پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و سوم، شماره پیاپی ٦٦، شماره اول، بهار ١٣٩٦
تاریخ وصول: ١٣٩٥/١/١٥        تاریخ پذیرش: ١٣٩٥/٩/٢٣
صص ٤٩-٦٨

# زیست چینه‌نگاری نهشته‌های دونین میانی- بالایی سازند بهرام در برش کوه رضاآباد (جنوب غربی دامغان)

**بهرام راضی علیپور**، *دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، ایران*
**علی بهرامی**، *استادیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، ایران* *
**مهدی یزدی**، *استاد، گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، ایران*

**چکیده**

در این تحقیق نهشته‌های کربناته – تبخیری دونین میانی- بالایی برش کوه رضاآباد (٥٥ کیلومتری جنوب غربی دامغان) متعلق به سازند بهرام، مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته است. ضخامت این نهشته‌ها حدود ١٦٦ متر و از دو واحد کربناته پائینی و بالایی و یک واحد تبخیری در بخش میانی تشکیل گردیده‌اند. نمونه‌برداری منظم برای بررسی کنودونت‌ها به شناسایی ١٢ گونه کنودونتی زیر منجر گردید:

*Icriodus excavates*; *I. subterminus*; *I. expansus; I. brevis*; *I. iowaensis*; *Polygnathus alatus*; *P. webbi*; *P. aequalis*, *P. prepolitus*, *P. xylus*, *Polygnathus* sp. A; *Polygnathus* sp. B.

بررسی گستره سنی کنودونت‌ها، حاکی از سن ژیوتین پسین (زون کنودونتی *subterminus*) تا فرازنین پسین (تا زیست زون *rhenana* Zone) برای نهشته‌های مورد مطالعه است. همچنین پراکندگی گونه‌های بازوپایان:

*Douvillina* sp., *Adolfia* sp., *Aullacella* sp., *Athyris* sp., *Schizophoris* sp., *Athrypa* sp., *Cyrtospirifer* sp., *Uchtospirifer* sp.

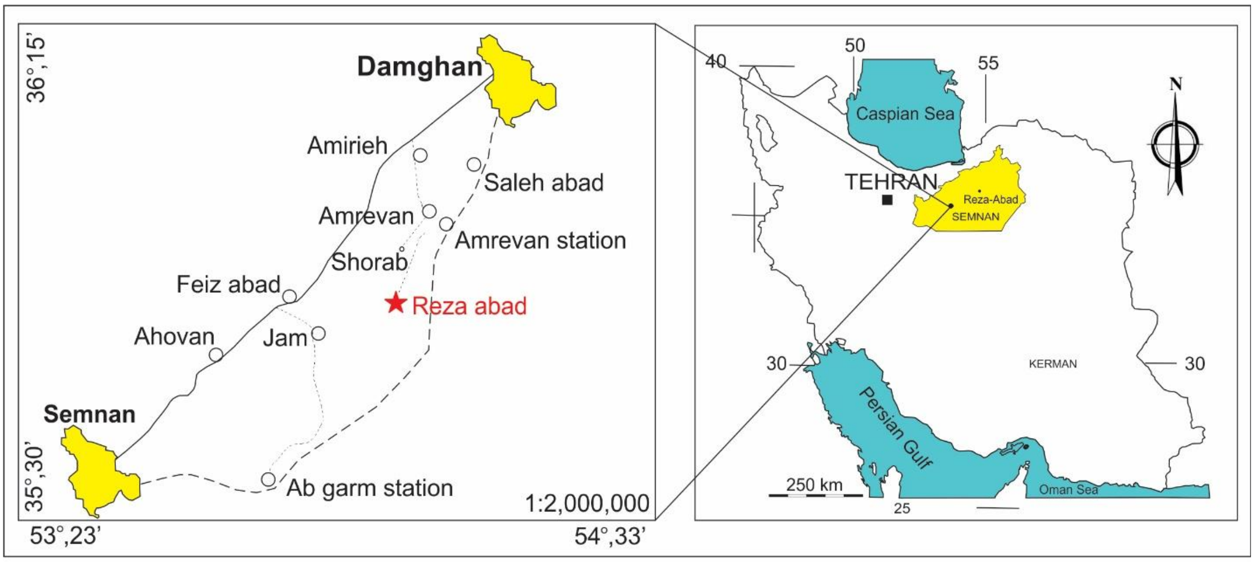
دلالت بر حضور نهشته‌های دونین دارد. در محدوده واحد کربناته پایینی نمونه‌های B4 و B5، دو لایه مملو از صدف‌های استراکدهای چند لایه وجود دارد. این استراکدها متعلق به زیر راسته Eridostracina از راسته Palaeocopida هستند که در این مطالعه دو جنس Cryptophyllus و Schaefericoncha شناسایی گردیدند. جنس‌های مذکور از نهشته‌های استوایی- نیمه استوایی سیلورین تا کربونیفر مناطق مختلف جهان از جمله: لهستان، آلمان، روسیه و آمریکا نیز گزارش شده است.

**کلیدواژه‌ها**: استراکدهای چند لایه، Eridostracina، Palaeocopida ، دونین میانی- بالایی، جنوب غربی دامغان، برش کوه رضاآباد، Cryptophyllus ، Schaefericoncha.

* نویسنده مسؤول: ٠٩١٣٢٣٩٠٦٠٤    Email: bahrami_geo@yahoo.com

**مقدمه**

در دونین زیرین، نواحی غربی ایران تقریباً از آب بیرون قرار داشته در صورتی که در ایران مرکزی، شرق ایران و البرز شرقی رخساره‌های دریایی کم عمق تا قاره‌ای گسترش داشته است. در این زمان، سرزمین‌هایی چون البرز مرکزی، بخش عظیمی از لوت و بخشی از افغانستان مرکزی، تأمین کننده مواد تخریبی دونین زیرین بوده‌اند. به نظر می‌رسد پیشروی کلی دریا در دونین میانی و بالایی از شمال شرق شروع شده است ( Weddige 1984a, 1984b; علوی نائینی ۱۳۷۲). نهشته‌های دونین زیرین در البرز و ایران مرکزی با سازند پادها شناخته می‌شود، همچنین دونین میانی و پسین در ایران مرکزی شامل توالی سازندهای سیبزار، بهرام و شیشتو ۱ بوده که معادل آن‌ها در البرز شرقی و مرکزی به ترتیب سازندهای خوش ییلاق و جیرود خوانده می‌شود. در بخش‌های شرقی البرز، دونین با سازندهای پادها و خوش ییلاق و در بقیه نواحی شمالی ایران با رخساره سازند جیرود گسترش دارد. نبود سازند پادها در بیشتر نواحی البرز می‌تواند دلیلی بر حرکات خشکی‌زایی در اواخر سیلورین باشد. برش مورد مطالعه در بخش شمالی منتهی‌الیه زون ایران مرکزی در حد فاصل زون‌های ساختاری ایران مرکزی و البرز (ناحیه جام) قرار دارد (شکل ۱). این منطقه اولین بار توسط علوی نائینی (۱۹۷۲) مورد مطالعه قرار گرفته است. به اعتقاد وی عبور گسل عطاری این منطقه را به دو بخش A واقع در شمال غربی و مرتبط با کوه‌های البرز و بخش B واقع در جنوب شرقی و مرتبط با کوه‌های ایران مرکزی، تقسیم نموده است. فعالیت این گسل که از کامبرین میانی تا کرتاسه بالایی ادامه داشته (علوی نائینی ۱۹۷۲) باعث فرونشینی بخش ساختاری B شده، به طوری که ضخامت رسوبات این بخش بیشتر از بخش ساختاری A است و حتی نهشته‌های زمان سیلورین ـ دونین پیشین در ناحیه مربوط به البرز بخش ساختاری A وجود ندارد (علوی نائینی ۱۹۷۲) (شکل ۱). کوه رضاآباد در گوشه شمال شرق بخش ساختاری B قرار گرفته و بنابراین نهشته‌های این بخش از لحاظ جغرافیای دیرین، به زون ساختاری ایران مرکزی شباهت بیشتری دارند. در برش مورد مطالعه نهشته‌های دونین میانی- پسین متعلق به سازند بهرام رخنمون دارد.

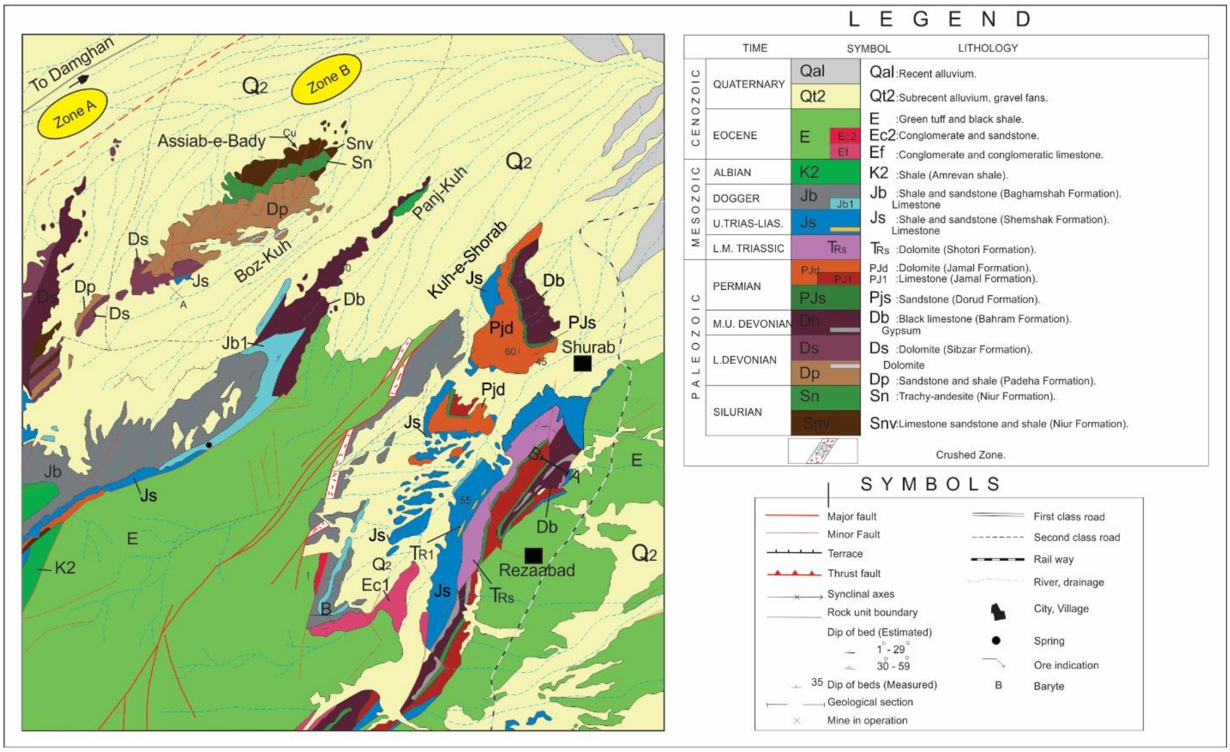



**شکل ۱- راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه** (بختیاری ۱۳۹۳)

## بحث

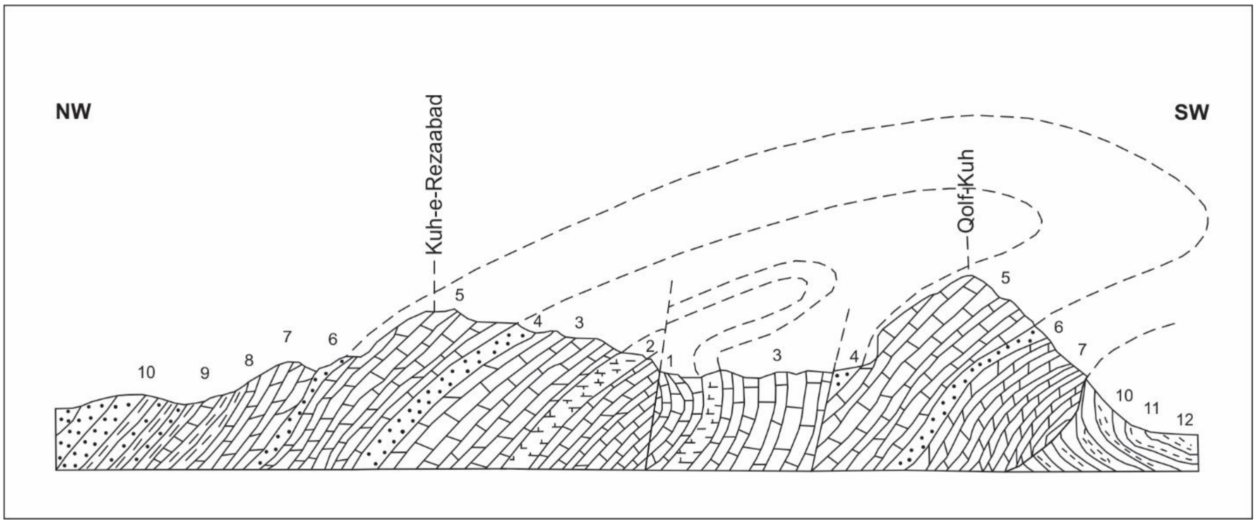
### موقعیت و سنگ‌شناسی

برش مورد مطالعه در ۵۵ کیلومتری جنوب غربی دامغان در نزدیکی روستای رضاآباد با مختصات جغرافیایی قاعده و رأس برش به ترتیب ´´۵۰ ´٤٨ °۳۵ E و ´´٢٤ ´٧ °٥٤ N قرار دارد. دسترسی به برش مورد مطالعه از طریق شهرک امیریه (مسیر سمنان به دامغان) و حرکت در امتداد راه آهن تا ایستگاه امروان امکان‌پذیر است (شکل ۲). در اثر فعالیت‌های تکتونیکی، در این ناحیه چین خوردگی و گسل‌های فراوانی ایجاد شده است به طوری که کوه رضاآباد بخشی از یک تاقدیس نامتقارن با امتداد بیش از ۵ کیلومتر است. برش مورد مطالعه در یال شمالی تاقدیس قرار دارد. امتداد لایه‌ها °۳۵ شمال شرق ـ جنوب غرب و شیب لایه‌ها به‌طور متوسط ۵۳ درجه است.




**شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی تکتونیک ساختاری منطقه جام** (Alavi-Naini 1975)

نهشته‌های دونین میانی- پسین متعلق به سازند بهرام در کوه رضاآباد، با ضخامت حدود ١٦٦ متر رخنمون دارند. حد زیرین این نهشته‌ها توسط رسوبات آبرفتی عهد حاضر پوشیده شده و حد بالایی آن به صورت ناپیوسته توسط یک واحد ماسه‌سنگی سفید مربوط به قاعده پرمین پوشیده شده است (علوی نائینی ١٩٧٢). این رسوبات شامل دو بخش کربناته و تبخیری بوده و قابل تفکیک به سه واحد سنگ شناختی هستند (شکل ٣ و ٤). واحد کربناته A شامل حدود ٦٧ متر آهک خاکستری تا خاکستری تیره متوسط تا ضخیم لایه پر فسیل است. این واحد شامل لایه‌های B1 تا B13 است. یک لایه دولومیتی زرد رنگ به ضخامت حدود ۹ متر در بالای لایه B13 قرار دارد. واحد تبخیری B شامل حدود ٤٥ متر گچ با میان لایه‌های مارن است. واحد کربناته C از حدود ٥٤ متر آهک خاکستری تا خاکستری تیره نازک تا متوسط لایه مملو از بازوپایان تشکیل شده است و شامل لایه‌های B14 تا B18 است. یک لایه دولومیتی سیاه رنگ به ضخامت حدود ١٧ متر بین لایه‌های B15 و B16 قرار دارد.




**شکل ۳- نیمرخ کوه رضاآباد ۱ تا ۳- سازند بهرام** (Alavi-Naini 1972).


**شکل ٤- نمای پانورامیک برش کوه رضاآباد و تفکیک واحدهای سنگ‌شناسی**

در مطالعات قبلی در کوه رضاآباد، علوی نـائینی (۱۹۷۲) ضخامت سازند بهرام را ۲٤۰ متر و ضخامت بخـش گچـی را ۲۵ متر گزارش کرده است. ونت و همکاران (۲۰۰۵) ضخامت سازند بهرام را ۲٤۵ متر و ضـخامت بخـش گچـی را ۵۰ متـر گزارش کرده‌اند. علوی نائینی (۱۹۷۲) لایه ماسـه‌سـنگ سـفید بالای سازند بهرام را به سن پرمین می‌داند ولی Wendt et al. 2005 تعلق آن به فامنین را محتمل تر می‌دانند.

سازند بهرام در برش الگو از سنگ آهک‌هـای لایـه لایـه خاکستری با بازوپایان فراوان تشکیل شده است ولـی در نقـاط مختلف رخساره سنگی این سازند دستخوش تغییرات می‌گردد به طوری که در کوه‌های شتری طبس بخش بالایی این سـازند رخساره دولومیتی دارد (آقانباتی ۱۳۸۷) و در نواحی یزد و کرمان رخساره‌های قابل قیـاس بـا ایـن سـازند بیشـتر آهـک، آهـک ماسه‌ای و دولومیت هستند (Gholamalian et al. 2014; Bahrami et al. 2014; Ahmadi et al. 2012). هم ارزهای سـنگ‌شـناختی این سازند همچنین در برش‌های مختلف جام سمنان، دامغان و البرز مرکزی و شرقی با رخساره سنگی و محتوی فسـیلی گـاه متفاوت، محدوده سنی دو زمانه را هم در مرز زیرین و هـم در مرز بالایی نشـان مـی‌دهنـد. (Ashuri 2006؛ هاشـمی و همکـاران ۱۳۸٤؛ مصـدق و همکـاران ۱۳۸٤؛ محمـدی و همکـاران ۱۳۸٤؛ هویـدا و

همکاران ۱۳۹۵). وجود واحد گچ دار میانی، سبب تمایز این سازند از سایر برش‌های مطالعه شده در ایران مرکزی و البرز می‌شود (آقانباتی ۱۳۷۸؛ Alavi-Naini 1972; Wendt et al. 2005).

## زیست چینه‌نگاری

واحدهای کربناته A و B حاوی فسیل‌های بازوپایان، مرجان و قطعات لاله وشان هستند. پراکندگی گونه‌های بازوپایان *Douvillina* sp., *Adolfia* sp., *Aullacella* sp., *Athyris* sp., *Schizophoris* sp., *Athrypa* sp., *Cyrtospirifer* sp., *Uchtospirifer* sp. دلالت بر حضور نهشته‌های دونین (فرازنین) دارد (کبریایی‌زاده و نجفلو ۱۳۹۳) (شکل ۷).

به منظور مطالعه زیست چینه‌نگاری نهشته‌های دونین برش مورد مطالعه، تعداد ۱۸ نمونه چهار کیلویی با فواصل منظم ۵ متری برداشت و به شیوه اسید شویی با اسید استیک/ اسید فرمیک آماده‌سازی و با میکروسکوپ دو چشمی مورد مطالعه قرار گرفت. از این بین، لایه‌های B18 و B16، B6، B2، B1 حاوی عناصر کنودونتی بوده‌اند که پس از جداسازی، توسط میکروسکوپ الکترونی عکس‌برداری شده و مورد مطالعه، شناسایی، نام‌گذاری و زیست زون‌بندی منظم قرارگرفتند. از مجموع عناصر کنودونتی به‌دست آمده فقط تعداد ۱۳ گونه متعلق به ۲ جنس *Icriodus* و *Polygnathus* شناسایی گردید.

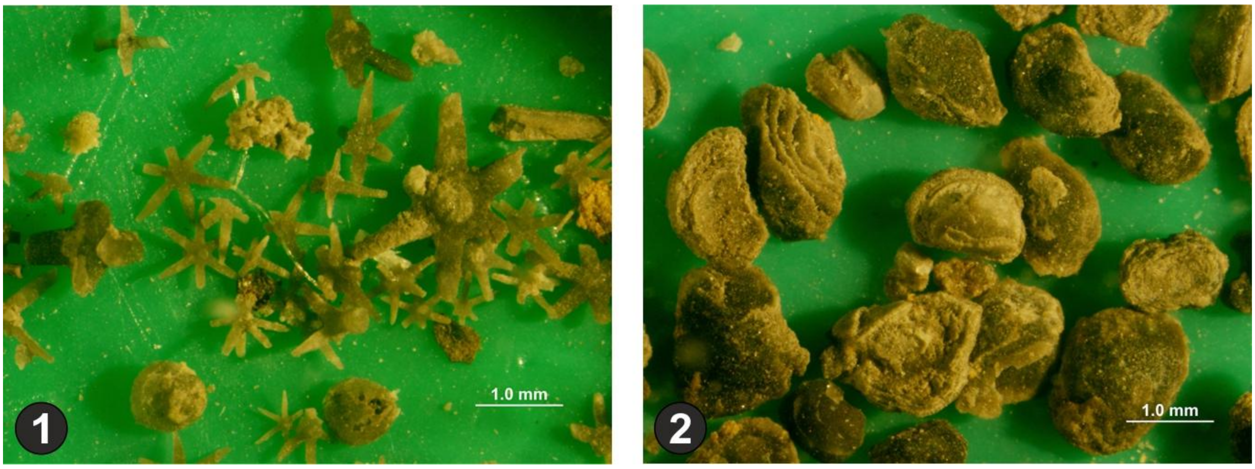
حضور گونه‌های کنودونتی:

*Icriodus excavates* Weddige 1984; *I. subterminus* Youngquist 1947; *I. expansus* Bransosn and Mehl, 1938; *I. brevis* Stauffer, 1940; *I. iowaensis* Youngquist & Peterson 1947; *Polygnathus alatus* Huddle 1934; *P. webbi* Stauffer 1938; *P. aequalis* Klapper & Lane 1985; *P. xylus* Stauffer 1940; *Polygnathus prepolitus* Kononova et al. 1996; *Polygnathus* sp. A; *Polygnathus* sp. B.

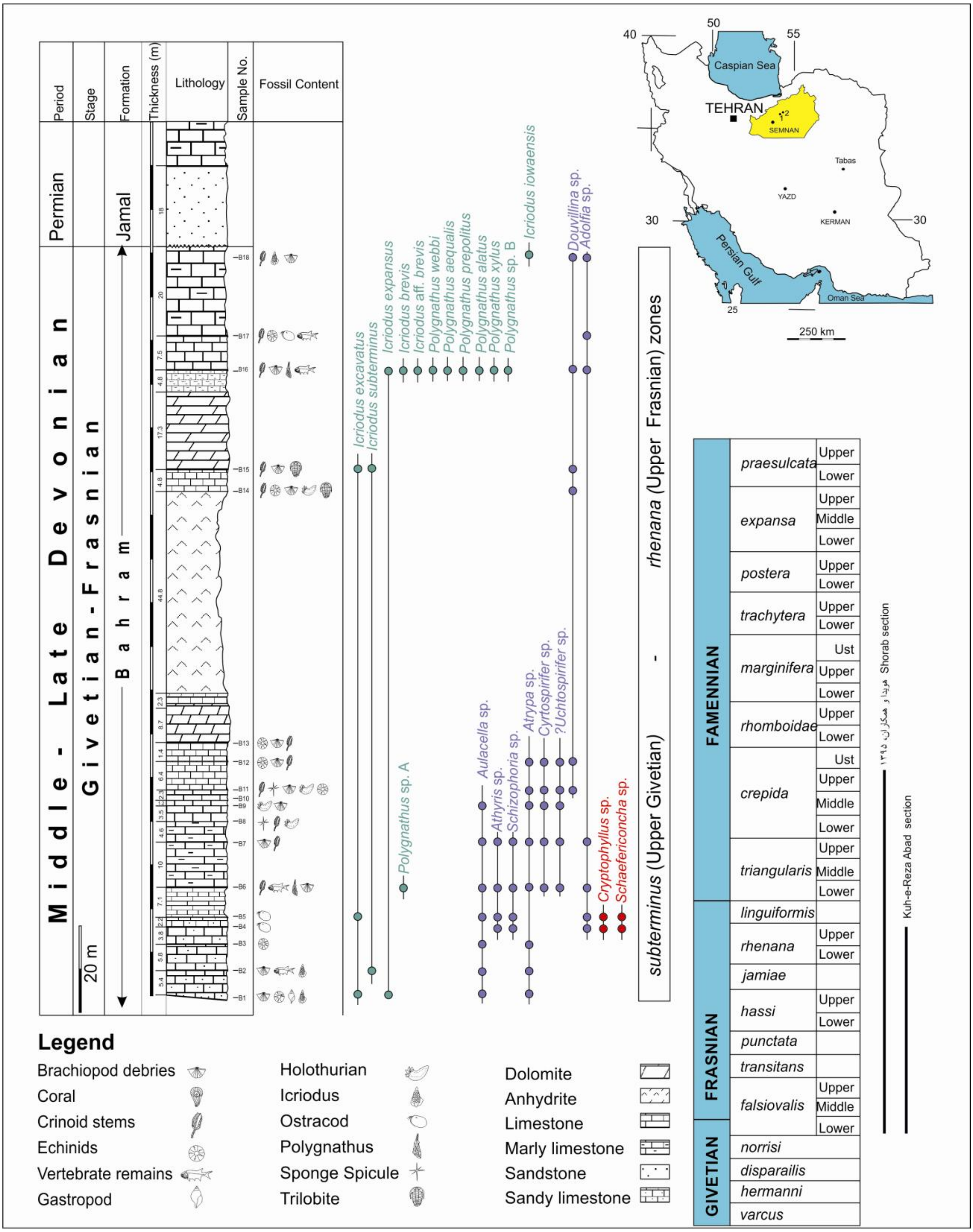
گونه *Icriodus excavates* بر اساس Narkiewicz & Bultynck 2010 گستره سنی از rhenanus/varcus zone تا transitans zone دارد، همچنین گونه *Icriodus subterminus* دارای گستره سنی از قاعده *subterminus* zone (upper hermani zone) تا حداکثر upper punctate zone است.

دوگونه مورد اشاره از فراوانی نسبتاً بالایی در حوضه‌های کم عمق ژیوتین بالایی برخوردار هستند. گونه *Icriodus brevis* نیز بر اساس Narkiewicz & Bultynck 2007 دارای گستره سنی از timorensis zone تا lower falsiovalis zone است. گونه *Icriodus expansus* دارای گستره سنی از lower hermani zone تا punctate zone است (Narkiewicz & Bultynck 2010). گونه‌های *Polygnathus webbi, P. alatus, P. aequalis, P. prepolitus* از گونه‌های شاخص در حوضه‌های کم عمق تا نیمه عمیق فرازنین هستند گستره سنی *Polygnathus webbi* و *Polygnathus alatus* از early falsiovalis zone تا انتهای linguiformis zone است (Barskove et al. 1991; Ji & Ziegler 1993). نهایتاً گونه‌های *polygnathus aequalis* و *Polygnathus prepolitus* دارای گستره سنی از transitans zone تا early rhenana هستند. بررسی گستره سنی آن‌ها، حاکی از سن ژیوتین پسین (زون کنودونتی *subterminus*) تا فرازنین پسین (تا زیست زون *rhenana*) برای نهشته‌های مورد مطالعه است. زون‌بندی استاندارد کنودونتی دونین پسین که به وسیله Sandberg et al. 1978، Ziegler & Sandberg 1990; 2000 و Ji & Ziegler 1993 ارائه شده، مبتنی بر پراکندگی و گسترش گونه‌های *Palmatolepis* در رخساره‌های پلاژیک و نواحی عمیق است (Sandberg & Dreesen 1984؛ Savoy & Harris 1993)، اما در بیشتر مطالعات دونین پسین که در ایران انجام شده (به عنوان مثال: شرق ایران مرکزی: Yazdi 1999؛ ایران مرکزی: Hairapetian & Yazdi 2003؛ Bahrami et al. 2014؛ حوضه کرمان: Gholamalian & Kebriaei 2008; Gholamalian 2006; Bahrami et al. 2011)، نبود این جنس و فراوانی گونه‌های *Polygnatus* و *Icriodus* نشان می‌دهد که بیشتر این رسوبات در آب‌های کم عمق یا نواحی نزدیک ساحل پالئوتتیس ته نشین شده‌اند. در برش مورد مطالعه نیز که در حاشیه زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد، حضور گونه‌های ایکریودوس و پلیگناتوس و شواهدی چون فونای

دریایی کم عمق مثل شکم پایان و بازوپایان فراوان، آهک‌های ماسه‌ای، افق‌های گچ و مهم‌تر از همه فراوانی بسیار کم عناصر کنودونتی با وجود اسیدشویی چندین باره، همگی نشانگر تشکیل رسوبات در یک حوضه کم عمق دریایی است. این موضوع از سوی دیگر اهمیت کاربردی ایکریودوس‌ها در بررسی محیط‌های نزدیک ساحل دونین زیرین- میانی و تطابق رخساره‌های کم عمق با نواحی عمیق را نشان می‌دهد (Bultynck 2003; Narkiewicz & Bultynck 2007; 2010). در مطالعه میکروسکوپی نمونه‌های گل شویی شده لایه‌های مختلف، علاوه بر عناصر کنودونتی، میکروفسیل‌های شکم پا، استراکود قطعات لاله وش، سوزن اسفنج، اجزاء خیار دریایی و خرده‌های اسکلت ماهی نیز به دست آمده است (شکل ٤). در این بین، از لایه‌های B4 و B5 مقادیر فراوانی استراکدهای مجزا به دست آمد. این استراکدها در سطح سنگ و یا نمونه‌های اسیدشویی شده، ظاهری لایه لایه دارند که مطالعه دقیق میکروسکوپی مقاطع نازک آن‌ها به اولین گزارش از استراکدهای چند لایه در دونین ایران منجر شد (راضی علیپور ۱۳۹۳). هویدا و همکاران ۱۳۹۵ در برش شوراب گستره سنی سازند بهرام را از (Frasnian) *falsiovalis* Lower تا Upper *crepida* (Lower Famennian) پیشنهاد نموده‌اند و واحد گچ مورد اشاره در برش کوه رضاآباد را گزارش ننموده‌اند (شکل ٦). کبریایی و نجفلو ۱۳۹۳ ضخامت برش شوراب را ۹۰ متر و سن آن را فرازنین پیشنهاد نموده‌اند. علوی نائینی (۱۹۷۲) ضخامت سازند بهرام را ۲٤۰ متر و ضخامت بخش گچی را ۲۵ متر گزارش کرده است. ونت و همکاران (۲۰۰۵) ضخامت سازند بهرام را ۲٤۵ متر و ضخامت بخش گچی را ۵۰ متر گزارش کرده‌اند. علوی نائینی (۱۹۷۲) لایه ماسه‌سنگ سفید بالای سازند بهرام را به سن پرمین می‌داند ولی .Wendt et al 2005 تعلق آن به فامنین را محتمل‌تر می‌دانند.




**شکل ۵- بقایای سوزن اسفنج (۱) و پوسته‌های چند لایه استراکد ایزوله (۲)**




شکل ٦- ستون زیست چینه‌نگاری برش مورد مطالعه: کنودونت (رنگ سبز)، براکیوپود (رنگ ارغوانی) و استراکدهای چند لایه (رنگ قرمز)، سمت راست گستره سنی نهشته‌های مورد مطالعه و تطابق سنی با برش شوراب (جنوب غرب دامغان)

**استراکدهای چند لایه**

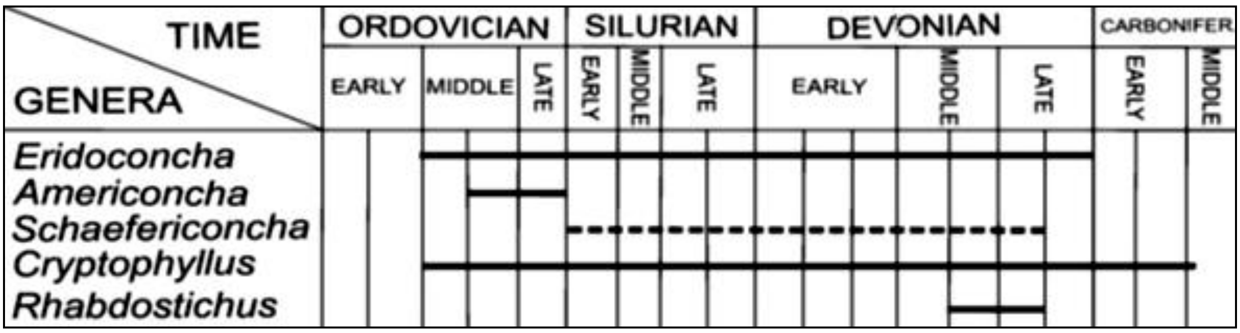
استراکدهای چند لایه گروه کوچکی از سخت پوستان دریایی کم‌تر شناخته شده با کاراپاس چند لایه کیتینی-کلسیتی هستند که در مراحل رشد پوسته‌های خود را حفظ نموده و پوسته‌ها در خلال پوست‌اندازی در درون یکدیگر قرار گرفته‌اند به طوری که از زیر هم قرارگیری متوالی پوسته‌ها، در سطح خارجی هر کفه خطوط رشد به وجود می‌آید (Olempska 2012). در بیشتر مطالعات استراکدها به علت حفظ شدگی فسیل‌ها در سنگ آهک سخت، جدا کردن آن‌ها بسیار مشکل است (Rome & Goreux 1960). در این مطالعه نیز نمونه‌های جدا شده محدود به آن‌هایی بود که حاصل از اسیدشویی بوده و یا کفه‌هایی که در سطح سنگ باقی مانده‌اند. بنابراین برای بررسی دقیق استراکدها، از سنگ مقاطع نازکی در جهات عمود بر هم گرفته شد و توسط میکروسکوپ دو چشمی بررسی گردید.

در استراکدهای چند لایه، هر لایه صدف در داخل لایه قبلی تشکیل می‌شود و هر کدام از لایه‌های صدف خط لولای مجزایی دارد (Jones & Olempska 2013). بررسی مقاطع نازک نشان می‌دهد که بر خلاف دو کفه‌ای‌ها که رشد موجود با اضافه شدن به حاشیه آزاد کفه‌ها (free margin) انجام می‌شود، در استراکدهای چند لایه، رشد هر لایه از ناحیه پشتی صدف (umbo) شروع می‌شود (Levinson 1951; Olempska 2012)، به طوری که در برش عرضی می‌توان این لایه‌ها را دید (شکل ۳). خط لولا کاملاً مستقیم و کشیده بوده و از کنار هم قرار گرفتن لایه‌های رشد، یک سطح صاف درست شده است. خارجی‌ترین پوسته مربوط به اولین مرحله رشد (Postembryonic) است که با رشد لایه‌های درونی به صورت بخش برآمده‌ای (شبیه منقار دوکفه‌ای‌ها) در بالای خط لولا دیده شود. در این حالت در قسمت پشتی صدف، در اثر ایجاد لولاهای جدید، هر کدام از لایه‌ها نسبت به لایه قبلی کمی به سمت ناحیه شکمی پایین‌تر رفته بنابراین لبه پشتی لایه‌های قبلی به صورت خطوطی موازی در نمای داخلی دیده می‌شوند که به آن Epicline Dorsum می‌گویند. در برخی گونه‌ها پوسته جنینی به صورت بخش برآمده‌ای به یک سمت صدف کشیده می‌شود. در این حالت خط لولای لایه‌های متوالی کمی به سمت ناحیه پشتی بالا می‌آید، بنابراین لبه پشتی لایه‌های قبلی به صورت یک سری خطوط موازی در نمای بیرونی دیده می‌شوند که به آن Hypocline Dorsum می‌گویند (شکل ۷). در سطح خارجی صدف، لبه آزاد هر لایه به صورت خطوط رشد هم مرکز دیده می‌شوند که در نمای جانبی به صورت شیارهای U یا V شکل دیده می‌شوند. (Jaanusson 1957; Schallreuter 1987, 1977). صدف معمولاً کفه‌های مساوی دارد اگرچه در برخی گونه‌ها کفه چپ کمی بزرگ‌تر است. طول میانگین صدف ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر است ولی گونه‌های بزرگ‌تر از ۱/۵ میلی متر هم دیده شده‌اند. به طور معمول در هر کفه ۲ تا ۱۲ لایه دیده می‌شود ولی در برخی گونه‌ها تا ۱۵ لایه هم دیده شده‌اند (Becker & Bless 1974). در نمای جانبی استراکدها، اگر بیشترین ارتفاع صدف در جلوی خط میانی بدن باشد، به آن‌ها preplete و اگر بیشترین ارتفاع صدف در پشت خط میانی طول بدن باشد، به آن‌ها postplete می‌گویند. در حالتی که بیشترین ارتفاع صدف در نزدیکی خط میانی طول بدن باشد، به آن‌ها amplete می‌گویند. برخی پژوهشگران معتقد به دو شکلی جنسی در آن‌ها هستند (Levinson 1951؛ Swain et al. 1961).

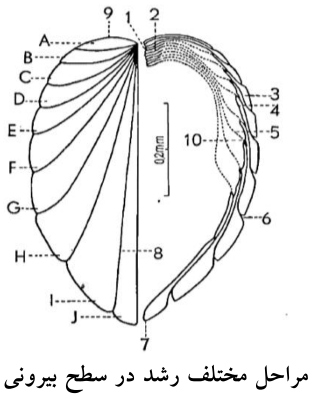
استراکدهای چند لایه متعلق به زیر راسته (Adamczak 1961) Eridostracina از راسته پالئوکوپیدا (Henningsmoen 1953) هستند. راسته پالئوکوپیدا با این که بیش از صد سال است که مورد مطالعه قرار گرفته است، یکی از ناشناخته‌ترین گروه‌های استراکدها است. کارهای اولیه به دلیل نبودن تصاویر واضح، کارهای بعدی به دلیل معرفی جنس‌ها و گونه‌های زیاد بدون توجه به اصول طبقه‌بندی و حتی استفاده از ویژگی‌های تزئینی به عنوان ملاک طبقه‌بندی، باعث گمراهی و پیچیدگی طبقه‌بندی این گروه از استراکدها شده است. نادیده گرفتن ویژگی‌های ریخت‌شناختی و اطلاعاتی که

در مورد دو شکلی جنسی و انتوژنی استراکدهای امروزی به دست آمده باعث شده که گاهی مراحل مختلف رشد به عنوان جنس‌ها و گونه‌های جدید معرفی شوند (Moore 1961). در این بین سرگذشت استراکدهای چند لایه حتی پیچیده‌تر است چون از سویی به علت شباهت ظاهری صدف آن‌ها با دوکفه‌ای‌ها باعث گمراهی پژوهشگران اولیه شده، از سوی دیگر وجود ویژگی‌های استراکدها باعث دیدگاه‌های مختلفی در مورد جایگاه فیلوژنیکی آن‌ها شده است. Adamczak (1961) زیر رده Eridostracina را برای این استراکدهای چند لایه پیشنهاد کرد. Schallreuter (1968, 1977) و Warshauer & Berdan (1982) گونه‌های Eridostracina را جزء گروه پالئوکوپیدا قرار دادند. Olempska (2012) ضمن جمع‌آوری دیدگاه‌های مختلفی که تا کنون در مورد جایگاه Eridostracina منتشر شده، آن‌ها را جزء راسته پالئوکوپیدا قرار داد. وی با بررسی تصاویر میکروسکوپ الکترونی نشان داد که وجود شیارها و اثرات ماهیچه‌ای داخل صدف‌ها که مشابه با بسیاری از استراکدهای پالئوزوئیک است، شیارهای جلویی- پشتی که هم در استراکدهای امروزی و هم نمونه‌های فسیل دیده می‌شود، همچنین خط لولای مجزا برای هر لایه صدف، باعث تعلق Eridostracina به گروه استراکدها می‌شود.

تشخیص جنس‌های Eridostracina بر اساس تعداد خطوط رشد (Adamczak 1961) و الگوی تزئینات خطوط رشد در سطح خارجی صدف (Levinson 1951) در نمونه‌های مجزا، بررسی روی سطح سنگ و مقاطع نازک (Levinson 1951; Olempska 2012) انجام می‌گردد. تا کنون سه تیره و شش جنس برای این زیر راسته شناسایی و تعریف شده است (شکل ۷) (Olempska 2012). در این پژوهش دو جنس Cryptophyllus و Schaefericoncha شناسایی شدند.




**شکل ۷- توزیع چینه‌شناختی جنس‌های Eridostracina در پالئوزوئیک** (Jones & Olempska 2013).



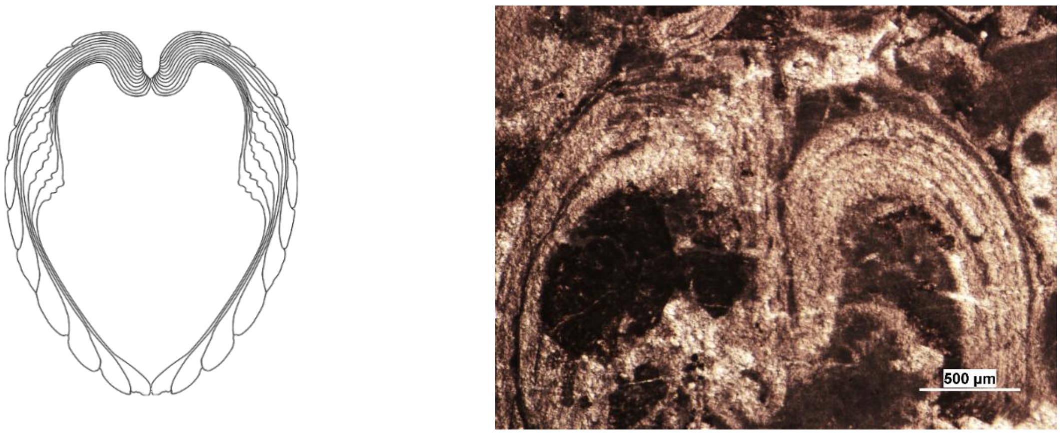

**شکل ۸- نمای عرضی صدف استراکد: سمت چپ A-J مراحل مختلف رشد در سطح بیرونی کاراپاس، سمت راست ۳-۶ برش جانبی نشان دهنده رشد لایه‌های مختلف از داخل صدف، ۱ لولا، ۲ لایه‌های پشتی، ۹ سطح پشتی صدف** (Adamczak 1961).

**سیستماتیک**

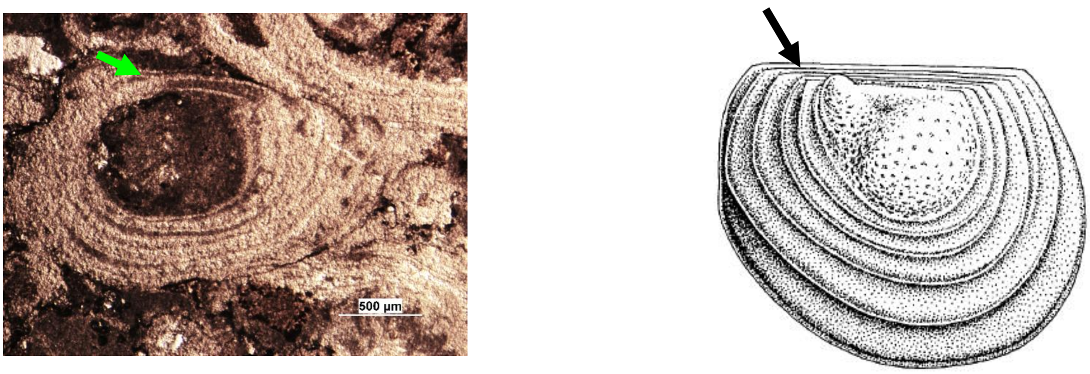
در جنس Cryptophyllus در سطح خارجی، لبه آزاد هر لایه به صورت خطوط رشد هم مرکز دیده می‌شود. در نمای پشتی Epicline Dorsum و ناحیه برآمده umbo دیده می‌شود. در نمای جانبی subamplete تا preplete است. در نمای عرضی umbo و در برش عرضی Epicline Dorsum قابل دیدن است (شکل ۹ و ۱۱).

درجنس Schaefericoncha سطح خارجی صدف بر خلاف Cryptophyllus صاف است و فقط در اثر فرسایش لایه لایه بودن صدف مشخص است ولی در شکل‌های منفرد صدف کاملاً صاف دیده می‌شود. خط لولا در قسمت پشتی کاملاً مستقیم و بلند است. هر یک از پوسته‌ها در طول خط لولا کمی نسبت به پوسته قبلی بالاتر قرار می‌گیرد، بنابراین در نمای عرضی Hypocline Dorsum دیده می‌شود (شکل ۱۰ و ۱۱). در برش عرضی صدف بیضی شکل preplete است. بخش جلویی، عقبی و شکمی محدب هستند. کفه‌ها نابرابرند.

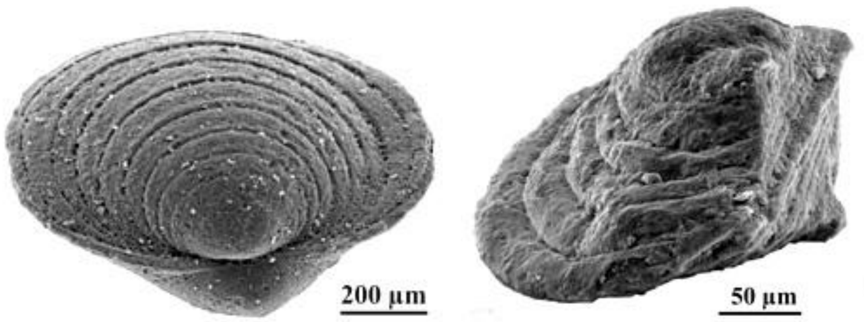
**Systematics**
Kingdom Animalia Linnaeus 1758
Phylum Arthropoda Von Siebold 1848
Class Ostracoda Latreille 1802
Order Palaeocopida Henningsmoen 1953
Suborder Eridostracina Adamczak 1961
Family Conchoprimitiidae Henningsmoen 1953
Family Cryptophyllidae Adamczak 1961 (=? *Rhabdostichidae* Rusconi 1954)
Family Eridoconchidae Henningsmoen 1953
Family Schaefericonchidae Schallreuter 1987
Family Schmidtellidae Neckaja 1966
Genus *Conchoprimitia* Opik 1935
Genus Cryptophyllus Levinson 1951
Genus Rhabdostichus Raymond 1946
Genus Eridoconcha Ulrich & Bassler 1923
Genus Americoncha Schallreuter 1968
Genus Schaefericoncha Schallreuter 1987




**شکل ۹- برش عرضی Cryptophyllus رشد لایه‌ها به سمت داخل صدف. شکل سمت راست از Olempska (2012).**




**شکل ۱۰- برش طولی مایل صدف Schaefericoncha که در آن بخشی لوب اولین لایه و Hypocline Dorsum دیده می‌شود. شکل سمت راست از Olempska (2012).**




**شکل ۱۱- حاشیه پشتی در Schaefericoncha (راست) و Cryptophyllus (چپ)** (Olempska 2012).

## دیرینه بوم‌شناسی

استراکدهای چند لایه در آب‌های کم عمق مناطق استوایی و مجاور آن (Adamczak 1961) در رسوبات اردویسین تا کربونیفر (Jones & Olempska 2013) گسترش جهانی داشته‌اند (شکل ۳). حضور آن‌ها در نقاط مختلف جهان از جمله روسیه (Eichwald 1860)، لهستان (Adamczak 1961)، آلمان (Schallreuter 1977)، آمریکا (Clarke 1882)، گزارش شده است. پیدایش آن‌ها در نهشته‌های دونین ایران، نشانه قرارگیری ایران در عرض‌های جغرافیایی پایین و آب و هوای گرم در دوره دونین است.

فراوانی استراکدها در بخش پائینی این برش، می‌تواند بیانگر شرایط خاص محیطی مثل شوری بالا، تغییرات PH یا کمبود اکسیژن باشد (Casier 2004) که فقط این موجودات با آن سازگار بوده‌اند. مطالعه روی استراکدهای امروزی مشخص کرده است که تأثیر عوامل محیطی مثل آلودگی باعث بر هم زدن عملکرد هورمون‌هایی که در پوست‌اندازی استراکدها نقش ویژه‌ای دارند، می‌شود (LeBlanc 2007). حضور گونه‌های ایکریودوس و پلیگناتوس و شواهدی چون فونای دریایی کم عمق مثل شکم پایان و بازوپایان فراوان، آهک‌های ماسه‌ای، افق‌های گچ و مهم‌تر از همه فراوانی بسیار کم عناصر کنودونتی با وجود اسیدشویی چندین باره، همگی نشانگر تشکیل رسوبات در یک حوضه کم عمق دریایی است (Bultynck 2003; Narkiewicz & Bultynck 2007; 2010).

## نتیجه

بررسی زیست چینه‌نگاری برش کوه رضاآباد به شناسایی ۱۲ گونه کنودونتی، ۸ جنس براکیوپود و ۲ جنس استراکد منجر گردید. گستره سنی کنودونت‌های موجود، حاکی از سن ژیوتین پسین (زون کنودونتی *subterminus*) تا فرازنین پسین (تا زیست زون *rhenana* zone) برای نهشته‌های مورد مطالعه است. برش شوراب در مجاورت برش مورد مطالعه کوه رضاآباد دارای از ٤٤٠ متر آهک، آهک دولومیتی و ماسه سنگ تشکیل گردیده است بررسی کنودونت‌های برش مذکور حاکی از سن ژیوتین پسین تا فامنین میانی است، همچنین در برش شوراب واحد گچ مورد اشاره در برش شوراب و جو ندارد (شکل ٦). حضور گونه‌های کنودونتی Icriodus و Polygnathus، بازوپایان، استراکدهای چند لایه و نهشته‌های تبخیری، همگی نشانه شرایط محیطی گرم و کم عمق در زمان رسوب‌گذاری نهشته‌های دونین بالایی بوده است. به نظر می‌رسد در دوره دونین، متأثر از کوهزایی کالدونین، حوضه‌های رسوبی مجزایی در ایران تشکیل شده است که در این حوضه‌های کم عمق و بسته، شرایط محیطی حاکم گاه به تشکیل نهشته‌های تبخیری منجر شده و گاه به سازگاری گروه خاصی از استراکدها انجامیده است.

## تشکر و قدردانی

نویسندگان از معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان برای پشتیبانی مالی و لجستیکی تشکر نموده و از خانم

پروفسور دنیس برایس (دانشگاه لیل فرانسه) و آقای پروفسور برنارد موتکووین (مؤسسه علوم طبیعی رویال بلژیک) برای بررسی نهایی نام‌گذاری نمونه‌های براکیوپود قدردانی می‌نمایند.

**منابع**

آقانباتی ع. ۱۳۸۷. فرهنگ چینه‌شناسی ایران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۱۲۹۷ ص.

بختیاری س. ۱۳۸٤. اطلس راه‌های ایران: موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۲۷۱ ص.

راضی‌علیپور ب. ۱۳۹٤. زیست چینه‌نگاری نهشته‌های دونین پسین برش کوه رضاآباد (جنوب غربی دامغان) بر اساس کنودونت‌ها. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه اصفهان، اصفهان، ۱۱۱ ص.

علوی‌نائینی م. ۱۳۷۲. چینه‌شناسی پالئوزوئیک ایران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران، ٤۹۲ ص.

غلامعلیان ح. حسینی‌نژاد م. خسروی ز. و ترک‌زاده ماهانی ا. ۱۳۹۰. مطالعه کنودنت‌های دونین پسین در برش باغین، باختر کرمان. فصلنامه علوم زمین. ۸۱:۱۵۱–۱۵۸.

غلامعلیان ح. زارعی ن. هایراپطیان و. و پروانه نژاد شیرازی م. ۱۳۹۳. داده‌های نوین درباره مرز فرازنین– فامنین در برش کال سردر، شرق طبس، ایران مرکزی. رخساره‌های رسوبی. ۷ (۱۰): ۵۱–٦٤.

کبریایی‌زاده م. ر. و نجفلو س. ۱۳۹۳. بازوپایان سازند بهرام از جنوب غرب دامغان (برش شوراب). مجموعه مقالات همایش ملی زمین‌شناسی و اکتشاف منابع، شیراز، ص. ۱–۵.

محمدی ک. مصدق ح. و اهری‌پور ح. ۱۳۸٤. تغییرات زیستی رسوبی مرز دونین کربونیفر در برش تویه رودبار، شمال دامغان. مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص۳۱۳–۳۱۸.

مصدق ح. کبریائی‌زاده م.ح. و حسینی‌نژاد م. ۱۳۸٤. ویژگی‌های زیست چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی گذر دونین کربونیفر) سازندهای جیرود و مبارک در البرزشرقی. مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص ۲۸۵–۲۹۵.

وزیری م. داستانپور م. و ناظری و. ۱۳۸۳. مبانی دیرینه‌شناسی، جلد دوم (میکروفسیل‌ها)، چاپ اول. کرمان: دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۸۵ ص.

هاشمی ح. و فهیمی م. ۱۳۸٤. اسپورها و میکروفیتوپلانکتون‌های سازند جیرود در برش چینه‌شناسی دروار، غرب دامغان. مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص۲۹۸–۳۱۲.

هویدا م. بهرامی ع. و یزدی م. ۱۳۹۵. زیست چینه‌نگاری و زیست رخساره‌های نهشته‌های دونین در برش کوه شوراب (جنوب غرب دامغان) بر اساس فونای کنودونتی. مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، دانشگاه اصفهان (در حال چاپ).

Adamczak F. 1961. Eridostraca-a new suborder of ostracods and its phylogenetic significance. Acta Palaeontologia Polonica, 6: 29-104.

Ahmadi T. Dastanpour M. and Vaziri M.R. 2012. Upper Frasnian (Upper Devonian) Polygnathus and Icriodus conodonts from the Bahram Formation, Hur section, Kerman Province, southeastern Iran. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 118: 203-212.

Alavi- Naini M. 1972. Etude géologique de la region de Djam, Geological Survey of Iran. Report No. 23: 288.

Alavi M. 1975. Geological map of the Djam Area, Tehran (scale 1:100,000): Geological Survey of Iran, 1 sheet.

Ashuri A.R. 2006. Middle Devonian-Early Carboniferous conodont faunas from the KhoshyeilaghFormation, Alborz Mountains, Northern Iran. Journal of Science, Iran, 17: 53-65.

Geosciences Scientific Quarterly Journal, 23: 105-114. [In Persian with English abstract].

Hairapetian V. and Yazdi M. 2003. Late Devonian conodonts from Dalmeh section, Northeastern Ardekan, central Iran. Courier Forschungs institut Senckenberg, 245: 209-225.

Henningsmoen G. 1953. Classification of Paleozoic straighthinged ostracods. Norsk Geologisk Tidsskrift, 31: 185-288.

Henningsmoen G. 1953. Classification of Paleozoic straighthinged ostracods. Norsk Geologisk Tidsskrift, 31:185–288.

Huddle J.W. 1934. Conodonts from the New Albany Shale of Indiana. Bulletin of American Paleontology, 21: 186–323.

Jaanusson V. 1957. Middle Ordovician ostracodes of central and southern Sweden. Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala, 37: 173-442.

Jones P. J. and Olempska E. 2013. The ostracode suborder Eridostracina (Adamczak, 1961). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, 267: 341–352.

Klapper G. and Lane H. R. 1985. Upper Devonian (Frasnian) conodonts of the Polygnathus biofacies, N.W.T., Canada. Journal of Paleontology, 59: 904–951.

Kononova L.I. Alekseev A.S. Barskov I.S. and Reimers A.N. 1996. New species of Poygnathid conodonts from the Frasnian of the Moscow Syncline. Paleontologicheskii Zhurnal, 30: 459-465.

Latreille P. A. 1802c. Histoire Naturelle, Générale et Particulière des Crustacés et Insectes. Familles Naturelles des Genres. Tome Quatrième: F. Dufart, Paris, 387 p.

Latreille P. A., 1802a, Histoire Naturelle, Générale et Particulière des Crustacés et Insectes. Principes Élémentaires, Tome Second. F. Dufart, Paris, 380 p.

Latreille P. A. 1802b. Histoire Naturelle, Générale et Particulière des Crustacés et Insectes. Familles Naturelles des Genres. Tome Troisième. F. Dufart, Paris, 467 p.

LeBlanc G. A. 2007. Crustacean endocrine toxicology: a review. Ecotoxicology, 16: 61-81.

Levinson S. A. 1951. Thin Sections of Paleozoic Ostracoda and Their Bearing on Taxonomy and Morphology". Journal of Paleontology, 25( 5): 553-560.

Levinson S. A. 1951. Thin sections of Paleozoic Ostracoda and their bearing on taxonomy and morphology. Journal of Paleontology, 25: 553-560.

Bahrami A. Gholamalian H. Corradini C. and Yazdi M. 2011. Upper Devonian conodont biostratigraphy of Shams Abad section, Kerman, Iran. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia,117:199-209.

Bahrami A. Zamani F. Corradini C. Yazdi M. and Ameri H. 2014. Late Devonian (Frasnian) conodonts from the Bahram Formation in the Sar-e-Ashk Section, Kerman Province, Central-East Iran Microplate. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, 53: 179-188.

Becker G. and Bless M. J. M. 1974. Ostracode stratigraphy of the Ardenno-Rhenish Devonian and Dinantian: International Symposium on Namur 1974. Belgian Micropaleontological Limits from Emsian to Vise´an, Ministry of Economic Affairs, Brussels, Belgium: 1-52.

Branson E. B. and Mehl M. G. 1938.The conodont genus Icriodus and its stratigraphic distribution. Journal of Paleontology, 12: 156–166.

Casier J.G. 2004. The mode of life of Devonian entomozoacean ostracods and the Myodocopid Mega-Assemblage proxy for hypoxic events.Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 74: 73-80.

Clarke J. M. 1882. New phyllopod crustaceans from the Devonian of western New York. American Journal of Sciences, 3rd series, 23: 476-477.

Eichwald E. 1860. Lethaea Rossica on Pale´ontologie de la Russie. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stutgart, 1654 p.

Flugel E. 2010. Microfacies of carbonate rocks. Springer, 984 p.

Gholamalian H. 2003. Age-implication of Late Devonian conodonts from the Chah-Riseh area, northeast of Esfahan, central Iran. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 245: 201–207.

Gholamalian H. 2006. Biostratigraphy of Late Devonian sequence in Hutk section (North of Kerman) based on Conodonts. Geosciences Scientific Quarterly Journal, 15 (59): 94-101.

Gholamalian H. and Kebriaie M. R. 2008. Late Devonian conodonts from the Hojedk Section, Kerman Province, Southeastern Iran. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 114(2): 171–181.

Gholamalian H. Ghoreishi Maremy S. and Parvaneh Nezhad shiriazi M. 2014. Biostratigraphy of Late Devonian conodonts in Gerik section, eastern Zarand, Kerman Province.

Canadian Cordillera and adjacent Montana. Canadian Journal of Earth Sciences, 30 (12): 2404-2422.

Schallreuter R. 1968. Zur Taxonomie und Phylogenie der Eridostraca (Ostracoda). Palaontologische Zeitschrift, 42: 105-119.

Schallreuter R. 1977. On Cryptophyllus gutta Schallreuter. Stereo Atlas of Ostracod Shells, 4: 1-8.

Schallreuter R. 1987. Ostrakoden aus silurischen Geschieben Westfalens I. Geologie und Palaontologie in Westfalen, 7: 43-55.

Swain F. M. Cornell J. R. Hansen D. L. 1961. Ostracoda of the families Aparchitidae, Aechminidae, Leperditellidae, Drepanellidae, Eurychilinidae and Punctaparchitidae from the Decorah Shale of Minnesota. Journal of Paleontology, 35: 345-372.

Ulrich E. O. Bassler R. S. 1923. Paleozoic Ostracoda: their morphology, classification and occurrence. Maryland Geological Survey, Reports Silurian 9: 271-391.

Von Siebold C.T. 1848. Lehrbuch der vergleichenden Anatomie der Wirbellosen Thiere. Erster Theil, in: Von Siebold C. T. & Stannius H. (eds.), Lehrbuch der vergleichenden Anatomie, 679 p.

Warshauer S. M. Berdan J. M. 1982. Palaeocopid and podocopid Ostracoda from the Lexington Limestone and Clays Ferry Formation (Middle and Upper Ordovician) of Central Kentucky. Geological Survey Professional Paper, 1066-H: H1-H80.

Weddige K. 1983. New stratigraphic data on Devonian and Carboniferous Formations from the Binalud and Ozbak-Kuh Mountains, NE Iran. Geological Survey of Iran, Reports, 51:105-117.

Weddige K. 1984a. Externally controlled late Paleozoic events of the Iran Plate. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 168: 278-286.

Weddige K. 1984b. Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Devons und Karbons von NE Iran. Senckenbergiana Lethaea, 65:179-223.

Wendt J. Kaufman B. Belka Z. Farsan N. and KarimiBavandpur A. 2005. Devonian-Lower Carboniferous stratigraphy of Iran part II, Northern and central Iran. Acta Geologia Polonica, 55 (1): 31–97.

Yazdi M. 1999. Late Devonian-Carboniferous conodonts from Eastern Iran. Rivista Italiana di Paleontologia et Stratigrafia, 105: 167-200.

Ziegler W. and Sandberg C. A. 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation.

Linnaeus C. 1758. Systema naturæ per regna tria naturæ, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis 1, Stockholm, Laurentius Salvius, 824 p.

Moore R. C. 1961. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part Q, Arthropoda 3, Crustacea Ostracoda. Geological Society of America and University of Kansas Press, 442 p.

Narkiewicz K. and Bultynck, P. 2007. Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom-Lublin area, SE Poland. Geology Quarterly, 51(4): 419–442.

Narkiewicz K. and Bultynck P. 2010. The Upper Givetian (Middle Devonian) subterminus conodont zone in North America, Europe, and North Africa. Journal of Paleontology, 84(4): 588–625.

Neckaja A. I. 1966. Ostrakody ordovika i silura SSSR (semeystva Schmidtellidae, Rectellidae, Longisculidae i nekotorye novye vidy drugich semeystv). Trudy VNIGRI, 251: 1-104.

Olempska E. 2012. Morphology and affinities of Eridostracina: Paleozoic ostracods with moult retention. Hydrobiologia, 688: 139-165.

Opik A. 1937. Ostracoda from the Ordovician Uhaku and Kukruse formations of Estonia. Publications of the Geological Institution of the University of Tartu, 50: 1-74.

Raymond P. E. 1946. The genera of fossil Conchostraca – an order of bivalve Crustacea. Bulletin of the Museum of Comparative Zoology, 96: 217–307.

Rome D. R. and Goreux, J. 1960. Cryptophyllus (Ostracodes) du Strunien de la Belgique. Me´moires de L'Institut Ge´ologique de L'Universite de Louvain, 21:185-204.

Rusconi C. 1954. "Las piezas ''Tipos'' del Museo de Mendoza. Revista del Museo de Historia Natural de Mendoza, 7: 82-155.

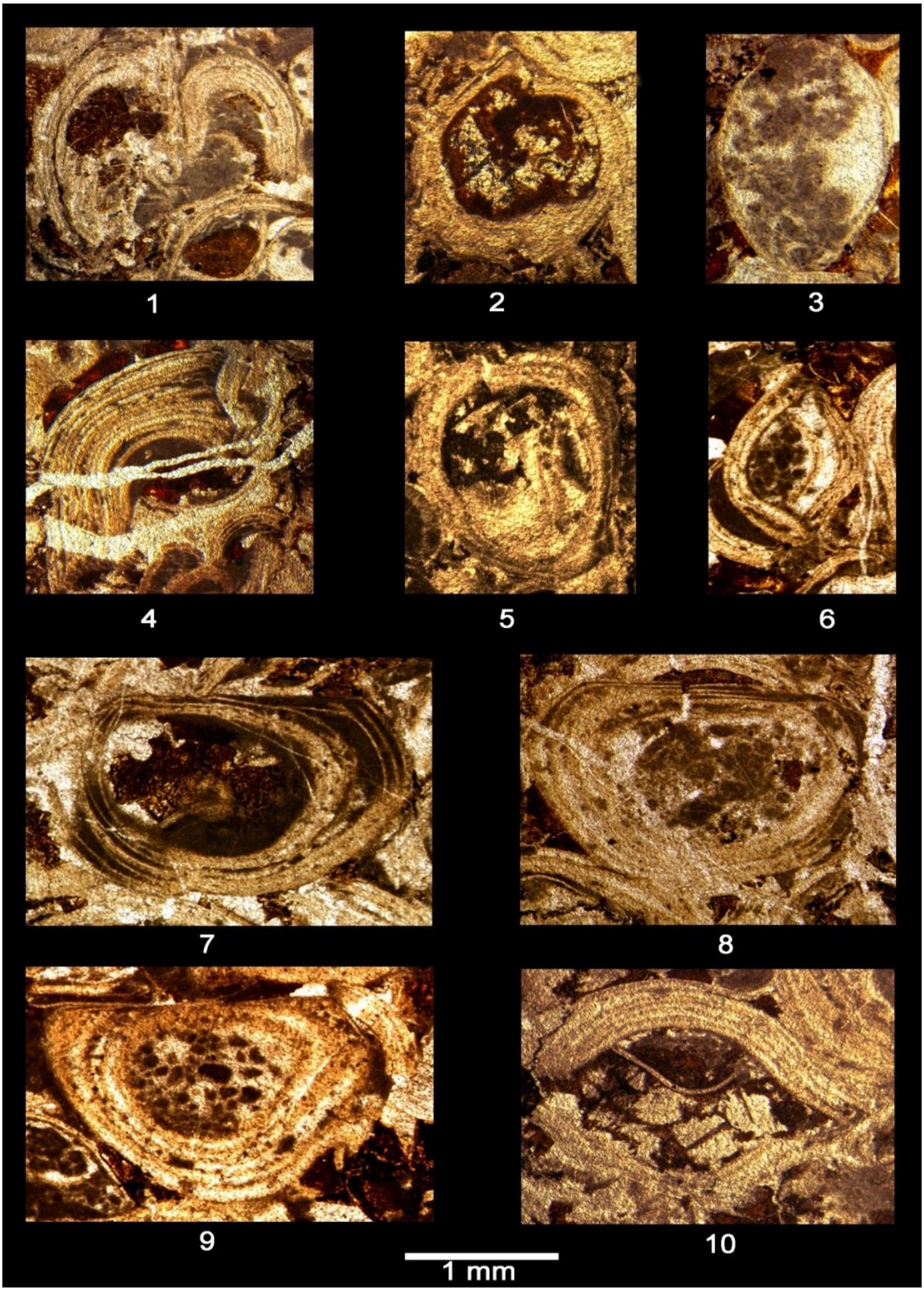
Sandberg C. A. and Dreesen R. 1984. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternative shallow-water conodont zonation. Geological Society of America Special Paper, 196: 143–178.

Sandberg C. A. Ziegler W. Leuteriz K. and Brill S. M. 1978. Phylogeny, speciation, and zonation of Siphonodella (Conodont, Upper Devonian and Lower Carboniferous). Newsletter on stratigraphy, 2: 102-120.

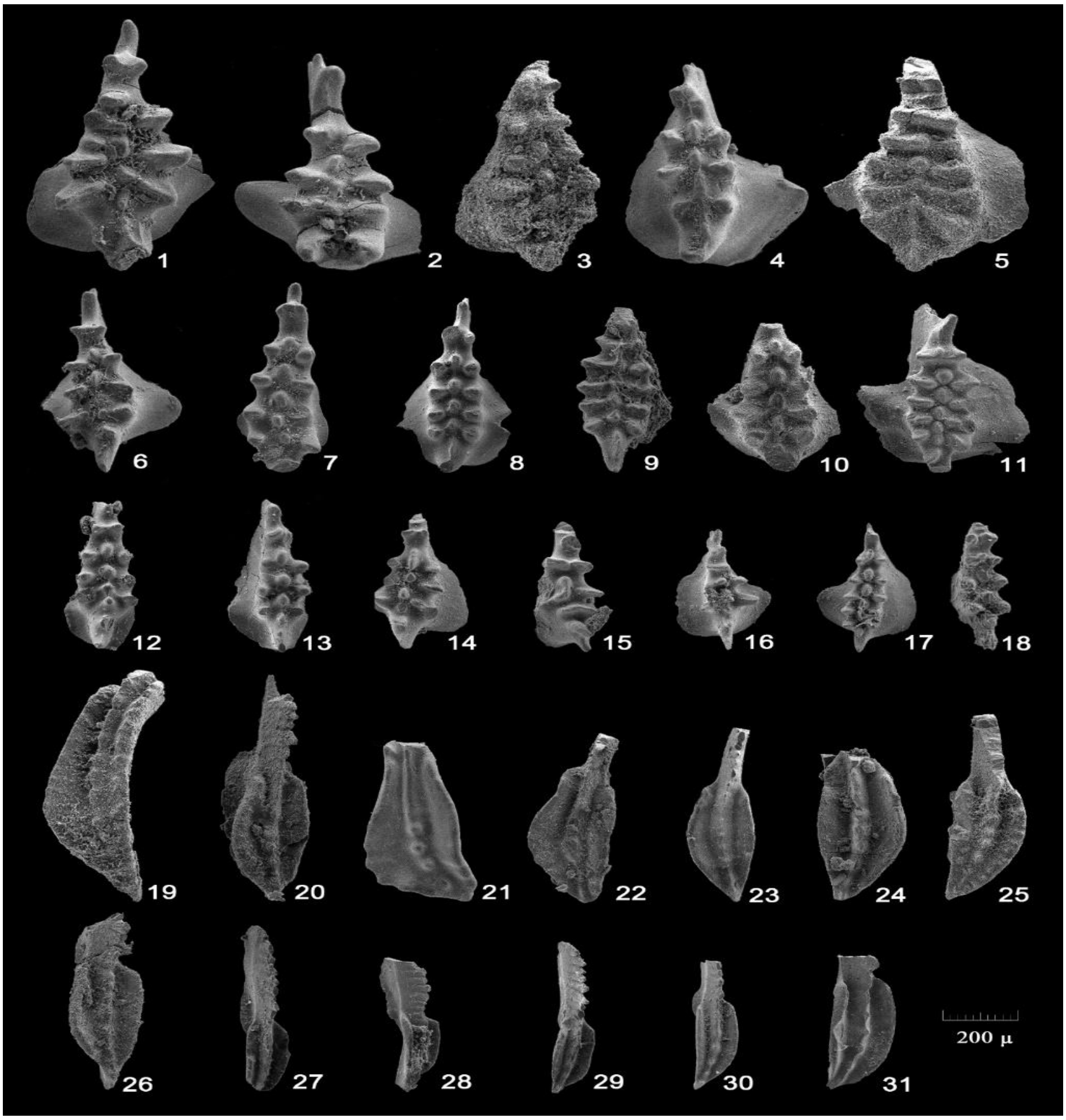
Savoy L. E. and Harris A. G. 1993. Conodont biofacies and taphonomy along a carbonate ramp to black shale basin (latest Devonian and earliest Carboniferous), southernmost

Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 121: 1–115.

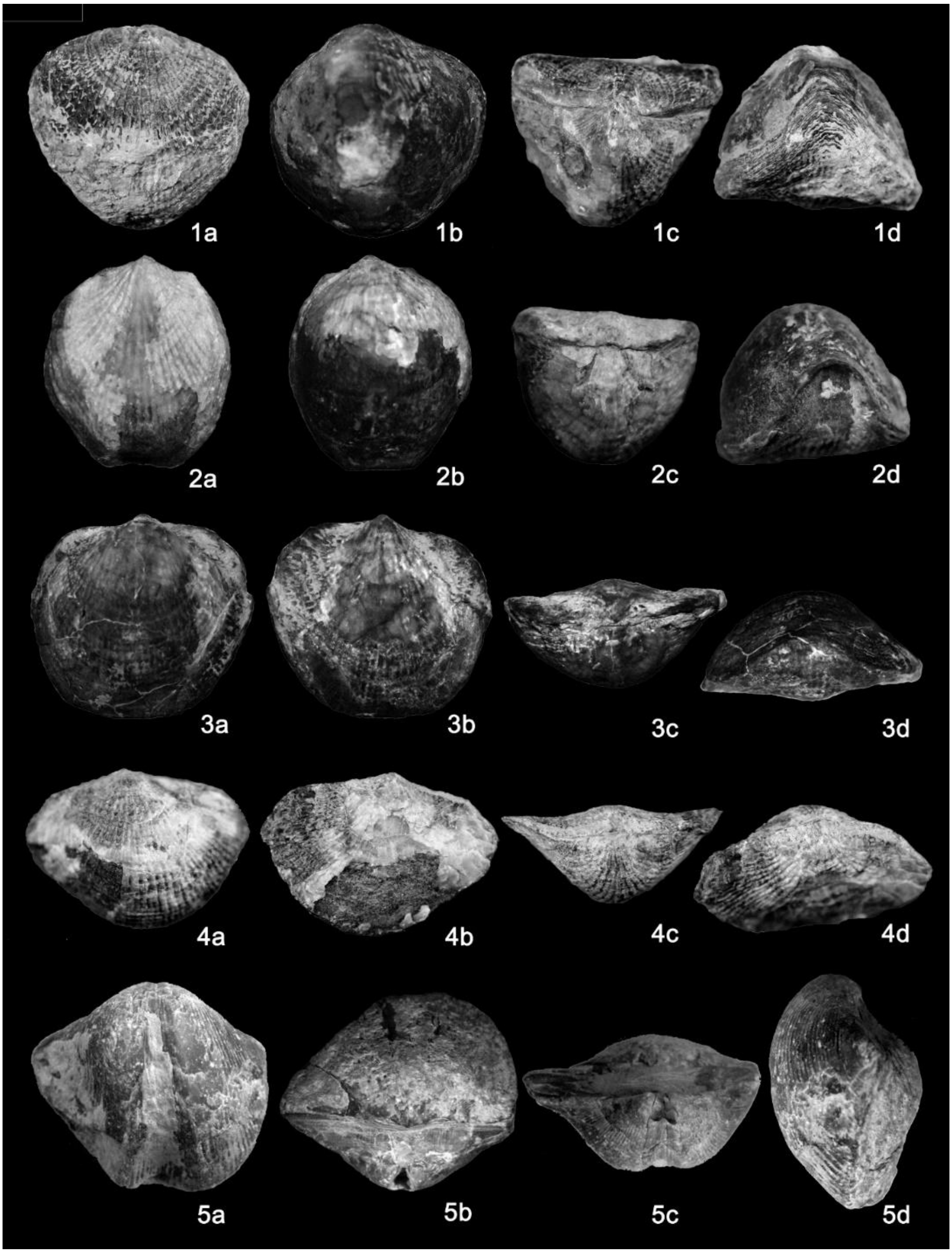
Ziegler W. and Sandberg C. A. 2000. Utility of Palmatolepids and Icriodontids in recognizing Upper Devonian Series, Stage, and possible Substage boundaries, in P. Bultynck, (editor), Subcommission on Devonian Stratigraphy Recognition of Devonian series and stage boundaries in geological areas. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 335-347 p.




**Figs. 1, 2, 3, 4, 5, 10- *Cryptophyllus* sp., Levinson, 1951, 1) Sagittal section; 2, 3, 4, 5, 10) Cross section; Figs. 6, 7, 8, 9- *Schaefericoncha* sp., SchallreUter, 1987, 6) Cross section; 7, 8, 9) Lateral section.**




**Figs. 1, 2, 4, 5, 6, 11, 17-*Icriodus excavatus,* Weddige, 1984, 1) Upper view of EUIC 10022, Sample B5; 2) Upper view of EUIC 10023, Sample B5; 4) Upper view of EUIC 10024, Sample B1; 5) Upper view of EUIC 10029, Sample B2; 6) Upper view of EUIC 10031, Sample B1; 11) Upper view of EUIC 10026, Sample B15; 17) Upper view of EUIC 10028, Sample B15. Figs. 3, 10, 14- *Icriodus subterminus,* Youngquist, 1947, 3) Upper view of EUIC 10049, Sample B2; 10) Upper view of EUIC 10025, Sample B2; 14) Upper view of EUIC 10027, Sample B16. Figs. 7, 8, 12- *Icriodus expansus* Branson & Mehl, 1938*;* 7) Upper view of EUIC 10032, Sample B16; 8) Upper view of EUIC 10033, Sample B1; 12) Upper view of EUIC 10034, Sample B16. Fig. 13- *Icriodus* cf. *brevis,* Stauffer, 1940, Upper view of EUIC 10035, Sample B18. Figs. 9, 15, 16- *Icriodus iowaensis.* Youngquist & Peterson, 1947, 9) Upper view of EUIC 10030, Sample B18, 15) Upper view of EUIC 10037, Sample B18; 16) Upper view of EUIC 10038, Sample B18; Fig. 18- *Icriodus brevis,* Stauffer, 1940, Upper view of EUIC 10036, Sample B16. *Figs. 20- Polygnathus alatus Huddle* 1934*;* Upper view of EUIC 10039, Sample B16. Fig. 21, 22- *Polygnathus aequalis*, Klapper & Lane, 1985, 21)Upper view of EUIC 10040, Sample B16; 22)Upper view of EUIC 10041, Sample B16. 23, 24, 26- *Polygnathus prepolitus* Kononova et al., 1996, 23) Upper view of EUIC 10042, Sample B16; 24) Upper view of EUIC 10043, Sample B16; 26) Upper view of EUIC 10044, Sample B16. Figs. 27-31- *Polygnathus xylus*, Stauffer, 1940, 27) Upper view of EUIC 10045, Sample B16; 28) Upper view of EUIC 10046, Sample B16; 29) Upper view of EUIC 10046, Sample B16; 30) Upper view of EUIC 10047, Sample B16; 31) Upper view of EUIC 10048, Sample B16. Fig. 19- *Polygnathus* sp. A; Upper view of EUIC 10050, Sample B6. Fig. 25- *Polygnathus* sp. B; 25) Upper view of EUIC 10051, Sample B16.**




**Figs. 1-4- *Atrypa* sp., a) pedicle valve view; b) brachial valve view; c) posterior view; d) anterior view.**
**Fig. 5- *Cyrtospirifer* sp., a) pedicle valve view; b) brachial valve view; c) posterior view; d lateral view.**

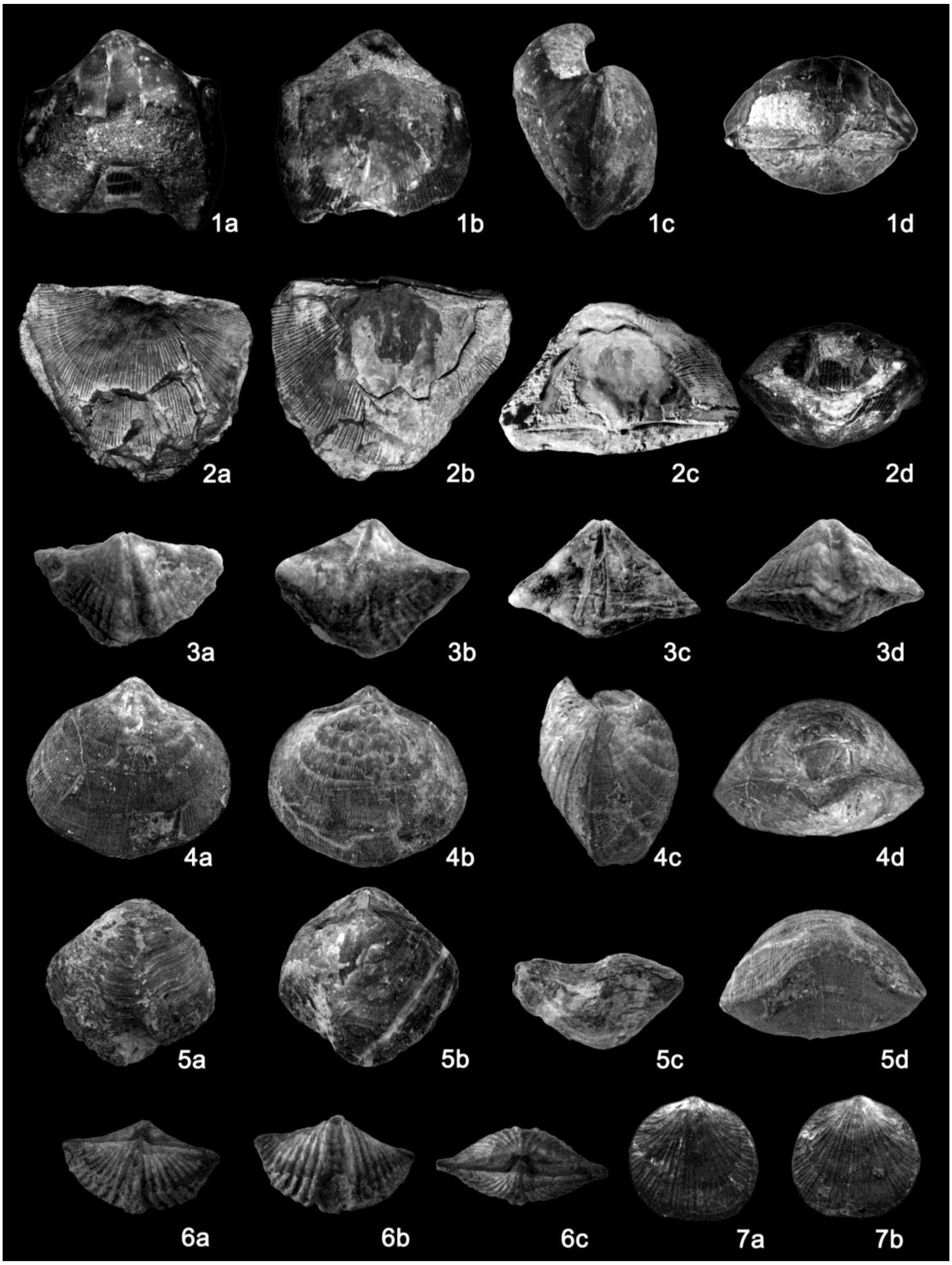



**Fig. 1-*Uchtospirifer* sp., a) pedicle valve view; b) brachial valve view; c) lateral view; d) posterior view; e) anterior view.**
**Fig. 2-*Douvillina* sp., a) brachial valve view; b) pedicle valve view; c) posterior view.**
**Fig. 3, 6-*Adolfia* sp., a) pedicle valve view; b) brachial valve view; c) posterior view; d) anterior view.**
**Fig. 4- *Schizophoria* sp., a) pedicle valve view; b) brachial valve view; c) lateral view; d) posterior view; e) anterior view.**
**Fig. 5- *Athyris* sp., 1a) pedicle valve view; b) brachial valve view; c) anterior view.**
**Fig. 7- *Aulacella* sp., a) pedicle valve view; b) brachial valve view.**