربوط به دونین پسین (Late Upper velifer Zone)، معادل (Famennian) معرفی شده توسط زیگلر (Ziegler 1962, 1969) و معادل زیست‌زون Late trachytera Zone در زیست‌زون‌های معرفی شده توسط زیگلر و سندبرگ (Ziegler and Sandberg, 1990) می‌باشد. مرز بالایی این زیست‌زون براساس آخرین حضور گونه *Polygnathus padovani* Perri and *Palmatolepis minuta* Spalletta, 1990، گونه *minuta* Branson and Mehl, 1934a و گونه *Scaphygnathus velifer velifer* Helms, 1959 تعیین می‌گردد. آخرین حضور هر سه گونه ذکر شده بر اساس مطالعات اسپالتا و همکاران (Spalletta et al, 2017) زیست‌زون Ps. *granulosus Zone* می‌باشد. همچنین اولین حضور گونه [M2] (Branson and Mehl, 1934a) *Bispathodus stabilis stabilis* نیز براساس مطالعات اسپالتا و همکاران (Spalletta et al, 2017) در انتهای این زیست‌زون است. مرز زیرین این زیست‌زون به دلیل عدم حضور عناصر کنودونتی مشخص نیست. سنگ‌شناسی این بخش عمدتاً میان لایه‌های سنگ آهک‌های خاکستری نازک لایه‌های واحد ۵ می‌باشد.

-زیست‌زون ۲ (نمونه S3)

Polygnathus styriacus Zone
این زیست‌زون (Spalletta et al, 2017) به ضخامت ۶/۵ متر، مربوط به دونین پسین (Late Famennian)، معادل زیست‌زون Lower *styriacus Zone* معرفی شده توسط زیگلر (Ziegler 1962, 1969) و معادل زیست‌زون Early postera Zone در زیست‌زون‌های معرفی شده توسط زیگلر و سندبرگ (Ziegler and Sandberg, 1990) می‌باشد. گونه [M2]

میان لایه‌های سنگ آهک‌های خاکستری نازک لایه‌های قاعده‌ای واحد ۵ می‌باشد.

-زیست زون ۴ (نمونه S5)

Palmatolepis gracilis expansa Zone

این زیست زون (Spalletta et al, 2017) به ضخامت ۵ متر، مربوط به دونین پسین (Late Upper Famennian)، معادل زیست زون Upper *styriacus Zone* معرفی شده توسط زیگلر (Ziegler, 1962, 1969) و معادل زیست زون Early *expansa Zone* در زیست زون‌های معرفی شده توسط زیگلر و سندبرگ (Ziegler and Sandberg, 1990) می‌باشد. مرز زیرین این زیست زون براساس اولین حضور گونه (Branson and Mehl, 1934a) *Bispathodus jugosus* و اولین حضور گونه (Branson and Mehl, 1934) *Pseudopolygnathus primus* که براساس مطالعات اسپالتا و همکاران (Spalletta et al, 2017) اولین ظهور هر دو گونه در زیست زون *Palmatolepis gracilis expansa Zone* می‌باشد. مرز بالایی این زیست زون منطبق بر قاعده زیست زون بالایی و سایر کنودونت‌های موجود در این زیست زون کنودونت‌های *Bispathodus stabilis vulgaris*, *Branmehla inornata*, *Polygnathus communis communis*, *Bispathodus bispathodus*, *Polygnathus semicostatus*, *Bispathodus stabilis stabilis* می‌باشند. سنگ‌شناسی این بخش عمدتاً میان لایه‌های سنگ آهک‌های خاکستری نازک لایه‌های قاعده‌ای واحد ۵ می‌باشد.

-زیست زون ۵ (نمونه S6)

Bispathodus aculeatus aculeatus Zone

این زیست زون (Spalletta et al, 2017) به ضخامت ۳ متر، مربوط به دونین پسین (Late Upper Famennian)، معادل زیست زون Upper *styriacus Zone* معرفی شده توسط زیگلر (Ziegler 1962, 1969) و معادل زیست زون

Bispathodus (Branson and Mehl, 1934a) گونه *stabilis stabilis* (Branson and Mehl, 1934a) *Polygnathus semicostatus* و گونه کنودونتی [M3] (Dzik, 2006) *Bispathodus stabilis bituberculatus* در این زیست زون حضور دارند. این زیست زون براساس جایگاه زیست چینه‌ای زیست زون‌های زیرین و بالایی خود شناسایی می‌گردد که مرز زیرین این زیست زون منطبق بر مرز بالایی زیست زون شماره ۱ براساس آخرین حضور گونه *Polygnathus padovanii* و گونه *Palmatolepis minuta minuta* و گونه *Scaphignathus velifer velifer* مشخص شده و مرز بالایی آن که منطبق بر مرز زیرین زیست زون شماره ۳ می‌باشد براساس اولین حضور گونه *Bispathodus bispathodus* مشخص می‌شود (Spalletta et al, 2017). سنگ‌شناسی این بخش عمدتاً میان لایه‌های سنگ آهک‌های خاکستری نازک لایه‌های قاعده‌ای واحد ۵ می‌باشد.

-زیست زون ۳ (نمونه S4)

Palmatolepis gracilis manca Zone

این زیست زون (Spalletta et al, 2017) به ضخامت ۳ متر، مربوط به دونین پسین (Late Upper Famennian)، معادل زیست زون Middle *styriacus Zone* معرفی شده توسط زیگلر (Ziegler 1962, 1969) و معادل زیست زون Late *postera Zone* در زیست زون‌های معرفی شده توسط زیگلر و سندبرگ (Ziegler and Sandberg, 1990) می‌باشد. مرز زیرین این زیست زون براساس اولین حضور گونه (Ziegler et al, 1974) *Bispathodus bispathodus* می‌باشد که اولین حضور آن براساس مطالعات اسپالتا و همکاران (Spalletta et al, 2017) در زیست زون *Palmatolepis gracilis manca Zone* می‌باشد، مرز بالایی این زیست زون منطبق بر قاعده زیست زون بالایی می‌باشد. سنگ‌شناسی این بخش عمدتاً

(2017) اولین ظهور این گونه در زیست زون *Bispathodus costatus* Zone می‌باشد. مرز بالایی این زیست زون منطبق بر قاعده زیست زون بالایی و سایر کنودونت‌های موجود در این زیست زون *Clydagnathus plumulus*, *Bispathodus aculeatus aculeatus*, *Bispathodus stabilis vulgaris*, *Branmehla inornata*, *Bispathodus jugosus*, *Polygnathus communis communis*, *Bispathodus bispathodus*, *Pseudoploygnathus primus* می‌باشند. سنگ‌شناسی این بخش عمدتاً میان لایه‌های سنگ آهک‌های خاکستری نازک لایه‌های واحد ۵ می‌باشد.

-زیست زون ۷ (نمونه S8- S9)

***Bispathodus ultimus* Zone**

این زیست زون (Kaiser et al, 2009) به ضخامت ۵ متر، مربوط به دونین پسین (Late Famennian)، معادل زیست زون *Middle costatus* Zone معرفی شده توسط زیگلر (Ziegler 1962, 1969) و معادل زیست زون *Late expansa* Zone در زیست زون-های معرفی شده توسط زیگلر و سندبرگ (Ziegler and Sandberg, 1990) می‌باشد. مرز زیرین این زیست زون براساس اولین حضور گونه [M1] (*Bispathodus ultimus*) (Bischoff, 1957) می‌باشد که براساس مطالعات اسپالتا و همکاران (Spalletta et al, 2017) اولین ظهور این گونه در *Bispathodus ultimus* Zone می‌باشد. مرز بالایی این زیست با آخرین حضور گونه (Branson and Mehl, 1934a) [M2] *Bispathodus costatus* در انتهای همین زیست زون می‌باشد. سایر کنودونت‌های موجود در این زیست زون کنودونت‌های *Clydagnathus plumulus*, *Bispathodus spinulicostatus*, *Bispathodus aculeatus aculeatus*, *Bispathodus stabilis vulgaris*, *Branmehla inornata*, *Bispathodus jugosus*, *Polygnathus communis communis*, *Bispathodus bispathodus*, *Polygnathus semicostatus* می‌باشند. سنگ‌شناسی این بخش

Middle expansa Zone در زیست زون‌های معرفی شده توسط زیگلر و سندبرگ (Ziegler and Sandberg, 1990) می‌باشد. مرز زیرین این زیست زون براساس اولین حضور گونه (Branson and Mehl, 1934a) *Bispathodus aculeatus* و اولین حضور گونه (Branson and Mehl, 1934) *Bispathodus spinulicostatus* اولین حضور گونه (Rhodes et al, 1969) *Clydagnathus plumulus* می‌باشد که براساس (Spalletta et al, 2017) اولین ظهور هر سه گونه در زیست زون *Bispathodus aculeatus* Zone می‌باشد. همچنین گونه [M3] *Bispathodus stabilis* (Dzik, 2006) براساس مطالعات اسپالتا و همکاران (Spalletta et al, 2017) در این زیست زون منقرض می‌گردد. مرز بالایی این زیست زون منطبق بر قاعده زیست زون بالایی و از سایر کنودونت‌های موجود در این زیست زون کنودونت *Bispathodus stabilis stabilis* می‌باشد. سنگ‌شناسی این بخش عمدتاً میان لایه‌های سنگ آهک‌های خاکستری نازک لایه‌های واحد ۵ می‌باشد.

-زیست زون ۶ (نمونه S7)

***Bispathodus costatus* Zone**

این زیست زون (Spalletta et al, 2017) به ضخامت ۵ متر، مربوط به دونین پسین (Late Famennian)، معادل زیست زون Lower *costatus* Zone معرفی شده توسط زیگلر (Ziegler 1962, 1969) و معادل زیست زون *Middle expansa* Zone در زیست زون‌های معرفی شده توسط زیگلر و سندبرگ (Ziegler and Sandberg, 1990) می‌باشد. مرز زیرین این زیست زون براساس اولین حضور گونه [M2] (Branson and Mehl, 1934a) *Bispathodus costatus* می‌باشد که براساس مطالعات اسپالتا و همکاران (Spalletta et al,)

Zone در زیست زون‌های معرفی شده توسط زیگلر و سندبرگ (Ziegler and Sandberg, 1990) می‌باشد. مرز زیرین این زیست زون براساس اولین حضور گونه *Protognathodus kockeli* (Bischoff, 1957) می‌باشد. همچنین گونه‌های کنودونتی (*Zeigler, 1969*) *Protognathodus meischneri* و *Protognathodus collinsoni* (in Sandberg et al, 1972) *Siphonodella praesulcata* Sandberg و در این زیست زون می‌باشد. مرز بالایی این زیست با اولین حضور گونه *Siphonodella sulcata* (Huddle 1934) در قاعده زیست زون بعدی می‌باشد. سایر کنودونت‌های موجود در این زیست زون کنودونت‌های *Siphonodella praesulcata*, *Protognathodus meischneri*, *Protognathodus collinsoni*, *Polygnathus communis dentatus*, *Protognathodus kocklei*, *Bispathodus stabilis stabilis*, *Polygnathus communis communis*, *Bispathodus stabilis vulgaris*, *Bispathodus spinulicostatus* می‌باشند. سنگ‌شناسی این بخش عمدتاً ماسه‌سنگ با میان لایه‌های سنگ آهک‌های خاکستری نازک لایه واحد ۶ می‌باشد.

-زیست زون ۱۰ (نمونه S16- S25)

***Siphonodella sulcata* Zone – L. *Siphonodella crenulata* Zone**
این زیست زون به ضخامت ۴۰ متر، مربوط به کربونیفر پیشین (تورنژین زیرین) می‌باشد. مرز زیرین این زیست زون بینابینی (اینتروال زون) براساس اولین حضور گونه (Huddle, 1934) *Siphonodella sulcata* می‌باشد. همچنین گونه‌های کنودونتی (*Zeigler, 1969*) *Protognathodus meischneri* (Zeigler, 1969), *Protognathodus collinsoni* (Bischoff, 1957), *Protognathodus kockeli* (in Sandberg et al,) (1972) *Siphonodella praesulcata* Sandberg از

عمدتاً میان لایه‌های سنگ آهک‌های خاکستری نازک لایه‌های قاعده‌ای واحد ۶ می‌باشد.

-زیست زون ۸ (نمونه S10- S13)

***Siphonodella praesulcata* Zone to *ckI* Zone**

این زیست زون (Kaiser et al, 2009) به ضخامت ۱۹ متر، مربوط به دونین پسین (Late Upper Famennian)، معادل زیست زون Upper *costatus* Zone معرفی شده توسط زیگلر (Ziegler 1962, 1969) و معادل زیست زون Middle Early *praesulcata* Zone در زیست زون‌های معرفی شده توسط زیگلر و سندبرگ (Ziegler and Sandberg, 1990) می‌باشد. مرز زیرین این زیست زون براساس اولین حضور گونه (in Sandberg et al, 1972) *Siphonodella praesulcata* Sandberg می‌باشد. همچنین اولین حضور گونه‌های کنودونتی (*Zeigler, 1969*) *Protognathodus meischneri* (Zeigler,) و *Protognathodus collinsoni* (1969) در این زیست زون می‌باشد. مرز بالایی این زیست زون با اولین حضور گونه (Bischoff, 1957) *Protognathodus kockeli* در قاعده زیست زون بعدی می‌باشد. سایر کنودونت‌های موجود در این زیست زون کنودونت‌های *Pseudopolygnathus primus* M2, *Polygnathus communis dentatus* می‌باشند. سنگ‌شناسی این بخش عمدتاً ماسه-سنگ با میان لایه‌های سنگ آهک‌های خاکستری نازک لایه واحد ۶ می‌باشد.

-زیست زون ۹ (نمونه S14- S15)

***Protognathodus kockeli* Zone**

این زیست زون (Kaiser et al, 2009) به ضخامت ۹ متر، مربوط به دونین پسین (Late Famennian)، معادل زیست زون Lower *Protognathodus* fauna معرفی شده توسط زیگلر (Ziegler, 1962,) (1969) و معادل زیست زون Late *praesulcata*

-زیست زون ۱۲ (نمونه S36- S40)

Scalignathus anchoralis-Doliognathus latus Zone

این زیست زون به ضخامت ۱۳ متر، مربوط به کربونیفر پیشین (Upper Tournasian) می‌باشد. مرز زیرین این زیست زون با اولین حضور *Gnathodus* (Thomson and Fellows, 1970) *pseudosemiglaber* که براساس مطالعات لین و همکاران (Lane et al, 1980) و بلکا و کورن (Belka and Korn, 1994) دارای گستره سنی از *anchoralis-latus Zone* تا *texanus Zone* می‌باشد در نمونه S36 مشخص می‌شود. دیگر کنودونت‌های همراه *Gnathodus semiglaber*, *Pseudopolygnathus oxypageus* می‌باشند. این بخش در آهک‌های ضخیم لایه واحد ۹ سازند مبارک می‌باشد.

تغییرات سطح آب دریا و محیط دیرینه برش تویه-دروار

براساس مطالعات سندبرگ و دریسن (Sandberg and Dreseen, 1984)، ۹ رخساره کنودونتی برای نهشته‌های دونین پسین پیشنهاد شد که به شرح ذیل می‌باشد (شکل ۶):

- I. Palmatolepid or Palmatolepid-bispathoid (outer shelf)
 - II. Palmatolepid – polygnathid (middle-outer shelf)
 - III. Polygnathid-icriodid (middle-inner shelf)
 - IV. Polygnathid – pelekysgnathid (inner shelf)
 - V. Clydagnathid (various restricted marine and peritidal setting)
 - VI. Scaphignathid (various restricted marine and peritidal setting)
 - VII. Patrognathid (various restricted marine and peritidal setting)
 - VIII. Pandorinellinid (various restricted marine and peritidal setting)
 - IX. Antognathid (various restricted marine and peritidal setting)
- همچنین بر طبق مطالعات سندبرگ و گاتسچیک (Sandberg and Gutschick, 1984) در مدل ارائه

گونه‌های مهم در این زیست زون می‌باشد. مرز بالایی این زیست زون منطبق با اولین حضور گونه *Gnathodus semiglaber* (Bischoff, 1957) در قاعده زیست زون بعدی می‌باشد. سایر کنودونت‌های موجود در این زیست زون کنودونت‌های *Polygnathus longiposticus*, *Polygnathus inornatus inornatus*, *Polygnathus communis dentatus*, *Polygnathus communis communis*, *Bispathodus stabilis stabilis*, *Bispathodus stabilis vulgaris* می‌باشند. سنگ‌شناسی این بخش عمدتاً واحد تناوب سنگ آهک و شیل‌های تیره رنگ واحدهای ۷ و ۸ در قاعده سازند مبارک می‌باشد.

-زیست زون ۱۱ (نمونه S26- S35)

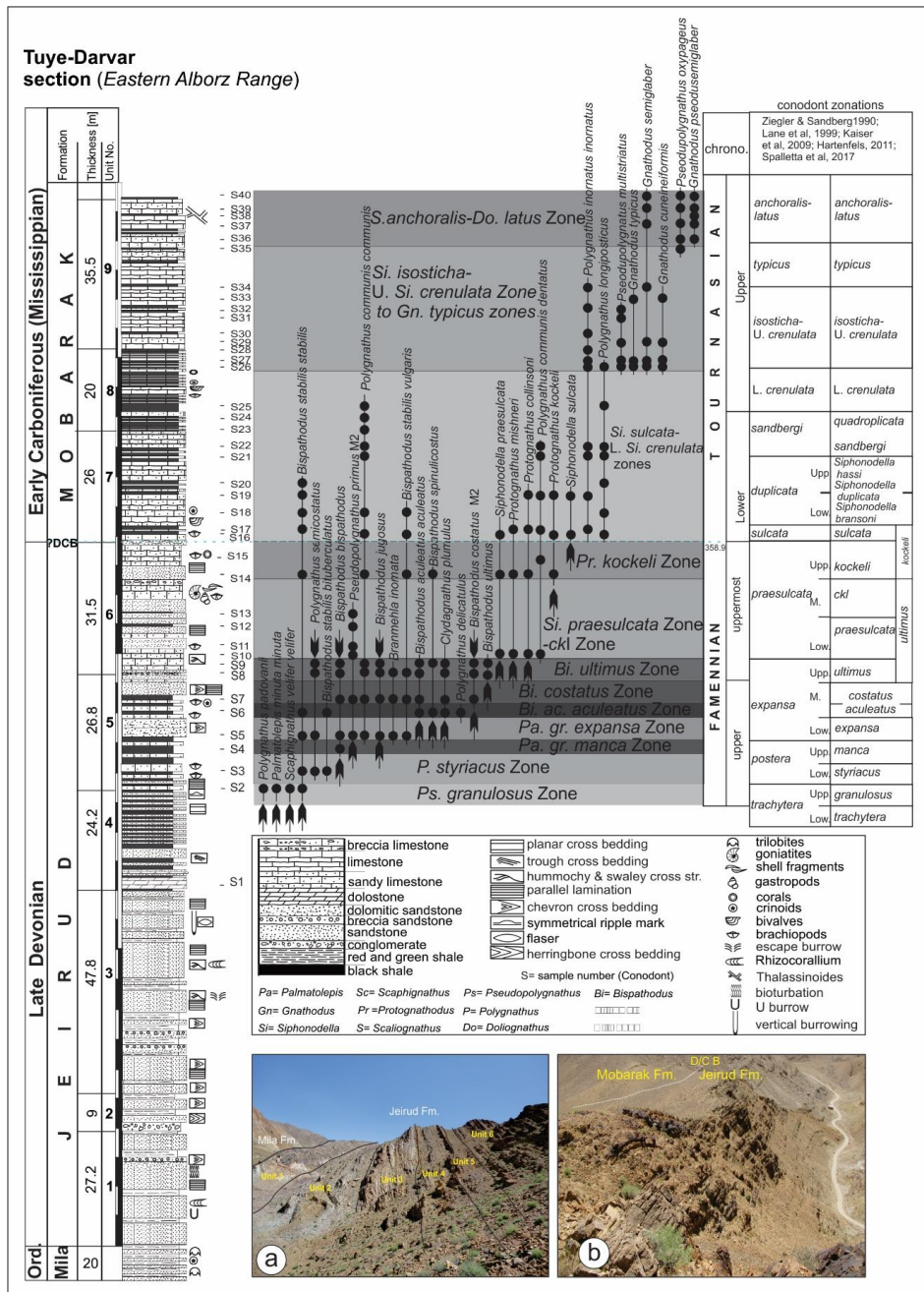
Siphonodella isosticha-U. Siphonodella crenulata Zone – Gnathodus typicus Zone

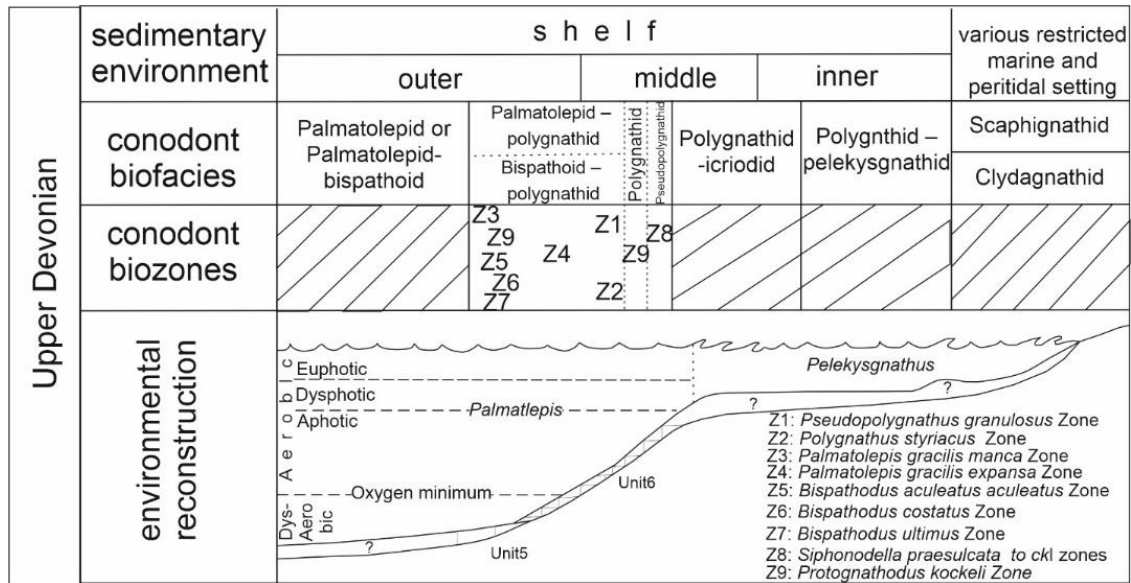
این زیست زون به ضخامت ۲۹ متر، مربوط به کربونیفر پیشین (Upper Tournasian) می‌باشد. مرز زیرین این زیست زون بینابینی (اینتروال) منطبق با اولین حضور گونه‌های *Gnathodus cueniformis*, *Gnathodus semiglaber*, *Gnathodus typicus*, *Pseudopolygnathus multistriatus* در نمونه ۲۶ می‌باشد. به دلیل ظهور *Gnathodus typicus* (Hass, 1953) و عدم وجود فون‌های کنودونتی شاخص در قاعده زیست زون *typicus Zone* تفکیک این اینتروال قابل انجام نمی‌باشد. مرز بالایی این زیست زون با اولین حضور گونه *Gnathodus* (Thomson and Fellows, 1970) *pseudosemiglaber* در قاعده زیست زون بعدی می‌باشد. سایر کنودونت‌های موجود در این زیست زون کنودونت‌های *Polygnathus longiposticus*, *Polygnathus inornatus inornatus*, *Pseudopolygnathus oxypageus* می‌باشند. سنگ‌شناسی این بخش عمدتاً واحد شیل با میان لایه‌های سنگ آهک متوسط لایه و آهک‌های ضخیم لایه با میان لایه نازک شیلی واحدهای ۸ و ۹ سازند مبارک می‌باشد.

- III. Gnathodid-pseudopolygnathid (fore slope).
- IV. Eotaphrid (shelf edge).
- V. Hindeodellid (outer platform).
- VI. Pandorinellid (inner platform).
- VII. Mestognathid (tidal lagoon and sabkha).

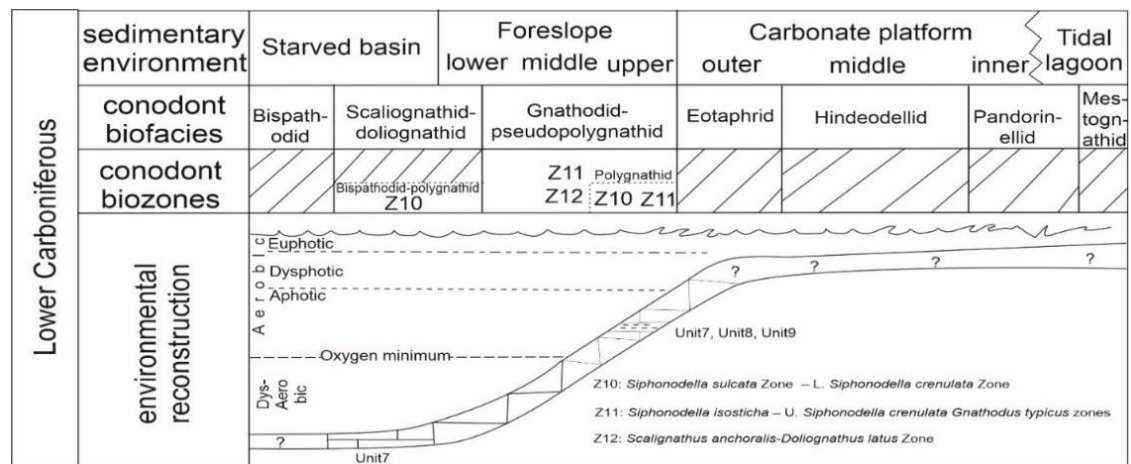
شده ۷ رخساره زیستی از نواحی عمیق تا ساحلی به شرح زیر برای محدوده کربنیفر زیرین (می‌سی‌سی‌پین) ارائه گردیده است (شکل ۷):

- I. Bispathodid (starved basin).
- II. Scaliognathid-doliognathid (starved basin and lower slope).





شکل ۶: مدل رخساره‌های زیستی دونین پسین در برش مورد مطالعه (اقتباس از Sandberg and Dreseen, 1984 و تغییر توسط نگارنده).



شکل ۷: مدل رخساره‌های زیستی کربنیفر پیشین برش مورد مطالعه (اقتباس از Sandberg and Gutschick, 1984 و تغییر توسط نگارنده).

Bispathodus افزایش یافته به طوری که رخساره‌ها از Bispathodus Bispathoid-polygnathid و Polygnathus هر کدام (۵۰٪) به Bispathoidid (۱۰۰٪) تغییر یافته است. لیتولوژی در رخساره‌های مذکور میان لایه‌های سنگ آهک-های خاکستری نازک لایه در بین شیل‌های سیاه سازند جیروود بوده است (S3 و S4). در زیست زون-های Z4, Z5, Z6 و Z7 رخساره Bispathoidid-polygnathid و دارای سنگ شناسی میان لایه‌های

در بررسی برش مورد مطالعه در زمان‌های دونین پسین- کربنیفر پیشین از تلفیق دو مدل ذکر شده استفاده گردیده است. در شروع لایه‌های آهکی برش تویه-دروار در اشکوب فامنین سازند جیروود در نمونه (S2) درصد Bispathodus + Palmatolepis (حدود ۴۴/۴۴٪)، Scaphygnathus (۳۳/۳۳٪) و بقیه Polygnathus می‌باشد، لذا این رخساره مرتبط با محیط دریای باز است (Z1). در زیست زون‌های بعدی (Z2 و Z3) درصد

رخساره Gnathodid (Gnathodus 100%) نیز وجود دارند. سنگ‌شناسی این بخش آهک‌های ضخیم لایه سازند مبارک است. همانطور که در شکل ۸ (پیوست اشکال) نشان داده شده منحنی تغییرات سطح آب دریا براساس فراوانی فون‌های کنودونتی ترسیم و با منحنی تغییرات سطح آب دریا در (Johnson et al, 1985; Johnson and Sandberg, 1989 Euramerica) مربوط به بخش دونین پسین و بخش کربونیفر حوضه اروپا (Smith and Read, 2000; Isbell et al, 2003; Menning et al, 2006; Davydov et al, 2012; Saltzman and Thomas, 2012) و منحنی تغییرات جهانی (Haq and Schallter, 2008) مقایسه شده است. این مقایسه حاکی از استقرار البرز در بخش‌های کم عمق حوضه پالئوتتیس نسبت به برش‌های حوضه اروپا و آمریکا می‌باشد.

تطابق برش مورد مطالعه با سایر برش‌ها در ایران
به منظور مقایسه و تطابق برش مورد مطالعه با نهشته‌های دونین پسین-کربنیفر سایر برش‌های ایران مرکزی و البرز شرقی، به مقایسه بایوزون‌های شناسایی شده در برش تویه-دروار با برش‌های انارک، قلعه کلاغو، حوض دوره ۱ و ۲ (ایران مرکزی) و برش‌های تیل آباد و میغان (البرز شرقی) پرداخته شده است (شکل ۹: پیوست اشکال). برش انارک (ستاری و همکاران، ۱۳۹۹؛ Sattari et al, 2020) در ۴۰ کیلومتری جنوب شرقی انارک، برش حوض دو راه ۱ و حوض دوره ۲ در ۵۰۰ متری شمال شرق معدن ماسه ریخته‌گری چیروک طبس (بهرامی و یزدی، ۱۳۹۱؛ Bahrami et al, 2011)، برش میغان (پرویزی و همکاران، ۱۳۹۸) در ۵ کیلومتری روستای میغان (۲۰ کیلومتری شمال شرق شاهرود) و برش تیل آباد در مجاورت روستای تیل آباد (۸۵ کیلومتری شاهرود) قرار دارند (پرویزی و همکاران، ۱۳۹۸). در ایران مرکزی در برش انارک (Sattari et al, 2020) مرز دونین-

سنگ آهک‌های خاکستری نازک لایه در بین ماسه-سنگ‌های سازند جیروود بوده است (S5 تا S9). در Z8 رخساره‌ی غالب Pseudopolygnathid با میزان Pseudopolygnathus ۱۰۰٪ است. سنگ‌شناسی این رخساره عمدتاً ماسه‌سنگ با میان لایه‌های سنگ آهک‌های خاکستری نازک لایه سازند جیروود است (S10 تا S13). در زیست زون آخر دونین (Z9) رخساره از Bispathodid-polygnathid به Polygnathid (Polygnathus ۱۰۰٪) تغییر کرده و سنگ‌شناسی این بخش عمدتاً ماسه‌سنگ با میان لایه‌های سنگ آهک‌های خاکستری نازک لایه سازند جیروود می‌باشد که در محیط دریای باز ته‌نشست شده‌اند (S14 و S15). شروع کربنیفر با زیست زون Z10 است که در Polygnathus S16 و Siphonodella هر کدام تقریباً ۳۴٪ و در S17 و Polygnathus Protognathodus هر کدام ۴۰٪ و پس از آن تا S20 رخساره-Bispathodid-polygnathid و تا S25 رخساره Polygnathid (Polygnathus ۱۰۰٪) می‌باشد. سنگ‌شناسی این بخش عمدتاً واحد تناوب سنگ آهک و شیل‌های تیره رنگ سازند مبارک می‌باشد. رخساره غالب در زیست زون Z11 Gnathodid-pseudopolygnathid است و در نمونه‌های (S28، S30) رخساره Polygnathid (Polygnathus ۱۰۰٪) و در نمونه‌های (S31، S35) رخساره به Pseudopolygnathid (با میزان Pseudopolygnathus ۱۰۰٪) و نمونه S33 رخساره Gnathodid (Gnathodus 100%) نیز وجود دارند. سنگ‌شناسی این بخش عمدتاً واحد شیل با میان لایه‌های سنگ آهک متوسط لایه و آهک‌های ضخیم لایه با میان لایه نازک شیلی سازند مبارک است. در زیست زون آخر برش مورد مطالعه رخساره غالب Gnathodid-pseudopolygnathid است اگرچه در نمونه S38

نتیجه‌گیری

بررسی برش تویه- دروار در البرز شرقی منجر به شناسایی تعداد ۳۲ گونه‌ی کنودونتی از ۱۰ جنس گردید که بر این اساس ۱۲ زون زیستی مربوط به زمان‌های دونین پسین تا کربونیفر پیشین تفکیک گردید. همچنین مرز دونین-کربنیفر در برش مذکور به صورت ناپیوسته فرسایشی منطبق بر افق ماسه‌سنگی تشخیص داده شد. بررسی فونای کنودونتی، زیست رخساره‌های کنودونتی و فراوانی فونای کنودونتی در برش انارک و بررسی رخساره‌های سنگی حاکی از استقرار البرز شرقی در بخش-های کم عمق پالئوتتیس نسبت به برش‌های حوضه اروپا و آمریکا می‌باشد. کنودونت‌های شناسایی شده در برش مذکور به جز دو جنس کنودونتی *Clydagnathus* و *Scaphygnathus* (معرف محیط کم عمق جزر و مدی) مربوط به محیط دریای باز می‌باشند.

کربنیفر منطبق بر آهک گرهبک‌دار قرمز رنگ مارنی نازک لایه با سن *Bi. Ultimus Zone* و در برش حوضه دوراه ۱ و ۲ و برش قلعه کلاغو این مرز منطبق بر شیل تیره هنگنبرگ با سن *Lower praesulcata Zone* می‌باشد. در حوضه البرز در برش خوش بیلاق این مرز منطبق بر یک لایه زغالی تیره رنگ به سن *ckl* و در برش میغان منطبق بر افق ماسه سنگی با سن *Prot. kockeli Zone* می‌باشد. در برش تویه دروار نیز مرز دونین-کربونیفر منطبق بر افق ماسه سنگی با سن *Prot. kockeli Zone* می‌باشد. به طور کلی علت نبود زیست زون-های مربوط به دونین میانی و بخش‌هایی از دونین پسین در نهشته تویه- دروار همانند دو برش دیگر البرز شرقی را می‌توان به ورود حجم زیاد رسوبات آواری به حوضه نسبت داد که منجر به ایجاد محیط نامناسب برای زیست کنودونت‌ها گردیده است.

منابع

- بهرامی، ع. و یزدی، م.، ۱۳۹۱. رخساره‌های زیستی کنودونت‌های مرز دونین-کربونیفر در ایران مرکزی (برش‌های قلعه کلاغو، حوض دوراه ۱ و ۲) و مقایسه آنها با برش‌های حوضه آلپ در اروپا و ارتباط آنها با حادثه زیستی هنگنبرگ، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۴۹، ص ۵۹-۸۰.
- پرویزی، ط.، بهرامی، ع.، کایسر، س.ا. و کونینگشوف، پ.، ۱۳۹۸. زیست چینه‌نگاری نهشته-های دونین پایانی -کربونیفر آغازین در برش میغان، شمال شرق شاهرود، البرز شرقی، پژوهش-های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، اصفهان، شماره ۷۵، ص ۴۹-۷۲.
- پرویزی، ط.، بهرامی، ع.، کایسر، س.ا. و کونینگشوف، پ.، ۱۳۹۸. زیست چینه‌نگاری نهشته-های دونین پایانی -کربنیفر آغازین در برش تیل
- آباد، شمال شرق شاهرود، البرز شرقی، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، اصفهان، شماره ۷۸، ص ۸۹-۱۱۴.
- تابع، ف.، ۱۳۸۶. پالینولوژی سازند جیروود در مقطع چینه‌شناسی گرمابدر، شمال شرق تهران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۵۱ ص.
- ستاری، ا.، بهرامی، ع.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.ا.، کایسر، س.ا. و کونینگشوف، پ.، ۱۳۹۹. زیست چینه‌نگاری، زیست رخساره‌های کنودونتی و اندیس تغییر رنگ (CAI) کنودونت‌ها در نهشته‌های دونین بالایی-کربنیفر در برش انارک، ایران مرکزی، مجله زمین‌شناسی نفت (در دست چاپ).
- علوی‌نایینی، م.، ۱۳۷۲. چینه‌شناسی پالئوزویک ایران، طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۴۲۹ ص.

پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۸۱ ص.

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, v. 84, p. 115-137.

-Bozorgnia, F., 1973. Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz Mountains, Iran: National Iranian Oil Company, Geological Laboratories Publication, v. 4, 185 p.

-Branson, E.B. and Mehl, M.G., 1934a. Conodonts from the Grassy Creek shale of Missouri: Missouri University Studies, v. 8, p. 171-259.

-Branson, E.R., 1934. Conodonts from the Hannibal Formation of Missouri: Missouri University Studies, v. 8, p. 301-343.

-Branson, E.B. and Mehl, M.G., 1934b. Conodonts from the Bushberg sandstone and equivalent formations of Missouri: Missouri University Studies, v. 4, p. 265-300.

-Branson, E.R., 1934. Conodonts from the Hannibal Formation of Missouri: Missouri University Studies, v. 8, p. 301-343.

-Caplan, M.L., Bustin, R.M. and Grimm, K.A., 1996. Demise of a Devonian-Carboniferous carbonate ramp by eutrophication: *Geology*, v. 24, p. 715-718.

-Caplan, M. and Bustin, M., 1999. Devonian – Carboniferous Hangenberg mass extinction event, widespread organic-rich mudrocks and anoxic, causes and consequences: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 148, p. 187-207.

-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

-مسعودی، م.، ۱۳۸۴. پالینولوژی سازند جیروود در مقطع چینه‌شناسی شه‌میرزاد، شمال سمنان،

-Bahrami, A., Corradini, C. and Yazdi, M., 2011. Upper Devonian-Lower Carboniferous conodont biostratigraphy in Shotori rang, Tabas area, Central Iran Microplate: *Bolletino della Societa Paleontologica Italiana*, v. 50(1), p. 35-53.

-Bahrami, A., Königshof, P., Boncheva, I., Yazdi, M., Ahmadi Nahre Khalaji, M. and Zarei, E., 2018. Conodont biostratigraphy of the Kesheh and Dizlu sections, and the age range of the Bahram Formation in Central Iran: *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, v. 98, p. 315-329.

-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-Hosseini section (SE Anarak, Central Iran): *Palaeo-biodiversity and Palaeoenvironments*, v. 99, p. 477-494.

-Bakhtiari, S., 2005. Road atlas of Iran Gitashenasi: Geological and Cartographic Institute, 1:1000,000: Tehran, Iran.

-Belka, Z. and Korn, D., 1994. Re-evaluation of the Early Carboniferous conodont succession in the Esla area of the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, Spain): *Courier Forschungsinstirur Senckenberg*, v. 168, p. 183-193.

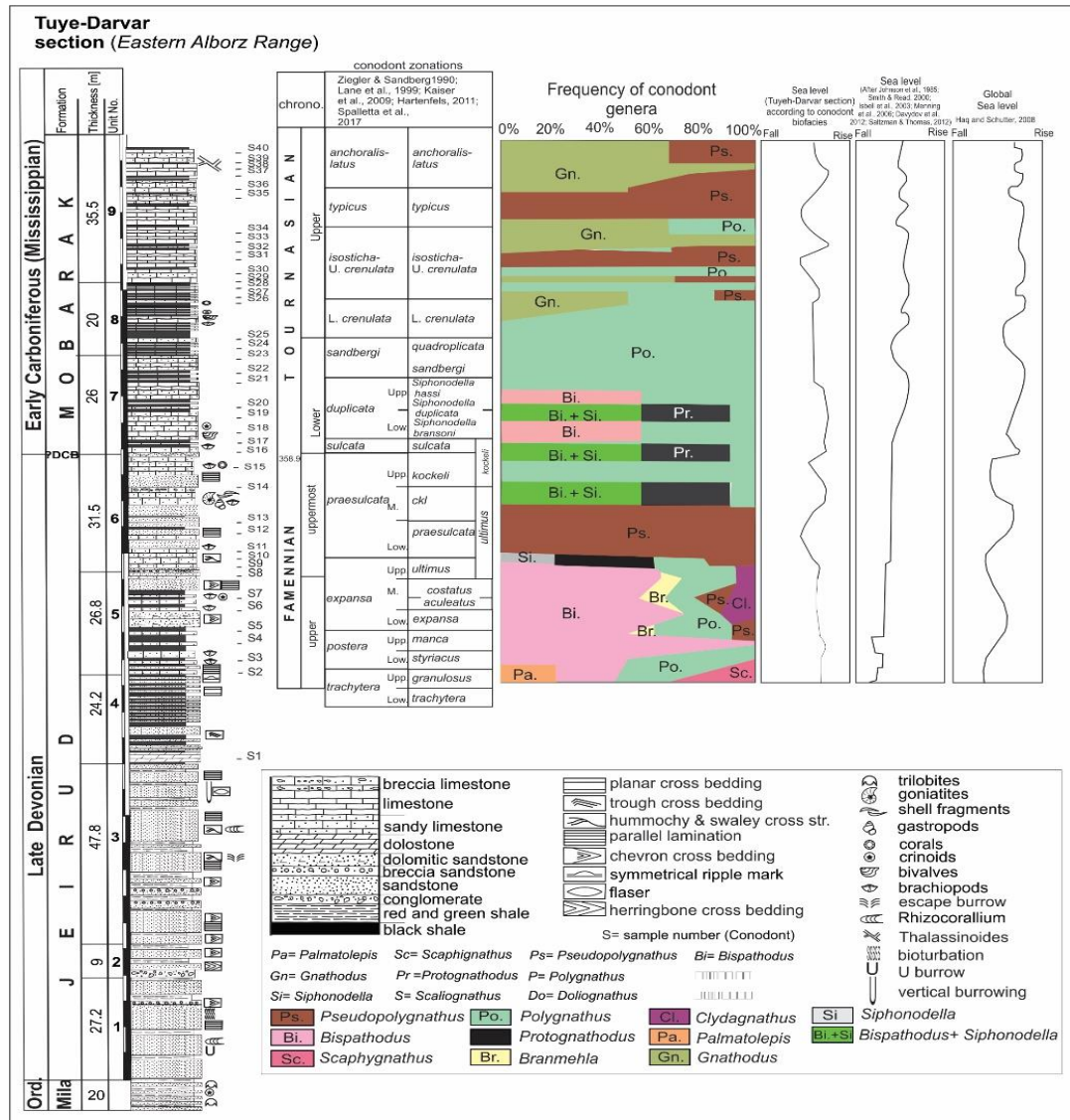
-Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Toward a Paleogeographic and Tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210-265.

-Bischoff, G., 1957. Die Conodonten-Stratigraphie des rhenohertzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der Wocklumeria-Stufe und der Devon-Karbon Grenze: *Abhandlungen des*

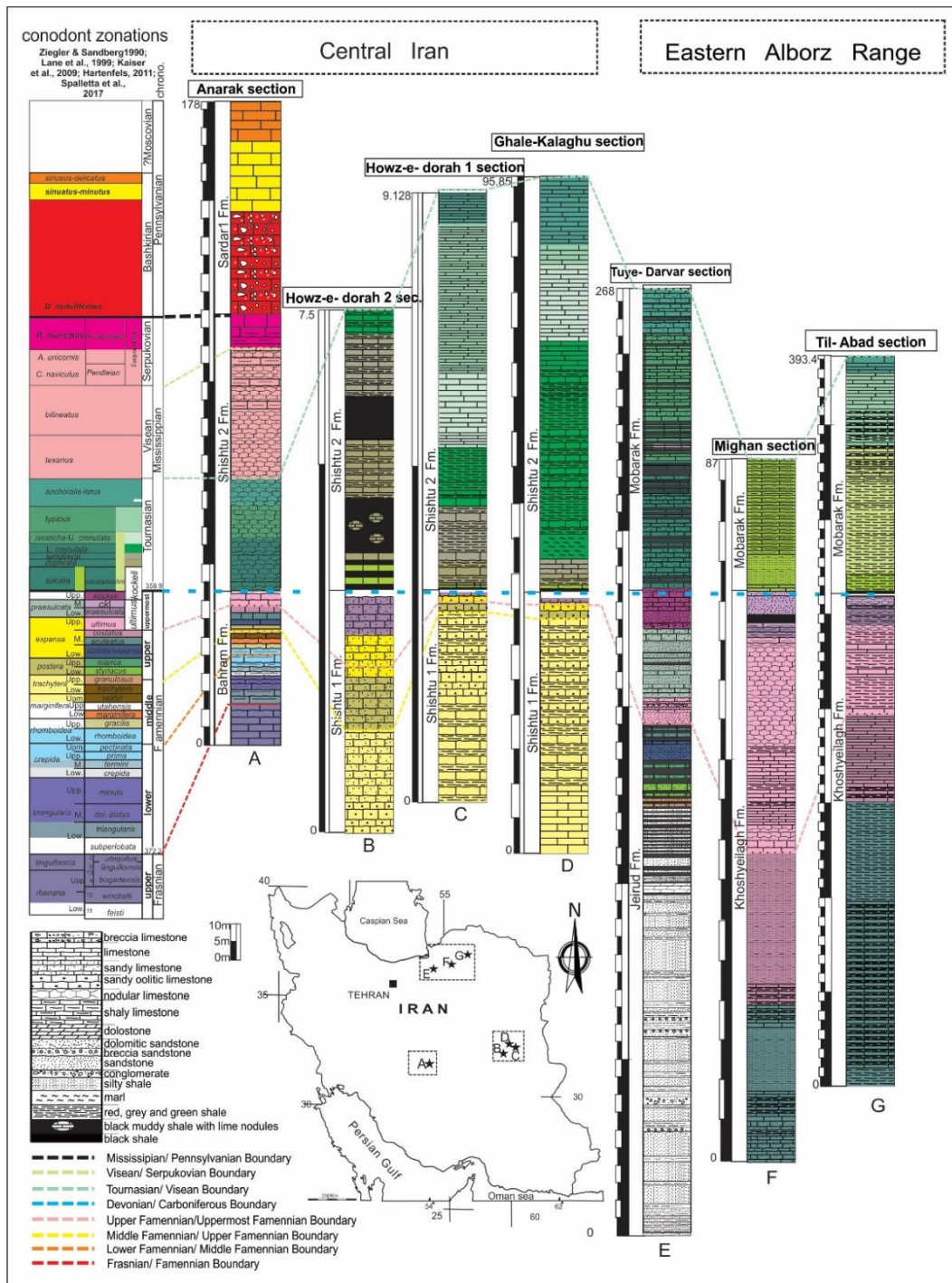
- Hartenfels, S., 2011. Die globalen Annulata-Events und die Dasberg-Krise (Famennium, Oberdevon) in Europa und Nord-Afrika: hochauflösende Conodonten-Stratigraphie, KarbonatMikrofazies, Paläoökologie und Paläodiversität: Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, v. 105, p. 17-527.
- Hass, W.H., 1953. Conodonts of the Barnett Formation of Texas: United States Geological Survey Professional Paper, v. 243, p. 69-94.
- Helms, J., 1959. Conodonten aus dem Saalfelder Oberdevon (Thuringen): Geologie, v. 8, p. 634-677.
- Huddle, J.W., 1934. Conodonts from the New Albany Shale of Indiana: Bulletin America Paleontology, v. 21, p. 1-136.
- Jeppsson, L. and Anehus, R., 1995. A buffered formic-acid technique for conodont extraction: Journal of Paleontology, v. 69, p. 790-794.
- Kaiser, S.I., Becker, R.T., Spalletta, C. and Steuber, T., 2009. High-resolution conodont stratigraphy, biofacies and extinctions around the Hangenberg Event in pelagic successions from Austria, Italy and France: Palaeontographica Americana, v. 63, p. 97-139.
- Königshof, P., Bahrami, A. and Kaiser, S.I., 2020. Devonian/Carboniferous Boundary sections in Iran (Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments) Special Issue on D/C (accepted).
- Königshof, P., 2003. Conodont deformation patterns and textural alteration in Paleozoic conodonts: examples from Germany and France: Senckenbergianaletae, p. 149-156.
- Kumpan, T., Bábek, O., Kalvoda, J., Frýda, J. and Matys Grygar, T., 2014. A high-resolution, multiproxy stratigraphic analysis of the Devonian-Carboniferous boundary sections in the Moravian Karst proposal for an updated conodont zonation: Geological Magazine, p. 1-15.
- Dashtban, H. and Racheboeuf, P., 2001. First occurrence of Echinocaridid phyllocarids (Crustacea) in the Famennian of Iran: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, p. 58-94.
- De Vleeschouwer, D., Rakociński, M., Racki, G., Bond, D.P.G., Sobieñ, K. and Claeys, P., 2013. Deciphering the upper Famennian Hangenberg Black Shale depositional environments based on multi-proxy record: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, p. 346-347.
- Druce, E.C., 1969. Devonian and Carboniferous conodonts from Bonaparte Gulf Basin, Northern Australia. Bureau of Mineral Resources: Geology and Geophysics Bulletin, v. 69, p. 1-243.
- Dzik, J., 2006. The Famennian "Golden Age" of conodonts and ammonoids in the Polish part of the Variscan Sea: Palaeontologia Polonica, v. 63, p. 1-359.
- Epstein, A.G., Epstein, J.B. and Harris, L.D., 1977. Conodont color Alteration an index to Organic Metamorphism: Geological Survey, Professional Paper, v. 995, p. 1-27.
- Ghavidel-Syooki, M., 1994. Biostratigraphy and Paleobiogeography of some paleozoic rocks at Zagros and Alborz mountains: Geological Quarterly, v. 15, p. 94-101.
- Hashemi, H. and Fahimi, M., 2006. Dictyotidium senticogremium sp. nov., a new prasinophyte (Chlorophyta) phycocyst from the Upper Devonian of northern Iran: Micropaleontology, v. 52(1), p. 87-93.
- Hashemi, H. and Masoudi, M.A., 2004. Late Devonian palynofloras of the Geirud Formation, north of Semnan. Proceedings of the 8th Iran Geological Association, Industrial Shahrud University, Shahrud, p. 778-787.

- Saidi, A. and Akbarpour, M.R., 1992. Geology map of Kiyasar 1:100000: Geological Survey of Iran, Tehran.
- Sandberg, C.A., W. Ziegler, Leuteriz, K. and Brill, S.M., 1978. Phylogeny, speciation, and zonation of Siphonodella (Conodont, Upper Devonian and Lower Carboniferous): Newsletter on Stratigraphy, v. 2, p. 102-120.
- Sandberg, C., Streel, M. and Scott, R.A., 1972. Comparison between conodont zonation and spore assemblages at the Devonian-Carboniferous boundary in the western and central United States and in Europe, Event stratigraphy and mass extinctions Project.
- Sartenaer, P., 1964. Découverte d'un niveau a plantes d'âge Famennien supérieur dans l'Elburz central (Iran): Rivista Italiana Paleontologia e Stratigraphia, v. 70(4), p. 651-655.
- 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: Senckenberg (accepted).
- Spalletta, C., Perri, M.C., Over, D.J. and Corradini, C., 2017. Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard: Bulletin of Geosciences, v. 92, p. 31-57.
- Streel, M., Caputo, M.V., Loboziak, S. and Melo, J.H.G., 2000. Late Frasnian-Famennian climates based on palynomorph analyses and the question of the Late Devonian glaciations: Earth-Science Reviews, v. 52(1), p. 121-173.
- Thompson, T.L. and Fellows, L.D., 1970. Stratigraphy and Conodont biostratigraphy of Kinderhookian and Osagean (lower Mississippian) rocks of southwestern Missouri and adjacent areas. Missouri Geological Survey and Water Resources, Rolla: Missouri, v. 45, p. 1-263.
- (Czech Republic) and a correlation with the Carnic Alps (Austria). Environment, Ecology, and Evolutionary Change: Systematics Association, v. 47, p. 115-164.
- Krumhart, A.P., Harris, A. and Watts, K.F., 1996. Lithostratigraphy, microlithofacies and conodont biostratigraphy and biofacies of the Wahoo limestone (Carboniferous), Eastern Sadlerochit Mountains, Northeast Brooks Range, Alaska: United States Geological Survey Professional Paper, v. 1568, p. 1-70.
- Lane, H.R., Sandberg, Ch. and Ziegler, W., 1980. Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post – Siphonodella zonation: Geological Paleontology, v. 14, p. 117-164.
- Mehl, M.G., Thomas, L.A. 1947. Conodonts from the Fern Glen of Missouri. Journal of Science Laboratory of Denison University, v. 40, p. 3-20.
- Miller, J.F., 1969. Conodont fauna of the North Peak Limestone (Cambro – Ordovician), House Range Utah: Journal of Paleontology, p. 413-439.
- Najjarzadeh, M.T., Ashouri, A.R., Yazdi, M. and Bahrami, A., 2020. Biostratigraphy of Devonian-Carboniferous boundary in Tuyeh-Darvar section, north of Iran: Iranian Journal of Earth Sciences, v. 12(2), p. 98-123.
- Perri, M.C. and Spalletta, C., 1990. Famennian conodonts from climenid pelagic limestone, Carnic Alps, Italy: Palaeontographia Italica, v. 77, p. 55-83.
- Rhodes, F.H.T., Austin, R.L. and Druce, E.C., 1969. British Avonian (Carboniferous) conodont faunas, and their value in local and intercontinental correlation: Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology Supplement, London, v. 5, 313 p.

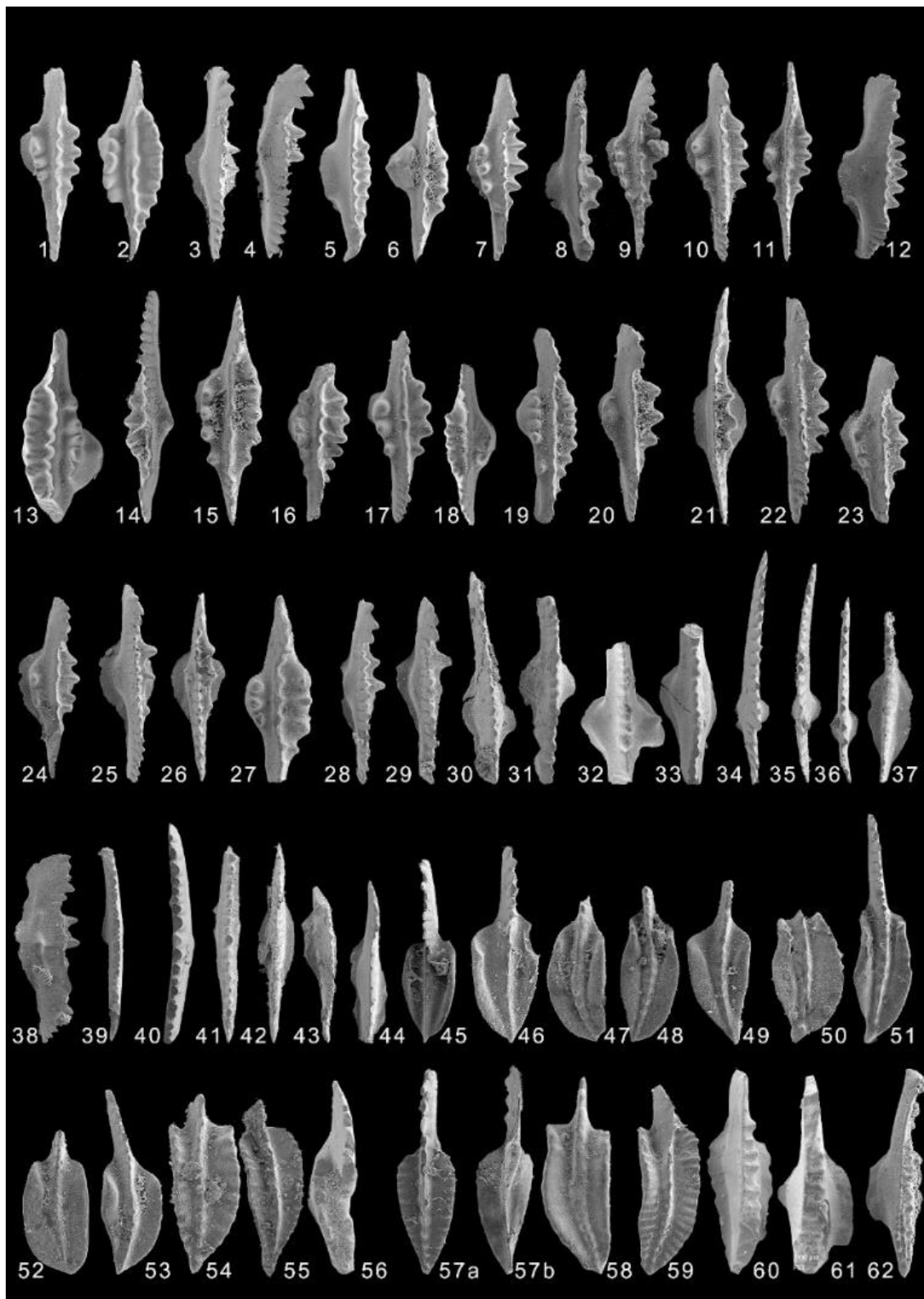
- Ziegler, W. and Sandberg, C.A., 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation: Courier Forschungs Institut Senckenberg, v. 121, p. 1-115.
- Ziegler, W., Sandberg, C.A. and Austin, R.L., 1974. Revision of Bispathodus group (conodonts) in the Upper Devonian and Lower Carboniferous: *Geologica et Palaeontologica*, v. 8, p. 97-112.
- Ziegler, W. and Sandberg, C.A., 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation: Courier Forschungs Institut Senckenberg, v. 121, p. 1-115.
- Ziegler, W., 1962. Taxionomie and Pylogenie Oberdevonischer Conodonten and ihre stratigraphische Bedeutung, Hess: L-Amt Bodenforsch. Abh, v. 38, 166 p.
- Ulrich, E.O. and Bassler, R.S., 1926. A classification of the toothlike fossils, conodonts, with descriptions of American Devonian and Mississippian species: United States National Museum, v. 68, 63 p.
- 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*, v. 55, p. 31-97.
- Ziegler, W., 1969. Eine neue Conodonten fauna aus dem höchsten Oberdevon: *Fortschritte Geologie von Rheinland und Westfalen*, v. 17, p. 179-191.



شکل ۸: ستون فراوانی کنودنت‌های برش مورد مطالعه و مقایسه آن با دو ستون تغییرات سطح آب در حوضه اروپا (Johnson et al, 1985; Johnson and Sandberg, 1989; Smith and Read, 2000; Isbell et al, 2003; Menning et al, 2006; Davydov et al, 2012; Saltzman and Thomas, 2012) و منحنی تغییرات جهانی (Haq and Schalter, 2008).



شکل ۹: مقایسه ۶ برش در ایران مرکزی و البرز شرقی با برش مورد مطالعه و محل قرارگیری آنها بر روی نقشه ایران: A: برش انارک (ستاری و همکاران، ۱۳۹۹؛ Sattari et al, 2020)، B: برش حوض دوره ۲ (بهرامی و یزدی، ۱۳۹۱؛ Bahrami et al, 2011)، C: برش حوض دوره ۱ (بهرامی و یزدی، ۱۳۹۱؛ Bahrami et al, 2011)، D: برش قلعه کلاغو (بهرامی و یزدی، ۱۳۹۱؛ Bahrami et al, 2011)، E: برش مورد مطالعه، F: برش میغان (پرویزی و همکاران، ۱۳۹۸)، G: برش تیل آباد (پرویزی و همکاران، ۱۳۹۸).

**Plate 1**

Figs. 1, 7, 10, 11, 15, 22, 23, 24- *Pseudopolygnathus multistriatus* Branson and Mehl, 1934b; 1- Upper view of IUMC 300, sample S27; 7- Upper lateral view of IUMC 306, sample S27; 10- Upper view of IUMC 311, sample S29; 11- Upper view of IUMC 312, sample S31; 15- Upper view of IUMC 313, sample S32; 22- Upper view of IUMC 327, sample S27; 23- Upper view of IUMC 328, sample S26; 24- Upper view of

IUMC 336, sample S26; Figs. 2, 6, 16, 17, 18, 19, 27- *Pseudopolygnatus primus* Branson and Mehl, 1934; 2- Upper view of IUMC 301, sample S10; 6- Upper view of IUMC 301, sample S10; 16- Upper view of IUMC 315, sample S11; 17- Upper view of IUMC 317, sample S12; 18- Upper view of IUMC 321, sample S12; 19- Upper view of IUMC 322, sample S13; 27- Upper view of IUMC 322, sample S13; Figs. 3, 20, 21, 25, 26, 28, 29- *Bispathodus aculeatus aculeatus* Branson and Mehl, 1934a; 3- Upper lateral view of IUMC 302, sample S6; 20- Upper view of IUMC 323, sample S6; 21- Upper view of IUMC 326, sample S6; 25- Upper view of IUMC 335, sample S7; 26- Upper view of IUMC 338, sample S7; 28- Upper view of IUMC 338, sample S8; 29- Upper view of IUMC 338, sample S8; Figs. 4, 14, 38- *Bispathodus aculeatus plumulus* (Rhodes, Austin et Druce, 1969); 4- Upper lateral view of IUMC 303, sample S92; 14- Upper lateral view of IUMC 303, sample S92; 38- Upper lateral view of IUMC 303, sample S92; Fig. 5- *Bispathodus spinolicostatus* Branson, 1934; Upper lateral view of IUMC 304, sample S14; Figs. 8, 12, 14- *Bispathodus aculeatus aculeatus* Branson and Mehl, 1934a; 8- Upper lateral view of IUMC 307, sample S6; 12- Upper lateral view of IUMC 310, sample S7; 14- Upper view of IUMC 314, sample S9; Fig. 9- *Pseudopolygnatus dentilineatus* Branson, 1934; Upper view of IUMC 308, sample S26; Fig. 13- *Clydagnathus plumulus* (Rhodes et al, 1969); Upper view of IUMC 309, sample S8; Figs. 30, 31, 33- *Bispathodus stabilis vulgaris* (Dzik, 2006) [M1]; 30- Upper view of IUMC 309, sample S16; 31- Upper view of IUMC 309, sample S16; 33- Upper view of IUMC 309, sample S18; Fig. 32- *Bispathodus stabilis bituberculatus* (Dzik, 2006) [M3]; Upper view of IUMC 390, sample S6; Figs. 34, 35, 36- *Branmehla inornata* (Branson and Mehl, 1934a); 34- Upper view of IUMC 309, sample S7; 35- Upper view of IUMC 309, sample S7; 36- Upper view of IUMC 309, sample S8; Fig. 37- *Bispathodus stabilis stabilis* (Branson and Mehl, 1934a) [M2]; Upper view of IUMC 309, sample S20; Figs. 39, 40, 41, 42, 43- *Bispathodus stabilis vulgaris* (Dzik, 2006) [M1]; 39- Upper view of IUMC 309, sample S16; 40- Upper view of IUMC 309, sample S16; 41- Upper view of IUMC 309, sample S18; 42- Upper view of IUMC 309, sample S14; 43- Upper view of IUMC 309, sample S14; Fig. 44- *Bispathodus bispathodus* Ziegler, Sandberg and Austin 1974; Upper view of IUMC 309, sample S8; Figs. 45, 46- *Polygnathus communis communis* Branson and Mehl, 1934b; 45- Upper view of IUMC 309, sample S24; 46- Upper view of IUMC 309, sample S25; Figs. 47-53- *Polygnathus communis dentatus* Druce 1969; 47- Upper view of IUMC 316, sample S17; 48- Upper view of IUMC 334, sample S17; 49- Upper view of IUMC 316, sample S19; 50- Upper view of IUMC 334, sample S19; 51- Upper view of IUMC 316, sample S21; 52- Upper view of IUMC 334, sample S21; 53- Upper view of IUMC 334, sample S21; Fig. 54- *Polygnathus inornatus* Branson, 1934; Upper view of IUMC 334, sample S30; Fig. 55- *Polygnathus semicostatus* Branson and Mehl, 1934; Upper view of IUMC 334, sample S8; Fig. 56- *Scaphignathus velifer velifer* Helms, 1959; Upper view of IUMC 334, sample S2; Fig. 57- *Polygnathus delicatulus* Ulrich and Bassler, 1926; Upper (a) and Lower (b) views of IUMC 316, sample S6; Figs. 58- *Polygnathus padovani* Perri and Spalletta 1990; Upper view of IUMC 316, sample S2; Fig. 59- *Polygnathus inornatus inornatus* Branson, 1934; Upper view of IUMC 316, sample S33; Figs. 60, 61- *Bispathodus jugosus* (Branson and Mehl, 1934a); 60- Upper view of IUMC 316, sample S7; 61- Upper view of IUMC 334, sample S9; Fig. 62- *Bispathodus ultimus* M1 Bischoff, 1957; Upper view of IUMC 316, sample S8.

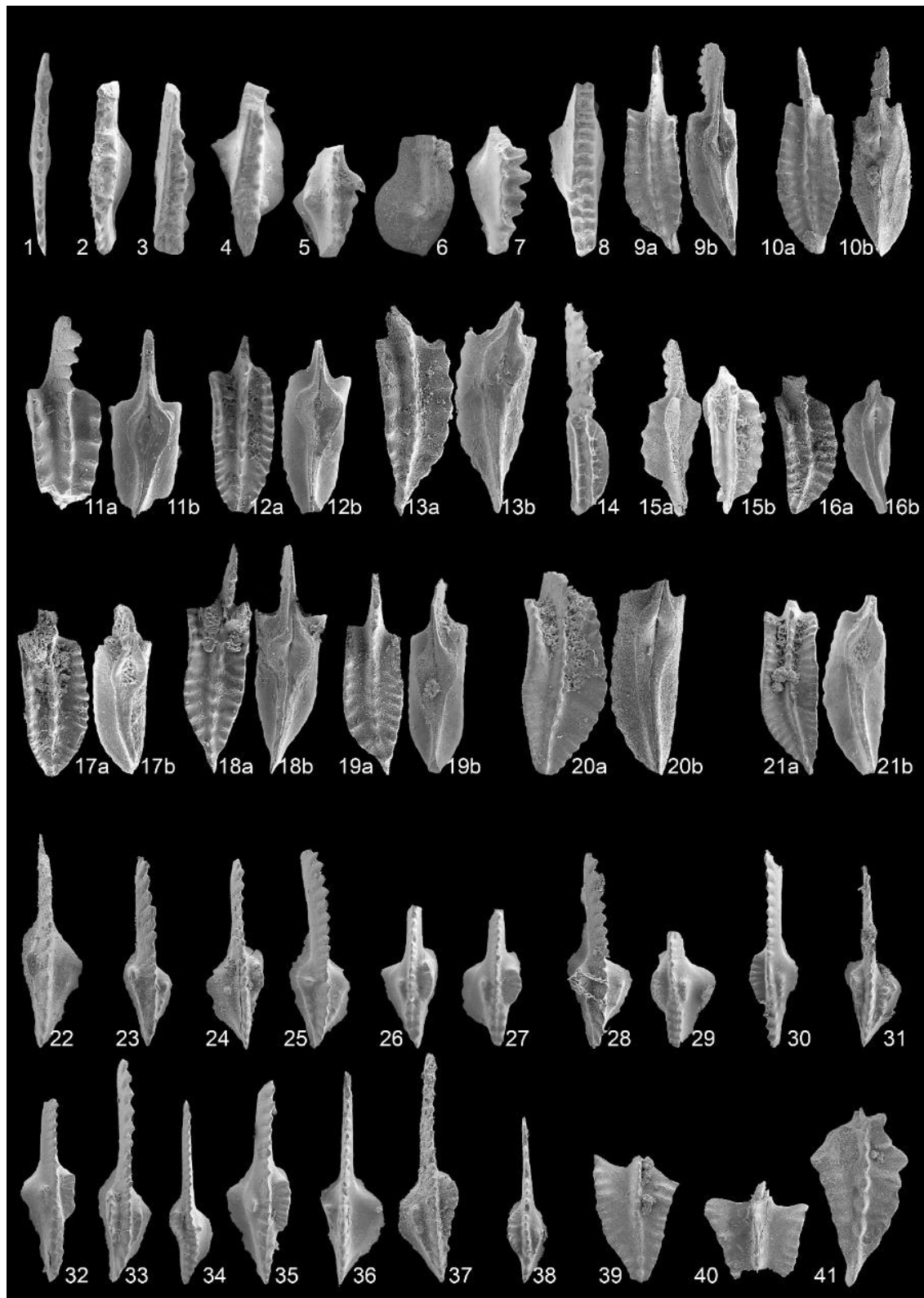


Plate 2

Fig. 1- *Bispathodus stabilis vulgaris* (Dzik, 2006) [M1]; Upper view of IUMC 309, sample S8; Fig. 2- *Bispathodus bispathodus* Ziegler, Sandberg and Austin 1974; Upper view of IUMC 309, sample S5; Fig. 3- *Bispathodus costatus* (Branson 1934) Morphotype 2; Upper view of IUMC 309, sample S9; Figs. 4, 8- *Bispathodus jugosus* (Branson and Mehl 1934a); 4- Upper view of IUMC 309, sample S5; 8- Upper view of IUMC 309, sample S7; Fig. 5- *Bispathodus aculeatus aculeatus* Branson and Mehl, 1934a; Upper view

of IUMC 309, sample S8; Fig. 6- *Palmatolepis minuta minuta* Branson and Mehl 1934a; Upper view of IUMC 309, sample S2; Fig. 7- *Bispathodus aculeatus aculeatus* Branson and Mehl, 1934a; Upper view of IUMC 309, sample S9; Fig. 9, 10, 20- *Polygnathus inornatus* Rhodes, Austin and Druce, 1969; 9- Upper (a) and lower (b) views of IUMC 334, sample S26; 10- Upper (a) and lower (b) views of IUMC 334, sample S27; 20- Upper (a) and lower (b) views of IUMC 334, sample S28; Figs. 11, 12, 15, 17- *Siphonodella praesulcata* M2 Sandberg, 1972; 11- Upper view of IUMC 316, sample S10; 12- Upper view of IUMC 334, sample S10; 15- Upper view of IUMC 316, sample S14; 17- Upper view of IUMC 334, sample S16; Figs. 13, 16, 19- *Siphonodella sulcata* Huddle, 1934; 11- Upper view of IUMC 316, sample S16; 12- Upper view of IUMC 334, sample S16; 15- Upper view of IUMC 316, sample S20; Fig. 14- *Polygnathus communis communis* Branson and Mehl, 1934b; Upper view of IUMC 309, sample S25; Figs. 26, 27, 29, 30, 32, 35- *Gnathodus pseudosemiglaber* Thomson and Fellow, 1970; 26- Upper view of IUMC 316, sample S37; 27- Upper view of IUMC 334, sample S37; 30- Upper view of IUMC 316, sample S38; 32- Upper view of IUMC 334, sample S40; 35- Upper view of IUMC 316, sample S40; Figs. 31, 37- *Gnathodus cueneiformis* Mehl and Thomas, 1974; 31- Upper view of IUMC 334, sample S26; 37- Upper view of IUMC 316, sample S27; Figs. 33, 38- *Gnathodus typicus* Cooper, 1939; 33-Upper view of IUMC 334, sample S34; 38- Upper view of IUMC 334, sample S34; Figs. 39, 40, 41- *Pseudopolygnathus cf. oxypageus* Lane et al, 1980; 39- Upper view of IUMC 334, sample S39; 40- Upper view of IUMC 316, sample S39; 41- Upper view of IUMC 334, sample S40; Figs. 24, 34, 36- *Gnathodus semiglaber* Bischoff, 1957; 24- Upper view of IUMC 334, sample S37; 34-Upper view of IUMC 334, sample S37; 36-Upper view of IUMC 334, sample S38; Figs. 18, 21- *Polygnathus longiposticus* Branson and Mehl, 1934; 18- Upper view of IUMC 334, sample S26; 21- Upper view of IUMC 334, sample S26; Figs. 23, 25- *Protognathodus collinsoni* Ziegler, 1969; 23- Upper view of IUMC 334, sample S17; 25- Upper view of IUMC 334, sample S20; Fig. 28- *Protognathodus kockeli* (Bischoff, 1957); Upper view of IUMC 334, sample S20; Fig. 22- *Protognathodus meischneri* Ziegler, 1969; Upper view of IUMC 334, sample S17.