



<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 4, No. 81, Winter 2021, pp. 59-86
Received: 09.06.2020 Accepted: 01.09.2020

Conodont biostratigraphy and biofacies of Late Devonian-Early Carboniferous deposits at Chelcheli section, Northwest Shahrud (Eastern Alborz)

Ali Bahrami*

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

Mehdi Yazdi

*Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Iran
meh.yazdi@gmail.com*

Seyed Mahmood Hosseini-Nejad

*Assistant Professor, School of Earth Science, Damghan University, Iran
hosseininejad@du.ac.ir*

Abstract

Chelcheli section (397m thick) about 70 km northwest of Shahrud on the Shahrud-Gorgan road (Tuskistan route), about 5 km east of the Chahar-Bagh village is sampled and studied to investigate the DC transition and the conodont facies changes during the Global Hangenberg Crisis. The measurement of one hundred eighty two meters of the upper part of Khoshyilagh formation and 215 meters of the Lowermost Mobarak formation led to the discrimination of 11 rock units with different sedimentary features. In total, forty limestone samples, about 4-5 kgs were systematically collected and treated with conventional preparation methods. Three hundred forty conodont elements were obtained, which led to the identification of 47 species and subspecies belonging to 16 genera that allowed the separation of 15 conodont bio-zones from the early Famennian to the Late Tournasian.

Keywords: Biostratigraphy; Late Devonian; Mississippian; Devonian – Carboniferous boundary, Hangenberg Crisis; Chelcheli; Eastern Alborz.

Introduction

In Iran, Devonian-Carboniferous sequences are found in limited areas, but their spread is more extensive in eastern and central Alborz and central Iran (Wendt et al. 2005). However, these deposits are located in different structural units and prevailing geological setting have caused different sedimentary facies and sequences (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 Alborz range in northern Iran is an active fold-and-thrust belt (Alavi, 1996; Berberian, 1983) and is situated about 200 – 500 kms to the north of the Neo-Tethyan suture. The closure of the Palaeotethys between the Iran Plate as a part of Gondwana and the Turan Plate (Laurussia) occurred in the early Late Triassic and was accomplished during the Early/earliest Mid Jurassic (Golonka 2002). During the Palaeozoic, Iran was situated at the northern margin of Gondwana (Berberian and King 1981; Scotese 2001). In the mid-Palaeozoic, most of Iran was located about 20°–25° south of the palaeoequator. During the Mississippian, the Alborz Basin was positioned at a palaeolatitude of approximately 45–50°S (Muttoni et al. 2009;

Torsvik & Cocks 2004, 2013; Vachard 1996). Most of the D/C sections from central and eastern Alborz Mountains have been deposited in a shallow-water, carbonate ramp setting (Königshof et al. 2020 in press). However, in contrast to other D/C sections in Iran (Bahrami et al. 2011; Habibi et al. 2008), the Chelcheli section exhibits “characteristic rock” types around the D/C boundary such as black shale and sandstone. In this study, we have sampled conodonts from the Khoshyeilagh Formation and the overlying Mobarak Formation of the Chelcheli section with a special focus on the D/C boundary.

Material and Methods

In total, forty limestone samples, about 4-5 kgs were systematically collected and treated with conventional preparation methods. 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.

Discussion of Results and Conclusions

*Corresponding author

Copyright©2021, 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.

Discriminated conodont species: *Alternognathus*, *Bispathodus*, *Branmehla*, *Clydagnathus*, *Gnathodus*, *Icriodus*, *Mehlina*, *Palmatolepis*, *Polygnathus*, *Neoplygnathus*, *Protognathodus*, *Pseudopolygnathus*, *Scaliognathus*, *Doliognathus*, *Siphonodella* and *Scaphignathus* are amongst the cosmopolitan species, the index and indicator species in the study of DC boundary. The upper *Palmatolepis triangularis* Zone to *Bispathodus ultimus* Zone (early-late Famennian) were assigned to the uppermost portion of the Khoshyeilagh formation within 12 conodont zones. *Protognathodus kockeli* Zone to *Scaliognathus anchoralis-Doliognathus latus* zone was also assigned to the Tournasian part of Mobarak formation classified in 3 distinct

conodont zones. The presence of tiny black shale horizons just below the DC boundary and its association with offshore conodont species such as bispatotides and palmatolpids indicates an increase in the sea level to the highest level into near the end of the latest Famennian. Subsequently 8-10 meters of quartzitic sandstone unit with cross-stratification and no conjunctival fauna due to lowering of sea level show the evidence of biological and sedimentological changes during the Hangenbeg Crisis in the Chelcheli section. Gradual and recurrent increase in polygnathids, protognathids, and Siphonodellis, which are subsequently replaced by offshore Gnathoids also indicates that water levels are re-emerging into the Upper Tournasian.

زیست‌چینه‌نگاری و زیست‌رخساره‌های کنودونتی نهشته‌های دونین پسین - کربنیفر پیشین در برش چلچلی - شمال غرب شاهرود (البرز شرقی)

علی بهرامی^{*}، دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، ایران

a.bahrami@sci.ui.ac.ir

مهدی یزدی، استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، ایران

meh.yazdi@gmail.com

سید محمود حسینی‌نژاد، استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، ایران

hosseininejad@du.ac.ir

چکیده

برش چلچلی در حدود ۷۰ کیلومتری شمال غرب شاهرود در مسیر جاده شاهرود- گرگان (توسکستان) و حدود ۵ کیلومتری شرق روستای چهارباغ برای بررسی گذر دونین- کربنیفر و تغییرات فونای کنودونتی ارزیابی شد. ضخامت رخنمون بررسی‌شده، ۳۹۷ متر و شامل ۱۸۲ متر از بخش بالایی سازند خوش بیلاق و ۲۱۵ متر از سازند مبارک است که در مجموع ۱۱ واحد سنگی تفکیک و تعداد ۴۰ نمونه به وزن حدود ۴-۵ کیلوگرم عمدتاً از واحدهای سنگ آهک برداشت شد. با آماده‌سازی و بررسی نمونه‌های مطالعه‌شده، ۳۴۰ عنصر کنودونتی به دست آمد که به شناسایی ۴۷ گونه و زیرگونه متعلق به ۱۶ جنس و تفکیک ۱۵ زیست‌زون کنودونتی از فامنین پیشین تا تورنیزین پسین منجر شد. شناسایی گونه‌های کنودونتی *Alternognathus*, *Bispathodus*, *Branmehla*, *Clydagnathus*, *Gnathodus*, *Icriodus*, *Mehlina*, *Palmatolepis*, *Polygnathus*, *Neoplygnathus*, *Protognathodus*, *Pseudopolygnathus*, *Scaliognathus*, *Doliognathus*, *Siphonodella* and *Scaphignathus* که از گونه‌های جهان‌گستر و شاخص در مطالعه فامنین- تورنیزین هستند، به تعیین محدوده سنی ۱۲ زیست‌زون از فامنین پیشین تا فامنین پسین (Upper *Palmatolepis triangularis* Zone to *Bispathodus ultimus* Zone) برای بخش بالایی سازند خوش بیلاق و تعیین محدوده ۳ زیست‌زون از تورنیزین پیشین تا تورنیزین پسین (*Protognathodus kockeli* Zone to *Scaliognathus anchoralis-Doliognathus latus* zone) برای بخش مطالعه‌شده از سازند مبارک انجامید. حضور افق‌های نازک شیل تیره در زیر گذر DC و همراهی آنها با کنودونت‌های دور از ساحل نظیر بیسپاتودیدها و پالماتولیدها، حاکی از افزایش سطح آب به بالاترین تراز تا نزدیک به انتهای فامنین پسین است؛ در ادامه حضور ۸-۱۰ متر ماسه‌سنگ‌های کوارتز آرنایتی دارای چینه‌بندی متقاطع و فاقد فونای کنودونتی ناشی از پس‌روی سطح آب دریا و ورود مواد آواری به حوضه، شاهدی بر تغییرات زیستی و سنگی در حادثه هنگنبرگ در برش چلچلی است. در شروع تورنیزین، افزایش تدریجی و دوباره پلی‌گناتیدها، پروتوگناتوئیدها و سایفونودلیدها نیز که در ادامه با گناتوئیدهای دور از ساحل جایگزین می‌شوند، حاکی از پیشروی دوباره سطح آب پس از حادثه هنگنبرگ است.

واژه‌های کلیدی: زیست‌چینه‌نگاری، دونین پسین، می‌سی‌سی‌پین، حادثه هنگنبرگ، البرز شرقی

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۳۳۹۰۶۰۴

مقدمه

حادثه انقراضی شده‌اند. برخی پژوهشگران بر این باورند که یکی از دلایل این میزان زیاد انقراض در مرز دونین-کربنیفر، آسیب‌پذیری فونای زیستی‌ای بوده که پس از انقراض مهم مرز فرازین-فامنین شروع به بازبایی و شکوفایی کرده، ولی هنوز به حدی از توانایی برای تحمل تغییرات زیست‌محیطی حادثه هنگنبرگ دست نیافته است (Morrow et al. 1996). در ایران توالی‌های دونین-کربنیفر در نواحی محدودی دیده می‌شود، ولی گسترش آنها در البرز شرقی و مرکزی و ایران مرکزی کامل‌تر و وسیع‌تر است (Wendt et al. 2005). این نهشته‌ها در بلوک‌های ساختاری متفاوتی قرار دارند و شرایط متفاوت حاکم بر حوضه باعث ایجاد توالی‌های رسوبی متفاوت و رخساره‌های رسوبی و فونای زیستی مختلفی شده است (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).

پهنه رسوبی ساختاری البرز شامل بلندی‌های چین‌خورده و راندگی‌های شمال صفحه ایران است که به شکل طاق‌دیس مرکب در یک راستای شرقی-غربی از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد و مرز شمالی آن به زمین‌درز تیتس کهن و مرز جنوبی آن به زون ایران مرکزی محدود می‌شود (Berberian 2012, Alavi 1996, Aghanabati 1983). این پهنه گسلیده که در نتیجه همگرایی پهنه سخت ایران مرکزی و حوضه خزر جنوبی/اوراسیا ایجاد شده، در بخش جنوبی حوضه پیوستگی و شباهت‌های زمین‌شناسی و ساختاری با ایران مرکزی دارد، در حالی که بخش شمالی آن متأثر از حوادث دیرینه در حوضه خزر جنوبی بوده است (Stöcklin 1968, Aghanabati 2012).

شرایط سکوی دریایی پالئوزوئیک در منطقه البرز از زمان اردوئیسین-سیلورین و در نتیجه بازشدگی پالئوتیتس و جداشدن بلوک‌های ساختاری البرز و ایران مرکزی از گندوانا آغاز شد و پس از برخورد صفحه ساختاری البرز و ایران مرکزی با صفحه اوراسیا، دوباره پیشروی دریا روی سکوی دریایی کربناته آواری تا تریاس میانی ادامه یافت. در زمان

پس از یک دوره طولانی آب‌وهوای گرم از سیلورین تا اواخر فرازین، در فامنین رژیم تغییرات جهانی آب‌وهوا به کاهش دما و تغییرات محیط زیست‌دیرینه از شرایط گلخانه‌ای به آب‌وهوای سرد منجر شد (Caputo et al. 2008; Isaacson et al. 2008; Stree et al. 2000). فامنین، آب‌وهوای جهانی به‌طور ناگهانی و چشمگیری گرم شد و این گرم‌شدگی تا اوایل کربنیفر ادامه یافت؛ این تغییر ناگهانی دما به حادثه هنگنبرگ (Hangenberg Event) مرز دونین-کربنیفر انجامید (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). افزایش دمای جهانی به پیشروی سطح دریا و ایجاد شرایط یوتروفیک، شرایط بی‌اکسیژنی و افزایش میزان کربن دفن‌شده و تشکیل شیل تیره (Hangenberg Black Shale) و کاهش جانداران دریایی کم‌عمق و به‌ویژه عمیق منجر شد (Caplan et al. 1996; Caplan and Bustin 2013; De Vleeschouwer et al. 1999). البته این بخش از حادثه هنگنبرگ در بعضی برش‌ها به‌ویژه لهستان (Marynowski et al. 2012) با فعالیت آتش‌فشانی و ورود ماگمایی اسیدی به اقیانوس همراه است که به ایجاد شرایط کم‌اکسیژنی تا بی‌اکسیژنی کمک کرده است. در بیشتر برش‌های مطالعه‌شده جهانی، پس از رخداد بی‌اکسیژنی و ایجاد شیل تیره ناشی از افزایش دما، یک افق ماسه‌سنگی (Hangenberg sandstone) دیده می‌شود که گاهی به ضخامت چندین سانتی‌متر می‌رسد و از یک سردشدگی ناگهانی و کاهش سطح آب جهانی در مرز دونین-کربنیفر نشئت می‌گیرد (Isaacson et al. 2008; Wicander et al. 2011). در اثر حادثه هنگنبرگ، کنودونت‌های پالماتولپید و ایکرودید در اواخر فامنین، به‌طور کلی از بین می‌روند (Ziegler and Sandberg 1984)، اما گونه‌هایی از سایفونودلیدها و پروتوگناتوئیدها با شدت کمتر آسیب می‌بینند و وارد کربنیفر می‌شوند. البته این کنودونت‌ها با راهبرد تولیدمثل حداکثری و کاهش اندازه و تنوع قادر به بازبایی سریع و شکوفایی پس از

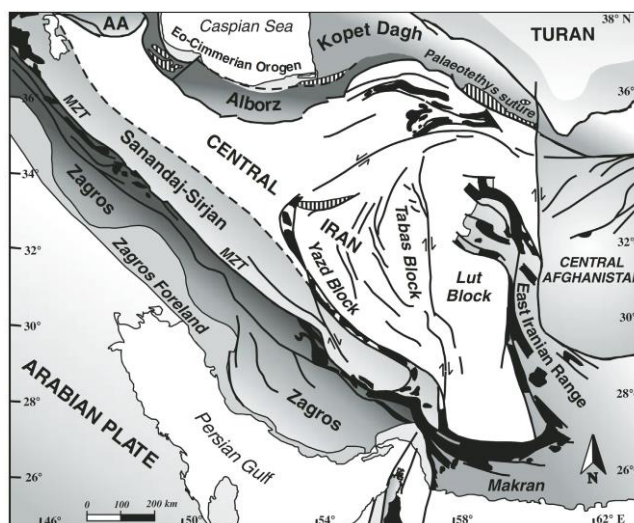
(Ashouri 2001, Hamdi & Janvier 1981, Bozorgnia 1973) و برخی معتقدند شرایط رسوب‌گذاری دریایی سازند خوش بیلاق از ژئوتین (دونین میانی) آغاز شده است (Brice et al. 1974, 1978; Stampfli 1978; Weddige 1984; Ashouri 1990; Wendt et al. 2005). درباره سن بخش بالایی سازند خوش بیلاق نیز از فامنین (Bozorgnia 1973) تا فامنین-تورنیزین (Ashouri 1990, 1994, 2006) نظرات متفاوت است (Wendt et al. 2005). سازند خوش بیلاق را به سه عضو شامل عضو کربنات زیرین (ژئوتین - فرازین پیشین)، عضو کربنات-آواری میانی (فرازین میانی) و عضو کربنات بالایی (فرازین پسین - تورنیزین پیشین) تقسیم‌بندی کرده‌اند.

سازند مبارک را نیز برای نخستین بار Assereto 1963 در گردنه امامزاده هاشم واقع در شمال روستای مبارک‌آباد به ستبرای ۴۵۰ متر اندازه‌گیری و معرفی کرده است. این سازند در برش الگو بیشتر از سنگ آهک مارنی تیره و مارن‌های سیاه‌رنگ تشکیل شده است. در برش الگو، سازند مبارک روی سازند میلا و در زیر سازند نسن (پرمین پسین) قرار دارد؛ اما در دیگر نواحی، سازند مبارک بیشتر با نهشته‌های دونین (سازندهای جیروود/خوش بیلاق) در زیر و سازند دورود به سن پرمین پیشین در بالا در تماس است. در سال‌های بعد نیز، پژوهش‌های دیگری در سایر رخنمون‌ها و درباره زیای جانوری و گیاهی این سازند منتشر شد؛ از جمله پژوهش‌های Gaetani 1968; Vachard 1996; Mosaddegh 2000; Brenckle et al. 2009; Falahatgar and Mosaddegh 2012; Ranjkesh and Hamdi 2010. پژوهش حاضر گستره سنی کنودونت‌ها را در محدوده گذر DC در برش چلچلی بررسی می‌کند. همانند سایر برش‌های بررسی‌شده گذر DC در ایران (Habibi et al. 2008; Bahrami et al. 2011; Köenigshof et al. 2020) ویژگی‌های سنگ‌شناسی مشابه حادثه جهانی هنگنبرگ مانند افق‌های نازک شیل تیره (HBS) و ضخامت ۸-۱۰ متری از ماسه‌سنگ کوارتزی (HSS) دارد که تأییدی بر تغییرات محیطی حوضه اقیانوسی در گذر DC است.

دونین بالایی با آرام‌گرفتن رخداد زمین‌ساخت کالدونی، شرایط لازم برای پیشروی گسترده دریا فراهم و بسیاری از فرابوم‌های کهن در غرب و شمال غربی ایران با دریایی پیش‌رونده و کم‌ژرفا پوشیده شد (Darvishzadeh 2014). نهشته‌های سازند خوش بیلاق و هم‌ارزهای آن (دونین بالایی) در البرز و ایران مرکزی گسترش دارند و این سنگ‌ها در حاشیه واگرایی پالئوتیس پدید آمده‌اند (Lasemi 2001)؛ (شکل ۱ و ۲). سازندهای سیلیسی - آواری پادها و آواری - کربنات خوش بیلاق در البرز شرقی، سازند جیروود در البرز مرکزی و سازندهای مولی و ایلان قره (واحدهای سنگ چینه‌ای غیررسمی Alavi 1996) در البرز غربی (ماکو و آذربایجان) نشان‌دهنده نهشته‌های دونین البرز هستند. رخنمون‌های گسترده‌ای از سازندهای خوش بیلاق و مبارک در مناطق مرکزی و شرقی حوضه البرز وجود دارند (Wendt et al. 2005) که تغییرات جانبی زیاد رخساره‌ها و محتوای زیاد سیلیسی آنها از گذشته‌های دور توجه زمین‌شناسان را جلب کرده است (Bozorgnia 1973; Brice et al. 1974; Ahmadzadeh-Heravi 1975; Jenny 1977; Coquel et al. 1977; Ashouri 1990, 2006; Ghavidel-Syooki and Owens 2007; Wendt et al. 2005; Hashemi 2011; Falahatgar et al. 2012, 2018; Ghobadipour et al. 2018; Sardar-Abadi et al. 2015, 2017; Valeri et al. 2018).

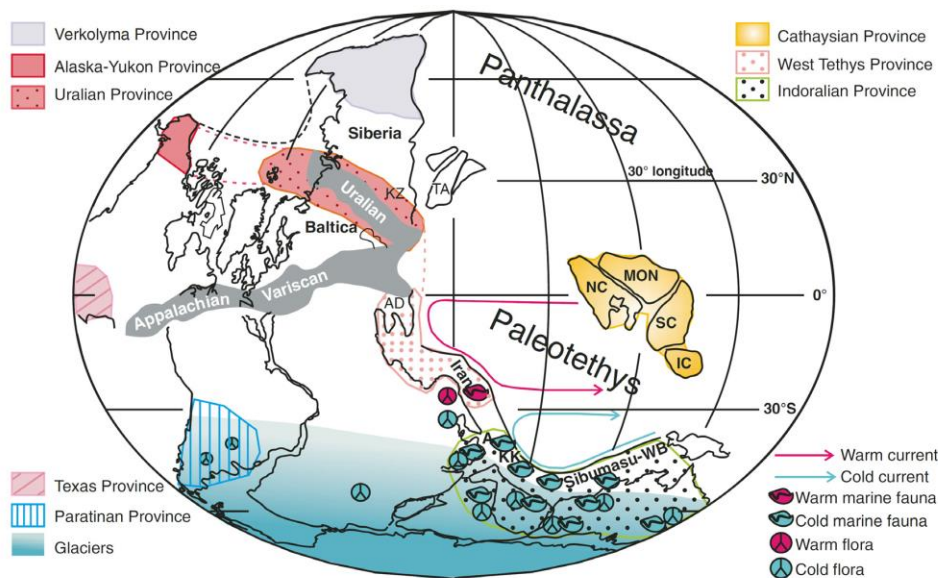
Bozorgnia 1973 نخستین بار برش مرجع سازند خوش

بیلاق را با ضخامت ۱۳۴۵ متر و مرکب از ۱۷ واحد سنگی با سن ایفلین تا فامنین معرفی کرد. این رخنمون که در امتداد جاده اصلی شاهرود - آزادشهر تقریباً در ۶۰ کیلومتری شمال شرقی شاهرود بررسی شده و متشکل از ۱۳۴۵ متر کربنات (عمدتاً سنگ آهک)، مارن با ماسه‌سنگ‌های توفی سبز، دولوستون، ماسه‌سنگ کوارتزی، شیل و کنگلومراست، همراه با زیای غنی و متنوع از بازوپایان، تتاکولیت، بریوزوئر، مرجان، تریلوبیت و شکم‌پایان است و به‌طور پیوسته روی سازند پادها و در زیر سازند مبارک قرار گرفته است. برخی پژوهشگران حد پایین این سازند و شروع پیشروی دریایی را به امیسن - ایفلین (دونین پیشین - میانی) نسبت داده‌اند



شکل ۱- پهنه‌های ساختاری و زمین‌ساختی ایران (Angiolini et al. 2007; Vuolo 2014). رنگ تیره: افیولیت‌های در امتداد زمین‌درز زاگرس (MZT) و محدوده خردقاره ایران مرکزی؛ هاشور: افیولیت و دگرگونی‌های مربوط به کوه‌زایی سیمین

Fig 1- Structural and tectonic units of Iran (Angiolini et al. 2007; Vuolo 2014); Dark color: ophiolites along Zagros main fold (MZT) and Central Iran subcontinent; Hashour: Ophiolites and Cimmerian orogeny metamorphisms.



شکل ۲- توزیع حوضه‌های زیستی و الگوهای چرخش جریان‌های اقیانوسی در پالئوزوئیک پسین (کربنیفر زیرین) و موقعیت دیرینه جغرافیایی ایران (Shi 1988; Angiolini et al. 2007; Vuolo 2014)

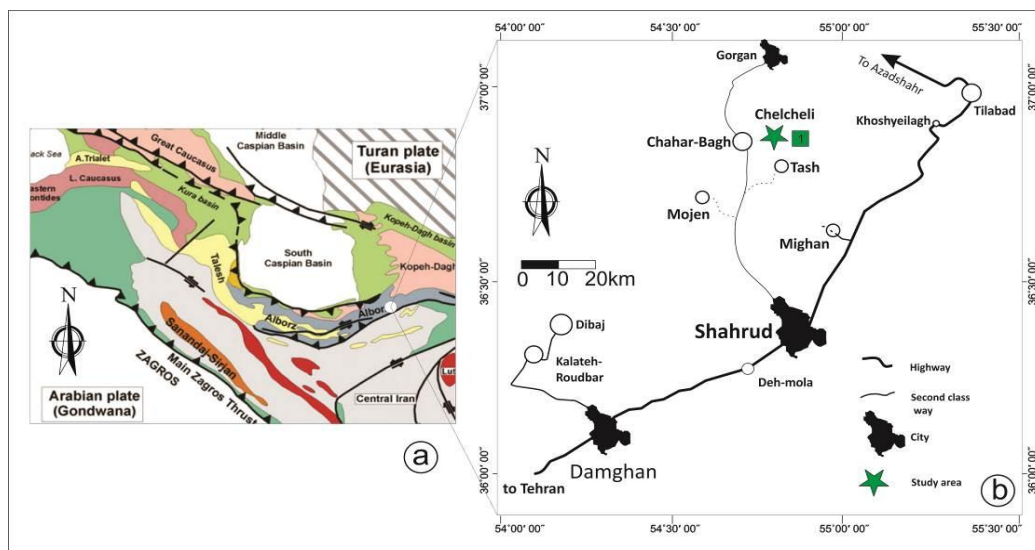
Fig 2- Distribution of Basin Biomodels and Rotational Patterns of Oceanic Currents in the Late Paleozoic (Carboniferous) (bottom) and the ancient geographical location of Iran. (Shi 1988; Angiolini et al. 2007; Vuolo 2014).

36°36'15.89"N; 54°32'55.57"E و رأس برش 54°32'48.49"E است.

در محدودهٔ رخنمون بررسی‌شده، سازندهای خوش بیلاق، مبارک، قزل‌قلعه و درود به‌صورت یک طاق‌دیس گسله در پهنه‌ای چین‌خورده و در مجاورت شیل‌های زغال‌دار گروه شمشک قرار گرفته‌اند و نهشته‌های ائوسن، جوان‌ترین رسوبات دریایی محدودهٔ بررسی‌شده‌اند (شکل ۳ و ۴).

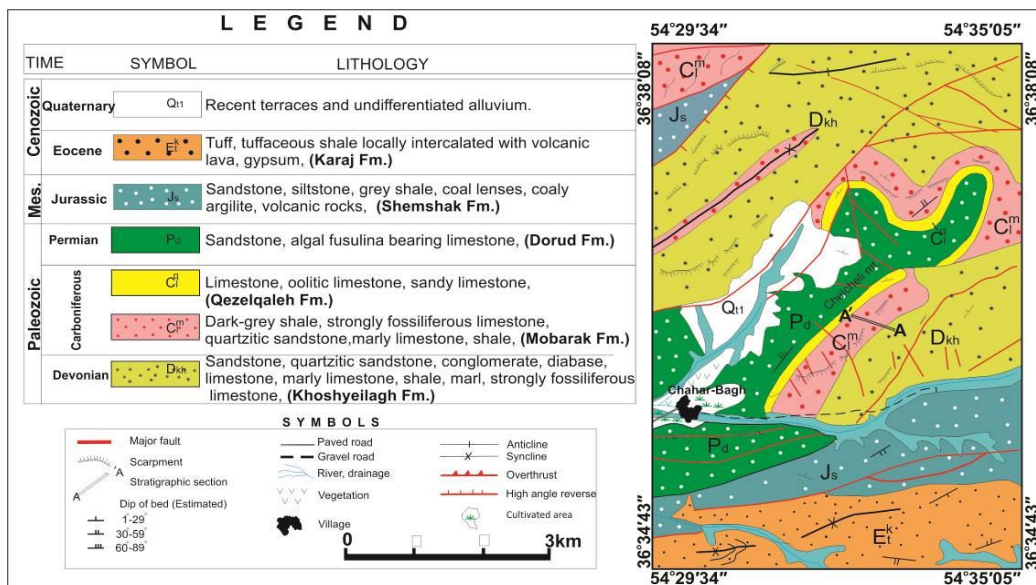
راه‌های دسترسی و زمین‌شناسی عمومی

برش چلچلی در حدود ۷۰ کیلومتری مسیر جادهٔ شاهرود-گرگان (توسکستان) و حدود ۵ کیلومتری شرق روستای چهارباغ در امتداد درهٔ رودخانهٔ چهارباغ و محدودهٔ منطقهٔ حفاظت‌شدهٔ حیات وحش چهارباغ قرار دارد. این برش در نقشهٔ گرگان (ورقهٔ H4 مقیاس ۱/۲۵۰/۰۰۰، Salehirad et al. 1991) و مختصات قاعدهٔ برش 36°36'15.54"N;



شکل ۳- نقشهٔ راه‌های دسترسی برش چلچلی و موقعیت واحدهای ساختاری ایران (Bakhtiari 2005)

Fig 3- Access roadmap of Chelcheli section and the location of structural units in Iran (Bakhtiari 2005).



شکل ۴- نقشهٔ زمین‌شناسی محدودهٔ برش مطالعه‌شده (Salehirad et al. 1991)

Fig 4- Geological map of the study area (Salehirad et al. 1991).

سنگ‌چینه‌نگاری

با توجه به هدف پژوهش که بررسی نهشته‌های گذر دونین-کربنیفر و تعیین گستره سنی و حدود ناپیوستگی در گذر DC است، در رخنمون مطالعه شده ۱۸۲ متر از بخش بالایی سازند خوش بیلاق و ۲۱۵ متر از بخش پایین سازند مبارک اندازه‌گیری و با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناسی و شواهد صحرائی به یازده واحد سنگی تقسیم‌بندی شد (شکل ۵ و ۶). مرز سازند خوش بیلاق با سازند مبارک در این برش به صورت پیوسته هم‌شیب است.

فامنین پسین (سازند خوش بیلاق)

واحد ۱، شامل سنگ‌های آهک نازک تا متوسط‌لایه همراه با میان‌لایه‌های نازک شیل و مارن است. این واحد بازوپایان به‌خوبی حفظ‌شده، تریلوبیت (فراوانی کم و عمدتاً سفالون از راسته فاکوپیدا)، تتاکولیت، ریزبقایای مهره‌داران و شکم‌پایان (فراوانی کم) دارد (شامل نمونه‌های ch1-ch4 و ضخامت ۳۷ متر، تصویر C-۵).

واحد ۲، عمدتاً شامل لایه‌های شیلی ضخیم با میان‌لایه‌های سنگ آهک متوسط‌لایه و شیل خاکستری است (نمونه‌های ch5-ch9-1 و ضخامت ۶۵ متر). این واحد نیز بازوپایان خوب حفظ‌شده و بقایای کرینوتیداها و بریوزوئر در زمینه و در سطح سنگ‌ها دارد.

واحد ۳، شامل افق‌های سیکلیک آهک‌های نازک‌لایه و تناوب سنگ‌های آهک متوسط‌لایه با شیل‌ها و مارن‌های خاکستری تیره (نمونه‌های ch10-ch11، ضخامت ۶۰ متر، تصویر C-۵) است که بعضی از افق‌های غنی از بازوپایان به‌طور نمایان قابل مشاهده‌اند.

واحد ۴، شامل شیل‌های تیره با میان‌لایه‌های نازک سنگ آهک است که به سمت بالا میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی و شیل‌های سیاه جایگزین می‌شوند (نمونه‌های ch12-ch16، ضخامت ۱۵ متر). بازوپایان و مرجان‌های منفرد و کلنی در بعضی افق‌ها مشاهده می‌شوند.

واحد ۵؛ این بخش در زیر محدوده گذر دونین-کربنیفر قرار دارد و از دیدگاه بررسی حوادث جهانی مرز دونین-کربنیفر مهم است. در بخش قاعده این واحد، لایه‌های نازک شیل سیاه با میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی وجود دارد و به سمت بالا افق‌های ماسه‌سنگی چینه‌بندی متقاطع و ضخامت حدود ۸-۱۰ متر ماسه‌سنگ کوارتزیتی ضخیم‌لایه دارد. موقعیت زیست‌چینه‌ای و ویژگی‌های رسوبی این واحد به‌نوعی بیان‌کننده و معادل با واحدهای سنگی معرف حادثه هنگنبرگ است که شامل شیل تیره (HBS) در زیر و واحد ماسه‌سنگی (HSS) در بالاست (تصویر ۵-b).

کربنیفر پسین (سازند مبارک)

واحد ۶، شامل آهک‌های نودولار نازک‌لایه با میان‌لایه‌های شیل خاکستری تا سبزرنگ (نمونه‌های ch17-ch18، ضخامت ۲۰ متر، تصاویر E-۵) است.

واحد ۷، شامل شیل‌های ضخیم‌لایه خاکستری تا سبزرنگ با میان‌لایه‌های نازک آهکی (نمونه‌های ch19-ch20، ضخامت ۱۲ متر) و در بررسی‌های صحرائی فاقد ماکروفسیل است.

واحد ۸، شامل آهک‌های نازک‌لایه اسکلتی (نمونه‌های ch21-ch22، ضخامت ۱۰ متر، f-۵) با بریوزوئر و ساقه کرینوتید در سطح لایه‌هاست.

واحد ۹، شامل لایه‌های شیل‌های ضخیم‌لایه خاکستری تا سبزرنگ (نمونه‌های ch22-1، ضخامت ۸) فاقد محتوای فسیلی است.

واحد ۱۰، شامل آهک‌های ضخیم‌لایه سفید تا زردرنگ با تناوب شیل‌های خاکستری (نمونه‌های ch23-ch26-1، ضخامت ۸۰ متر) است.

واحد ۱۱، به‌طور عمده شامل سنگ‌های آهک ماسه‌ای سفید تا زردرنگ با سیمای صخره‌ساز و آهک‌های نودولار با میان‌لایه‌های شیل و مارن (نمونه‌های ch27-ch35، ضخامت ۸۵ متر) است.



شکل ۵- (a). نمای کلی از رخنمون مطالعه‌شده؛ (b). واحد شیل سیاه هنگنبرگ (HBS) و واحد ماسه‌سنگ ضخیم‌لایه هنگنبرگ (HSS)؛ (c). افق‌های سیکلیک آهک‌های نازک‌لایه و تناوب سنگ‌های آهک متوسط‌لایه با شیل و مارن‌های خاکستری تیره واحد ۳؛ (d). سنگ‌های آهک نازک تا متوسط‌لایه همراه با میان‌لایه‌های نازک شیل و مارن واحد ۱؛ (e) و (f). آهک‌های نودولار نازک‌لایه با میان‌لایه‌های شیل خاکستری تا سبزرنگ قاعده سازند مبارک.

Fig 5- (a) - Overview of the studied outcrop (b) - Hengenberg Black Shale Unit (HBS) and Hengenberg Thick Sandstone Unit (HSS) (c) - Cyclic horizons of thin-bedded limestones and alternation of medium bedded limestone with shale and dark gray marls Unit 3 (d) - Thin to medium bedded bedded limestones with alternation of shale and marl Unit 1 (e) and (f) - Gray to green nodular thin-bedded limestones with shale interlayers at the base of Mubarak Formation.

روش پژوهش

در انجام این پژوهش، ۴۰ نمونه با وزن تقریباً ۴ تا ۵ کیلوگرم عمدتاً از نمونه‌های سنگ‌آهک گرفته شد؛ ولی به دلیل اهمیت تعیین سن کنودونتی در محدوده مرز دونین - کرینفر،

نمونه‌های شیل و ماسه‌سنگ و آهک‌های دولومیتی نیز برداشت و با روش‌های استاندارد آماده‌سازی شد (Jeppson and Anehus 1995). نمونه‌های آهک دولومیتی و ماسه‌ای با آب شسته و در ظروف مخصوص پلاستیکی گذاشته شد؛ در

این زیست‌زون با ضخامت ۵ متر مربوط به واحد ۱ و شامل سنگ‌های آهک نازک تا متوسط‌لایه همراه با میان‌لایه‌های نازک شیل و مارن است. مرز زیرین با نخستین حضور گونه *Palmatolepis minuta minuta* Branson & Mehl 1934a Spalletta et al. مشخص می‌شود. این گونه براساس پژوهش 2017 *Palmatolepis minuta minuta* از محدوده‌ای سنی از Zone تا *Pseudopolygnathus granulatus* Zone دارد. این زیست‌زون منطبق بر زیست‌زون *Upper triangularis Zone* تا *Upper trachytera Zone* در زیست‌زون‌بندی Ji & Ziegler 1993 است. در این زیست‌زون گونه‌های *Icriodus alternatus althernathus*, *Icriodus alternatus helmsi*, *Icriodus cornutus* نیز حضور دارند. سن این زیست‌زون ابتدای فامنین پیشین است.

۲. زیست‌زون *Palmatolepis crepida Zone* (sample ch3)

این زیست‌زون با ضخامت ۸ متر مربوط به واحد ۱ و شامل سنگ‌های آهک نازک تا متوسط‌لایه همراه با میان‌لایه‌های نازک شیل و مارن است. مرز زیرین این زیست‌زون با نخستین حضور گونه *Polygnathus nodocostatus* Branson & Mehl 1934a مشخص می‌شود. این گونه براساس پژوهش‌های Spalletta et al. 2017 و Ji & Ziegler 1993 گستره‌ای سنی از *Palmatolepis crepida Zone* تا *Palmatolepis gracilis expansa Zone* دارد. در این زیست‌زون گونه‌های *Palmatolepis minuta minuta*, *Neopolygnathus communis*, *Icriodus alternatus* *Icriodus alternatus helmsi* و گونه *Icriodus cornutus* نیز حضور دارند. سن این زیست‌زون معادل بخش میانی فامنین پیشین است.

۳. زیست‌زون *Palmatolepis termini Zone* to *Palmatolepis glabra prima Zone* (sample ch4)

این زیست‌زون با ضخامت ۱۲ متر مربوط به واحد ۱ و شامل سنگ‌های آهک نازک تا متوسط‌لایه همراه با میان‌لایه‌های نازک شیل و مارن است. مرز زیرین این زیست‌زون با نخستین حضور گونه *Polygnathus semicostatus* Branson & Mehl 1934a مشخص می‌شود که براساس پژوهش‌های

زیر هود آزمایشگاه، ۱۵۰ میلی‌لیتر اسیدفورمیک تجاری به ظرف دارای نمونه به مدت ۲۴ ساعت افزوده و با آب جوش ۹۰ تا ۱۰۰ درجه به حجم ۵۰۰ میلی‌لیتر رسانده شد. نمونه‌های سنگ‌آهک در اسیداستیک ۲۰٪ به مدت ۵ تا ۷ روز انحلال یافت؛ پس از آن مواد باقی‌مانده حاصل از انحلال، روی الک‌ها ریخته و آبکشی و شسته شد. نمونه‌های شیل به مدت ۳ روز در نفت سفید قرار داده و سپس شسته شد، ولی کنودنتی از این نمونه‌ها استخراج نشد. مواد باقی‌مانده روی الک‌ها با میکروسکوپ دوچشمی جدا شد و در ظروف مخصوص نگهداری نمونه (cell) قرار گرفت. عناصر کنودنتی دارای ارزش زیست‌چینه‌ای روی چسب دوطرفه کربن رسنا (stab) قرار گرفت و در آزمایشگاه SEM مرکز پژوهش‌های رازی کرج تصویربرداری شد که با نام آرشیو EUIC در گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان نگهداری می‌شود.

با وجود اینکه تعداد کلی عناصر کنودنتی به دست‌آمده نسبتاً کم است که این کمی کنودنت‌ها از شاخص‌های محیط‌های کم‌عمق اقیانوسی است (Bahrani et al. 2018, Ariuntoagos et al. 2020; Köenigshof et al. 2019)، تنوع زیاد نمونه‌های کنودنتی و حضور گونه‌های شاخص به تعیین سن نهشته‌های در محدوده مرز DC منجر شد. در شناسایی و بررسی کنودنت‌ها از Ziegler and Sandberg 1990; Kaiser et al. 2009; Hartnfels 2011 استفاده شد.

یافته‌های پژوهش

۳۴۰ عنصر کنودنتی به دست‌آمده از برش چلچلی به شناسایی و تفکیک ۱۵ زیست‌زون کنودنتی از فامنین پیشین تا تورنیزین پسین منجر شد (شکل ۶ و جدول ۱). از بخش قاعده برش نمونه ch1، فقط چند عنصر کنودنتی شامل *Icriodus alternatus althernathus*, *Icriodus alternatus helmsi*, *Icriodus cornutus* به دست آمد که به دلیل نبود کنودنت‌های شاخص، سن دقیق این توالی قابل تعیین نیست.

۱. زیست‌زون *Palmatolepis minuta minuta Zone* (sample ch2)

حضور دارند. سن این زیست‌زون معادل بخش بالایی فامنین زیرین و بخش‌هایی از فامنین میانی است.

۶. *Scaphignathus velifer velifer* Zone (sample ch7)

زیست‌زون

این زیست‌زون با ضخامت ۱۰ متر مربوط به واحد ۲ و عمدتاً شامل لایه‌های شیلی ضخیم با میان‌لایه‌های سنگ آهک متوسط‌لایه و شیل خاکستری است. مرز زیرین این زیست‌زون با نخستین حضور گونه شاخص *Scaphignathus Alternognathus regularis* و *velifer velifer* Helms 1959 و *regularis* Ziegler & Sandberg 1984 می‌شود (Spalletta et al. 2017). گونه‌های کنودونتی *Palmatolepis minuta minuta*, *Polygnathus padovani*, *Branmehla bohlenana bohlenana*, *Polygnathus semicostatus*, *Neopolygnathus communis*, *Polygnathus nodocostatus* و *nodocostatus* نیز در این زیست‌زون حضور دارند. سن این زیست‌زون معادل بخش بالایی فامنین میانی است.

۷. *Palmatolepis rugosa trachytera* Zone (sample ch8)

زیست‌زون

این زیست‌زون با ضخامت ۱۲ متر مربوط به واحد ۲ و عمدتاً شامل لایه‌های شیلی ضخیم با میان‌لایه‌های سنگ آهک متوسط‌لایه و شیل خاکستری است. مرز زیرین این زیست‌زون براساس نخستین حضور گونه شاخص *Palmatolepis rugosa trachytera* Ziegler 1960 می‌شود (Ji & Ziegler 1993; Spalletta et al. 2017). سایر گونه‌های کنودونتی این زیست‌زون *Scaphignathus velifer velifer*, *Palmatolepis minuta minuta*, *Polygnathus padovani*, *Branmehla bohlenana bohlenana*, *Polygnathus semicostatus*, *Neopolygnathus communis*, *Polygnathus nodocostatus nodocostatus*, و *nodocostatus* هستند. سن این زیست‌زون معادل بخش بالایی فامنین میانی است.

۸. *Pseudopolygnathus granulosus* Zone to *Palmatolepis gracilis manca* (sample ch9-ch9-1 and ch10)

زیست‌زون

Spalletta et al. 2017 و Ji & Ziegler 1993 منطبق بر lower *Palmatolepis termini* Zone است. در این زیست‌زون گونه‌های *Palmatolepis minuta minuta*, *Icriodus Icriodus cornutus*, *alternatus alternatus* نیز حضور دارند. سن این زیست‌زون معادل بخش میانی فامنین پیشین است.

۴. *Palmatolepis glabra pectinata* Zone to *Palmatolepis rhomboidea* Zone (sample ch4-1)

این زیست‌زون با ضخامت ۱۲ متر مربوط به واحد ۱ و شامل سنگ‌های آهک نازک تا متوسط‌لایه همراه با میان‌لایه‌های نازک شیل و مارن است. مرز زیرین این زیست‌زون با نخستین حضور گونه *Palmatolepis quadrantinosalobata* Sannemann 1955a Morphotype *Polygnathus padovani* و Sandberg & Ziegler 1973 1 می‌شود. براساس Perri & Spalletta 1990 مشخص می‌شود. ظهور هر دو گونه یادشده در زیست‌زون *Palmatolepis glabra pectinata* Zone است. سن این زیست‌زون معادل بخش بالایی فامنین پیشین است.

۵. *Palmatolepis gracilis gracilis* Zone to *Palmatolepis marginifera utahensis* Zone (sample ch5-ch6)

زیست‌زون

این زیست‌زون با ضخامت ۳۰ متر مربوط به واحد ۲ و عمدتاً شامل لایه‌های شیلی ضخیم با میان‌لایه‌های سنگ آهک متوسط‌لایه و شیل خاکستری است. نخستین حضور گونه شاخص *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson & Mehl 1934a تعیین‌کننده مرز زیرین این زیست‌زون است. ظهور این گونه براساس Klapper & Ziegler 1979; Ji & Ziegler 1993 از Upper *rhomboidea* است که براساس Spalletta et al. 2017 معادل زیست‌زون *Palmatolepis gracilis gracilis* Zone است. این زیست‌زون همچنین با نخستین حضور گونه *Polygnathus triphyllatus* Helms 1961 نیز شناسایی می‌شود. گونه‌های *Polygnathus semicostatus*, *Polygnathus nodocostatus nodocostatus*, *Neopolygnathus communis*, *Palmatolepis minuta minuta* و *Icriodus cornutus* در این زیست‌زون

ch12)**۱۰. زیست‌زون**

این زیست‌زون با ضخامت ۸ متر مربوط به واحد ۳ شامل تناوب سنگ‌های آهک متوسط‌لایه با شیل و مارن‌های خاکستری تیره است. این زیست‌زون معادل Middle *Bispathodus expansa* Zone و همچنین معادل زیست‌زون *Bispathodus aculeatus aculeatus* Zone Hartenfels 2011 مربوط به است. مرز زیرین این زیست‌زون با نخستین حضور گونه شاخص *Bispathodus aculeatus aculeatus* (Branson & Mehl 1934a) تعیین می‌شود. این گونه گستره‌ای سنی از Middle *Bispathodus aculeatus aculeatus* Zone (براساس Lane (اشکوب ویزن زیست‌زون *texanus* Zone) براساس Lane 1984 (expansa; Ziegler and Sandberg) تا می‌سی‌سی‌پین (et al. 1980, Spalletta et al. 2017) دارد. سن این زیست‌زون معادل بخش زیرین فامنین پسین است.

۱۱. *Bispathodus costatus* Zone (sample ch13)**زیست‌زون**

این زیست‌زون با ضخامت ۸ متر مربوط به واحد ۳ شامل تناوب سنگ‌های آهک متوسط‌لایه با شیل و مارن‌های خاکستری تیره است. این زیست‌زون معادل Middle *expansa* Zone و همچنین معادل زیست‌زون *Lower costatus* Zone در زیست‌زون‌بندی Ziegler 1962 است. این زیست‌زون را همچنین Corradini et al. 2016 نیز پیشنهاد کرده و معادل با زیست‌زون *Bispathodus costatus* Subzone معرفی شده توسط Hartenfels 2011 است. نخستین حضور دو زیرگونه کنودونتی شاخص (Branson 1934) *Bispathodus costatus* M1 و M2 (Branson 1934) تعیین‌کننده مرز زیرین این زیست‌زون است. گونه‌های کنودونتی *Bispathodus spinulicostatus*, *Bispathodus plumulus*, *Bispathodus aculeatus aculeatus*, *Bispathodus stabilis stabilis*, *Bispathodus jugosus*, *Palmatolepis gracilis sigmoidalis*, *Palmatolepis gracilis gracilis*, *Polygnathus semicostatus* در این زیست‌زون حضور دارند. سن این زیست‌زون معادل بخش میانی فامنین پسین است.

این زیست‌زون با ضخامت ۳۸ متر مربوط به واحدهای ۲ و ۳ است که ۱۵ متر آن عمدتاً شامل لایه‌های شیلی ضخیم با میان‌لایه‌های سنگ آهک متوسط‌لایه و شیل خاکستری واحد ۲، و ۲۳ متر آن مربوط به واحد ۳ شامل افق‌های سیکلیک سنگ‌های آهک نازک‌لایه و تناوب سنگ‌های آهک متوسط‌لایه با شیل و مارن‌های خاکستری تیره است. مرز زیرین این زیست‌زون با نخستین حضور گونه شاخص *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegler 1962a و آخرین حضور گونه‌های کنودونتی *Palmatolepis minuta* Icriodus cornutus و *minuta* Branson & Mehl 1934a Sannemann 1955b تعیین می‌شود (Spalletta et al. 2017). همچنین گونه‌های *Polygnathus granulosus*, *Bispathodus stabilis vulgaris*, *Branmehla ampla*, *Branmehla inornata* در بخش بالایی این زیست‌زون ظاهر می‌شوند. سایر گونه‌های این زیست‌زون *Scaphignathus velifer*, *Polygnathus padovani*, *Branmehla bohlenana bohlenana*, *Polygnathus semicostatus*, *Neopolygnathus communis*, *Polygnathus nodocostatus nodocostatus*, *Alternognathus regularis regularis* هستند. سن این زیست‌زون معادل بخش بالایی فامنین میانی است. سن این زیست‌زون معادل بخش زیرین فامنین پسین است.

۹. *Palmatolepis gracilis expansa* Zone (sample ch11)**زیست‌زون**

این زیست‌زون با ضخامت ۱۰ متر مربوط به واحد ۳ شامل افق‌های سنگ آهک نازک‌لایه است. مرز زیرین این زیست‌زون با نخستین حضور گونه شاخص *Palmatolepis gracilis expansa* Sandberg & Ziegler 1979 تعیین می‌شود؛ همچنین نخستین حضور گونه *Bispathodus jugosus* (Branson & Mehl 1934a) نیز براساس Ziegler & Sandberg 1984; Ji & Ziegler 1993; Spalletta et al. 2017 معرف مرز زیرین این زیست‌زون است. گونه‌های *Bispathodus bispathodus*, *Bispathodus stabilis stabilis*, *Branmehla inornata*, *Bispathodus stabilis vulgaris*, *Polygnathus granulosus*, *Branmehla ampla*, *Palmatolepis sigmoidalis*, *Mehlina strigose*, *Alternognathus regularis regularis* در این زیست‌زون حضور دارند. سن این زیست‌زون معادل بخش زیرین فامنین پسین است.

***Bispathodus aculeatus aculeatus* Zone (sample**

Siphonodella obsuleta Hass 1959 بیان‌کننده شروع کربونیفر پیشین (می‌سی‌سی‌پین) و معادل زیست‌زون Pr. kockeli to L. Si. crenulata zones است. سن این زیست‌زون معادل تورنیزین پیشین تا بخش‌هایی از تورنیزین پسین است.

Siphonodella isosticha- U. Siphonodella crenulata to Gnathodus typicus zones (sample ch26-ch26-1). ۱۴

زیست‌زون

این زیست‌زون با ضخامت ۸۰ متر مربوط به واحدهای ۱۰ و ۱۱ سازند مبارک به‌طور عمده شامل سنگ‌های آهک ماسه‌ای سفید تا زردرنگ دارای سیمای صخره‌ساز و آهک‌های نودولار با میان‌لایه‌های شیل و مارن است. مرز زیرین این زیست‌زون براساس نخستین حضور گونه‌های Gnathodus semiglaber Bischoff 1957 و Gnathodus cuneiformis Mehl & Thomas 1947 است. ظهور هر دو گونه یادشده براساس Lane et al. 1980 از زیست‌زون isosticha – Upper crenulata Zone است. سن این زیست‌زون معادل بخش‌هایی از تورنیزین پسین است.

Scaliognathus anchoralis-Doliognathus latus zones (sample ch27-ch35) ۱۵

زیست‌زون

این زیست‌زون با ضخامت ۴۰ متر مربوط به واحد ۱۱ سازند مبارک به‌طور عمده شامل سنگ‌های آهک ماسه‌ای سفید تا زردرنگ دارای سیمای صخره‌ساز و آهک‌های نودولار با میان‌لایه‌های شیل و مارن است. مرز زیرین این زیست‌زون براساس نخستین حضور گونه‌های Scaliognathus anchoralis Lane & Ziegler 1983 و Doliognathus latus Branson & Mehl 1941 Morphotype 2 و pseudosemiglaber Thompson & Fellow 1970 است. ظهور این زیست‌زون براساس Lane et al. 1980 در این زیست‌زون ظهور می‌یابد. سن این زیست‌زون معادل بخش بالایی تورنیزین پسین است.

Bispathodus ultimus Zone (sample ch14-ch15-ch16-1-ch16 and ch17) ۱۲

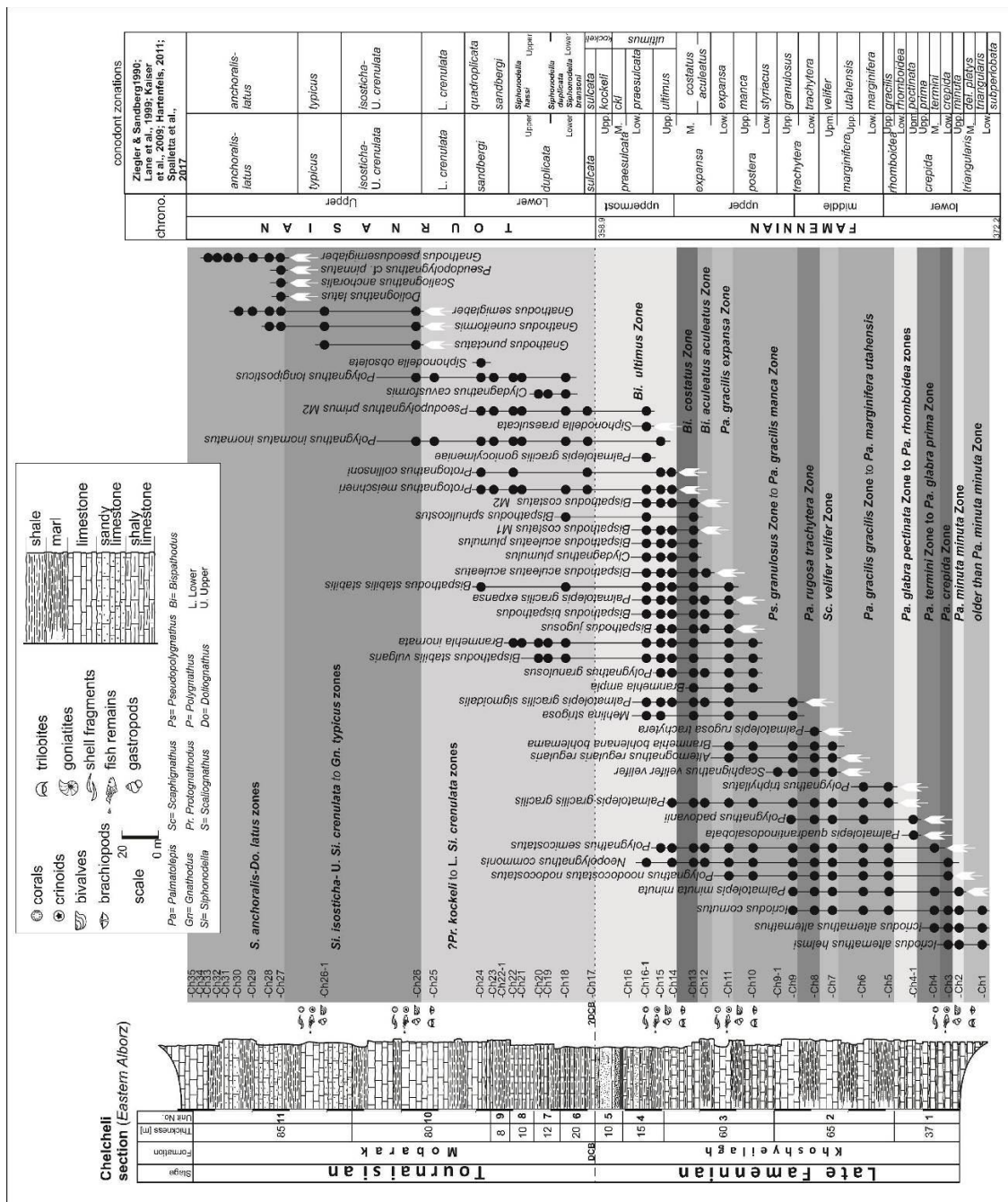
زیست‌زون

این زیست‌زون با ضخامت ۲۵ متر مربوط به واحدهای ۴ و ۵ است که ۱۵ متر آن عمدتاً شامل شیل‌های تیره با میان‌لایه‌های نازک سنگ آهک واحد ۴، و ۱۰ متر آن مربوط به واحد ۵ شامل لایه‌های نازک شیل سیاه با میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی است که به سمت بالا به افق‌های ماسه‌سنگی دارای چین‌بندی متقاطع تغییر می‌یابد. این زیست‌زون در مجموع معادل زیست‌زون‌های Upper expansa Zone و Lower and Middle praesulcata zones است که Ziegler & Sandberg 1984 معرفی کرده‌اند؛ همچنین معادل مجموعه زیست‌زون‌های Upper expansa و praesulcata زیست‌زون Kaiser et al. 2009 معرفی کرده‌اند. گونه‌های شاخص Protognathodus meischeri Ziegler 1969 و Protognathodus collinsoni Ziegler 1969 و gracilis gonioclymeniae Müller 1956 در این زیست‌زون حضور دارند. این توالی منطبق بر واحدهای ۴ و ۵ با لیتولوژی مارن، شیل و آهک است که به‌طور تدریجی به تناوبی از لایه‌های نازک شیل تیره و در بالا به افق ضخیم حدود ۱۰ متری از ماسه‌سنگ کوارتزی تبدیل می‌شود. سن این زیست‌زون معادل بالاترین بخش‌های فامنین پسین است.

?Pr. kockeli to L. Si. crenulata zones (sample ch17-ch25) ۱۳

زیست‌زون

این زیست‌زون با ضخامت ۹۰ متر مربوط به واحدهای ۶ تا ۱۰ سازند مبارک عمدتاً شامل تناوب سنگ‌های آهک متوسط تا ضخیم‌لایه نودولار و اسکلتی با میان‌لایه‌های شیل و مارن است. کنودونت‌های شاخص در تعیین این زیست‌زون مانند Protognathodus kockeli, Protognathodus kuehni و Siphonodella sulcata حضور ندارند، ولی حضور همزمان Polygnathus inornatus inornatus, Polygnathus longiposticus, Clydagnathus cavusformis, Pseudopolygnathus primus M2, Protognathodus meischeri, Protognathodus collinsoni و ورود گونه

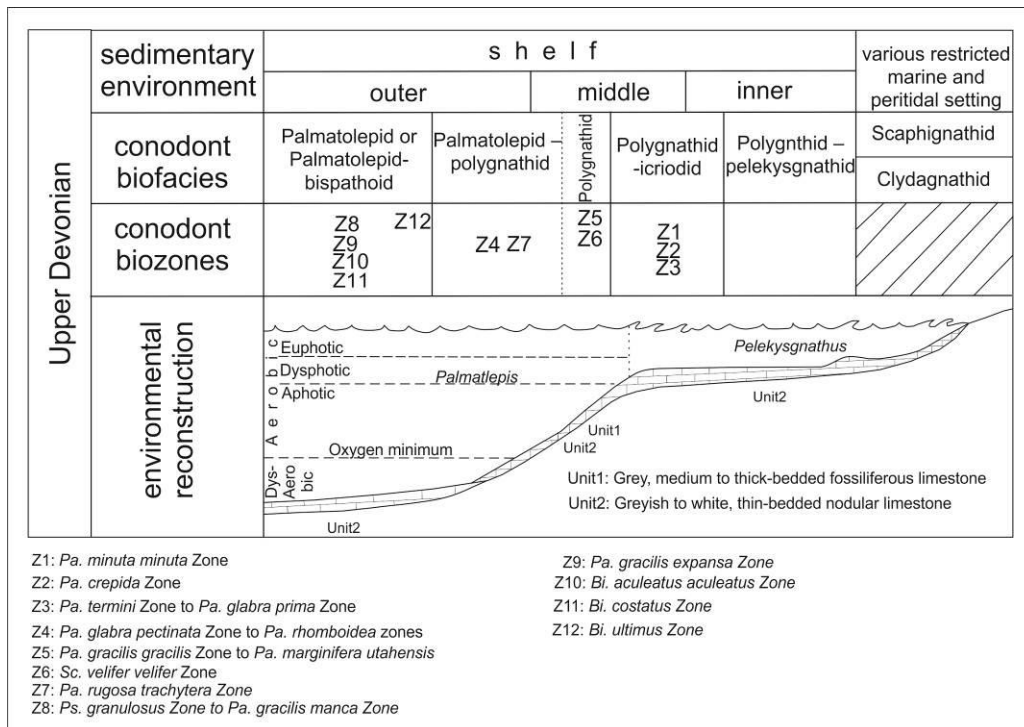


شکل ۶- ستون سنگ‌چینه‌ای و زیست‌زون‌های برش مطالعه‌شده

Fig 6- Stratigraphic column and conodont biozones.

پژوهش Sandberg and Dreesen 1984، ۹ رخساره کنودونتی برای نهشته‌های دونین پسین پیشنهاد شد که به شرح زیر است:

تغییرات سطح آب دریا و محیط دیرینه برش چلچلی در بررسی زیست‌رخساره‌های کنودونتی از مدل‌هایی استفاده شده است که؛ Sandberg 1976; Weddige and Ziegler 1976; Sandberg and Ziegler 1979; Sandberg and Dreesen 1999 ارائه کرده‌اند. براساس



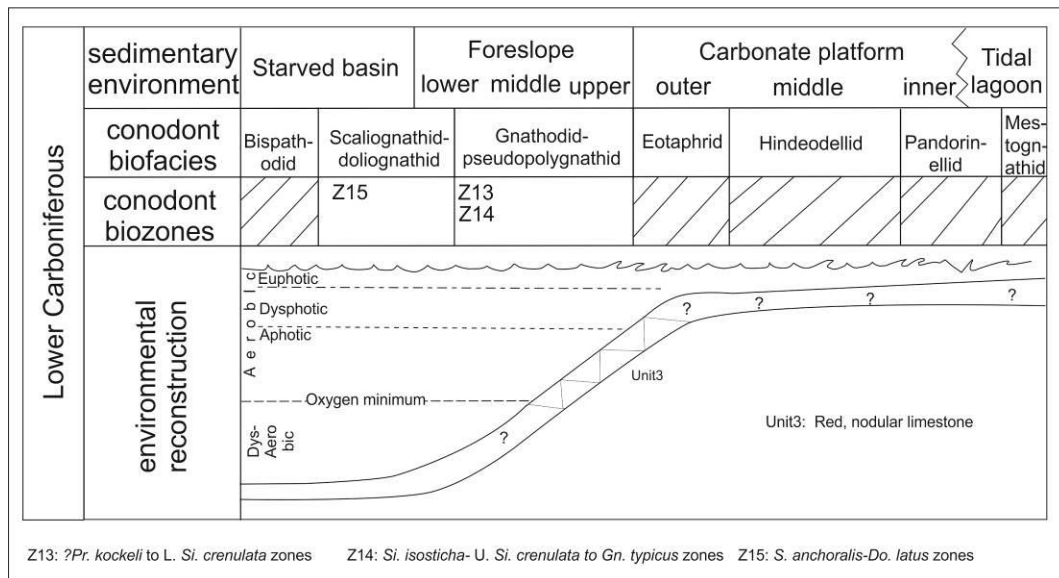
شکل ۷- مدل زیست‌رخساره‌های کنودونتی فامنین پسین (Sandberg and Dreseen 1984)

Fig 7- Late Famennin conodont bio-facies Model (Sandberg and Dreseen 1984).

کربنیفر زیرین (می‌سی‌سی‌پین) ارائه شده است:

همچنین براساس پژوهش‌های Sandberg & Gutschick

در 1984 در مدل ارائه‌شده، ۷ رخساره زیستی برای محدوده



شکل ۸- مدل رخساره‌های زیستی کربنیفر پیشین برش مطالعه‌شده (Sandberg & Gutschick 1984)

Fig 8- Lower carboniferous conodont biofacies model (Sandberg & Gutschick 1984)

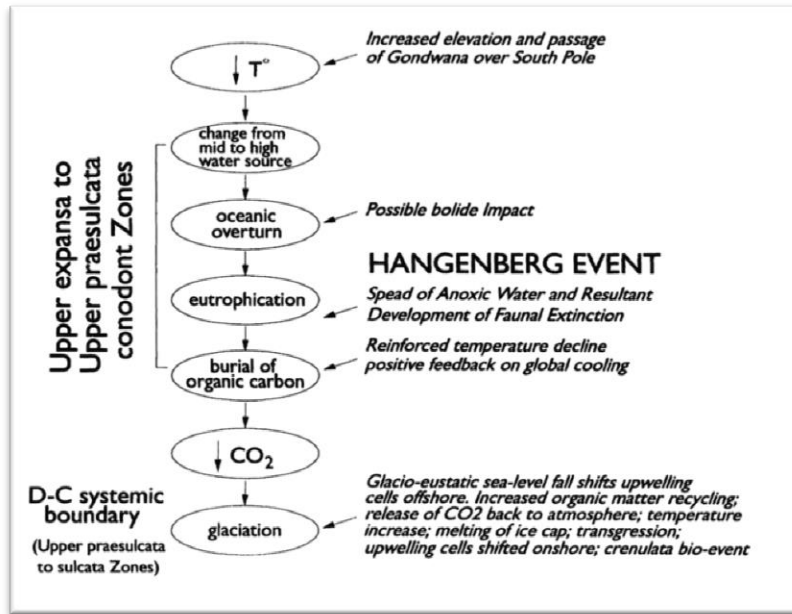
مرز دونین- کربنیفر بوده است. پیرو آن، افزایش یوتریفیکاسیون، تولید اقیانوسی و دفن مواد آلی به کاهش سطح CO₂ و بازخورد مثبت آن در جهت سردی بیشتر اتمسفر و تشکیل یخچال‌های گندوانا انجامیده است. این موضوع باعث ورود مواد آواری و تشکیل ماسه‌سنگ‌های هنگنبرگ شده است.

با کاهش سطح آب دریا در مرز دونین- کربنیفر، سلول‌های آپولینگ موجود در مناطق کم‌عمق دوباره به مناطق Offshore مهاجرت کرده‌اند و این امر سبب بازیابی مواد آلی و تولید دوباره CO₂ و افزایش گرم‌شدگی جهانی و ذوب یخچال‌ها شده است. پیرو ذوب یخچال‌ها، پیشروی اقیانوس‌ها و جابه‌جایی دوباره سلول‌های آپولینگ از مناطق Offshore به مناطق کم‌عمق، اپی کانتیننتال صورت گرفته و به بروز حادثه زیستی crenulata event نزدیک به بخش‌های انتهایی تورنزین پیشین منجر شده است (Barnes et al. 1996; Caplan and Bustin 1999).

در برش چلچلی در مرز دونین- کربنیفر، شیل تیره هنگنبرگ و در ادامه آن ماسه‌سنگ‌های ضخیم‌لایه هنگنبرگ و همراهی آنها با تغییر تدریجی فونای فامنین پسین به کربنیفر پیشین به‌خوبی گویای همانندی حوادث زیستی در این مرز است. نخستین زیست‌زون کربنیفر (- Protognathodus) فراوان Polygnathus به میزان ۱۰۰٪ است که معرف Polygnathid biofacies است و پس از آن Gnathodid-pseudopolygnathid، رخساره تقریباً غالب در تمام نمونه‌های تورنزین است که معرف آب‌های عمیق و حاکی از افزایش نسبی سطح آب تا انتهای کربنیفر پیشین است. در حد واسط نمونه‌های ch24 تا ch26-1 نیز حضور شیل‌های تیره و خاکستری تیره، حادثه Lower Alum shale جهانی را نشان می‌دهد.

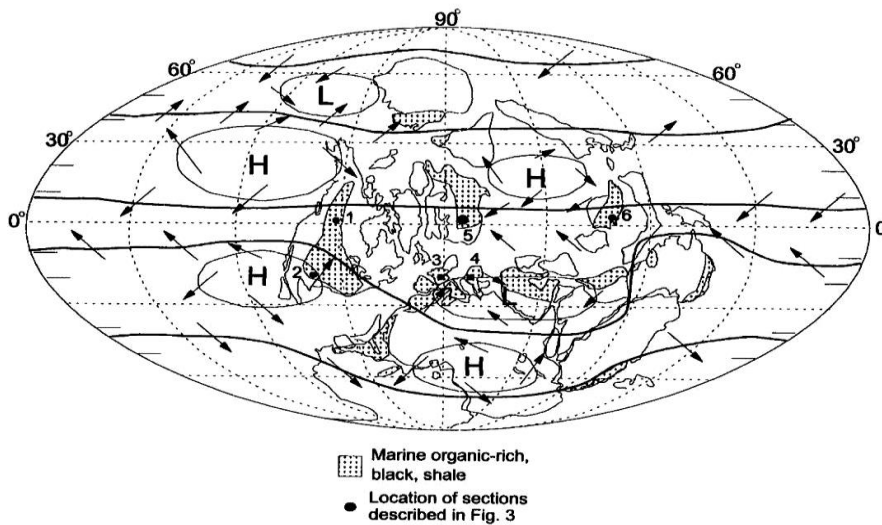
در بررسی برش مطالعه‌شده در زمان‌های دونین پسین- کربونیفر پیشین از تلفیق دو مدل یادشده استفاده شد. در شروع فامنین زیرین زیست‌رخساره‌های کنودونتی نخست icriodid-polygnathid biofacies مربوط به نواحی پری‌تایدال است و در بخش‌های بالایی فامنین زیرین و فامنین میانی با افزایش سطح آب دریا، رخساره‌های کنودونتی به Palmatolepid- polygnathid biofacies مربوط به بخش‌های خارجی و میانی شلف تبدیل می‌شود و در فامنین پسین با افزایش حداکثری سطح آب، رخساره‌های زیستی عمدتاً bispathodid-palmatolepid مربوط به دریای باز تغییر می‌یابد؛ درنهایت در بالاترین بخش فامنین در زیست‌زون M. praesulcata با بیشترین پیشروی سطح آب و رسیدن به mfs به تشکیل شیل‌های تیره هنگنبرگ و گسترش زون آنوکسیک در پلتفرم کربناته دونین پسین منجر می‌شود (شکل ۱۰).

درباره چگونگی ایجاد شرایط آنوکسیک نظریات مختلفی ارائه شده است؛ از جمله Weissert 1989 و Follmi et al. 1994 اذعان داشته‌اند افزایش تمرکز دی‌اکسیدکربن (CO₂) در اتمسفر باعث افزایش فرسایش قاره‌ها و در نتیجه افزایش ورود مواد غذایی به اقیانوس‌ها می‌شود که پیرو آن، یوتریفیکاسیون اقیانوسی به تشکیل رخساره‌های شیلی غنی از مواد آلی و مرگ پلتفرم‌های کربناته می‌انجامد؛ اما تغییرات مثبت ایزوتوپ O¹⁸⁶ در زمان دونین- کربنیفر بیان‌کننده سردی آب‌وهوا در این زمان است (Popp et al. 1986)؛ همچنین جایگزینی فرامینیفرهای آب‌های نواحی تروپیکال با فرامینیفرهای نواحی معتدل و وجود دیامیکتیت‌ها در جنوب آفریقا، شواهدی بر اثبات سردبودن آب‌وهوا در این زمان هستند (Kalvoda 1988; Simakov 1993; Veevers & Powel 1987) که این شرایط به افزایش اختلاف دمای هوا در عرض‌های جغرافیایی مجاور و مخلوط‌شدگی و درنهایت انجام آپولینگ منجر شده است؛ شواهد دیگری نیز مانند وجود رخساره‌های نودولی فسفات‌ه و فونای فسفات‌ه (کنودونت‌ها و بقایای مهره‌داران) بیان‌کننده وجود شرایط یوتریفیکاسیون در شیل‌های غنی از مواد آلی



شکل ۹- مدل پیشنهادی و مجموعه حوادث و شرایطی که به تشکیل فاسیس‌های آنوکسیک و حادثه انقراضی هنگنبرگ در مرز دونین-کربنیفر منجر شده است (Caplan & Bustin 1999).

Fig 9- Proposed model and set of events and conditions that led to the formation of anoxic facies and the extinction at the Hengenberg Crisis at the Devonian-Carboniferous boundary (Caplan 1997).



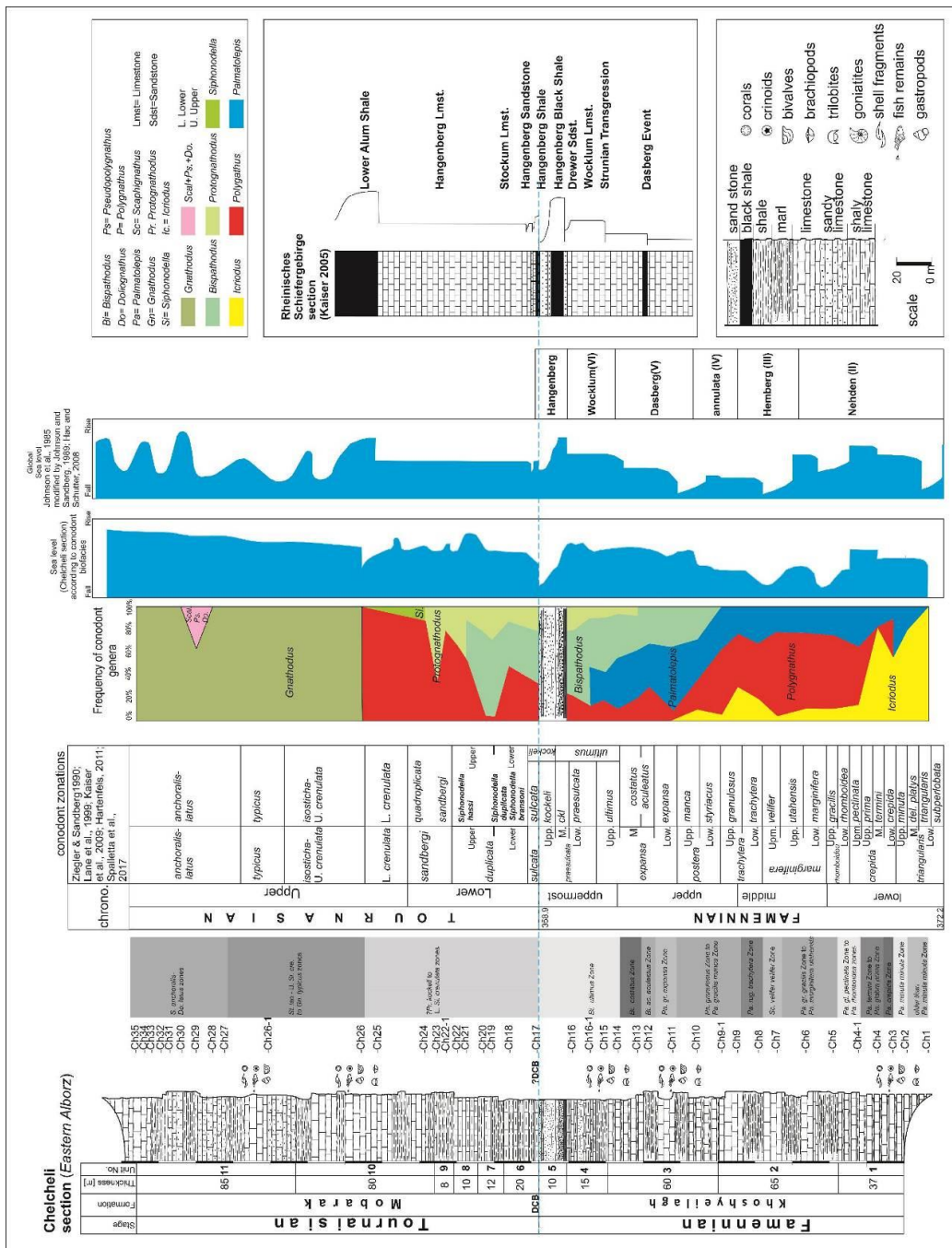
شکل ۱۰- بازسازی پالتوژئوگرافی قاره‌ها در زمان فامنین (Scotese and McKerrow 1990; Caplan et al. 1996). مناطقی که با نقطه‌چین نشان داده شده است، گسترش و پراکندگی نهشته‌های گلی تیره ارگانیکی غنی از مواد آلی فامنین-تورنزیان را نشان می‌دهند (Klemme and Ulmishek 1991). به همراه موقعیت سلول‌های فشاری اتمسفر و موقعیت جریان‌های سطحی اقیانوس‌ها برای نشان‌دادن مناطق آپولینگ در زمان‌های فامنین و تورنزیان.

Fig 10- Reconstruction of continental palaeogeography during the Famennian stage (Scotese and McKerrow 1990; Caplan 1990). Areas indicated by dotted lines indicate the expansion of dispersed organic mud-rich deposits of Famennin-Tournaisian (Klemme and Ulmishek 1991), along with the position of atmospheric pressure cells and the position of ocean surface currents to show Upwelling regions in the times of Famennin and Tournaisian.

جغرافیایی بالاتر و افزایش ارتفاع به دلیل ریفتینگ قاره‌ای به یک دوره زمانی کوتاه سردشدگی و یخچالی منجر شد (Frakes et al. 1992). سردشدن تدریجی آب‌وهوا در این دوره زمانی به افزایش اختلاف دمای بین نواحی قطبی و استوایی و افزایش شدت مخلوط‌شدگی آب اقیانوس‌ها، و این اختلاف دما نیز به افزایش شدت بادهای سطحی و تشدید جریان‌های آپولینگ انجامیده است. بروز این وقایع به همراه برخورد احتمالی شهاب‌سنگ در این زمان به مخلوط‌شدگی اقیانوسی و همچنین افزایش فعالیت‌های ولکانوژنیک منجر شده که هر دو عامل در ایجاد مواد غذایی و آپولینگ آن به سطح نقش تعیین‌کننده‌ای ایفا کرده‌اند. البته باید توجه داشت همراهی فاسیس‌های آنوکسیک با حوادث انقراضی زیستی، یک پدیده همیشگی و قطعی نیست، اما در مرز دونین-کربنیفر، جریان‌های آپولینگ علاوه بر تأمین مواد مغذی مورد نیاز، بایوتا، فلزات سنگین و توکسین‌ها را نیز به سطح رسانیده که علاوه بر افزایش فیتوپلانکتون‌های سطحی برای سایر موجودات نیز آسیب‌زا بوده و به انقراض زیستی در این زمان منجر شده است (Wilde and Berry 1982).

همان‌گونه که در شکل دیده می‌شود، شیل‌های تیره آلبرتا بالتیک و جنوب چین بین منطقه پرباران استوایی و کمربند خشک نیمه‌گرمسیری در عرض‌های جغرافیایی 15° - 5° شمال و جنوب استوا قرار دارند (Scotese and McKerrow 1990; Witzke 1990). شیل‌های تیره پلیت عربی و اروپا نیز در عرض‌های جغرافیایی 25° در ساحل شمالی گندوانا قرار دارند؛ در جایی که بادهای غربی-شرقی به ساحل شرقی-غربی گندوانا برخورد می‌کند. در این سواحل نیروی کوریولیس ناشی از چرخش زمین به حرکت سلول‌های پرفشار اتمسفری به سمت سواحل بالا و جابه‌جایی سلول‌های آپولینگ به سمت این سواحل و گسترش زون آنوکسیک روی پلتفرم کربناته نواحی کم‌عمق اپی‌کانتیننتال و مرگ این پلتفرم کربناته، انقراض زیستی و نهشته شدن افق‌های شیلی و گلی تیره غنی از مواد آلی در این مناطق منجر می‌شود (شکل ۹).

به هر حال مدل پیشنهادی برای حادثه زیستی مرز دونین-کربنیفر و تولید رخساره‌های آنوکسیک، یک مدل آب‌وهوای کنترل‌شده (Climate controlled) است؛ بدین معنا که عبور قاره‌های قدیمی از قطب جنوب به سمت عرض‌های



شکل ۱۱- مدل زیست‌رخساره‌های کنودونتی به همراه تغییرات سطح آب و مقایسه با تغییرات سطح آب جهانی و همچنین مقایسه تغییرات رخساره‌های سنگی گذر DC و نسبت به برش Rhienisches Schieferbirge در آلمان؛ Johnson et al. 1985; Haq and Schutter 2008; Kaiser 2005; Ziegler and Sandberg 1990; Lane et al. 1999; Kaiser et al. 2009; Hartenfels 2011; Spalletta et al. 2017 (در بررسی رخساره‌های کنودونتی، درصد فراوانی هر جنس در هر نمونه نسبت به وزن نمونه قبل از اسیدشویی و میزان نمونه باقی‌مانده محاسبه می‌شود).

Fig 11- Conodont bio-facies model with changes in water level and comparison with changes in rock facies of DC transition (Johnson et al. 1985; Haq and Schutter 2008; Kaiser 2005; Ziegler and Sandberg 1990; Lane et al. 1999; Kaiser et al. 2009; Hartenfels 2011; Spalletta et al. 2011). (In the study of conodont facies, the percentage of frequency of each genera in each sample in relation to the weight of the sample before acid washing and the amount of the remaining sample is calculated).

- 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. Yamini A. 2006. Cephalopods and Stratigraphical Position of Cephalopod Bed of Shishtu Formation, Iran. *Geosciences Scientific Quarterly Journal*, 15: 178–187.
- Assereto R. 1963. The Paleozoic formations in Central Elburz (Iran) (preliminary note). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 69: 503–543.
- Bahrami A. Corradini C. Over D.J. and Yazdi M. 2011. Upper Devonian-Lower Carboniferous conodont biostratigraphy in the Sotori Range, Tabas area, Central-East Iran Microplate. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 50(1): 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*, 98: 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). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 99: 477–494.
- Bakhtiari S. 2005. Road atlas of Iran Gitashenasi: Geological and Cartographic Institute, 1:1000,000: Tehran, Iran.
- Barnes C. Hallam A, Kaljo D. Kauffman E.G. and Walliser O.H. 1996. Global Event Stratigraphy. In: *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. O.H. Walliser (Ed.), Springer, Berlin Heidelberg, New York. 321-333.
- حضور افق‌های نازک شیل تیره در زیر گذر DC و همراهی آن با گونه‌های کنودونتی دور از ساحل نظیر بیسپاتودیدها و پالماتولپیداها حاکی از افزایش سطح آب به بالاترین سطح تا نزدیک به انتهای فامنین پسین است؛ در ادامه حضور ۸-۱۰ متر ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی دارای چینه‌بندی متقاطع و فاقد فونای کنودونتی ناشی از پس‌روی سطح آب دریا و ورود مواد آواری به دریا، شاهدی بر تغییرات زیستی و سنگی در حادثه هنگنبرگ در برش چلچلی است.

References

- Aghanabati S.A. 2012. *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran. Tehran. 586p. (in Persian).
- Agharezaee M. 2017. Biostratigraphy of the Early Carboniferous deposits (Mobarak formation) in the Chelcheli section of Chaharbagh village (Southeast Gorgan) based on conodonts. 111p. Msc thesis, Damghan University. (in Persian with English abstract).
- Ahmadzadeh-Heravi H.M. 1975. Stratigraphie und Fauna im Devon des östlichen Elburs Iran. *Clausthaler Geologische Abhandlungen*, 23: 1–114.
- Alavi M. 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21: 1–33.
- Angiolini L. Gaetani M. Muttoni G. Stephenson M.H. and Zanchi A. 2007. Tethyan oceanic currents and climate gradients 300 my ago. *Geology*, 35(12): 1071-1074.
- Ariuntogos M. Königshof P. Hartenfels S. Jansen U. Nazik A. Carmichael S.K. Waters J.A. Sersmaa G. Crônier C. Ariunchimeg Ya Pascall O. and Dombrowski A. 2020. (submitted). The Hushoot Shiveetiin gol section (Baruunhurai Terrane): Sedimentology and facies from a Late Devonian island arc setting. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments* (submitted).
- Ashouri A.R. 1994. The stratigraphical position of members 1 and 6 of Khoshyeilagh Formation based on conodont fauna and introducing of three conodont zones from member 6 (in Persian): *Geosciences Scientific Quarterly Journal*, 13: 64–71.
- 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 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-

- Cooper C.L. 1939. Conodonts from a Bushberg-Hannibal horizon in Oklahoma. *Journal of Paleontology*, 13: 379-422.
- Coquel R. Loboziak S. Stampfli G. Stampfli-Vuille B. 1977. Palynologique du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur dans l'Elburz oriental (Iran nord-est). *Revue de micropaléontologie*. 20: 59-71.
- 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.
- Darvish-Zadeh A. 2014. *Geology of Iran: Stratigraphy, Tectonics, Metamorphism and Magmatism*. Amir-Kabir Press. 436p. (in Persian).
- De Vleeschouwer D. Rakociński M. Racki G. Bond D.P.G. Sobieñ K. Claeys P. 2013. Deciphering the upper Famennian Hangenberg Black Shale depositional environments based on multi-proxy record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 346-347.
- Dzik, J. 2006. The Famennian "Golden Age" of conodonts and ammonoids in the Polish part of the Variscan Sea. *Palaeontologia Polonica*, 63: 1-359.
- Epstein A.g. Epstein J.B. and Harris I.D. 1977. Conodont color alteration - an index to organic metamorphism. U.S. Geological Survey Professional Paper, 995: 1-27.
- Falihatgar M. May A. and Sarfi M. 2018. First report of the rugose coral *Hexagonaria davidsoni* from the Khoshyeilagh Formation (Devonian), Alborz Mountains Northeastern Iran. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 70(3): 787-795.
- Falihatgar M. Mosaddegh H. 2012. Microfacies and Palaeoenvironments of the Lower Carboniferous Mobarak Formation in the Kiyasar section, Northern Iran. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología*, 82: 9-20.
- Follmi K. B. Weissert H. Bisping M. and Funk. H. 1994. Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 729-746.
- Frakes L.A. Francis L.E. and Syktus J.I. 1992. *Climate Models of the Phanerozoic*. Cambridge University Press, 274p.
- Gaetani M. 1968. Lower Carboniferous brachiopods from Central Elburz. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 74: 665-744.
- Ghavidel-Syooki M. Owens B. 2007. Palynostratigraphy and palaeogeography of the Padeha, Khoshyeilagh, and Mobarak formations in the eastern Alborz Range (Kopet-Dagh region),
- Berberian M. and King G.C.P. 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Berberian M. 1983. The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 163-183.
- Bischoff G. 1957. Die Conodonten-Stratigraphie des rheinherzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der Wocklumeria-Stufe und der Devon-Karbon Grenze. *Abhandlungen des Hessisches Landesamt für Bodenforschung*, 84: 115-137.
- Bozorgnia F. 1973. Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of Central and East Alborz Mountains: Iran, National Iranian Oil Company. *Geological Laboratories*, 4: 1-185.
- Branson E.B. & Mehl M.G. 1941. New and Little known Carboniferous genera, *Journal of Paleontology*, 15: 97-106.
- Branson E.B. and Mehl M.G. 1934a. Conodonts from the Grassy Creek shale of Missouri. *Missouri University Studies*. 8: 171-259.
- Branson E.R. 1934. Conodonts from the Hannibal Formation of Missouri. *Missouri University Studies*, 8, 301-343.
- Brenckle P.L. Gaetani M. Angiolini L. and Bahramanesh M. 2009. Refinements in biostratigraphy, chronostratigraphy, and paleogeography of the Mississippian (Lower Carboniferous) Mobarak Formation, Alborz Mountains, Iran. *GeoArabia*, 14: 43-78.
- Brice D. Jenny J. Stampfli G. and Bigey F. 1978. Le Devonien de l'Elbourz oriental: stratigraphie, paléontologie (brachiopodes et bryozoaires), paléogeographie. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 84: 1-56.
- Brice D. Lafuste J. Lapparent De A.F. Pillet J. and Yassini I. 1974. Étude de deux gisements paléozoïques (Silurien et Dévonien) de l'Elbourz oriental (Iran). *Annales de la Société géologique du Nord*, 93: 177-218.
- Caplan M. Bustin M. 1999. Devonian - Carboniferous Hangenberg mass extinction event, widespread organic-rich mudrocks and anoxic, 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: 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.

- Kaiser S.I. 2005. Mass Extinctions, Climatic and-Oceanographic Changes at the Devonian–Carboniferous Boundary. PhD thesis, Fakultat für Geowissenschaften, Ruhr-Universität Bochum, 120p.
- Kaiser S.I. Steuber T. Becker R.T. 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.
- Kaiser S.I. Steuber T. 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. Becker R.T. Spalletta C. 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.
- Kalvoda J. 1988. Late Devonian-Early Carboniferous Paleobiogeography of Benthic Foraminifera and Climatic Oscillations. In: *Extinction Events in Earth History*. E.G. Kauffman and O.H. Walliser (Eds.). Lecture Notes in Earth Sciences, 30. Springer-Verlag. 183-187.
- Klapper G. and Ziegler W. 1979. Devonian conodont biostratigraphy, 199–224. In House, M.R., Scrutton, C.T. & Bassett, M.G. (Eds.), *The Devonian System*. Special Papers in Paleontology, 23.
- Klemme H.D. and Ulmishek G.F. 1991. Effective Petroleum Source Rocks of the World Stratigraphic Distribution and Controlling Depositional Factors. *American Association of Petroleum Geologists*, 75: 1809-1851.
- Königshof P. Bahrami A. and Kaiser S.I. 2020. Devonian/Carboniferous Boundary sections in Iran. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments Special Issue on D/C* (in press).
- 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.
- northeastern Iran. *Revue de Micropaléontologie*, 50: 129–144.
- Ghobadi Pour M. Popov L.E. Omrani M. and Omrani H. 2018. The latest Devonian (Famennian) phacopid trilobite *Omegops* from eastern Alborz, Iran. *Estonian Journal of Earth Sciences*. 67(3): 192–204.
- Habibi T. Corradini C. and Yazdi M. 2008. Famennian Tournaisian conodont biostratigraphy of the Shahrizad section, central Alborz, Iran. *Geobios*, 41: 763-777.
- Haq B.U. and Schlatter S.R. 2008. A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes, *Science*, 322: 64-68.
- Hamdi B. and Janvier P. 1981. Some conodonts and fish remains from Lower Devonian (lower part of the Khoshyeylaq Formation) north east Shahrud, Iran. *Geological Survey of Iran, Report 49*: 195-210.
- 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.
- Hashemi H. 2011. Vascular cryptogam plants of the Khoshyeilagh Formation, northern Shahrud, eastern Alborz Ranges. *Journal of Science*. I.R.I, 22(4): 335-343.
- Hass W.H. 1959. Conodonts from the Chappel Limestone of Texas. U.S. Geological Survey Professional Paper, 294: 365–399.
- Helms J. 1959. Conodonten aus dem Saalfelder Oberdevon (Thüringen). *Geologie*, 8: 634–677.
- Helms J. 1961. Die “nodocostata-Gruppe” der Gattung *Polygnathus*. *Geologie*, 10(6): 674–711.
- Isaacson P.E. Diaz-Martinez E. Grader G.W. Kalvoda J. Babek O. Devuyt F.X. 2008. Late Devonian–earliest Mississippian glaciation in Gondwanaland and its biogeographic consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268: 126–142
- Johnson J. Klapper G. and Sandberg C.A. 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica: *Geological Society American Bulletin*, 96: 567-587.
- Jenny J.G. 1977. *Géologie et stratigraphie de l’Elburz orientale entre Aliabad et Shahrud, Iran*: Université de Genève. PhD dissertation, 238p.
- Jeppsson L. and Anehus R. 1995. A buffered formic acid technique for conodont extraction. *Journal of Paleontology*, 69 (4): 790–794.
- Ji Q. and Ziegler W. 1993. The Lali section: an excellent reference section for Late Devonian in south China. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, 157: 1–183.

- Popp B.N. Podosek F.A. Brannon J.C. Anderson T.F. and Pier J. 1986b. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in Permian-Carboniferous sea water from the analyses of well-preserved brachiopod shells. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 1321 - 1328.
- Ranjesh N. and Hamdi B. 2010. Biostratigraphy of Mobarak Formation at Vali-abad section, Chalous road. *Scientific Quarterly Journal of Geoscience*, 21(83): 111-122.
- 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 British Museum of Natural History (Geology)*, Supplement 5, 1-313.
- Salehirad R. Alavi M. Jenny J. Stampfli G. and Shahrabi M. 1991. Geological Quadrangle map of Iran. No H4, 1/250/000 Map of Gorgan. Geological Survey of Iran.
- Sandberg C.A. Strel M. Scott R.A. 1972. Comparison between conodont zonation and spore assemblages in the Devonian-Carboniferous boundary in the western and central United State and in Europe. 7th Congress International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere, Krefeld, 23-28 August 1971, *Compte Rendu* 1: 179-203.
- Sandberg C.A. 1976. Conodont biofacies of Late Devonian polygnathus styriacus Zone in western United State. In C.R. Barnes (Ed.), *Conodont Paleocology*. Geological Association of Canada, Special Paper. 15: 171-186.
- Sandberg C.A. and Dreesen R. 1984. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow water conodont zonation, 143-178. In CLARK, D.L. (ed.) *Conodont biofacies and provincialism*. Geological Society of America Special Paper 196. DOI 10.1130/SPE196-p143
- Sandberg C.A. and Ziegler W. 1979. Taxonomy and biofacies of important conodonts of Late Devonian styriacus-Zone, United States and Germany. *Geologica et Palaeontologica*, 13: 173-212.
- Sandberg C.A. and Dreesen A. 1984. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow water Conodont zonation, 143-178. In: Clark, D. L. (Ed.), 1984, *Conodont biofacies and provincialism*: Geological Society of America, Special paper, 196.
- Sandberg C.A. and Gutschick R.C. 1984. Distribution, microfauna and source-rock potential of Mississippian Delle Phosphatic Member of Woodman Formation and equivalents, Utah and adjacent States: In: Woodward, J., Meissner, F.F. and Clyton, J.L. (Eds.), 1984, *Hydrocarbon source rocks of the Greater Rocky Mountain region, Denver Colorado, Rocky Mountain*: Association of Geologists, 135-178.
- Sandberg C.A. Ziegler W. 1973. Refinement of standard Upper Devonian conodont zonation based
- Lane H.R. Sandberg Ch. Ziegler W. 1980. Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post - Siphonodella zonation. *Geology-Paleontology*, 14: 117-164.
- Lane H.R. Ziegler W. 1983. Taxonomy and phylogeny of Scaliognathus BRANSON et MEHL, 1941 (Conodonta, Lower Carboniferous). *Senckenberg. Lethaea*. 64: 199-225.
- Lane H.R. Brenckle P.L. Baesemann J.F. Richards B.C. 1999. The IUGS boundary in the middle of the Carboniferous and: arrow Canyon, Nevada, USA. *Episodes*, 22: 272-283.
- Lasemi Y. 2001. Facies Analysis, Depositional Environments and Sequence stratigraphy of the Upper Pre-Cambrian and Paleozoic Rocks of Iran. Geological Survey of Iran, 180p. (in Persian).
- 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.
- Mehl M.G. and Thomas L.A. 1947. Conodonts from the Fern Glen of Missouri. *Journal of Science Laboratory of Denison University*, 40: 3-20.
- Mehl, M.G. and Thomas L.A. 1947. Conodonts from the Fern Glen of Missouri. *Journal of Science Laboratory of Denison University*, 40: 3-20.
- Mosaddegh H. 2000. Microfossils, microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Mobarak Formation in Central Alborz. PhD thesis, Iran: Tehran Teacher Training University.
- Müller K.J. 1956. Zur Kenntnis der Conodonten-Fauna des europäischen Devons, 1; Die Gattung Palmatolepis. *Abhandlungen und Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*. 494: 1-70.
- Perri M.C. and Spalletta C. 1990. Famennian conodonts from climenid pelagic limestone, Carnic Alps, Italy. *Palaeontographia Italic*, 77: 55-83.
- Popp B.N. Anderson, T.F. and Sandberg P.A. 1986a. Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some Paleozoic limestones. *Geological Society of America Bulletin*, 97:1262-1269.

- Devonian glaciations. *Earth-Science Reviews*, 52(1): 121–173.
- Thompson T.L. 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, 45: 1-263.
- Vachard D. 1996. Iran. In: Wagner R. Winkler Prins C.F. and Granados L.F. (Eds.), - *The Carboniferous of the World*, vol. 3: 489-521. Instituto Tecnológico GeoMinero de España (IGME) & Nationaal Natuurhistorisch Museum.
- Valeryi B. Falahatgar M. Blodgett B.B. Javidan M. and Parvizi T. 2018. Brachiopods from the Famennian (Khoshyeilagh Formation) of Damghan, Northern Iran. Lucas, S.G. and Sullivan, R.M., eds., 2018, *Fossil Record 6*. New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin, 79: 37-49.
- Veevers J.J. and Powell C.M. 1987. Late Paleozoic episodes in Gondwanaland reflecting transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica *Geological Society of America Bulletin*, 98: 475-487.
- Voges A. 1959. Conodonten aus dem Unterkarbon I and II (Gattendorfia und Pericyclus-Stufe) des Sauerlandes. *Paläontologische Zeitschrift*, 3: 266–314.
- Vuolo I. 2014. Conodont biostratigraphy from Carboniferous and Permian successions of Pamir, Central Iran and Tunisia. PhD Thesis. Università Degli Studi Di Milano, 308p.
- Walliser O.H. 1984. Pleading for a natural D/C boundary. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 67: 241–246.
- Weddige K. and Ziegler W. 1976. The significance of *Icriodus: Polygnathus* ratios in limestones from the type Eifelian, Germany. *Geological Association of Canada Special Paper*, 15: 187–199.
- Weddige K. 1984. Externally controlled late Paleozoic events of the Iran Plate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 168: 278-286.
- Wicander R. Clayton G. Marshall J.E.A. Troth I. and Racey A. 2011. Was the latest Devonian glaciation a multiple event? New palynological evidence from Bolivia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 305: 84–92.
- Wilde P. Quinby-Hunt M.S. and Berry W.B.N. 1988. Vertical advection from oxic or anoxic water from the main pycnocline as a cause of rapid extinction or rapid radiations. In: *Extinction Events in Earth History*. S. Bhattacharji, G.M. Friedman, H.J. Neugebauer and A. Seilacher (Eds.), *Lecture Notes in Earth Sciences*. 30: 85-98. Springer-Verlag.
- on sections in Nevada and West Germany. *Geologica et Palaeontologica*, 7: 97–122.
- Sannemann D. 1955a. Oberdevonische Conodonten (to II). *Senckenbergiana Lethaea*, 36: 123–156.
- Sannemann D. 1955b. Beitrag zur untergliederung des Oberdevons nach Conodonten. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 100: 324–331.
- 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. and Devleeschouwer X. (Eds.), *Magnetic Susceptibility Application: A Window onto Ancient Environments and Climate Variations*. Geological Society, London, Special Publication, 414: 73–91.
- Sardar Abadi M. Kulagina E. I. Voeten D. F. Boulvain F. Da and Silva A.C. 2017. Sedimentologic and paleoclimatic reconstructions of carbonate factory evolution in the Alborz Basin (northern Iran) indicate a global response to Mississippian (Tournaisian) glaciations. *Sedimentary Geology*, 348: 19–36.
- Scotese C.R. and McKerrow W.S. 1990. Revised world maps and introduction. In: *Paleozoic Palaeogeography and Biogeography*. W.S. McKerrow and C.R. Scotese (Eds.), *Geologica Society Memoir*, 12: 1-21.
- Shi G.R. 1998. Aspects of Permian marine biogeography: a review of nomenclature and evolutionary patterns, with particular reference to the Asianwestern Pacific Region". In: Jin et al. (Ed.), "Permian stratigraphy, environments and resources. *Palaeoworld*, special issue 9: 97- 112.
- Simakov K.V. 1993. The dynamics and biochronological structure of the Hangenbergia 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: 31-57.
- Stampfli G.M. 1978. Étude géologique générale de l'Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus Iran N-E: Geneva, University of Geneva, Science Faculty, PhD thesis. 329p.
- Stöcklin J. 1968. Structural History and Tectonic of Iran: A Review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229–1258.
- 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

- Sardar formations of the Shotori Range, Iran. Records of the Western Australian Museum, Supplement, 58: 223–240.
- Ziegler W. 1962a. Taxionomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. Abhandlungen des Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 38: 1–166.
- Ziegler W. 1969. Eine neue Conodonten Fauna aus dem höchsten Oberdevon. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 17: 179–191.
- 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 Forschungs Institut Senckenberg. 121: 1–115.
- Ziegler W. 1960. Die conodonten aus den Gerollen des Zechstein konglomerates von Rossenary (sudwestlich Rheinberg/Niederrhein). Fortschr. Geol. Rheinl. Westf, 6: 11-15.
- Ziegler W. and Weddige K. 1999. Zur Biologie, Taxonomie und Chronologie der Conodonten, Paläontologische Zeitschrift, 73 (1/2): 1–38, 23 text-figs; Stuttgart.
- Weissert H. 1989. C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: a case study from the early Cretaceous. Surveys in Geophysics, 10: 1-61.
- 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.
- Wilde P. and Berry W.B.N. 1982. Progressive ventilation of the Oceans-Potential for return to anoxic conditions in post-Paleozoic. In: Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies S.O. Schlanger and M.B. Cita (Eds.). Academic Press, London-New York, 209-224.
- Witzke B.J. 1990. Palaeoclimatic constraints of Palaeozoic palaeolatitudes of Laurentia and Euramerica. In: Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. W.S. McKerrow and C.R. Scotese (Eds.), Geological Society Memoir, 12: 57-73.
- Yazdi M. 1999. Late Devonian-Carboniferous conodonts from Eastern Iran. Rivista Italiana di Paleontologiae Stratigrafia, 105: 167–200.
- Yazdi M. and Turner S. 2000. Late Devonian and Carboniferous vertebrates from the Shishtu and

Fig 12

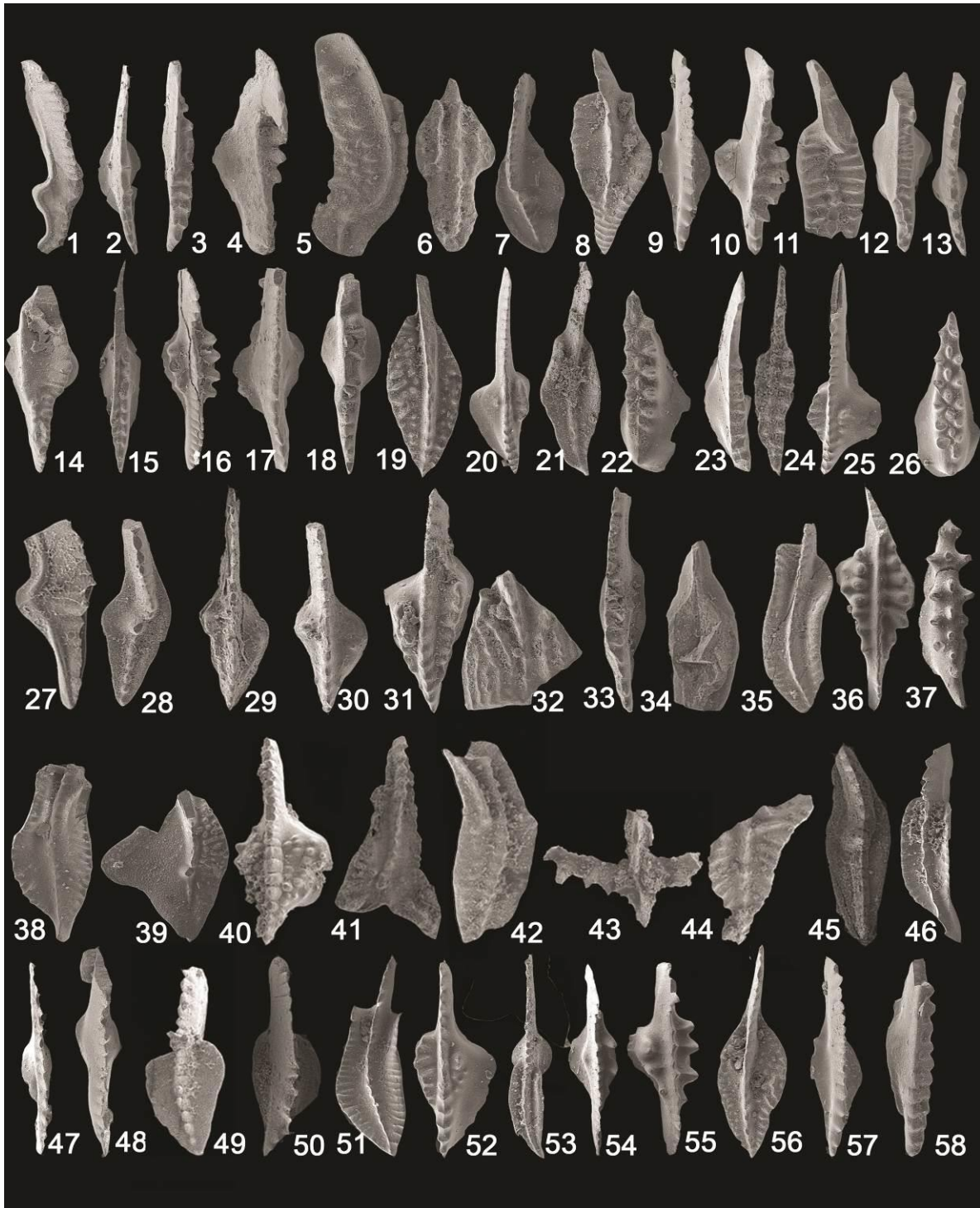


Fig 12- Conodonts from the Chelcheli section, Scale bar is given for each sample.

1- *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegler 1962a; Upper view of IUMC 723, sample ch11, X 100. **2- *Bispathodus aculeatus aculeatus*** (Branson & Mehl 1934a); Upper view of IUMC 724, sample ch14, X 100. **3- *Bispathodus costatus*** (Branson 1934) *Morphotype 2*; Upper view of IUMC 725, sample ch14, X 150. **4- *Clydagnathus plumulus*** (Rhodes, Austin & Druce 1969); Upper view of IUMC 726, sample ch15, X 150. **5- *Palmatolepis rogusa trachytera*** (Ziegler 1960); Upper view of IUMC 728, sample ch8, X 150. **6- *Polygnathus triphylatus*** Ziegler, 1960; Upper view of IUMC 729, sample ch8, X 150. **7- *Palmatolepis minuta minuta*** Branson & Mehl 1934a; Upper view of IUMC 730, sample ch4, X 150. **8- *Polygnathus semicostatus*** Branson & Mehl 1934a *Morphotrend 3 sensu* Dreesen & Orchard (1974); Upper view of IUMC 731, sample ch15, X 150. **9- *Bispathodus stabilis stabilis*** (Branson & Mehl 1934a); Upper view of IUMC 732, sample ch15, X 150. **10- *Bispathodus aculeatus plumulus*** Rhodes, Austin & Druce 1969; Upper view of IUMC 735, sample ch15, X 150. **11- *Scaphignathus velifer velifer*** Helms 1959; Upper view of IUMC 736, sample ch9, X 150. **12- *Bispathodus spinulicostatus*** (Branson 1934) *Morphotyp 1*; Upper view of IUMC 737, sample ch13, X 150. **13- *Branmehla inornata*** (Branson & Mehl 1934a); Upper view of IUMC 738, sample ch18, X 100. **14- *Clydagnathus cavusformis*** Rhodes, Austin & Druce, 1969; Upper view of IUMC 744, sample ch18, X 150. **15- *Bispathodus jugosus*** (Branson & Mehl 1934a); Upper view of IUMC 746, sample ch12, X 150. **16- *Pseudopolygnathus primus*** Branson & Mehl 1934b; Upper view of IUMC 748, sample ch24, X 150. **17- *Bispathodus stabilis vulgaris*** (Dzik 2006); Upper view of IUMC 750, sample ch18, X 150. **18- *Bispathodus spinulicostatus*** (Branson 1934) *Morphotyp 1*; Upper view of IUMC 751, sample ch16-1, X 150. **19- *Polygnathus granulosis*** Branson & Mehl 1934a; Upper view of IUMC 752, sample ch14, X 150. **20- *Gnathodus semiglaber*** Bischoff, 1957; Upper view of IUMC 753, sample ch30, X 150. **21- *Neopolygnathus communis*** (Branson & Mehl 1934b); Upper view of IUMC 755, sample ch13, X 150. **22- *Icriodus alternatus alternatus*** Branson & Mehl 1934a *Morphotyp 1*; Upper view of IUMC 756, sample ch1, X 150. **23- *Bispathodus costatus*** (Branson 1934) *Morphotyp 2*; Upper view of IUMC 759, sample ch16-1, X 150. **24- *Alternognathus regularis regularis*** Ziegler & Sandberg 1984; Upper view of IUMC 761, sample ch15, X 150. **25- *Gnathodus pseudosemiglaber*** Thompson & Fellow, 1970; Upper view of IUMC 765, sample ch35, X 150. **26- *Icriodus alternatus helmsi*** Sandberg & Dreesen, 1984; Upper view of IUMC 767, sample ch3, X 150. **27- *Palmatolepis gracilis gracilis*** Branson & Mehl 1934a; Upper view of IUMC 771, sample ch9, X 150. **28- *Palmatolepis gracilis expansa*** Sandberg & Ziegler 1979 *Morphotyp 1*; Upper view of IUMC 772, sample ch15, X 150. **29- *Protognathodus meischneri*** Ziegler 1969; Upper view of IUMC 782, sample ch24, X 150. **30- *Protognathodus collinsoni*** Ziegler 1969; Upper view of IUMC 784, sample ch22, X 150. **31- *Gnathodus cuneiformis*** Mehl & Thomas, 1947; Upper view of IUMC 789, sample ch27, X 150. **32- *Polygnathus nodocostatus nodocostatus*** Branson & Mehl 1934a; Upper view of IUMC 792, sample ch11, X 150. **33- *Bispathodus bispathodus*** Ziegler, Sandberg & Austin 1974; Upper view of IUMC 793, sample ch15, X 150. **34- *Siphonodella praesulcata*** Sandbeg, 1972; Upper view of IUMC 797, sample ch16-1, X 150. **35- *Polygnathus padovanii*** Perri & Spalletta 1990; Upper view of IUMC 800, sample ch6, X 150. **36- *Pseudopolygnathus primus*** Branson & Mehl 1934b; Upper view of IUMC 806, sample ch21, X 150. **37- *Icriodus cornutus*** Sannemann, 1955; Upper view of IUMC 823, sample ch4, X 150. **38- *Polygnathus inornatus inornatus*** Branson 1934; Upper view of IUMC 827, sample ch26, X 150. **39- *Palmatolepis quadrantinodosalobata*** Sannemann 1955a; Upper view of IUMC 830, sample ch4, X 150. **40- *Gnathodus cf. punctatus*** (Cooper, 1939); Upper view of IUMC 831, sample ch26, X 150. **41- *Doliognathus latus*** Branson & Mehl, 1941 *Morphotype 2*; Upper view of IUMC 836, sample ch4, X 150. **42- *Siphonodella obsoleta*** Hass, 1959; Upper oblique view of IUMC 836, sample ch4, X 150. **43- *Scaliognathus anchoralis*** Lane & Ziegler, 1983; Upper oblique view of IUMC 836, sample ch4, X 150. **44- *Pseudopolygnathus cf. pinnatus*** Voges, 1959 *Morphotype 1*; Upper oblique view of IUMC 836, sample ch4, X 150. **45- *Palmatolepis gracilis gonioclymeniae*** Müller 1956b; Upper view of IUMC 841, sample ch16-1, X 150. **46- *Polygnathus longiposticus*** Branson & Mehl, 1934; Upper view of IUMC 853, sample ch26, X 150. **47- *Branmehla ampla*** (Branson & Mehl 1934a); Upper view of IUMC 868, sample ch13, X 150. **48- *Branmehla bohlenana bohlenana*** (Helms 1959); Upper view of IUMC 870, sample ch10, X 150. **49- *Polygnathus purus purus*** Voges, 1956; Upper oblique view of IUMC 870, sample ch10, X 150. **50- *Protognathodus meischneri*** Ziegler, 1969; Upper view of IUMC 862, sample ch21, X 150. **51- *Polygnathus inornatus inornatus*** Branson, 1934; Upper view of IUMC 872, sample ch21, X 150. **52- *Gnathodus semiglaber*** Bischoff, 1957; Upper view of IUMC 781, sample ch26, X 150. **53- *Neopolygnathus communis*** (Branson & Mehl 1934b); Upper view of IUMC 790, sample ch7, X 150. **54- *Bispathodus aculeatus aculeatus*** (Branson & Mehl 1934a); Upper view of IUMC 815, sample ch13, X 150. **55- *Pseudopolygnathus primus*** Branson & Mehl 1934b; Upper view of IUMC 807, sample ch22, X 150. **56- *Polygnathus granulosis*** Branson & Mehl 1934a; Upper view of IUMC 745, sample ch15, X 150. **57- *Bispathodus stabilis stabilis*** (Branson & Mehl 1934a); Upper view of IUMC 732, sample ch15, X 150. **58- *Bispathodus jugosus*** (Branson & Mehl 1934a); Upper view of IUMC 734, sample ch15, X 150.