



<http://ui.ac.ir/en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
E-ISSN: 2423-8007
Document Type: Research Paper
Vol. 36, Issue 1, No. 78, Spring 2020, pp. 89-114
Received: 28.09.2019 Accepted: 01.01.2020

Biostratigraphy of the Upper Devonian–Lower Carboniferous deposits in Til-Abad section, northeast Shahrud, Eastern Alborz

Tahereh Parvizi

*PhD. Student, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran
tahere.parvizi@gmail.com*

Ali Bahrami*

*Associate Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran
a.bahrami@sci.ui.ac.ir*

Sandra Isabela Kaiser

*Associate Professor, Museum of Natural History Stuttgart, Stuttgart, Germany
dr.sandra.kaiser@gmail.com*

Peter Königshof

*Professor, Senckenberg – Research Institute and Natural History Museum, Frankfurt, Germany
peter.koenigshof@senckenberg.de*

Abstract

The biostratigraphy of Devonian–Carboniferous (D/C) boundary of Til-Abad section in Eastern Alborz is carried out in this study. The studied section is located about 85 km of northeast Shahrud city and close to the Shahrud–Azadshahr road. The uppermost sediments of Devonian and lowermost Carboniferous strata in Til-Abad section (467 m thick) systematically studied and in general led to discrimination of seven following zonal boundaries: *Bispathodus aculeatus aculeatus* zone, *Bispathodus costatus* zone, *Bispathodus ultimus* zone, *?praesulcata* zone, *ckl*, *sulcate* zone, *typicus* Zone and *anchoralis-latus* Zone. The D/C transition interval contains a bioclastic limestone and a coaly shale bed (3 cm thick) with interbedded of very thin gypsum layer. The first horizon of Carboniferous strata is begun with grey marls interbedding fossiliferous limestone. This unit has large amounts of very small corals and brachiopods with high preservation. Interpreted conodont data shows lack of *kockeli* Zone at the D/C boundary and Carboniferous deposits disconformably overlays the Devonian deposits of the Khoshyeilagh Formation.

Keywords: Biostratigraphy, Late Devonian, Early Carboniferous, Devonian–Carboniferous boundary, Hangenberg Crisis, Til-Abad, Eastern Alborz.

Introduction

Conodonts have been studied by paleontologists as a very important tool for identifying and defining the D/C transition and for partial investigation of the Hangberg event (Ziegler 1962a; 1969; Sandberg et al. 1978; Ziegler and Sandberg 1990; Paproth and Strel 1984; Corradini 2003; Kaiser and Corradini 2008; Kaiser et al. 2009; Corradini et al. 2011; Hartenfels 2011; Corradini et al. 2016; Spalletta et al. 2017). After a prolonged period of warm climate from Silurian to the late Frasnian, in the Famennian regime, global climate change caused a decrease in temperature and environmental changes from greenhouse to icehouse condition (Caputo et al. 2008; Isaacson et al. 2008; Strel et al. 2000). But again in the late Famennian world climate was warmed abruptly and this warming continued until early Carboniferous, resulting in a sudden change in temperature leading to the Hangenberg Event on the D/C boundary. (Walliser 1984; Caplan et al. 1996; Caplan and Bustin 1999; Kaiser et al. 2006, 2011; Marynowski and Filipiak 2007; Marynowski et al. 2012; Kumpan et al. 2014). This increase in

global temperatures triggered sea level rise, creating eutrophic conditions, anoxic conditions, increased buried carbon, the formation of the dark shale (Hangenberg Black Shale) and a reduction in shallow and especially deep marine organisms (Caplan et al. 1996; Caplan and Bustin 1999; De Vleeschouwer et al. 2013). However, this part of the Hangberg event in some sections, particularly Poland (Marynowski et al. 2012), is associated with volcanic activity and acidic magmatic intrusion into the ocean that contributed to the creation of anoxic to biogenic conditions. In most of the studied global sections, a Hangenberg sandstone horizon occasionally several centimeters thick can sometimes be observed following sudden anoxic events and the formation of dark shales due to sudden cooling. Therefore, global sea level fall happened at the D/C boundary (Isaacson et al. 2008; Wicander et al. 2011). As a result of the Hangberg event, the late palmatolpid and Icriodid conodonts went generally extinct (Ziegler and Sandberg 1984), but species of

*Corresponding author

Copyright©2020, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they can't change it in any way or use it commercially.

siphonodelids and protozonatoids were less severely damaged and entering Carboniferous, however, these conodonts were able to recover quickly and to prosper after the extinction event with their maximum reproduction strategy and reduced size and diversity. Some researchers believe that one of the reasons for this high rate of extinction at the D/C boundary is due to the vulnerability of the bio-fauna that began to recover and flourish after the significant extinction of the Frasnian–Famennian boundary but still lacked the ability to tolerate the environmental change during Hahenberg event (Morrow et al. 1996). In Iran, Devonian–Carboniferous successions are found in limited areas, but their distribution is more extensive and widespread in eastern and central Alborz and central Iran (Wendt et al. 2005). However, the presence of these deposits in different structural blocks with different depositional environments have led to different sedimentary sequences, facies and bio-fauna (Ashuri 1990, 1997, 1998, 2001, 2002, 2004, 2006; Bahrami et al. 2011; Habibi et al. 2008; Sardar Abadi et al. 2015; Yazdi 1999, Yazdi and Turner 2000; Wendt et al. 2002, 2005).

The main purposes of this study are to summarize a detailed stratigraphy below and above the D/C boundary in the Til-Abad section on the basis of conodonts according to new global zonation.

Material & Methods

During field work, 467 m of the Upper Devonian–Lower Carboniferous successions at Til-Abad section has been measured and samples and about 93 conodont samples (3–4 kg each) were collected. The samples were processed with diluted acetic/formic acid (20%). The conodonts were extracted from residues by hand picking and heavy liquid technique at the University of Isfahan, I.R. Iran and also State Museum of Natural History Stuttgart, Germany.

Discussion of Results & Conclusions

Tilabad Abad section is located about 85 km from Shahrud city, near Shahrud–Azadshahr Road, adjacent to Til-Abad village in East Alborz structural zone. Geographical

coordinates of the base and top of this studied section are: N: 36° 55' 46.58", E: 55° 26' 54.07" base and, N: 36° 55' 46.58", E: 55° 26' 54.07" top. This section includes Late Devonian uppermost sediments of Khoshyeilagh Formation (322 m thick) and the lowermost Carboniferous of Mobarak Formation (145 m thick), which is subdivided into eight lithological units (units A to H).

The conodont zonation scheme proposed by Corradini et al. (2016) and Spalletta et al. (2017) for the Upper Devonian and Lower Carboniferous strata were utilized for lower part of the Til-Abad section in this study. According to these conodont zonations, *Protognathodus kuheni* is considered as the base of the Carboniferous. However, due to the lack of *Protognathodus* in the Til-Abad section, we used conodont zonations of Kaiser et al. (2009) to define D/C boundary based on the appearance of *Siphonodella praesulcata* and *Siphonodella sulcata*. The Ziegler and Sandberg (1990) biozones were used for the highest part of this section. Totally seven bio-intervals have been discriminated in the Til-Abad section: *Bi. aculeatus aculeatus* Zone, *Bi. costatus* Zone, *Bi. ultimus* Zone, The *?praesulcata* Zone, The *Costatus-kockeli interregnum (CKI)*, and the *sulcata* Zone, *typicus* Zone, *anchoralis-latus* Zone. It should be noted that in the studied section in the strata about 41.5 m thick consisting of dark gray to shale, yellow to cream, yellow shale with layers of gray to brown limestone, no conodont fossils were found between *Siphonodella sulcata* biozone and *typicus* biozone. Therefore, the biozones of *duplicata*, *Sandbergi*, Lower *crenulata*, *isosticha*-Upper *crenulata* cannot be recovered between *siphonodella sulcata* and *typicus* zones. This distance is considered equivalent to the barren zone. The reason for the lack of these biozones may have been due to facies changes or tectonic structures such as faults in the area. Despite intensive sampling in this study, no latest Famennian *kockeli* Zone was recognized at the studied section implying the presence of disconformity and discontinuity of deposition.

زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های دونین پایانی - کربنیفر آغازین در برش تیل آباد، شمال شرق

شاهرود، البرز شرقی

طاهره پرویزی، دانشجوی دکتری چینه و فسیل‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، ایران

tahere.parvizi@gmail.com

علی بهرامی*، دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، ایران

a.bahrami@sci.ui.ac.ir

ساندرا ایزابلا کایسر، دانشیار، موزه تاریخ طبیعی اشتوتگارت، اشتوتگارت، آلمان

dr.sandra.kaiser@gmail.com

پیتر کونیگشوف، استاد، مؤسسه پژوهشی سنکنبرگ، موزه تاریخ طبیعی فرانکفورت، آلمان

peter.koenigshof@senckenberg.de

چکیده

در پژوهش حاضر، برش تیل آباد در زون ساختاری البرز شرقی از نظر زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های گذر دونین-کربنیفر مطالعه و بررسی شد. این برش در ۸۵ کیلومتری شهرستان شاهرود و در کنار جاده شاهرود- آزادشهر قرار دارد. بررسی‌های کنودنتی سیستماتیک حدود ۴۶۷ متر از نهشته‌های بالاترین بخش‌های دونین بالایی و بخش‌های آغازین کربنیفر زیرین با توجه به بایوزون‌های استاندارد جهانی به شناسایی ۷ بایوزون به شرح زیر منجر شد:

Bispathodus aculeatus aculeatus Zone, Bispathodus costatus Zone, Bispathodus ultimus Zone, praesulcata Zone, ckl, sulcata Zone, typicus Zone, anchoralis-latus Zone

گذر دونین-کربنیفر در برش تیل آباد بر یک واحد سنگ‌آهک بیوکلاستی در آخرین بخش فامنین پسین و یک لایه شیل تیره زغالی با ضخامت حدود ۳ سانتی‌متر دارای ورقه‌های نازک ژیبسی در مرز دونین-کربنیفر منطبق است. نخستین افق‌های کربنیفر با واحدی از شیل‌های خاکستری دارای میان‌لایه‌های سنگ‌آهک فسیل‌دار آغاز می‌شود؛ این واحد مقادیر فراوانی از مرجان‌ها و بازوپایان بسیار ریز با حفظ‌شدگی بسیار خوب متعلق به کربنیفر پیشین دارد. مقایسه زیست‌چینه‌نگاری برش مطالعه‌شده با بایوزون‌های استاندارد جهانی ارائه‌شده برای گذر دونین-کربنیفر به شناسایی ناپیوستگی هم‌شیب در این مرز و نبود *kockeli Zone* از آخرین بایوزون‌های فامنین پسین منجر شد.

واژه‌های کلیدی: زیست‌چینه‌نگاری، دونین پایانی، کربنیفر آغازین، گذر دونین-کربنیفر، حادثه هنگنبرگ، برش تیل آباد

مقدمه

پروتوگناتوئیدها کمتر آسیب دیدند و وارد کربنیفر شدند؛ البته این کنودونت‌ها با راهبرد تولیدمثل حداکثری و کاهش اندازه و تنوع قادر به بازیابی سریع و شکوفایی پس از حادثه انقراضی شدند. برخی پژوهشگران بر این باورند آسیب‌پذیری فونای زیستی یکی از دلایل انقراض گسترده در مرز دونین-کربنیفر است که پس از انقراض مهم مرز فرازینین-فامنین آغاز به بازیابی و شکوفایی کرده، ولی هنوز به توانایی لازم برای تحمل تغییرات زیست‌محیطی حادثه هنگنبرگ دست نیافته است (Morrow et al. 1996).

توالی‌های دونین-کربنیفر در نواحی محدودی از ایران دیده می‌شوند، ولی گسترش آنها در البرز شرقی و مرکزی و ایران مرکزی کامل‌تر و وسیع‌تر است (Wendt et al. 2005)؛ هرچند این نهشته‌ها در بلوک‌های ساختاری متفاوتی قرار دارند و شرایط متفاوت حاکم بر حوضه سبب ایجاد توالی‌های رسوبی متفاوت و رخساره‌های رسوبی و فونای زیستی مختلف می‌شود (Ashuri 1990, 1997, 1998, 2001, 2002, 2004, 2006; Bahrami et al. 2011; Habibi et al. 2008; Sardar Abadi et al. 2015; Yazdi 1999, Yazdi and Turner 2000; Wendt et al. 2002, 2005).

در پژوهش حاضر به بررسی محل سیستماتیک گذر دونین-کربنیفر در برش تیل‌آباد، در ناحیه البرز شرقی با توجه ویژه به دیدگاه‌های کنودونتی ارائه‌شده پیرامون این مرز پرداخته می‌شود.

موقعیت جغرافیایی و چینه‌شناسی برش مطالعه‌شده

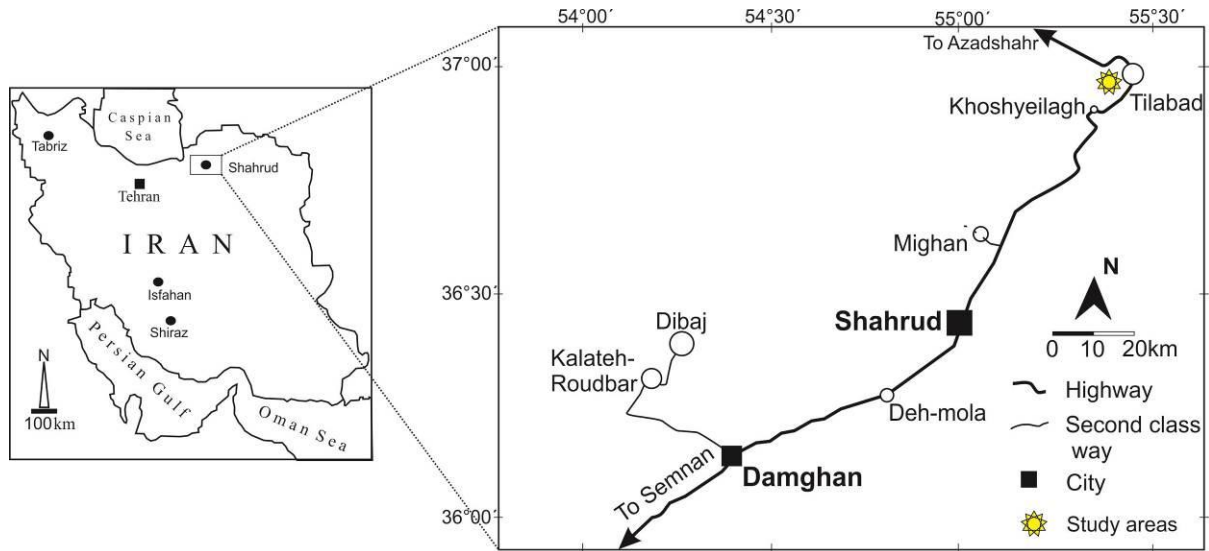
برش تیل‌آباد در ۸۵ کیلومتری شهرستان شاهرود، در کنار جاده شاهرود-آزادشهر، در مجاورت روستای تیل‌آباد و در زون ساختاری البرز شرقی (شکل ۱) با مختصات جغرافیایی قاعده برش $N: 36^{\circ} 55' 30.1''$ و $E: 55^{\circ} 27' 9.35''$ و رأس برش $N: 36^{\circ} 55' 46.58''$ و $E: 55^{\circ} 26' 54.07''$ قرار دارد. توالی کاملی از نهشته‌های پالئوزوئیک از اردوئیسین تا پرمین در این برش وجود دارد (شکل ۲). بخش‌های پایینی این برش صدها متر (حدود ۲۵۰ تا ۷۰۰ متر) گدازه‌های بازالتی، سنگ‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی سازند سلطان‌میدان را شامل می‌شوند. در این برش، سازند پادها با ضخامت حدود

کنودونت‌ها، ابزار فسیلی بسیار مهم و شاخصی برای شناسایی و تعریف گذر دونین-کربنیفر محسوب می‌شوند که طی چند دهه اخیر، دیرینه‌شناسان آنها را برای بررسی جزئی رویداد هنگنبرگ مطالعه کرده‌اند (Ziegler 1962a; 1969; Sandberg et al. 1978; Ziegler and Sandberg 1990; Paproth and Strel 1984; Corradini 2003; Kaiser and Corradini 2008; Kaiser et al. 2009; Corradini et al. 2011; Hartenfels 2011; Corradini et al. 2016; Spalletta et al. 2017). پس از دوره طولانی آب‌وهوای گرم از سیلورین تا اواخر فرازینین، تغییرات جهانی آب‌وهوا در فامنین به کاهش دما و تغییرات محیط‌زیست دیرینه از شرایط گلخانه‌ای به آب‌وهوای سرد منجر شد (Streel et al. 2000; Caputo et al. 2008; Isaacson et al. 2008). در اواخر فامنین، آب‌وهوای جهانی دوباره به‌طور ناگهانی و درخور توجه گرم شد و این گرم‌شدگی تا اوایل کربنیفر ادامه یافت؛ این تغییر ناگهانی دما به حادثه هنگنبرگ (Hangenberg Event) در مرز دونین-کربنیفر منجر شد (Walliser 1984; Caplan et al. 1996; Caplan and Bustin 1999; Marynowski and Filipiak 2007; Kaiser et al. 2006, 2011; Marynowski et al. 2012; Kumpan et al. 2014). افزایش دمای جهانی سبب پیشروی سطح دریا و ایجاد شرایط یوتروفیک، بی‌اکسیژنی و افزایش میزان کربن دفن‌شده و تشکیل شیل تیره (Hangenberg Black Shale) و کاهش جانداران دریایی کم‌عمق و به‌ویژه عمیق شد (Caplan et al. 1996; Caplan and Bustin 1999; De Vleeschouwer et al. 2013). البته این بخش از حادثه هنگنبرگ در برخی برش‌ها به‌ویژه لهستان (Marynowski et al. 2012) با فعالیت آتشفشانی و ورود ماگمای اسیدی به اقیانوس همراه بود که به ایجاد شرایط کم‌اکسیژنی تا بی‌اکسیژنی کمک کرد. در بیشتر برش‌های مطالعه‌شده جهانی، پس از رخداد بی‌اکسیژنی و ایجاد شیل تیره ناشی از افزایش دما، افق ماسه‌سنگی Hangenberg sandstone مشاهده می‌شود که گاهی ضخامت آن به چندین سانتی‌متر می‌رسد و از سردشدگی ناگهانی و کاهش سطح آب جهانی در مرز دونین-کربنیفر ناشی می‌شود (Isaacson et al. 2008; Wicander et al. 2011).

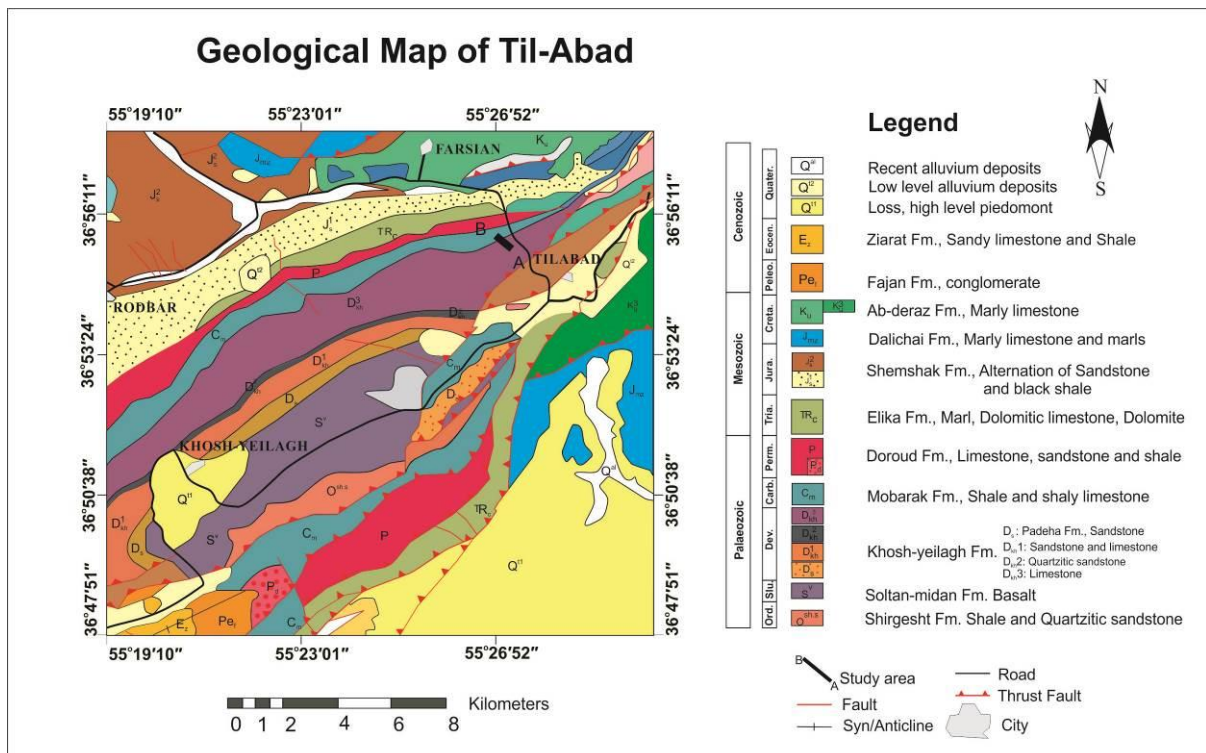
در اثر حادثه هنگنبرگ، کنودونت‌های پالماتولید و ایکرودید در اواخر فامنین به‌کلی از بین رفتند (Ziegler and Sandberg 1984)، اما گونه‌هایی از سایفونودلیدها و

۹۷۵ متر ضخامت دارد و شامل سنگ‌آهک‌های اسکلتی سیاه‌رنگ همراه با میان‌لایه‌های دولومیتی، شیل، ماسه‌سنگ و کنگلومرا و گروه‌های فسیلی مختلف از جمله شکم‌پایان، بازوپایان، تریلوبیت، گونیاتیت، مرجان، بریوزوا و خرده‌های کرینوئید است (Aharipour 2011).

۳۰۰ متر رخنمون دارد و به‌طور عمده از ارتوکنگلومرا تا پاراکنگلومراهای قرمز رنگ ضخیم‌لایه، ماسه‌سنگ‌های کوارتز آرنایتی سفید، آرکوزی قرمز و متناوب با شیل‌های قرمز و سنگ‌های تخریبی سیلیسی دارای میان‌لایه‌های کربناته است (Aharipour 2011). سازند خوش‌بیلاق در این برش حدود



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش مطالعه‌شده و راه‌های دسترسی به آن (Bakhtiari 2003)



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی بازترسیم‌شده منطقه تیل‌آباد (Jafariyan and Jalali 2004)؛ موقعیت برش مطالعه‌شده روی نقشه مشخص شده است.

سنگ‌چینه‌نگاری برش تیل‌آباد

در مطالعه حاضر، ۳۲۲ متر از بالاترین لایه‌های مربوط به سازند خوش‌بیلاق و ۱۴۵ متر از پایین‌ترین لایه‌های مربوط به سازند مبارک مطالعه و بر اساس مشاهده‌های صحرایی، ۸ واحد سنگی (A-H) به شرح زیر از قاعده برش به سمت رأس تفکیک شدند (شکل ۳)

سازند خوش‌بیلاق:

واحد A: تناوبی از سنگ‌آهک‌های متوسط‌لایه زردرنگ و شیل‌های خاکستری تا تیره حاوی تریلوبیت، بازوپایان، مرجان، ساقه کرینوتید، بریوزوآ، ۹۵ متر (شکل ۴، A).

واحد B: شیل و مارن سبز تیره و میان‌لایه‌های نازک آهک زردرنگ حاوی تریلوبیت و بازوپایان، ۵۷ متر (شکل ۴، B).

واحد C: تناوب سنگ‌آهک خاکستری متمایل به زرد متوسط‌لایه حاوی بازوپایان، ساقه کرینوتید و بریوزوآ و شیل سبز تا خاکستری در بخش قاعده، ۵۲/۵ متر (شکل ۴، C و D).

واحد D: تناوب شیل سبز متمایل به خاکستری نرم و سنگ‌آهک کرم متمایل به خاکستری متوسط‌لایه حاوی ساقه کرینوتید، ۴۲/۷ متر (شکل ۴، E).

واحد E: تناوب سنگ‌آهک متوسط‌لایه زرد متمایل به

خاکستری نودولار و شیل سبز تا خاکستری تیره ورقه‌ای حاوی بازوپایان، مرجان و ساقه کرینوتید، ۱۸ متر (شکل ۴، F).

سازند مبارک:

واحد F: تناوب شیل خاکستری تیره تا سیاه حاوی بازوپایان و مرجان و میان‌لایه‌های نازک سنگ‌آهک کرم متمایل به خاکستری نازک‌لایه و میان‌لایه‌های نازک آهک ماسه‌ای (حاوی یک لایه ۳ سانتی‌متری شیل زغالی بیتومینه همراه با رگه‌های نازک ژپس)، ۱۵ متر (شکل ۴، H و I).

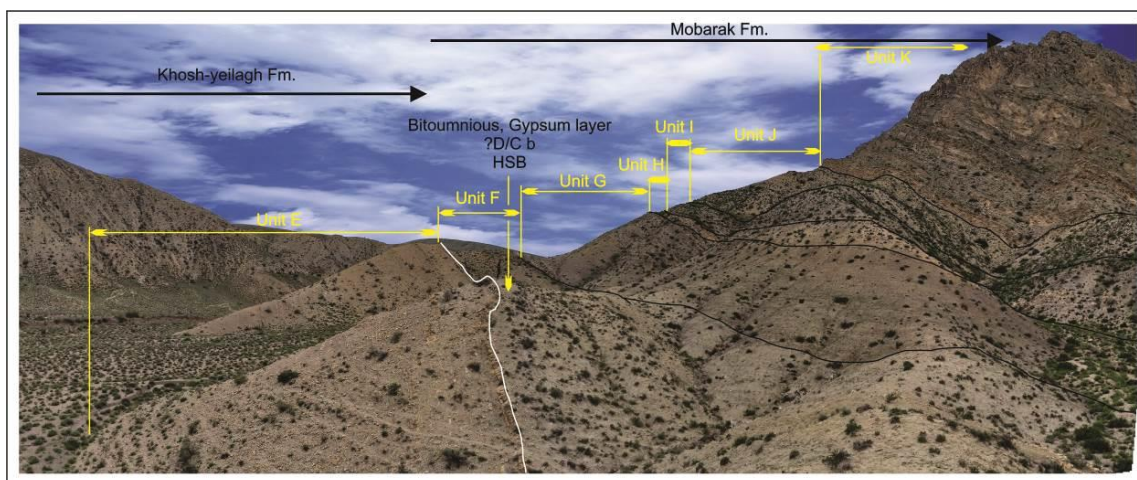
واحد G: شیل تیره متمایل به خاکستری ورقه‌ای بدون فسیل، ۳۷ متر.

واحد H: شیل زرد تا کرم حاوی مقادیر بسیار کم ساقه کرینوتید و بازوپایان، ۸ متر.

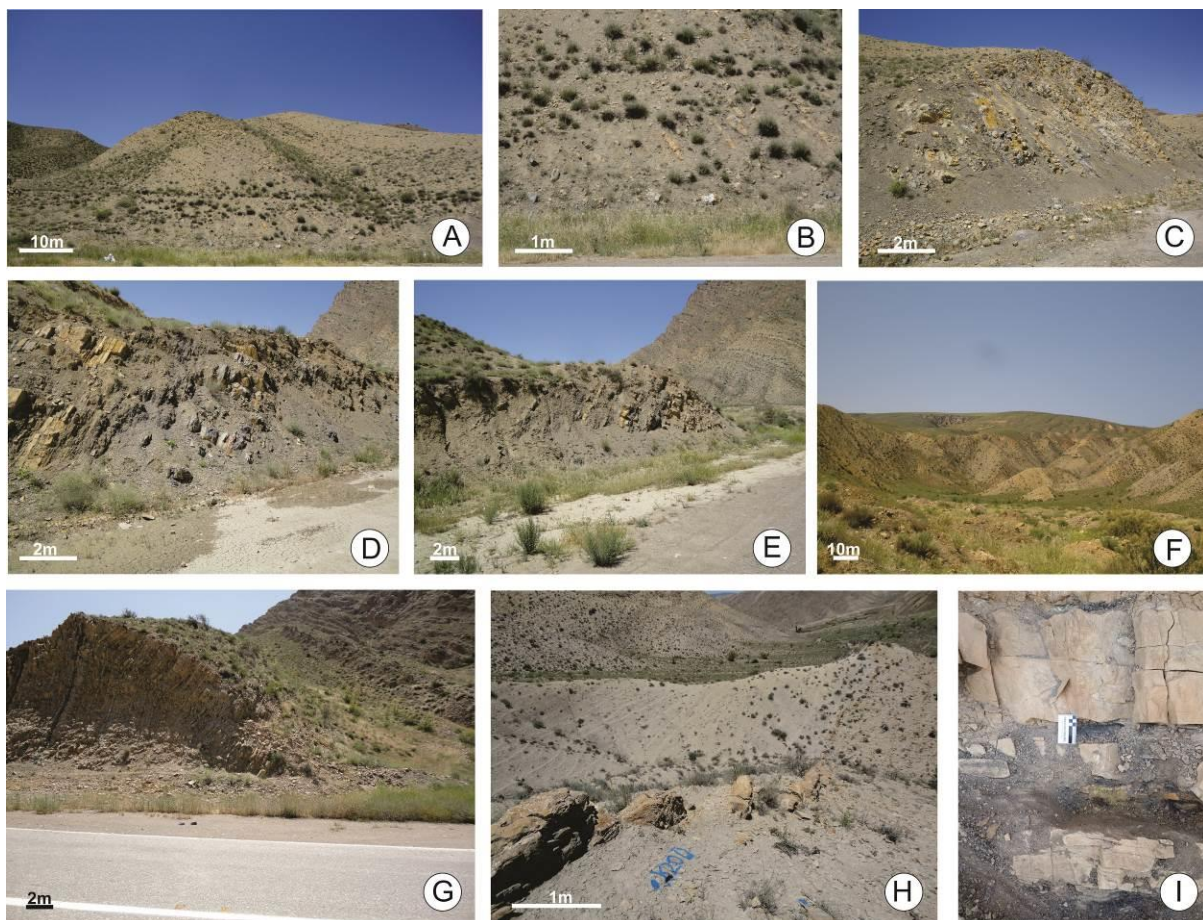
واحد I: شیل زرد با میان‌لایه‌های سنگ‌آهک نازک‌لایه خاکستری تا قهوه‌ای رنگ حاوی مرجان و ساقه کرینوتید، ۱۵ متر.

واحد J: شیل تیره با میان‌لایه‌های سنگ‌آهک نازک‌لایه زردرنگ حاوی مرجان و ساقه کرینوتید، ۳۵ متر.

واحد K: سنگ‌آهک نازک تا متوسط‌لایه حاوی ساقه کرینوتید، بازوپایان، تریلوبیت، مرجان و بریوزوآ، ۳۵ متر (شکل ۴، G).



شکل ۳- واحدهای سنگ‌چینه‌ای مرز دونین- کربنیفر در برش تیل‌آباد در نمای پانورامیک (دید به سمت جنوب‌غربی)



شکل ۴- A. تناوبی از سنگ‌آهک‌های متوسط‌لایه زردرنگ و شیل‌های خاکستری تا تیره واحد A (دید به سمت جنوب‌غربی)، B. شیل و مارن سبز تیره با میان‌لایه‌های نازک آهکی واحد B (دید به سمت غرب)، C و D. تناوب سنگ‌آهک خاکستری متمایل به زرد و میان‌لایه‌های شیل تیره خاکستری تا سبز در بخش قاعده واحد C (دید به سمت غرب)، E. تناوب شیل سبز متمایل به خاکستری نرم و سنگ‌آهک کرم متمایل به خاکستری واحد D (دید به سمت غرب)، F. تناوب سنگ‌آهک متوسط‌لایه زرد متمایل به خاکستری نودولار و شیل سبز تا خاکستری تیره واحد E (دید به سمت جنوب‌غربی)، H. گذر دونین-کربنیفر (دید به سمت جنوب‌غربی)، I. شیل زغالی بیتومینه دارای لایه‌های نازک ژپرسی در مرز دونین-کربنیفر (دید به سمت غرب)، G- آهک‌های نازک‌لایه واحد K مربوط به سازند مبارک در برش تیل‌آباد (دید به سمت شمال‌غربی)

روش مطالعه

در پژوهش حاضر، تعداد ۹۳ نمونه از سنگ‌آهک‌ها و در نزدیک مرز از نمونه‌های شیلی (هرکدام به وزن تقریبی ۳-۴ کیلوگرم) برداشت شدند. نمونه‌برداری به‌طور سیستماتیک بر پایه تغییر رخساره‌های سنگی و در فواصل حدود ۲ متر و در محدوده مرز در فواصل کمتر از ۱۰ سانتی‌متر انجام شد. نمونه‌های آهک دولومیتی و ماسه‌ای با آب شسته و در ظرف‌های پلاستیکی مخصوص استوانه‌ای شکل ۴ تا ۵ لیتری گذاشته شدند. زیر هود آزمایشگاه، ۱۵۰ میلی‌لیتر فرمیک‌اسید

۱۰ درصد تجاری به ظرف دارای نمونه افزوده و با آب جوش ۹۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد به حجم ۵۰۰ میلی‌لیتر رسانده شد. در نمونه‌های سنگ‌آهک، نمونه‌های سنگی به مدت ۵ تا ۷ روز در استیک‌اسید ۲۰ درصد حل شدند و پس‌از آن، مواد باقیمانده حاصل از انحلال روی الک‌ها ریخته و آب‌کشی و شستشو شدند. مواد باقیمانده روی الک‌ها (بقایای ماهی‌ها، عناصر کنودونتی، سنگواره‌های فسفاتی‌شده، استراکدا، ساقه لاله‌وش ... و ناخالصی‌های سنگ‌آهک مانند رس، کوارتز و پیریت) زیر میکروسکوپ دوچشمی جدا شدند. با توجه به

برش (پس از شیل‌های بالایی برش مطالعه‌شده در نمونه‌های K76، K77، K78 و K79 به رنگ قهوه‌ای $C.A.I = 3$ (بر اساس استانداردهای ارائه‌شده Epstein et al. 1977؛ Rejebian et al. 1987) رسید. از مطالعه فونای به‌دست‌آمده، ۲۳ گونه متعلق به ۷ جنس *Gnathodus*، *Clydagnathus*، *Neopolygnathus*، *Pseudopolygnathus*، *Polygnathus*، *Bispathodus* و *Siphonodella* شناسایی شدند (پلیت‌های ۱، ۲ و ۳). در مجموعه مطالعه‌شده، فراوانی فونای شاخص محیط‌های عمیق مانند *Bispathodus* در نهشته‌های فامنین این برش نسبتاً زیاد بود. اگرچه فراوانی *Siphonodella* ها به دو بایوزون در محدوده مرز چینه‌شناسی یادشده محدود بود، نمی‌توان از اهمیت فوق‌العاده این فونا در بایوزوناسیون مرز دونین-کربنیفر چشم‌پوشی کرد. گفتنی است باتوجه‌به حضور گونه‌های جنس *Bispathodus* در رسوبات فامنین برش یادشده و برای مطالعه زیست‌چینه‌نگاری این برش، بایوزون‌های استاندارد Corradini et al. 2016، Spalletta et al. 2017 برای توالی پیش از مرز، بایوزون‌های Kaiser et al. 2009 برای مطالعه جزئی‌تر توالی مرز و بایوزون‌های Ziegler and Sandberg 1990 برای بالایی‌ترین توالی برش مطالعه‌شده استفاده شدند (شکل ۵).

بایوزون ۱: *Bispathodus aculeatus aculeatus* Zone

این بایوزون به ضخامت ۱۵۲ متر، قدیمی‌ترین و ضخیم‌ترین بایوزون شناسایی‌شده در برش مطالعه‌شده و دربرگیرنده تناوبی از سنگ‌آهک، شیل و بخش شیل و مارن مربوط به واحدهای A و B شامل نمونه‌های K4 تا K48 است. مرز زیرین این بایوزون با نخستین ظهور گونه *Bispathodus aculeatus aculeatus* شناسایی می‌شود که معادل بخش پایینی *expansa* Zone (Ziegler and Sandberg 1984; Middle *expansa* Zone Kaiser et al. 2009; Corradini 2003; 1990) است. مرز بالایی این بایوزون با نخستین حضور گونه *Bispathodus costatus* در قاعده بایوزون بعدی مشخص می‌شود (Corradini et al.

اهمیت موضوع، برخی از نمونه‌های نزدیک مرز با رعایت تمام اقدامات ایمنی آزمایشگاهی به روش جداسازی با محلول سنگین (برموفرم با وزن مخصوص ۲/۸۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب) در آزمایشگاه موزه ملی دیرینه‌شناسی اشتوتگارت آلمان آزمایش شدند؛ به‌این‌ترتیب که ابتدا با اضافه‌کردن استون، وزن مخصوص برموفرم به ۲/۸۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب رسانده و سپس محتویات هر نمونه به‌طور جداگانه به محلول اضافه شد. وزن مخصوص بیشتر عناصر اسکلتی نسبت به محلول سبب شد این عناصر در کف ظرف حاوی محلول جای گیرند. کاغذ صافی برای جداسازی عناصر اسکلتی استفاده شد و برای بهتر تمیزشدن آنها، نمونه‌ها با محلول استون شستشو شدند. عناصر اسکلتی جداسازی‌شده در هر روش درون ظرف‌های مخصوص نگهداری نمونه (cell) قرار گرفتند. عناصر کنودونتی دارای ارزش زیست‌چینه‌ای روی چسب کربن رسانا (stub) قرار گرفتند و در آزمایشگاه SEM مرکز پژوهش‌های رازی کرج و بخشی در آزمایشگاه SEM موزه ملی دیرینه‌شناسی اشتوتگارت آلمان تصویربرداری شدند و در حال حاضر، با نام آرشیو EUIC در گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان نگهداری می‌شوند.

زیست‌چینه‌نگاری برش تیل‌آباد

از تعداد ۳۵ نمونه دارای کنودونت مطالعه‌شده در پژوهش حاضر، ۲۷۳ عنصر کنودونتی به دست آمد (جدول ۱). اگرچه باوجود اسیدشویی و نمونه‌برداری‌های دوباره، فراوانی عناصر کنودونتی در نمونه‌های مطالعه‌شده بسیار کم بود، بیشترین تعداد عناصر کنودونتی در این برش از نمونه‌های K12، 20، 14 el/kg = 73-4 به دست آمدند. حفظ‌شدگی نمونه‌ها به‌جز در نمونه‌های K9، K31، K35، K48، K49، K65، K65-2، K66-2، K68، K69 و K70 به‌شکل فرسوده و شکسته بود. اندیس تغییر رنگ کنودونت‌ها در بخش زیرین این برش تا نمونه K73 به رنگ کهربایی تیره $C.A.I = 2$ و در بخش بالایی

2009) مرز بالایی بایوزون *Bispathodus ultimus* در نظر گرفته شد. از مهم‌ترین نمونه‌های مطالعه‌شده در این بایوزون عبارتند از:

Bispathodus costatus M2, *Bispathodus ultimus* M1, *Bispathodus ultimus* M2, *Neoplygnathus communis communis*, *Bispathodus* sp.

بایوزون ۴: *Siphonodella praesulcata* Zone?

این بایوزون به ضخامت ۱۰ متر شامل سنگ‌آهک نودولار با میان‌لایه‌های شیلی واحد E شامل نمونه‌های K66 تا K68 است و با نخستین ظهور *Siphonodella praesulcata*? در نمونه 2-K65 شناسایی می‌شود. مرز زیرین این بایوزون با نخستین ظهور گونه کنودونتی *Siphonodella praesulcata* تعیین می‌شود که بر اساس Sandberg et al. 1978، ظهور این گونه در قاعده *praesulcata* Zone است و آخرین حضور این گونه بر اساس Bardasheva et al. 2004 تا Lower *crenulata* Zone ادامه می‌یابد. مرز بالایی این بایوزون بر اساس بایوزون‌های ارائه‌شده (Kaiser et al. 2009)، قاعده شیل‌های خاکستری تیره (واحد F) در نظر گرفته شد. از مهم‌ترین نمونه‌های مطالعه‌شده در این بایوزون عبارتند از:

Polygnathus inornatus, *Polygnathus* cf. *inornatus*, *Siphonodella praesulcata*, *Siphonodella* cf. *praesulcata*, *Bispathodus* sp., *Neoplygnathus communis communis*, *Neoplygnathus* sp., *Polygnathus* sp.

The costatus-kockeli interregnum (*ckI*)

(*ckI*) با فاصله زمانی نهشته‌شدن رسوبات سیلیسی کلاستیک (شیل‌های سیاه و ماسه‌سنگ‌ها) که در بحران هنگنبرگ نهشته شده‌اند، مطابقت دارد و معادل فاز اولیه انقراض جمعی در بحران هنگنبرگ است (Kaiser et al. 2009). در برش تیل‌آباد، یک لایه شیل تیره زغالی به ضخامت حدود ۳ سانتی‌متر دارای ورقه‌های نازک ژیبس در واحد F، معادل زون کنودونتی *Middle Praesulcata* (Ziegler and Sandberg 1990) است و می‌توان آن را معادل شیل‌های سیاه هنگنبرگ در نظر گرفت.

(Spalletta et al. 2017; 2016). از مهم‌ترین گونه‌های کنودونتی مطالعه‌شده در این بایوزون عبارتند از:

Bispathodus aculeatus aculeatus, *Bispathodus* cf. *aculeatus aculeatus*, *Polygnathus* sp., *Clydagnathus ormistoni*, *Pseudopolygnathus* sp., *Bispathodus* sp.

بایوزون ۲: *Bispathodus costatus* Zone

این بایوزون با ضخامتی حدود ۵۰/۵ متر شامل سنگ‌آهک و در پایین‌ترین بخش با میان‌لایه‌های شیلی واحد C شامل نمونه‌های K49 تا K58 همراه است. مرز زیرین این بایوزون با نخستین ظهور گونه *Bispathodus costatus* شناسایی می‌شود که معادل بخش بالایی بایوزون *Middle expansa* (Ziegler and Sandberg 1984; 1990; Corradini 2003; Kaiser et al. 2009) است. مرز بالایی این زون با نخستین حضور گونه *Bispathodus ultimus* در قاعده بایوزون بعدی مشخص می‌شود (Corradini et al. 2016; Spalletta et al. 2017). از مهم‌ترین گونه‌های کنودونتی مطالعه‌شده در این بایوزون عبارتند از:

Bispathodus costatus M1, *Bispathodus costatus* M2, *Bispathodus* cf. *costatus* M1, *Bispathodus* sp., *Pseudopolygnathus primus*, *Neopolygnathus* cf. *communis*

بایوزون ۳: *Bispathodus ultimus* Zone

این بایوزون با ضخامتی حدود ۵۹ متر شامل سنگ‌آهک با میان‌لایه‌هایی از شیل و سنگ‌آهک نودولار واحدهای D و E شامل نمونه‌های K59 تا 2-K65 است. مرز زیرین این بایوزون با نخستین ظهور گونه کنودونتی *Bispathodus ultimus* تعیین می‌شود. بر اساس بایوزون‌های استاندارد ارائه‌شده (Corradini et al. 2016; Spalletta et al. 2017)، مرز بالایی این بایوزون بر اساس نخستین ظهور (FAD) گونه *Protognathodus kockeli*، آغاز کربنیفر تعریف می‌شود؛ اما به‌علت نبود جنس *Protognathodus* در برش مطالعه‌شده و ظهور گونه *Siphonodella praesulcata* در بالاترین لایه‌های پیش از شیل‌های تیره، نخستین حضور گونه *Siphonodella praesulcata* با توجه به بایوزون‌های ارائه شده (Kaiser et al.

بایوزون ۵: *sulcata* Zone

این بایوزون معادل بخش بالایی واحد F به ضخامت حدود ۱۴ متر و شامل شیل‌های خاکستری ورقه‌ای حاوی ساقه کرینوئید و سنگ‌آهک کرم‌رنگ نازک‌لایه شامل نمونه‌های K73-4 تا K75 است. مرز زیرین این بایوزون بر نخستین ظهور گونه کنودونتی *Si. sulcata* منطبق و بر اساس نظر Sandeberg et al. 1978 دارای گستره سنی معادل base of the Lower *sulcata* Zone to the Lower *crenulata* Zone است.

بایوزون ۶: *typicus* Zone

این بایوزون به ضخامت حدود ۴۰ متر شامل سنگ‌آهک نازک‌لایه با میان‌لایه‌های شیلی واحد J و بخش زیرین آهک‌های نازک‌لایه واحد K است. مرز زیرین این بایوزون با حضور گونه *Gnathodus typicus* تعیین می‌شود. بنا بر Lane et al. 1980، گستره سنی گونه *Gnathodus typicus* معادل Base of Upper *typicus* Zone into *anchoralis-latus* Zone است و وجود مرز زیرین این بایوزون را امکان‌پذیر می‌کند. از گونه‌های کنودونتی این بایوزون عبارتند از:

Gnathodus semiglaber, *Gnathodus typicus*,
Pseudopolygnathus pinnatus, *Gnathodus cuneiformis*

بایوزون ۷: *anchoralis-latus* Zone

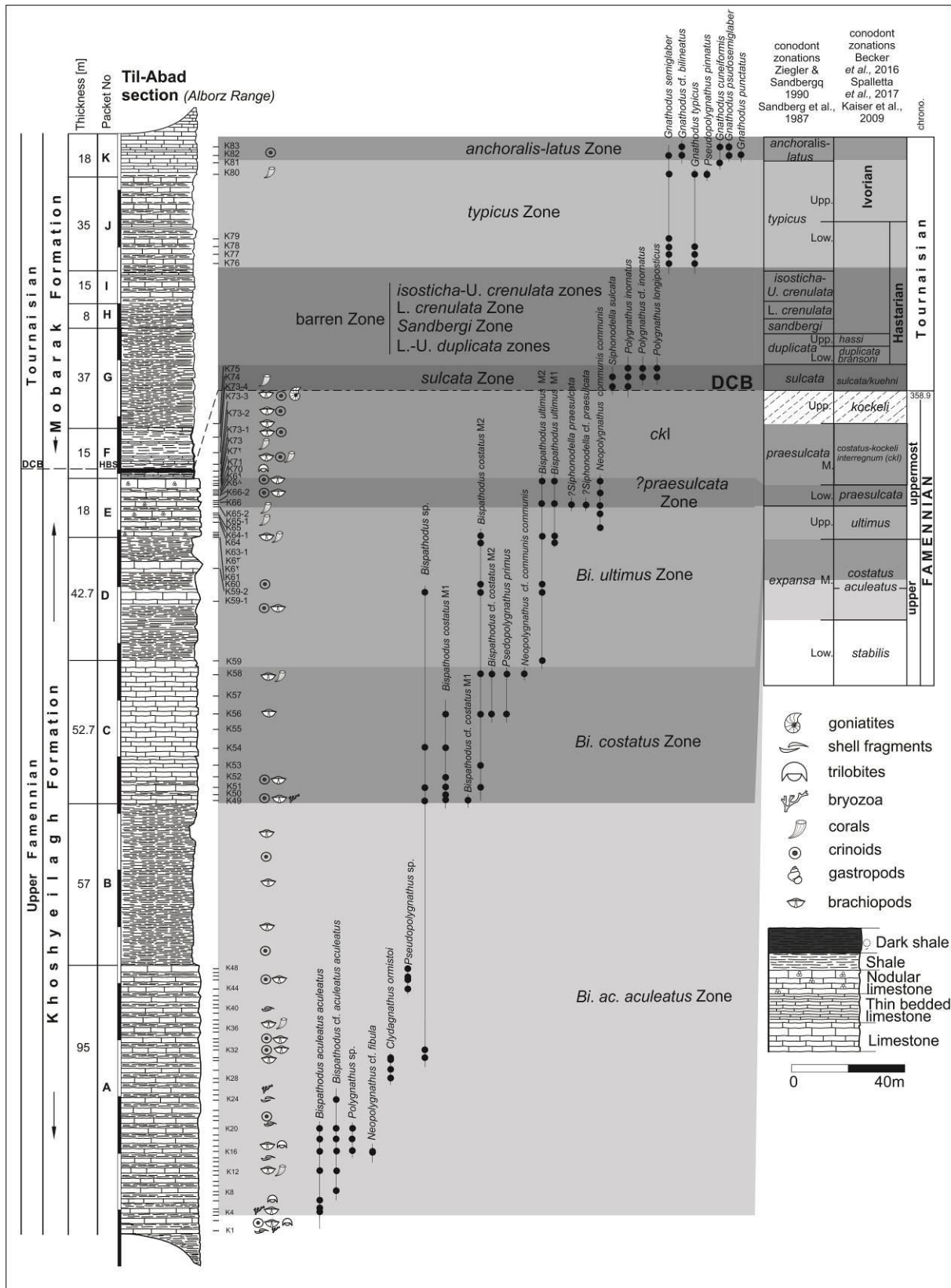
این بایوزون به ضخامت ۱۷/۵ متر شامل سنگ‌آهک نازک‌لایه و درحقیقت، آخرین بایوزون کنودونتی شناسایی شده در برش تیل‌آباد است. مرز زیرین این بایوزون با نخستین حضور گونه *Gnathodus pseudosemiglaber* که از گونه‌های شاخص در شناسایی این بایوزون است، مشخص می‌شود. از کنودونت‌های موجود در این بایوزون عبارتند از:

Gnathodus punctatus, *Gnathodus pseudosemiglaber*
باتوجه به ارزش چینه‌شناسی گونه‌ها، برش تیل‌آباد به ۷ بایوزون تقسیم شد که از این تعداد، ۴ بایوزون شامل *Bi.*

***aculeatus* Bispathodus costatus Zone ultimus Zone**

به *Siphonodella praesulcata* Zone و *aculeatus* Zone بالاترین بخش‌های سازند خوش‌بیلاق و به سن فامنین پسین تعلق دارند و *costatus-kockeli* interregnum (*ckI*) و *Siphonodella sulcata* Zone به بخش گذر دونین-کربنیفر و ۲ بایوزون *typicus* Zone و *anchoralis-latus* Zone به پایین‌ترین افق‌های سازند مبارک به سن تورنیزین تعلق دارند. وجود شیل‌های خاکستری تیره تا سیاه واحد F به ضخامت حدود ۳ متر که یک واحد زغالی بیتومینه به ضخامت ۳ سانتی‌متر در رأس خود دارد، نشان‌دهنده سنی معادل فامنین پسین برای این واحد سنگی است (رجوع شود به بحث *ckI*)؛ از سویی باتوجه به ظهور گونه شاخص تورنیزین پیشین (*Siphonodella sulcata*) در شیل‌های بخش بالایی واحد F و یافت‌نشدن هیچ‌گونه فسیل *Protognathodus* *kockeli* که شاخص *kockeli* Zone (Kaiser et al. 2009) و معادل *Upper praesulcata* Zone (Ziegler and Sandberg 1990) است، می‌توان گفت مرز دونین-کربنیفر در این برش از نوع ناپیوسته و هم‌شیب است.

گفتنی است در برش مطالعه‌شده، در چینه‌هایی به ضخامت حدود ۴۱/۵ متر متشکل از شیل تیره متمایل به خاکستری ورقه‌ای، شیل زرد تا کرم، شیل زرد با میان‌لایه‌های سنگ‌آهک خاکستری تا قهوه‌ای‌رنگ، بین بایوزون *Siphonodella sulcata* و بایوزون *typicus* هیچ فسیل کنودونتی یافت نشد و بنابراین بایوزون‌های *duplicata* *isosticha-Upper* و *Lower crenulata* *sandbergi* و *crenulata* بین بایوزون‌های *Siphonodella sulcata* و *typicus* بازیابی نمی‌شوند؛ این فاصله معادل عقیم‌زون در نظر گرفته شده است. احتمالاً تغییرات رخساره‌ای یا عملکرد ساختارهای تکتونیکی مانند گسل‌ها در منطقه علت نبود این بایوزون‌ها به شمار می‌آید.



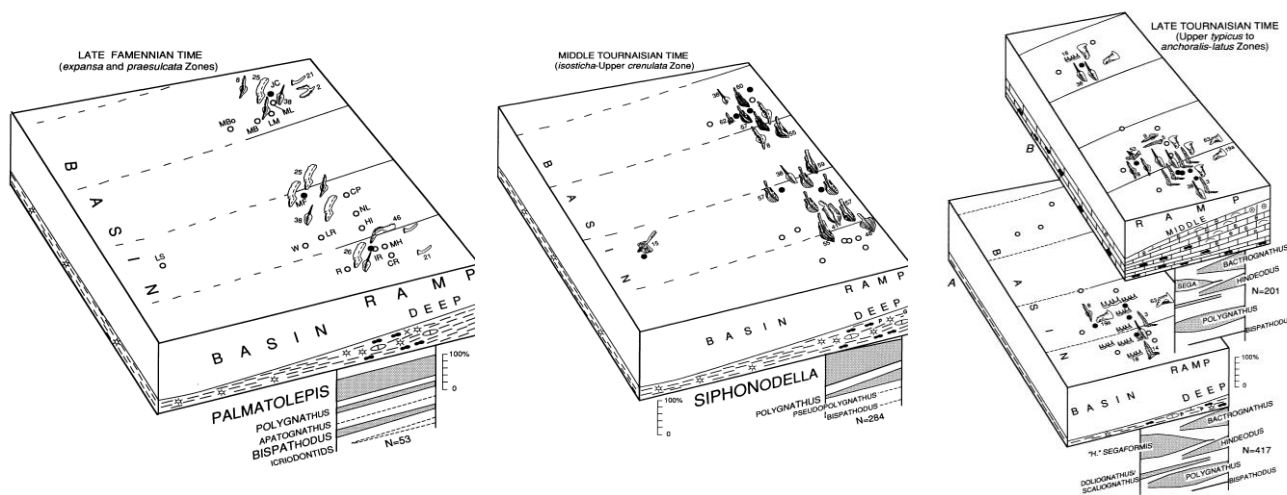
شکل ۵- ستون سنگ‌چینه‌ای، بایوزوناها و پراکنندگی کنودونت‌ها در برش تیل‌آباد

Sandberg and Dreeseen 1984 به رخساره‌های دور از ساحل مربوط است (شکل ۶)، گویای عمیق‌شدگی و افزایش سطح آب در انتهای فامنین پسین در برش تیل آباد است.

بررسی جدول فراوانی کنودونت‌ها (جدول ۱) گویای حضور حداکثری جنس *Bispathodus* پیش از مرز دونین-کربنیفر است و رخساره *Bispathodid* که بر اساس

PALEOTECTONIC SETTING	CONTINENTAL RISE	SLOPE			SHELF		VARIOUS RESTRICTED AND PERITIDAL SETTINGS	LAND
		LOWER	MIDDLE	UPPER	OUTER	INNER		
CONODONT BIOFACIES (I- IX)	I Palmatolepid bispathodid	II Palmatolepid polygnayhid			III Polygnathid icriodid	IV Polygnathid pelekysgnathid	V Clydagnathid VI scaphignathid VII Patrognathid VIII Pandorinellid IX Antognathid	
ICRIODONTID FAUNA	Simple cones (transported)				Triple row PELEKYS	Both types of <i>Pelekysgnathus</i>	Single-row <i>Pelekysgnathus</i>	
REPRESENTATIVE SECTION	TOQ x	CON x			SOL x	MWZ x	RQ x	EGL x
ENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION	EUPHOTIC DYSPHOTIC APHOTIC		<i>Palmatolepis</i> (PELAGIC)			<i>Pelekysgnathus</i> (NEARSHORE)		
	OXYGEN MINIMUM (OM)		No record			Fossiliferous nodular limestone and calcaeous mudstone	Micrite with some interbedded encrinits	Micrite pelmicrite sandstone and supertidal dolomite
ROCK TYPES	Chert and barite	Mudstone and chert	Radiolarian-rich chertified mudstone with micrite concretions					
STRATIGRAPHIC UNIT	SLAVEN CHERT	WOOD RUFF FM.	LEATHAM FM, LEATHAM MBROF PILOT SH		UPPER MEMBER OF PINYON PEAK LIMESTONE	OURAY LIMESTONE	LOWER PART OF CHAFFEE GROUP	

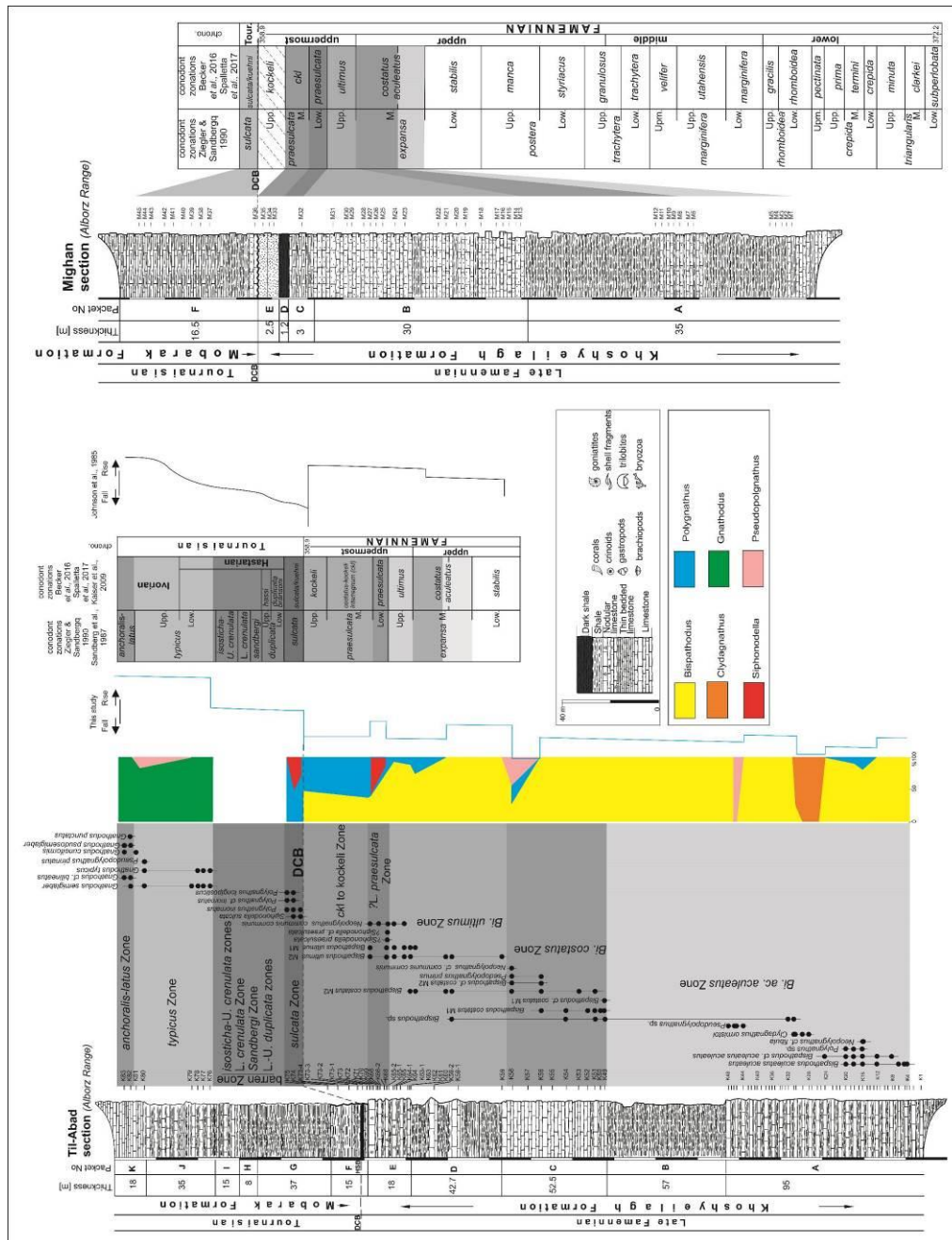
شکل ۶- مدل زیست‌رخساره‌های کنودونتی فامنین پسین (Sandberg and Dreeseen 1984)



شکل ۷- مدل زیست‌رخساره‌های کنودونتی فامنین پسین زیست‌زون‌های *expansa and praesulcata Zones* و تورنیزین از Savoy and Harris 1993

آن در مرز دونین - کربنیفر، افق ماسه‌سنگی معادل پسروری مرز مشاهده می‌شود، ولی در برش خوش‌سیلاق در زیر مرز دونین - کربنیفر، سنگ‌آهک‌های بیوکلاستیک و افقی از زغال بیتومینه و در مرز دونین - کربنیفر، شیل و مارن‌های خاکستری فسیل دار مشاهده می‌شوند (شکل ۹).

فراوانی کنودنت‌های سیفونودلید، پلی‌گناتید و افزایش گناتوئیدها در تورنیزین بر اساس مدل Savoy and Harris 1993 (شکل ۷) گویای افزایش سطح آب پس از مرز دونین - کربنیفر و در تورنیزین است (شکل ۸). در برش میغان (Parvizi et al. 2019) در زیر مرز دونین - کربنیفر، شیل تیره و متعاقب



شکل ۸- زیست‌رخساره‌های کنودنتی برش تیل‌آباد و تغییرات سطح آب بر اساس فراوانی کنودنت‌ها و مقایسه با

تغییرات سطح آب جهانی (Johnson et al. 1985)

نتایج

بررسی‌های کنودونتی در برش تیل‌آباد به شناسایی و تفکیک ۷ بایوزون کنودونتی در بالاترین واحدهای سازند خوش‌بیلاق و پایین‌ترین واحدهای سازند مبارک منجر شدند. گفتنی است بین بایوزون *Siphonodella sulcata* و بایوزون *typicus* هیچ فسیل کنودونتی یافت نشد و این فاصله معادل زون بارن (بدون فسیل) در نظر گرفته شد که از نظر زیست‌چینه‌نگاری معادل بایوزون‌های *Lower sandbergi*، *duplicata* و *isosticha-Upper crenulata* است. در مطالعه توالی این برش هیچ‌گونه فسیل *Protognathodus kockeli* که شاخص *kockeli* Zone (Kaiser et al. 2009) و معادل *Upper praesulcta* Zone (Ziegler and Sandberg 1990) باشد، یافت نشد؛ بنابراین بر اساس یافته‌های کنودونتی، مرز دونین-کربنیفر در برش تیل‌آباد ناپیوسته و هم‌شیب و گستره ناپیوستگی معادل *kockeli* Zone در بایوزون پیشنهادی (Kaiser et al. 2009) است. قاعده تورنیزین در برش مطالعه‌شده بر چند سانتی‌متر بالاتر از افق زغال بیتومینه منطبق است.

References

- strata of central Iran. *Journal of Science*. 8: 45–60 [in Persian].
- Ashouri A.R. 1997b. Revision in stratigraphical position of the “Cephalopod Beds” and Devonian- Carboniferous boundary and introducing 5 conodont zones in Howz-e-Dorah (East Iran). *Geosciences*, 6: 10–17 [in Persian].
- Ashouri A.R. 1998. The Devonian-Carboniferous boundary in Ozbak-Kuharea. *Geosciences Scientific Quarterly Journal*. 7: 47–53 [in Persian].
- Ashouri A.R. 2001. Middle Devonian-Early Carboniferous conodont faunas from the Khoshyeilagh Formation, Alborz Mountains, north Iran. In: 15th International Senckenberg Conference, Joint Meeting IGCP 421/SDS, May 2001.
- Ashouri A.R. 2002. *Palmatolepis* (conodonta; Late Devonian) from the Tabas region, east Iran. *International Journal of Science*, 3(2): 187–220.
- Ashouri A.R. 2004. Late Devonian and Middle-Late Devonian conodonts from eastern and northern Iran. *Revista Española de Micropaleontología*. 3: 355–365.
- Ashouri A.R. 2006. Middle Devonian-Early Carboniferous conodont faunas from the Khoshyeilagh Formation, Alborz Mountains, north Iran. *Journal of Sciences*. 17: 53–65 [in Persian].
- Ashouri A.R. and Yamini A. 2006. Cephalopods and Stratigraphical Position of Cephalopod Bed of Shishtu Formation, Iran. *Geosciences Scientific Quarterly Journal*. 15: 178–187.
- Bábek O. Kumpán T. Kalvoda J. and Grygar T.M. 2016. Devonian/Carboniferous boundary glacioeustatic fluctuations in a platform-to-basin direction: A geochemical approach of sequence stratigraphy in pelagic settings. *Sedimentary Geology*. 337: 81–99.
- Bahrami A. Corradini C. Over D.J. and Yazdi M. 2011. Upper Devonian-Lower Carboniferous conodont biostratigraphy in the Shotori Range, Tabas area, Central-East Iran Microplate. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*. 50(1): 35–53.
- Bahrami A. 2006. Biostratigraphy of Carboniferous deposits in Ramsheh area, Southeast Shahreza, Southwest Central Iran. M.Sc. Thesis, University of Isfahan, Iran [in Persian].
- Bahrami A. Gholamalalian H. Corradini C. and Yazdi M. 2011. Upper Devonian conodont biostratigraphy of Shams Abad section, Kerman province, Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. 117: 199–209.
- Bakhtiari S. 2003. Road Atlas of Iran, Gitashenasi Geographical & Cartographic Institute. 270 p.
- Aghanabati A. 2006. *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran press, Teheran, 586 p. [in Persian].
- Aharipour A. 2011. Microfacies sedimentary environment and sequence stratigraphy of Devonian strata (Padeha and Khoshyeilagh formations) in the East Alborz. Ph.D. Thesis, University of Shahid Beheshti, Iran [in Persian].
- Alavi-Naini M. 1972. Etude geologique de la region de Djam. Geological Survey of Iran, Reports, 23: 1–288.
- Amiri F. Mousavi M.R. Adabi M.H. and Aharipour R. 2010. Lithological investigating, sedimentary environment and diagenetic process affected to Mobarak Formation deposits in Mighan and Khoshyeilagh sections with comparison to the other sections of central Alborz, 29th geoscience symposium, Geological Survey and Mineral Exploration [in Persian].
- Ashouri A.R. 1990. Devonian and Carboniferous conodont faunas from Iran. Ph.D. Thesis, University of Hull, 351 p.
- Ashouri A.R. 1997a. Juvenile gastropods from the upper Devonian Cephalopod beds and adjacent

- Devonian/Carboniferous boundary. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial. 13: 13–16.
- Corradini C. Spalletta C. Mossoni A. Matyja H. and Over D.J. 2016. Conodonts across the Devonian/Carboniferous boundary: a review and implication for the redefinition of the boundary and a proposal for an updated conodont zonation. *Geological Magazine*. 154(4): 888–902.
- Corradini, C. 2003. Late Devonian (Famennian) conodonts from the Corona Mizziu sections near Villasalto (Sardinia, Italy). *Palaeontographica Italica*. 98: 65–116.
- Cramer B.D. Saltzman M.R. and Kleffner M.A. 2006. Spatial and temporal variability in organic carbon burial during global positive carbon isotope excursions: new insight from high resolution carbon isotope stratigraphy from the type area of the Niaganan Provincial Series. *Stratigraphy*. 2: 327–340.
- 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*. 346–347.
- Dzik J. 1997. Emergence and succession of Carboniferous conodont and ammonoid communities in the Polish part of the Variscan sea. *Acta Palaeontologica Polonica*. 42: 57–164 .
- Epstein A.G. Epstein J.B. and Harris L.D. 1977. Conodont color alteration; an index to organic metamorphism. U.S. Geological Survey Professional Paper. 0995: 1–27.
- Habibi T. Corradini C. and Yazdi M. 2008. Famennian Tournaisian conodont biostratigraphy of the Shahmirzad section, central Alborz, Iran. *Geobios*. 41: 763–777.
- Hairapetian V. and Yazdi M. 2003. Late Devonian conodonts from the Dalmeh sections, Northeast Ardekan, Central Iran. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. 245: 209–225.
- Hartenfels S. 2011. Die globalen Annulata-Events und die Dasberg-Krise (Famennium, Oberdevon) in Europa und Nord-Afrika – hochauflösende Conodonten-Stratigraphie, Karbonat-Mikrofazies, Paläoökologie und Paläodiversität. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*. 105: 517–527.
- Isaacson P.E. Diaz-Martinez E. Grader G.W. Kalvoda J. Babek O. and Devuyt F.X. 2008. Late Devonian–earliest Mississippian glaciation in Gondwanaland and its biogeographic consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 268: 126–142.
- Becker R.T. 1993a. Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to Lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. *The Ammonoidea, Evolution and Environmental Change*, Publisher: The Systematics Association, Editors: Michael R House. p. 105–164
- Bozorgnia F. 1973. Paleozoic Foraminiferal Biostratigraphy of Central and East Alborz Mountains, Iran. National Iran Oil Company Press. 185 p.
- Brand U. Legrand-Blain M. and StreeL M. 2004. Biochemostratigraphy of the Devonian-Carboniferous boundary global stratotype section and point, Griotte Formation, La Serre, Montagne Noire, France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 205: 337–357.
- Brice D. Jenny J. Stampfli G. and Bigey F. 1978. Le Dévonien de l'Elbourz oriental: Stratigraphie, paleontology (brachiopodes et bryozoaires), paléogéographie. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. 84: 1–56.
- Buggisch W. and Joachimski M.M. 2006. Carbon isotope stratigraphy of the Devonian of Central and Southern Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 240: 68–88.
- Caplan M.L. and Bustin R.M. 1999. Devonian-Carboniferous Hangenberg mass extinction event, widespread organic-rich mudrock and anoxia: causes and consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 148: 187–207.
- Caplan M.L. Bustin R.M. and Grimm K.A. 1996. Demise of a Devonian-Carboniferous carbonate ramp by eutrophication. *Geology*. 24(8): 715–718.
- Caputo M.V. Melo J.H.G. StreeL M. Isbell J.L. 2008. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. In: Fielding C.R., Frank T.D., Isbell J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America, Special Papers. 441: 161–173.
- Carmichael S.K. Waters J.A. Batchelor C.J. Coleman D.M. Suttner T.J. Kido E. Moore L. M. and Chadimová L. 2016. Climate instability and tipping points in the Late Devonian: detection of the Hangenberg Event in an open oceanic island arc in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*. 32: 213–231.
- Corradini C. Kaiser S.I. Perri M.C. Spalletta C. 2011. Protognathodus (Conodonta) and its potential as a tool for defining the Devonian/Carboniferous boundary. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. 117: 15–28.
- Corradini C. Spalletta C. Kaiser S.I. and Matyja H. 2013. Overview of conodonts across the

- Mississippian glaciations and their global effects. In: Becker R.T., Königshof P., Brett C.E. (Eds.), *Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events*, Geological Society, London, Special Publications. doi: <http://doi.org/10.1144/SP423.12>.
- Lane H.R. Sandberg C.A. and Ziegler W. 1980. Taxonomy and phylogeny of some lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-Siphonodella zonation. *Geologica et palaeontologica*. 14: 117–164.
- Marynowski L. and Filipiak P. 2007. Water column euxinia and wildfire evidence during deposition of the Upper Famennian Hangenberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). *Geological Magazine*. 144: 569–595.
- Marynowski L. Zatoń M. Rakociński M. Filipiak P. Kurkiewicz S. and Pearce T.J. 2012. The astronomical rhythm of Late-Devonian climate change (Kowala section, Holy Cross Mountains, Poland). *Earth and Planetary Science Letters*. 365: 25–37.
- Morrow J.R. Schinder E. and O.H. Walliser. 1996. Phanerozoic development of selected global environmental features, In: *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer. p. 53–61.
- Paproth E. and Strel M. 1984. The Devonian-Carbonifer boundary. *Courier Forschungs institut Senckenberg*. 67: 258.
- Parvizi T. Bahrami A. Kaiser S. and Koenigshof P. 2019. Biostratigraphy of the Upper Devonian-Lower Carboniferous deposits in Mighan section, northeast Shahrood, Eastern Alborz. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*. 35(2): 49–72.
- Poty E. 1999. Famennian and Tournaisian recoveries of shallow water Rugosa following late Frasnian and late Strunian major crisis, southern Belgium and surrounding area, Hunan (South China) and the Omolon region (NE Siberia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 154: 11–26.
- Qie W. and Liu J. 2015. Local overprints on the global carbonate $\delta^{13}C$ signal in Devonian–Carboniferous boundary successions of South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 418: 290–303.
- Rejebian V.A. Hariss A.G. and Huebner J.S. 1987. Conodont color and textural alternation: an index to regional metamorphism contact metamorphism, and hydrothermal alteration. *Geological Society of America, Bulletin*. 99: 471–479.
- Sandberg C. and Dreesen R. 1984. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate
- Jafariyan A. and Jalali S. 2004. *Khoshyeilagh Geological map: 1:100000*, Geological Survey and Mineral Exploration, Sheet No: 7063.
- Johnson J.G. Klapper G. and Sandberg C.A. 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*. 96: 567–587.
- Kaiser S. and Corradini C. 2008. Should the Devonian/Carboniferous Boundary be redefined?. *Newsletter SDS* 23: 55–56.
- Kaiser S.I. Aretz M. and Becker R.T. 2016. The global Hangenberg Crisis (Devonian-Carboniferous transition) – review of a first order mass extinction. In: Becker R.T., Königshof R., Brett C.E. (Eds.), *Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events*, Geological Society, London, Special Publications. 423: 1–51.
- 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*. 63: 97–139.
- Kaiser S.I. Becker R.T. Steuber T. and Aboussalam S.Z. 2011. Climate-controlled mass extinctions, facies, and sea-level changes around the Devonian–Carboniferous boundary in the eastern Anti-Atlas (SE Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 310(3–4): 340–364.
- Kaiser S.I. Steuber T. and Becker R.T. 2008. Environmental change during the Late Famennian and Early Tournaisian (Late Devonian – Early Carboniferous) – implications from stable isotopes and conodont biofacies in southern Europe. *Geological Journal*. 43: 241–260.
- Kaiser S.I. Steuber T. Becker R.T. and Joachimski M.M. 2006. Geochemical evidence for major environmental change at the Devonian–Carboniferous boundary in the Carnic Alps and the Rhenish Massif. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 240: 146–160.
- 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 (Czech Republic) and a correlation with the Carnic Alps (Austria). *Environment, Ecology, and Evolutionary Change. Systematics Association, Special Volume*. 47: 115–164.
- Lakin J.A. Marshall J.E.A. Troth I. and Harding I.C. 2016. Greenhouse to icehouse: a biostratigraphic review of latest Devonian–

- Phanerozoic Reef Patterns. SEPM Special Publications. 72: 239–269.
- Weber H.M. 2000. Die karbonatischen Flachwasserschelfe im europäischen Oberfamennium (Strunium) – Fazies, Mikrobiota und Stromatoporen-Faunen. PhD thesis, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität zu Köln.
- Wendt J. Kaufmann B. Belka Z. Farsan N. Karimi and Bavandpur A. 2002. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part I. Southeastern Iran. *Iran. Acta Geologica Polonica*. 52: 129–168.
- Wendt J. Kaufmann B. Belka Z. Farsan N. Karimi and Bavandpur A. 2005. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part II. Northern and Central Iran. *Acta Geologica Polonica*. 55: 31–97.
- Wicander R. Clayton G. Marshall J.E.A. and Troth I. Racey A. 2011. Was the latest Devonian glaciation a multiple event? New palynological evidence from Bolivia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 305: 84–92.
- Yazdi M. 1999. Late Devonian-Carboniferous conodonts from Eastern Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. 105: 167–200.
- Yazdi M. and Turner S. 2000. Late Devonian and Carboniferous vertebrates from the Shishtu and Sardar formations of the Shotori Range, Iran. *Records of the Western Australian Museum, Supplement*. 58: 223–240.
- Ziegler W. 1962a. Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. *Abhandlungen des Hessisches Landesamt für Bodenforschung*. 38: 1–166.
- Ziegler W. 1962b. Die Conodonten aus den Geröllen des Zechsteinkonglomerates von Rossenray (südwestlich Rheinberg/Niederrhein). *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*. 6: 391–406.
- Ziegler W. 1969. Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*. 17: 343–360.
- Ziegler W. and Sandberg C.A. 1984. Important candidate sections for a stratotype of conodont based Devonian-Carboniferous boundary. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. 67: 231–239.
- Ziegler W. and Sandberg C.A. 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. 121: 1–115.
- shallow-water conodont zonation. *Special Paper of the Geological Society of America*. 196: 143–178.
- Sandberg C.A. Ziegler W. Leuteritz K. and Brill S.M. 1978. Phylogeny, speciation and zonation of Siphonodella (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous). *Newsletters on Stratigraphy*. 7: 102–120.
- Sardar Abadi M. Da Silva A.C. Mossadegh H. Spassov S. and Boulvain F. 2015. Lower Carboniferous ramp sedimentation of the Central Alborz Basin, northern Iran: integrated sedimentological and rock-magnetic studies. In: Da Silva, A.C., Whalen, M.T., Hladil, J., Chadimova, L., Chen, D., Spassov, S., Boulvain, F. & Devleeschouwer, X. (Eds.). *Magnetic Susceptibility Application: A Window onto Ancient Environments and Climate Variations*. Geological Society, London, Special Publication. 414, 73–91.
- Savoy L.E. and Harris A.G. 1993. Conodont biofacies and taphonomy along a carbonate ramp to black shale basin latest Devonian and earliest Carboniferous southern most Canadian Cordillera and adjacent Montana. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 30: 2404–2422.
- Simakov K.V. 1993. The dynamics and biochronological structure of the Hangenbergian bioevent. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 104: 127–137.
- Spalletta C. Perri M.C. Over D.J. and Corradini C. 2017. Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. *Bulletin of Geosciences*, 92(1): 31–57.
- Streef 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*. 52(1): 121–173.
- Van Steenwinkel M. 1993a. The Devonian–Carboniferous boundary in southern Belgium: biostratigraphic identification criteria of sequence boundaries. *Special Publications of International Association of Sedimentologists*. 18: 237–246.
- Walliser O.H. 1984. Pleading for a natural D/C boundary. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. 67: 241–246.
- Webb G.E. 2002. Latest Devonian and Early Carboniferous reefs: depressed reef building after the Middle Paleozoic collapse. In: Kiessling W. Flügel E. Golonka J. (Eds.).

- Figs. 1, 3-5, 9-10-** *Polygnathus inornatus* Branson, 1934; **Fig. 1-** Upper (a) and lower (b) views of EUIC 2043, sample K73-4 (*sulcata* Zone), **Fig. 3-** Upper (a) and lower (b) views of EUIC 2045, sample K74 (*sulcata* Zone), **Fig. 4-** Upper (a) and lower (b) views of EUIC 2046, sample K 75 (*sulcata* Zone), **Fig. 5-** Upper (a) and lower (b) views of EUIC 2047, sample K74 (*sulcata* Zone), **Fig. 9-** Upper (a) and lower (b) views of EUIC 2051, sample K75 (*sulcata* Zone), **Fig. 10-** Upper (a) and lower (b) views of EUIC 2052, sampel K75 (*sulcata* Zone).
- Fig. 2-** *Polygnathus* cf. *inornatus* Branson, 1934; Upper (a) and lower (b) views of EUIC 2044, sample K74 (*sulcata* Zone).
- Figs. 6, 7-** *Neopolygnathus communis communis*, Branson & Mehl, 1934b; **Fig. 6-** Upper (a) and lower (b) views of EUIC 2048, sample K65 (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig. 7-** Upper (a) and lower (b) views of EUIC 2049, sample K65-2 (*Bispathodus ultimus* Zone).
- Fig. 8-** *Polygnathus* sp.; Hinde, 1879; Upper view of EUIC 2050, sample K16 (*Bispathodus ac. aculeatus* Zone).
- Figs. 11, 12-** *Polygnathus longiposticus* Branson & Mehl, 1934; **Fig. 11-** Upper (a) and lower (b) views of EUIC 2053, sample K74 (*sulcata* Zone), **Fig. 12-** Upper (a) and lower (b) views of EUIC 2054, sample K75 (*sulcata* Zone).
- Fig. 13-** *Neopolygnathus* cf. *communis communis*, Branson & Mehl, 1934b; Upper (a) and lower (b) views of EUIC 2055, sample K58 (*Bispathodus costatus* Zone),
- Fig. 14-** *Pseudopolygnathus* sp. Branson & Mehl, 1934; Upper (a) and lower (b) views of EUIC 2056, sample K44 (*Bispathodus ac. aculeatus* Zone).
- Fig. 15-** *Pseudopolygnathus primus* Branson & Mehl, 1934b; Upper (a) and lateral (b) views of EUIC 2057, sample K56 (*Bispathodus costatus* Zone).
- Figs. 16, 17 -***Bispathodus aculeatus aculeatus* Branson & Mehl, 1934a; **Fig. 16-** Upper view of EUIC 2058, sample K4 (*Bispathodus ac. aculeatus* Zone), **Fig. 17-** Upper view of EUIC 2059, sample K6 (*Bispathodus ac. aculeatus* Zone).
- Figs. 18, 19-** *Bispathodus* sp. Muller 1962; **Fig. 18-** Upper view of EUIC 2060, sample K31 (*Bispathodus ac. aculeatus* Zone). **Fig. 19-** Upper view of EUIC 2061, sample K32 (*Bispathodus ac. aculeatus* Zone).
- Figs. 20-** *Bispathodus costatus* M1, Branson, 1934, Upper view of EUIC 2062, sample K49, (*Bispathodus costatus* Zone).
- Figs. 21-22-** *Bispathodus costatus* M2 Branson, 1934; **Fig. 21-** Upper view of EUIC 2063, sample K51 (*Bispathodus costatus* Zone). **Fig. 22-** Upper view of EUIC 2064, sample K53 (*Bispathodus costatus* Zone).
- Fig. 23-** *Bispathodus* cf. *costatus* M1, Branson, 1934, Upper view of EUIC 2065, sample K49, (*Bispathodus costatus* Zone).

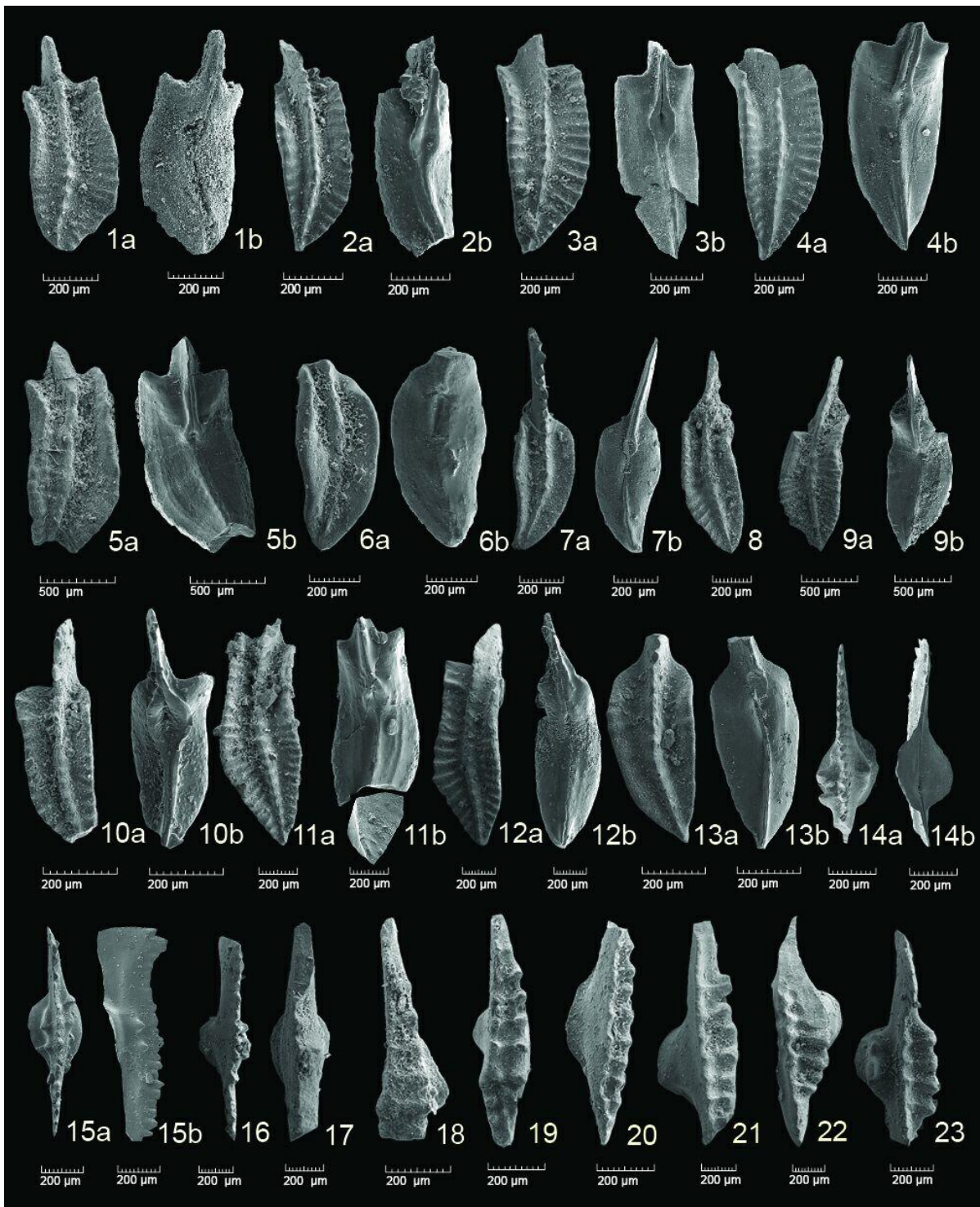


PLATE 2

- Fig. 1** - *Pseudopolygnathus* sp. Branson & Mehl, 1934; Upper (a) and lower (b) views of EUIC 2019, sample K45 (*Bispathodus ac. aculeatus* Zone).
- Figs. 2 -3-** *Clydagnathus ormistoni* Beinert et al, 1971, **Fig. 2-** Upper (a) and Lateral (b) views of EUIC 2020, sample K28 (*Bispathodus ac. aculeatus* Zone), **Fig. 3-** Upper (a) and Lateral (b) views of EUIC 2021, sample K29 (*Bispathodus ac. aculeatus* Zone).
- Figs. 4-5-** *Pseudopolygnathus primus* Branson & Mehl, 1934b; **Fig. 4-** Upper (a) and lateral (b) views of EUIC 2022, sample K56 (*Bispathodus costatus* Zone), **Fig. 5-** Upper (a) and lateral (b) views of EUIC 2023, sample K58 (*Bispathodus costatus* Zone).
- Fig. 6-** *Bispathodus* sp. Muller 1962; Upper view of EUIC 2024, sample K51 (*Bispathodus costatus* Zone).
- Fig. 7-** *Gnathodus pseudosemiglaber* Thomson and Fellow, 1970; Upper view Of EUIC 2025, sampel K82 (*anchoralis-latus* Zone).
- Fig. 8-** *Bispathodus costatus* M2 Branson, 1934; Upper view of EUIC 2026; sample K51 (*Bispathodus costatus* Zone).
- Fig. 9-** *Bispathodus ultimus* M1 Bischoff, 1957, Upper view of EUIC 2027; sample K64-1 (*Bispathodus ultimus* Zone).
- Fig. 10-** *Bispathodus ultimus* M2 Branson, 1934; Upper view of EUIC 2028, sample K59, (*Bispathodus ultimus* Zone).
- Fig. 11-12-** ?*Siphonodella praesulcata* Sandberg, 1972; **Fig. 11-** Upper(a) and lower(b) views EUIC 2029, sample K65-2, (?*praesulcata* Zone), **Fig. 12-** Upper(a) and lower(b) views EUIC 2030, sample K65-2, (?*praesulcata* Zone).
- Fig. 13-** *Siphonodella* cf. *praesulcata* Sandberg, 1972; Upper(a) and lower(b) views EUIC 2031, sample K65-2, (*praesulcata* Zone).
- Figs. 14, 17-23-** *Polygnathus inornatus* Branson, 1934; **Fig. 14-** Upper (a) and Lower (b) views EUIC 2032, sample K73-4, (*sulcata* Zone), **Fig. 17-** Upper (a) and Lower (b) views EUIC 2035, sample K74, (*sulcata* Zone), **Fig. 18-** Upper (a) and Lower (b) views EUIC 2036, sample K74, (*sulcata* Zone), **Fig. 19-** Upper (a) and Lower (b) views EUIC 2037, sample K75, (*sulcata* Zone), **Fig. 20-** Upper (a) and Lower (b) views EUIC 2038, sample K74, (*sulcata* Zone), **Fig. 21-** Upper (a) and Lower (b) views EUIC 2039, sample K73-4, (*sulcata* Zone), **Fig. 22-** Upper (a) and Lower (b) views EUIC 2040, sample K75, (*sulcata* Zone), **Fig. 23-** Upper (a) and Lower (b) views EUIC 2041, sample K75, (*sulcata* Zone).
- Fig. 24-** *Neopolygnathus* cf. *communis communis*, Branson & Mehl, 1934b; Upper (a) and Lower (b) views EUIC 2042, sample K58, (*Bispathodus costatus* Zone).

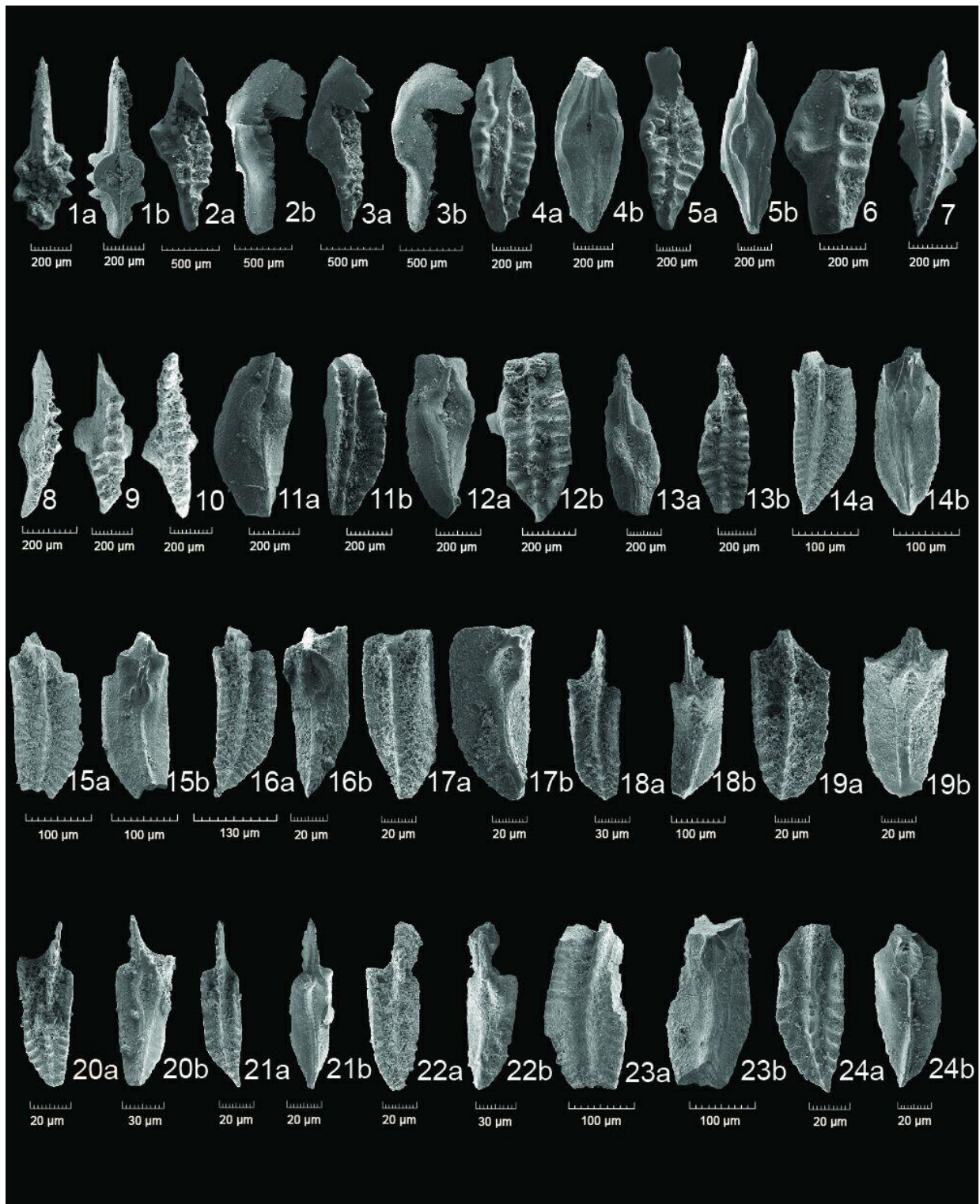


PLATE 3

Fig. 1 - *Bispathodus ultimus* M2 Branson, 1934; Upper view of EUIC 1088, sample K59, (*Bispathodus ultimus* Zone).

- Fig. 2-** *Bispathodus costatus* M2 Branson, 1934; Upper view of EUIC 1089, sample K51 (*Bispathodus ultimus* Zone).
Figs. 3, *Siphonodella sulcata* Huddle, 1934; upper(a) and lower(b) views of EUIC 1036, sample K 73-4, (*sulcata* Zone).
Figs. 7- *Polygnathus inornatus* Branson, 1934; Upper (a) and lower (b) views EUIC 1093, sample K75, (*sulcata* Zone).
Figs. 4- *Neopolygnathus* cf. *communis*, Branson & Mehl, 1934b; Upper (a) and lower (b) views EUIC 1090, sample K58, (*Bi. costatus* Zone).
Figs. 5-6, 9, 11- *Neopolygnathus communis communis*, Branson & Mehl, 1934b; **Fig. 5-** Upper (a) and lower (b) views of EUIC 1091, sample K66 (?*praesulcata* Zone), **Fig. 6-** Upper (a) and lower (b) views of EUIC 1092, sample K68 (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig. 9-** Upper (a) and lower (b) views of EUIC 1095, sample K64 (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig. 11-** Upper (a) and lower (b) views of EUIC 1097, sample K65-2(*Bispathodus ultimus* Zone).
Figs. 8, 10- *Polygnathus* cf. *inornatus* Branson, 1934; **Fig. 8-** Upper (a) and lower (b) views EUIC 1094, sample K74, (*sulcata* Zone), **Fig. 10-** Upper (a) and lower (b) views EUIC 1096, sample K75 (*sulcata* Zone).
Fig. 12- *Neopolygnathus* cf. *fibula*, Hartenfels et al., 2016, Upper (a) and lower (b) views EUIC 1098, sample K16 (*Bispathodus ac. aculeatus* Zone).
Fig. 13-15- *Bispathodus* sp. Muller 1962; **Fig. 13-** Upper view EUIC 1099, sample K59-2(*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig. 14-** Upper view EUIC 2000, sample K54(*Bispathodus costatus* Zone), **Fig. 15-** Upper view EUIC 2001, sample K32(*Bispathodus ac. aculeatus* Zone).
Figs. 16, 25-26 - *Gnathodus pseudosemiglaber* Thomson and Fellow, 1970; **Fig. 16-** Upper view EUIC 2002, sample K82 (*anchoralis-latus* Zone), **Fig. 25-** Upper view EUIC 2011, sample K83(*anchoralis-latus* Zone), **Fig. 26-** Upper view EUIC 2012, sample K83(*anchoralis-latus* Zone).
Fig. 17- *Gnathodus* cf. *bilineatus* Roundy, 1926; Upper view EUIC 2003, sample K76(*typicus* Zone).
Figs. 18, 23, 29-30- *Gnathodus cueneiformis* Mehl and Thomas, 1974; **Fig. 18-** Upper view EUIC 2004, sample K81(*typicus* Zone), **Fig. 23-** Upper view EUIC 2009, sample K81(*typicus* Zone), **Fig. 29-** Upper view EUIC 2015, sample K81(*typicus* Zone), **Fig. 30-** Upper view EUIC 2016, sample K83(*anchoralis-latus* Zone).
Figs. 19-20, 31- *Gnathodus semiglaber* Bischoff, 1957; **Fig. 19-** Upper view EUIC 2005, sample K77(*typicus* Zone), **Fig. 20-** Upper view EUIC 2006, sample K78 (*typicus* Zone), **Fig. 31-** Upper view EUIC 2017, sample K78 (*typicus* Zone).
Fig. 21- *Gnathodus* cf. *bilineatus* Roundy, 1926; Upper view EUIC 2007, sample K82 (*anchoralis-latus* Zone).
Fig. 22- *Pseudopolygnathus pinnatus* Voges, 1959; Upper view of EUIC 2008, sampel K80 (*typicus* Zone).
Figs. 24, 32- *Gnathodus punctatus* Cooper, 1939; **Fig. 24-** Upper view of EUIC 2010, sampel K82 (*anchoralis-latus* Zone), **Fig. 32-** Upper view of EUIC 2018, sampel K82 (*anchoralis-latus* Zone).
Figs. 27-28- *Gnathodus typicus* Cooper, 1939; **Fig. 27-** Upper view of EUIC 2013, sampel K76 (*typicus* Zone), **Fig. 28-** Upper view of EUIC 2014, sampel K78 (*typicus* Zone).

