Sedimentary Facies
Autumn 2019 / Winter 2020, 12 (2): 174-193
DOI: 10.22067/sed.facies.v12i2.69795

نشریه علمی رخساره‌های رسوبی
پاییز و زمستان ۱۳۹۸، ۱۲ (۲): 174-193

مقاله پژوهشی (Original Research)

زیست چینه نگاری، زیست رخساره‌ها و شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها در نهشته‌های دونین میانی ـ بالایی برش کوه بند عبدالحسین (جنوب شرق انارک)

بهاره شاکری[۱]، علی بهرامی[۲*]، حسین وزیری مقدم[۳]، پیتر کونیگشوف[۴]

۱ـ کارشناسی ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی،گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
۲ـ دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
۳ـ استاد گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
۴ـ استاد مؤسسه پژوهشی سنکنبرگ، موزه تاریخ طبیعی فرانکفورت، آلمان

*پست الکترونیک: a.bahrami@sci.ui.ac.ir

تاریخ دریافت: ۹۶/۱۰/۱۲ **تاریخ پذیرش: ۹۷/۸/۲۹**

چکیده

برش چینه شناسی کوه بند عبدالحسین در ۳۵ کیلومتری جنوب شرقی انارک و در ۱۸۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان جای دارد. ضخامت سازند بهرام در این برش ۳۶۶ متر و شامل ۱۴ واحد سنگ چینه‌ای می‌باشد. به منظور تعیین سن دقیق نهشته‌های مورد بحث تعداد ۷۸ نمونه به طور سیستماتیک برداشت گردید که پس از انجام مراحل آزمایشگاهی و آماده سازی، تعداد ۱۹۱۷ عنصر کنودونتی از آنها به دست آمده است. بررسی کنودونت‌های به دست آمده به شناسایی ۴۱ گونه و زیر گونه متعلق به ۶ جنس منجر گردید. با توجه به کنودونت‌های به دست آمده از این توالی ۶ زیست‌زون کنودونتی شامل *expansus* zone، *subterminus* zone، upper *falsiovalis* to *transitan* zones، *transitan* to Lower *rhenana* zones، Upper *rhenana* to *linguiformis* zones و *triangularis* to *termini* zones تعیین شد. با توجه به زیست‌زون‌های تعیین شده سن نهشته‌های مورد بررسی از ژیوتین پسین تا فامنین پیشین تعیین گردید. مطالعه فراوانی کنودونت‌ها و بررسی ریزرخساره‌های کنودونتی نیز حاکی از رخساره Icriodid-Polygnathis در بخش‌های پائینی برش و رخساره Plygnathid-Icriodid در بخش‌های با سن فرازنین میانی ـ پسین می‌باشد که این تغییر رخساره کنودونتی حاکی از پیش‌روی آب دریا می‌باشد. در مرز فرازنین ـ فامنین افزایش تعداد پالماتولپیدها حاکی از افزایش سطح ناگهانی آب و مؤید حادثه زیستی کلواسر می‌باشد. بررسی تغییرات رنگ کنودونت‌ها نیز حاکی از این موضوع می‌باشد به طوری که در انتهای ژیوتین شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها CAI=1/5-2، در اوایل فرازنین این شاخص معادل CAI=4-4.5 و به سمت انتهای فرازنین و فامنین مجدداً شاخص به CAI=2 تغییر می‌یابد.

واژه‌های کلیدی: سازند بهرام؛ اصفهان؛ کنودونت؛ زیست چینه نگاری؛ ژیوتین؛ فامنین

مقدمه

در ناحیه انارک جدای از مجموعه‌های افیولیتی رنگی غرب انارک که ضخامتی در حدود ۷۰۰۰ متر و عمدتاً متشکل از هارزبوژیت، دیاباز، گابرو و بازالت است، سنگ آهک‌های پلاژیک و چرت‌های نواری نیز دیده می‌شوند که محققین مختلف با توجه به یافته‌های سن سنجی و گاهاً فسیلی سن آنها را پرکامبرین، کربنیفر، پالئوزوئیک و مزوزوئیک در نظر می‌گیرند (هوشمند زاده و همکاران، ۱۳۶۷؛ Leven & Gorgij, 2006). در جنوب غرب انارک در مناطق

پل خاوند، دوشاخ و کوه بندعبدالحسین مجموعه‌هایی از سنگ‌های دگرگونی شامل شیست، گنیس، مرمر و انواعی از کانی‌های طیف دگرگونی به سن پروتروزوئیک پسین وجود دارند (Sharkovski *et al*., 1984). در مجاورت این مجموعه‌های دگرگون در کوه بند عبدالحسین توالی نسبتاً کاملی از نهشته‌های پالئوزوئیک به سن اردوویسین تا پرمین حضور دارند (Lensch & Davoudzadeh, 1982; Hairapetian *et al*., 2015). نهشته‌های رسوبی پالئوزوئیک برش کوه بند عبدالحسین به صورت ناپیوسته بر روی مرمرهای منسوب به لاخ با سن کامبرین پیشین قرار گرفته‌اند. بر پایه حضور آرکئوسیاتیدهای موجود در این مرمرها، سن کامبرین پیشین برای این بخش در نظر گرفته شده است (Sharkovski *et al*., 1984). نهشته‌های دونین در ناحیه انارک (برش کوه بند عبدالحسین) متشکل از سازندهای پادها، سیبزار و بهرام است. سازند پادها در ناحیه انارک رخنمون زیادی ندارد و سنگ شناسی آن شامل ماسه سنگ‌های کوارتزی و دیابازهای آلکالن است که در بخش پایینی تناوبی از سنگ آهک‌های دولومیتی شده دارد. این نهشته‌ها ۲۹۰ متر ضخامت دارند و سن آن با آکریتارک‌ها و اسپورهای مطالعه شده فرازنین پیشین تشخیص داده شده است (Wendt *et al*., 2005). سازند دولومیتی سیبزار نیز در ناحیه انارک شامل ۱۲۰ تا ۲۰۰ متر دولومیت‌های خاکستری تیره، زرد، قهوه‌ای و خاکستری روشن است که مرز آن با سازند پادها در زیر ناگهانی ولی همشیب و با سازند بهرام همشیب و تدریجی است و با توجه به مرجان‌ها و بازوپایان یافت شده سن آن دونین میانی است (Wendt *et al*., 2005). ضخامت سازند بهرام در ناحیه انارک و در برش مورد مطالعه ۳۶۶ متر و مشتمل بر سنگ آهک‌های خاکستری تیره و بین لایه‌های مارنی است و با توجه به مجموعه فسیل‌های یافت شده سن دونین میانی ـ پسین به آن اختصاص داده شده است (Wendt *et al* ., 2005). بر روی نهشته‌های دونین سازند بهرام با ناپیوستگی همشیب، سنگ آهک‌های نودولار قرمز رنگ و سنگ آهک‌های خاکستری برشی شده و سنگ آهک‌های خاکستری ضخیم لایه فسیل‌دار سازند سردر به سن تورنزین تا نامورین قرار می‌گیرد (Wendt *et al*., 2005). Korn *et al*. (1999) با معرفی ۶ گونه از آمونوئیده‌ها سن ویزئن تا نامورین را برای سازند سردر در نظر گرفته‌اند. همچنین Leven *et al*. (2006) با بررسی افق‌های سنگ آهکی فسیل‌دار سازند سردر و مطالعه روزن‌داران موجود در دو سازند قلعه و آبشنی، سن سرپوخوین تا موسکووین را برای بخش کربنیفر این توالی معرفی نموده‌اند (شکل ۱). گسترش رسوبات پالئوزوییک بالایی در اطراف اصفهان بیشتر به شمال حوضه اصفهان شامل مناطق سُه و نطنز و برش‌های نچفت، نقله، ورکمر، شمال تار و غرب کشه در نوشته‌های Zahedi (1973)، Adhamian (2003)، Ghobadipour *et al*. (2013) و Bahrami *et al*. (2015)، منطقه شمال شرقی حوضه اصفهان شامل برش‌های زفره، چاهریسه و دیزلو در نوشته‌های Brice *et al*. (2006)، Gholamalian (2003)، Habibi *et al*. (2013) و Bahrami *et al*. (2018) و نیز منطقه جنوب حوضه اصفهان شامل برش‌های دارچاله و رامشه شهرضا در نوشته‌های Boncheva *et al*. (2007)، Leven & Gorgij (2008, 2011) و Bahrami *et al*. (2014) محدود می‌شود و سن این توالی‌های رسوبی فرازنین پیشین تا فامنین پسین است که با چند افق کربناته مربوط به آب‌های کم عمق شروع و به تدریج به نهشته‌های آواری ضخیم لایه و کربنات‌های آب‌های کم عمق با میان لایه‌های شیلی ختم می‌شود (Yazdi *et al*., 2000; Gholamalian, 2003). این نهشته‌ها نیز توسط توالی کربناته آواری پرمین به طور

ناپیوسته پوشیده می‌شود (Ghavidel-Syooki, 1993؛ غلامعلیان، ۱۳۷۶؛ Yazdi *et al.*, 2000). این نبود فرسایشی که در اغلب بخش‌های پلاتفرم ایران به نام "ناپیوستگی هرسی‌نین" گزارش شده است (Wendt *et al.*, 2002, 2005)، احتمالاً با شروع حوادث هرسی‌نین مرتبط (Berberian & King, 1981) و یا نتیجه تغییر شکل و بالا آمدگی در مرحله ابتدایی قبل از فرورانش فشارشی در طول حاشیه شمالی گندوانا و در پالئوتتیس درست قبل از باز شدگی ریفت نئوتتیس در پرمین میانی باشد (Sharland *et al.*, 2001; Ruban *et al.*, 2007).

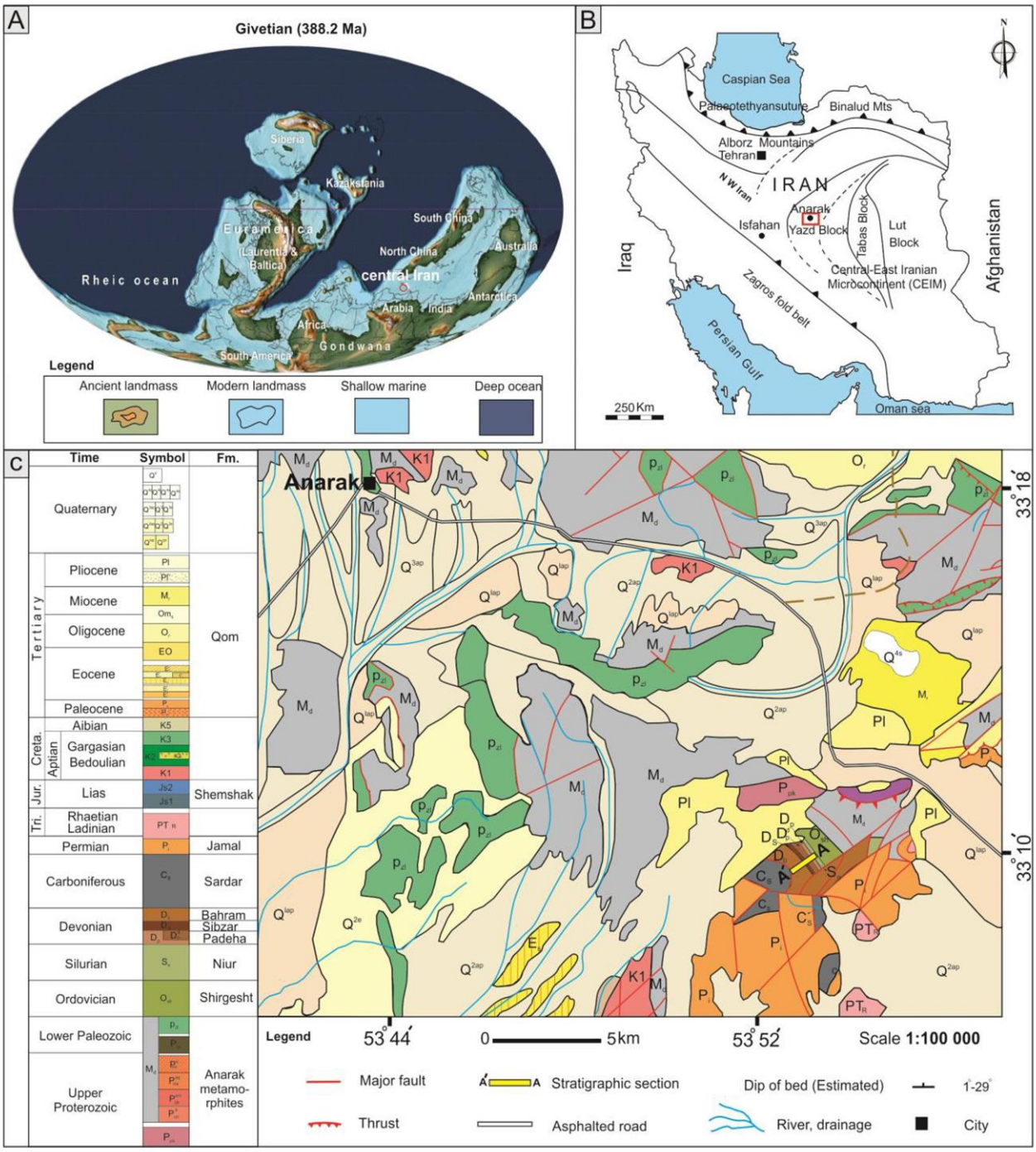
با توجه به این که مطالعات کنودونتی توالی‌های سنگی دونین در دیگر برش‌های حوضه اصفهان و ایران مرکزی با دقت انجام شده است، تعیین سن دقیق کنودونتی و زیست رخساره‌های نهشته‌های کربناته فسیل‌دار سازند بهرام در برش کوه بند عبدالحسین انارک که توسط نهشته‌های کربناتی سازند سردر به سن کربنیفر پوشیده می‌شوند و بررسی زیست‌زون‌های کنودونتی موجود می‌تواند به تکمیل یافته‌های فسیلی در جهت تطابق دیرینه جغرافیایی حوضه ایران مرکزی کمک نماید.

راه دسترسی و موقعیت جغرافیایی

از نظر موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه در ۳۵ کیلومتری جنوب شرقی شهر انارک و شمال شرق اصفهان با مختصات ″90 ′10 °33 عرض شمالی و ″55 ′52 °53 طول شرقی واقع شده است. این برش دارای توالی نسبتاً کاملی از رسوبات پالئوزوییک می‌باشد و سازند مدّنظر از این توالی رسوبی، سازند بهرام است. برش مورد مطالعه در پهنه ایران مرکزی، بلوک یزد و زیرپهنه انارک ـ خور قرار گرفته است. تنها راه دسترسی به این برش عبور از مسیر انارک به سمت خور است و با طی مسافتی حدود ۳۵ کیلومتر به سمت جنوب شرق، می‌توان به برش مورد مطالعه رسید (شکل ۱).

روش مطالعه

در انجام این پژوهش ۷۸ نمونه سنگ آهک ۳ تا ۴ کیلوگرمی به طور سیستماتیک از برش مورد مطالعه جمع آوری شد. نمونه برداری بر پایه تغییر رخساره سنگی و از سنگ آهک‌های فسیل‌دار و سنگ آهک‌های دولومیتی انجام گردید. نمونه‌ها در آزمایشگاه گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان طی در اسیدفورمیک/ اسید استیک حل و عناصر کنودونتی و میکروفسیل‌های دیگر (بقایای ماهی‌ها، استراکدها، دوکفه‌ای‌ها و شکم پایان ریز) از آنها جدا شدند. در مرحله مطالعات آزمایشگاهی نمونه‌های سنگی مربوط به محتوای کنودونتی به قطعات ۲ تا ۴ سانتی متری خرد شده و به مدت ۵ تا ۷ روز به ازای هر نوبت اسیدشویی در تشت‌های حاوی اسید استیک و آب (۲۰%) قرار گرفته‌اند. در مرحله بعد نمونه‌ها شسته شده و رسوب باقی مانده روی هر الک به تفکیک در ظروف مجزایی ریخته شده و برای خشک شدن به آنها زمان داده شد. پس از خشک شدن نمونه‌ها، هر یک از آنها درون قوطی‌های شماره گذاری شده ریخته و در مراحل بعدی (جداسازی) مورد استفاده قرار گرفته‌اند. برای نمونه‌های دولومیتی شست وشوی نمونه‌ها با اسید فرمیک انجام شد، به این صورت که نمونه‌ها با آب شسته شده و در ظروف آلومینیومی استوانه‌ای شکل ۴ تا ۵ لیتری گذاشته شدند و در زیر هود آزمایشگاه، ۱۵۰ میلی‌لیتر اسید فرمیک تجاری به درون ظرف حاوی نمونه، اضافه و با آب جوش ۹۰ تا ۱۰۰ درجه به حجم رسانده شدند (۱۵۰ میلی‌لیتر اسید +۸۵۰ میلی‌لیتر آب جوش یا ۳۰۰ میلی‌لیتر اسید + ۱۷۰۰ میلی‌لیتر آب جوش و ...). در ادامه ظرف حاوی نمونه، اسید و آب بر روی اجاق برقی با درجه حرارت مناسب به مدت ۱۰ ساعت قرار گرفت.



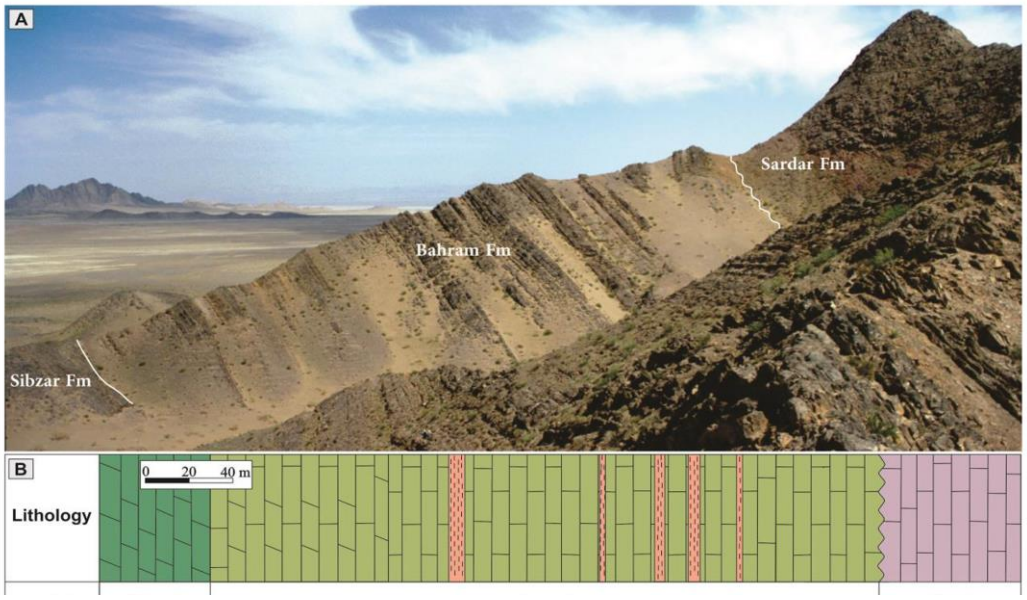
شکل ۱: A) نقشه پالئوژئوگرافی دونین میانی (Scotese, 2014; Anderiva, 2018)، B) واحد های ساختاری و خطواره‌های گسلی اصلی ایران (Wilmsen et al., 2009; Zanchi et al., 2009)، C) نقشه زمین شناسی بازترسیم شده از برش مورد مطالعه (Sharkovski et al., 1984).

سپس نمونه سنگی حل نشده از ظرف جدا شده و مواد باقیمانده حاصل از انحلال، به همان روش بالا شسته و درون ظرف قرار گرفته و بعد از خشک شدن برای سایر کارهای آزمایشگاهی مورد استفاده قرار گرفتند. در مرحله بعد رسوب به دست آمده از مرحله اسید شویی را درون سینی‌های مخصوصی ریخته و با استفاده از میکروسکپ بینوکولار و با دقت زیاد، تمامی قطعات فسیلی موجود ازجمله کنودونت‌ها، استراکودها، شکم‌پایان، اسکلریت

هولوتورین‌ها و بقایای ماهی‌ها جدا شده و در سل‌های شماره گذاری شده قرار گرفتند. بعد از جداسازی عناصر کنودونتی از رسوبات، ابتدا عناصر سالم از بین عناصر به دست آمده جدا شده و در صورت لزوم با آب اکسیژنه تمیز گردیدند. بعد از تمیز کردن عناصر کنودونتی، آنها را توسط یک چسپ کربنی رسانا بر روی پایه استاپ چسبانده و در نهایت تصاویری به کمک میکروسکپ الکترونی از آنها در مرکز متالورژی رازی کرج تهیه و مورد مطالعه تاکسونومی قرار گرفتند. زیست‌زون بندی استاندارد کنودونتی محیط‌های پلاژیک دونین میانی و پسین در حوضه‌های اروپا و آمریکا توسط Klapper & Ziegler (1979)، Ziegler & Sandberg (1990) و Clausen *et al.* (1993) انجام گردیده است. در حوضه‌های کم عمق‌تر نیز زیست‌زون بندی کنودونت‌ها توسط Sandberg (1976)، Weddige & Ziegler (1979)، Sandberg & Dreesen (1984)، Ziegler & Weddige (1999)، Narkiewicz & Bultynck (2007, 2010)، Bultynck & Gouwy (2008)، Narkiewicz (2011)، Lüddeke *et al.* (2017)، Söte *et al.* (2017) و Spalletta *et al.* (2017) انجام گرفته است. همچنین مطالعات وسیعی بر روی فونای کنودونتی و رخساره‌های زیستی کنودونتی کم عمق ایران مرکزی توسط محققین مختلفی انجام شده که در شناسایی کنودونت‌ها و زیست رخساره‌های کنودونتی برش انارک (برش کوه بند عبدالحسین) مورد استفاده قرار گرفته‌اند (Adhamian, 2003؛ Gholamalian, 2003, 2007؛ Bahrami *et al.* 2014a, b, 2015, 2018؛ Königshof *et al.* 2017).

بحث

سازند بهرام در ناحیه انارک با یک مرز تدریجی از سنگ آهک دولومیتی خاکستری تا کرم بر روی دولومیت‌های خاکستری تیره سازند سیبزار قرار گرفته است. این سازند به طور عمده از سنگ آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم لایه دارای افق‌های مرجانی، بازوپایان، تنتاکولیتیدها و افق‌هایی از سنگ آهک‌های مارنی دارای بریوزوئر و کرینوئید تشکیل شده که نهایتاً با یک ناپیوستگی همشیب در زیر سنگ آهک‌های نودولار قرمز رنگ کربنیفر قرار می‌گیرند. ضخامت نهشته‌های سازند بهرام در برش مورد مطالعه ۳۶۶ متر است. با توجه به بررسی‌های انجام شده طی مطالعات صحرایی، نهشته‌های دونین در این برش به ۱۴ واحد سنگی قابل تقسیم هستند که این تقسیم بندی با توجه به تغییرات جنس سنگ‌ها، رنگ و ضخامت آنها انجام شده است (شکل ۲).

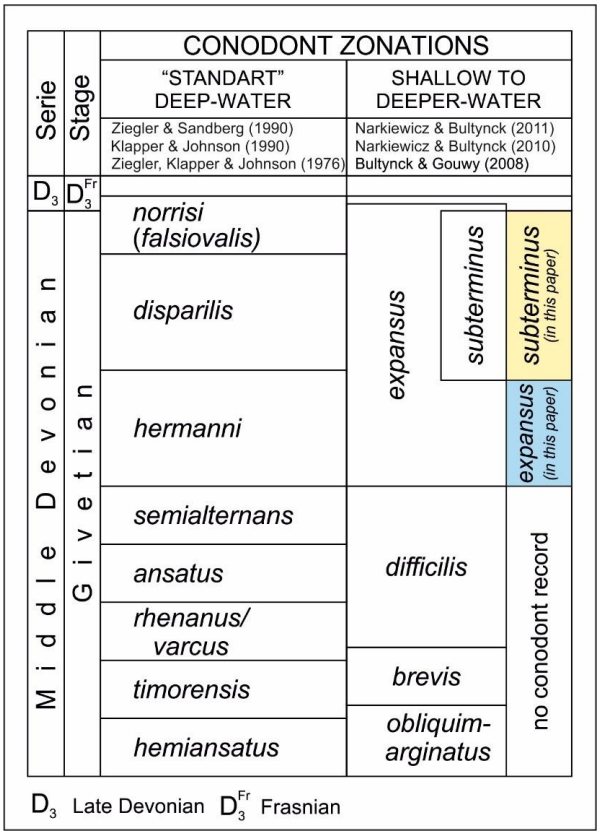


شکل۲: تصویر پانورامیک از برش مورد مطالعه (برگرفته از Wendt et al. 2005) و ستون سنگ شناسی کلی رخنمون مورد مطالعه.

به منظور بررسی‌های زیست چینه نگاری و رخساره‌های زیستی بر روی فونای کنودونتی در برش مورد مطالعه تعداد ۷۸ عدد نمونه از ۳۶۶ متر ضخامت سازند بهرام در برش کوه بند عبدالحسین به صورت سیستماتیک برداشته شده است (شکل ۲ و جدول ۱). جنس‌های *Icriodus* و *Polygnathus* در ژیوتین و فرازنین و جنس‌های *Icriodus*، *Polygnathus* و *Palmatolepis* در فامنین غالب می‌باشند. جنس‌های *Ancyrodella* و *Bispathodus* و *Ancyrognathus* نیز به صورت فرعی حضور دارند (شکل ۳).

جدول ۱: زیست‌زون‌های کنودونتی ژیوتین مربوط به نواحی عمیق و تطابق آنها با زیست‌زون‌های نواحی کم عمق

(Ziegler & Sandberg, 1990; Klapper & Johnson, 1990; Ziegler, Klapper & Johnson, 1976; Narkiewicz & Bultynck, 2010; Narkiewicz & Bultynck, 2011; Bultynck and Gouwy, 2008).



براساس مطالعات انجام شده بر روی فونای کنودونتی در برش مورد مطالعه، ۶ زیست‌زون کنودونتی زیر برای نهشته‌های مورد مطالعه معرفی گردید:

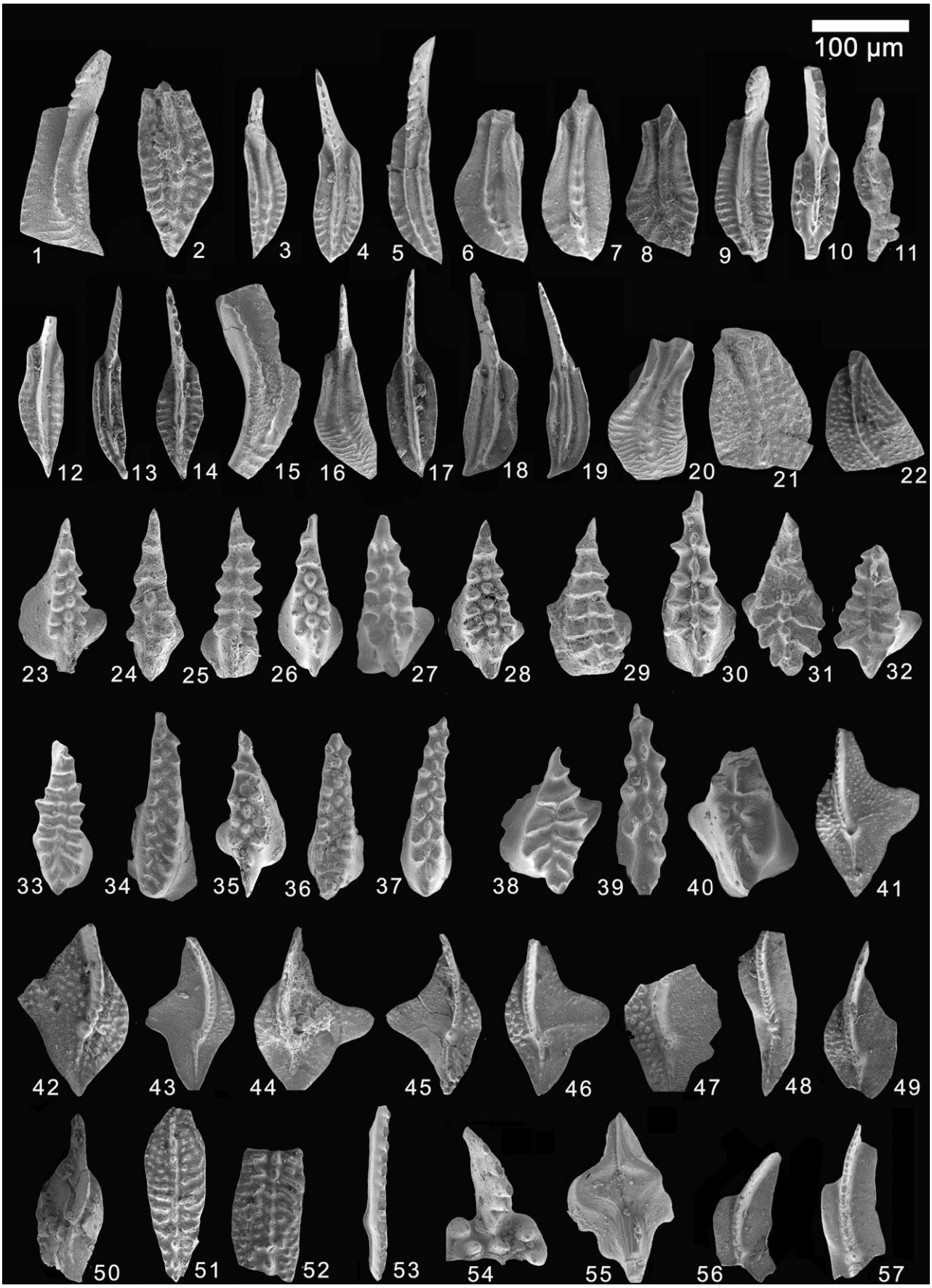
1- *expansus* Zone

این زیست‌زون با ضخامت ۲۶ متر در بردارنده نمونه‌های S11 تا S37 می‌باشد. سنگ شناسی این زیست‌زون شامل سنگ آهک‌های دولومیتی و سنگ آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم لایه است (شکل ۴). مرز زیرین این زیست‌زون منطبق بر اولین حضور *Icriodus expansus* Branson & Mehl 1938 در *hermani* zone (Narkiewicz & Bultynck, 2010) و مرز بالایی آن نیز منطبق بر اولین حضور *Icriodus subterminus* Youngquist 1947 در *disparilis* zone است که اولین حضور این گونه نشان دهنده مرز زیرین زیست‌زون بعدی است (Sandberg & Dreesen, 1984؛ Narkiewicz & Bultynck, 2007, 2010؛ Bultynck, & Gouwy, 2008). سایر کنودونت‌های این زیست‌زون عبارتند از:

Icriodus arkonensis, Icriodus brevis, Icriodus eslaensis, Icriodus excavatus, Icriodus expansus, Icriodus lilliputensis, Polygnathus linguiformis linguiformis γ 1a.

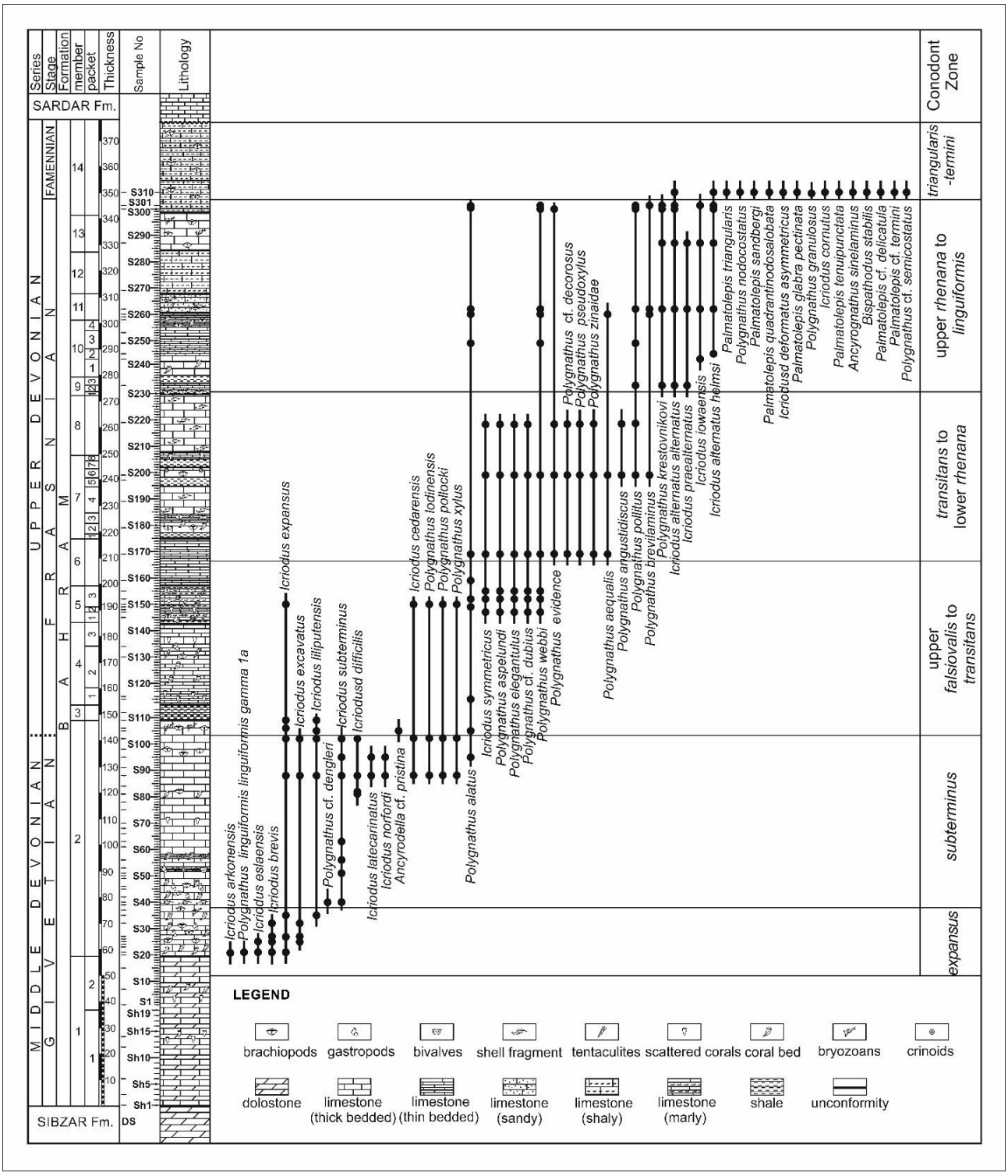
2- *subterminus* Zone

این زیست‌زون با ضخامت ۶۵ متر در بردارنده نمونه‌های S38 تا S103 می‌باشد. سنگ شناسی این زیست‌زون شامل سنگ آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم لایه است. مرز زیرین این زیست‌زون منطبق بر اولین حضور *Icriodus subterminus* Youngquist 1947 در *disparilis* zone (معادل *subterminus* Zone) (Narkiewicz & Bultynck, 2007, 2010؛ Bultynck, & Gouwy, 2008) و مرز بالایی آن منطبق بر اولین حضور *Ancyrodella pristina* Khalymbadzha & Chernysheva 1970 در Upper *falsiovalis* to *transitans* zone است (Klapper & Lane, 1985؛ Sandberg *et al*. 1989؛ Gouwy *et al*. 2007). حضور گونه *Ancyrodella pristina* با توجه به


100 µm
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57

شکل ۳: تصاویر منتخبی از مهمترین گونه های کنودونتی شناسایی شده در این پژوهش (ادامه از صفحه قبل)

1- *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, 1879; γ1a morphotype; upper view, EUIC 100, sample S21, × 40; **2- *Polygnathus* cf. *P. dengleri* Bischoff and Ziegler, 1957**; upper view, EUIC 101, sample S40, × 40. **3- *Polygnathus pseudoxylus* Kononova, Alekseev, Barskov and Reimers, 1996**; upper view, EUIC 107, sample S169, × 40; **4- *Polygnathus xylus* Stauffer, 1940**; upper view, EUIC 135, sample S88, × 40; **5- *Polygnathus alatus* Huddle, 1934**; 10 upper view, EUIC 124, sample S95, × 40; **6- *Polygnathus aequalis* Klapper and Lane, 1985**; upper view, EUIC 131, sample S169, × 40; **7- *Polygnathus zinaidae* Kononova, Alekseev, Barskov and Reimers, 1996**; upper view, EUIC 138, sample S169, × 40; **8- *Polygnathus webbi* Stauffer, 1938**; upper view, EUIC 178, sample S199, × 40; **9- *Polygnathus* cf. *dubius* Hinde, 1879**; upper view, EUIC 181, sample S199, × 40; **10- *Polygnathus brevilaminus* Branson and Mehl, 1934**; upper view, EUIC 141, sample S301, × 40; **11- *Polygnathus angustidiscus* Youngquist, 1947**; upper view, EUIC 142, sample S218, × 40; **12- *Polygnathus* cf. *decorosus* Stauffer, 1938**; upper view, EUIC 148, sample S219, × 40. **13- *Polygnathus pollocki* Druce, 1976**; upper view, EUIC 147, sample S88, × 40; **14- *Polygnathus lodinensis* Posler, 1969**; 28 upper view, EUIC 170, sample S88, × 40; **15- *Polygnathus* cf. *semicostatus* Branson and Mehl, 1934**; upper view, EUIC 149, sample S310, × 40; **16- *Polygnathus krestovnikovi* Ovnatanova, 1969**; upper view, EUIC 177, sample S300, × 40; **17- *Polygnathus elegantulus* Klapper and Lane, 1985**; upper view, EUIC 165, sample S218, × 40; **18-*Polygnathus aspelundi* Savage and Funai, 1980**; upper view, EUIC 218, sample S218, × 40; **19- *Polygnathus politus* Ovnatanova, 1969**; upper view, EUIC 218, sample S301, × 40. **20- *Polygnathus evidens* Klapper and Lane, 1985**; upper view, EUIC 151, sample S300, × 40; **21- *Polygnathus nodocostatus* Branson and Mehl, 1934**; upper view, EUIC 154, sample S310, × 40; **22- *Polygnathus granulosus* Muller andMuller, 1957**; upper view, EUIC 190, sample S310, × 40; **23- *Icriodus excavatus* Weddige, 1984**; upper view, EUIC 224, sample S25, × 40; **24- *Icriodus brevis* Stauffer, 1940**; upper view, EUIC 228, sample S25, × 40; **25- *Icriodus eslaensis* Adrichem Boogaert, 1967**; upper view, EUIC 229, sample S21, × 40; **26- *Icriodus cedarensis* Narkiewicz and Bultynck, 2010**; upper view, EUIC 236, sample S102, × 40; **27- *Icriodus expansus* Branson and Mehl, 1938**; upper view, EUIC 365, sample S106, × 40; **28- *Icriodus subterminus* Youngquist, 1974**; upper view, EUIC 249, sample S40, × 40; **29- *Icriodus norfordi* Chatterton, 1978**; upper view, EUIC 260, sample S88, × 40; **30- *Icriodus latecarinatus* Bultynck, 1974**; upper view, EUIC 261, sample S88, × 40; **31- *Icriodus lilliputensis* Bultynck, 1987**; upper view, EUIC 379, sample S102, × 40. **32- *Icriodus arkonensis* Stauffer, 1938**; upper view, EUIC 271, sample S21, × 40. **33- *Icriodus difficilis* Ziegler, Klapper, 1976**; upper view, EUIC 272, sample S102, × 40. **34-*Icriodus praealternatus* Sandberg, Ziegler, Dreesen, 1992**; upper view, EUIC 324, sample S262, × 40; **35- *Icriodus cornutus* Sannemann, 1955**; upper view, EUIC 277, sample S310, × 40. **36- *Icriodus alternatus alternatus* Branson and Mehl, 1934**; upper view, EUIC 314, sample S310, × 40. **37- *Icriodus alternatus helmsi* Sandberg and Dreesen, 1984**; upper view, EUIC 288, sample S262, × 40; **38- *Icriodus iowaensis* Youngquist and Peterson, 1947**; upper view, EUIC 329, sample S287, × 40; **39- *Icriodus symmetricus* Bransoan and Mehl, 1934**; upper view, EUIC 383, sample S218, × 40; **40- *Icriodus deformatus* asymmetricus Ji, 1989**; upper view, EUIC 387, sample S310, × 40; **41- *Palmatolepis quadrantinodosalobata* Sannemann, 1955**; upper view, EUIC 396, sample S310, × 40. **42- *Palmatolepis triangularis* Sannemann, 1955**; upper view, EUIC 409, sample S310, × 40; **43- *Palamtolepis* aff. *tenuipunctata* Sannemann, 1955**; upper view, EUIC 418, sample S310, × 40; **44- *Palmatolepis quadrantinodosalobata* Sannemann, 1955**; morphotype 1; upper view, EUIC 422, sample S310, × 40; **45- *Palmatolepis sandbergi* Ji and Ziegler, 1993**; morphotype 1; upper view, EUIC 417, sample S310, × 40; **46- *Palmatolepis quadrantinodosalobata* Sannemann, 1955**; morphotype 3; upper view, EUIC 390, sample S310, × 40. **47- *Palmatolepis* aff. *quadrantinodosalobata* Sannemann, 1955**; morphotype 1; upper view, EUIC 406, sample S310, × 40; **48, 56, 57- *Palamtolepis glabra pectinata* Ziegler 1962, Ji and Ziegler, 1993**; 48-upper view, EUIC 408, sample S310, × 4; 56- upper view, EUIC 403, sample S310, × 40; 57- upper view, EUIC 421 sample S300, × 40; **49- *Palamtolepis* cf. *delicatula* Branson and Mehl, 1034**; upper view, EUIC 412, sample S310, × 40; **50- *Palmatolepis* cf. *termini* Sannemann, 1955**; upper view, EUIC 183, sample S310, × 40; **51, 52- *Ancyrognathus sinelaminus* Branson and Mehl, 1934**; 51-upper view, EUIC 186, sample S310, × 40; 52- upper view, EUIC 184, sample S310, × 40; **53-*Bispathodus stabilis* Branson and Mehl, 1934**, morphotype 1; upper view, EUIC 184, sample S310, × 40. **54, 55- *Ancyrodella* cf. *pristina* Khalymbadzha and Chernysheva, 1970**; 54- upper view, EUIC 425, sample S102, × 40; 55- upper view, EUIC 292, sample S102, × 40.



شکل ٤: سنگ چینه نگاری و زیست چینه نگاری سازند بهرام در برش مورد مطالعه

محدوده سنی آن نشان دهنده مرز ژیوتین ـ فرازنین است که با توجه به حضور این گونه، مرز یاد شده منطبق بر آخرین لایه‌های سنگ آهکی ضخیم لایه قبل از شیل‌های نازک قرار دارد. سایر کنودونت‌های این زیست‌زون عبارتند از:

Icriodus cedarensis, Icriodus difficilis, Icriodus excavatus, Icriodus expansus, Icriodus

latecarinatus, Icriodus lilliputensis, Icriodus norfordi, Polygnathus alatus, Polygnathus lodinensis, Polygnathus pollocki, Polygnathus xylus.

3- Upper *falsiovalis* to *transitans* zones

این زیست‌زون با ضخامت ۶۳ متر در بردارنده نمونه‌های S102 تا S167 می‌باشد. سنگ شناسی این زیست‌زون شامل شیل‌های نازک لایه سبز و قرمز رنگ، سنگ آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم لایه، تناوب سنگ آهک‌های نازک لایه و مارن‌های قرمز رنگ و سنگ آهک‌های خاکستری نازک تا متوسط لایه است. مرز زیرین این زیست‌زون منطبق بر اولین حضور *Ancyrodella pristina* Khalymbadzha & Chernysheva 1970 در early *falsiovalis* zone (Ziegler & Sandberg, 1996) و مرز بالایی آن منطبق بر اولین حضور *Polygnathus aequalis* Klapper and Lane 1985 در *transitans* Zone است (Ziegler & Sandberg, 1996) که اولین حضور این گونه نشان دهنده مرز زیرین زیست‌زون بعدی است. حضور گونه‌های کنودونتی نظیر *Icriodus excavatus*، *Icriodus expansus* و *Polygnathus angustidiscus* که گستره سنی آنها از ژیوتین پسین تا محدوده‌هایی از فرازنین می‌باشد به همراه گونه‌های کنودونتی *Polygnathus aspelundi*، *Polygnathus* cf. *dubius*، *Polygnathus elegantulus*، *Polygnathus lodinensis*، *Polygnathus pollocki*، *Polygnathus webbi* و *Polygnathus xylus* که از نمونه‌های شاخص فرازنین پیشین تا زیست‌زون (*transitans* Zon) می‌باشند، به پیشنهاد زیست‌زون upper *falsiovalis* and *transitans* zones منجر گردید. زیست‌زون‌های *punctata*، *hassi* و *jamieae* به دلیل نبود گونه‌های شاخص، قابل تفکیک از زیست‌زون ارائه شده نبوده است.

4- *transitans* to early *rhenana* zones

این زیست‌زون با ۶۲ متر ضخامت در بردارنده نمونه‌های S168 تا S230 می‌باشد. سنگ شناسی این زیست‌زون شامل سنگ آهک‌های خاکستری نازک تا متوسط لایه و تناوب شیل‌ها و سنگ آهک‌های خاکستری نازک تا متوسط لایه و پرفسیل است. مرز زیرین این زیست‌زون منطبق بر اولین حضور *Polygnathus aequalis* Klapper and Lane 1985 در *transitans* zone است (Ziegler & Sandberg, 1996) و مرز بالایی آن بر اولین حضور *Icriodus alternatus alternatus* Branson & Mehl 1934 در Upper *rhenana* Zone منطبق است که اولین حضور این گونه نشان دهنده مرز زیرین زیست‌زون بعدی است (Ji & Ziegler, 1993). سایر کنودونت‌های این زیست‌زون عبارتند از:

Polygnathus alatus, Polygnathus brevilaminus, Polygnathus cf. *decororosus, Polygnathus politus, Polygnathus pseoduxylus, Polygnathus webbi, Polygnathus zinaidae.*

5- Upper *rhenana* to *linguiformis* zones

این زیست‌زون با ۷۰ متر ضخامت در بردارنده نمونه‌های S230 تا S300 می‌باشد. سنگ شناسی این زیست‌زون شامل تناوب شیل‌ها، سنگ آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم لایه و سنگ آهک‌های ماسه‌ای، سنگ آهک های مارنی و سنگ آهک‌های خاکستری است. مرز زیرین این زیست‌زون بر اولین حضور *Icriodus alternatus alternatus* Branson and Mehl 1934 در Upper *rhenana* Zone منطبق است (Ziegler & Sandberg, 1996) و مرز بالایی آن نیز منطبق بر آخرین حضور *Polygnathus politus* Ovanatanova 1969، *Polygnathus webbi* Stauffer 1938، *Polygnathus alatus* Huddle 1934 و *Polygnathaus evidens* Klapper & Lane 1985 در زیست‌زون *linguiformis*

zones است (Ziegler & Sandberg, 1996) که آخرین حضور این گونه‌ها نشان دهنده مرز زیرین زیست‌زون بعدی است. سایر کنودونت‌های این زیست‌زون عبارتند از:

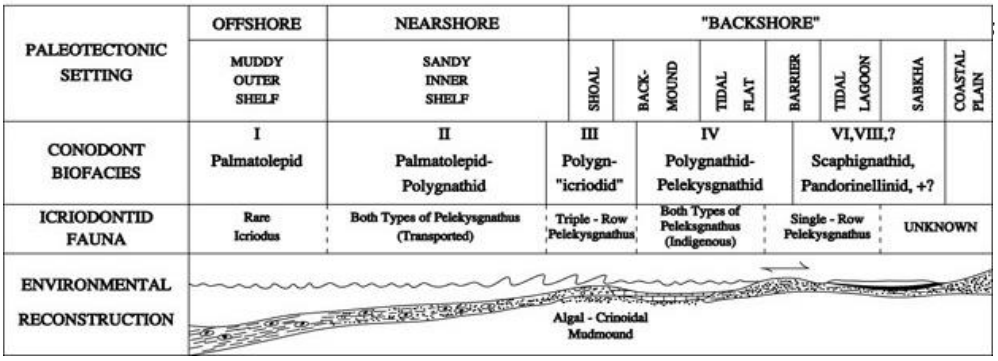
Icriodus alternatus alternatus, Icriodus alternatus helmsi, Icriodus iowaensis, Polygnathaus evidens, Polygnathus aequalis, Polygnathus alatus, Polygnathus brevilaminus, Polygnathus politus, Polygnathus webbi.

6- *triangularis* to *termini* zones

این زیست‌زون با ۱۰ متر ضخامت در بردارنده نمونه‌های S300 تا S310 می‌باشد. سنگ شناسی این محدوده تناوبی از مارن‌های قرمز رنگ با میان لایه‌های سنگ آهکی نودولار است. مرز زیرین این زیست‌زون منطبق بر آخرین حضور *Polygnathus politus* Ovanatanova 1969، *Polygnathus webbi* Stauffer 1938، *Polygnathus alatus* Huddle 1934 و *Polygnathaus evidens* Klapper & Lane 1985 و اولین حضور *Palmatolepis triangularis* Sannemann 1955 در early *triangularis* (Ji & Ziegler, 1993) و مرز بالایی آن نیز در این برش توسط با ناپیوستگی محدود شده است. همچنین کنودونت‌هایی نظیر *Icriodus alternatus helmsi*، *Polygnathus semicostatus* و *Palmatolepis termini* معمولاً شاخص زون کنودونتی *termini* می‌باشند. سایر کنودونت‌های این زیست‌زون نظیر *Ancryognathus sinelamina*، *Bispathodus stabilis*، *Icriodus alternatus* *Palmatolepis quadranti-glabra pectinate*، *Palmatolepis sandbergi nodosalobata*، *Palmatolepis tenuipunctata*، *Polygnathus granulosus* و *Polygnathus nodocostatus* نیز همچنین شاخص فامنین پیشین، زیست‌زون *crepida* یا معادل بخش‌هایی از آن یعنی زیست‌زون *termini* می‌باشند (جدول ۲).

زیست رخساره‌های کنودونتی

در بررسی زیست رخساره‌های کنودونتی از مدل‌های ارائه شده توسط Sandberg (1976)، Weddige & Ziegler (1976)، Sandberg & Ziegler (1978)، Sandberg & Dreesen (1984) و Ziegler & Weddige (1999) استفاده شده است (شکل ۵). به طور کلی در برش مورد مطالعه زیست رخساره‌های کنودونتی از رخساره Icriodid-Polygnathid که در آن *Icriodus* جنس غالب است (*Icriodus*-dominated) تا رخساره Polygnathid-Icriodid که در آن *Polygnathus* جنس غالب می‌باشد (*Polygnathus*-dominated) در نوسان می‌باشند. در برخی از افق‌ها فراوانی این دو جنس به ۱۰۰٪ می‌رسد و در برخی از افق‌ها فراوانی آنها به طور قابل ملاحظه‌ای کاهش می‌یابد. برخی از جنس‌ها نظیر *Ancyrodella*، *Bispathodus* و *Palmatolepis* از فراوانی نسبتاً کمی (از ۱۰> عنصر کنودونتی در هر نمونه تا حدود ۵۰> عنصر کنودونتی در هر نمونه) برخوردارند.

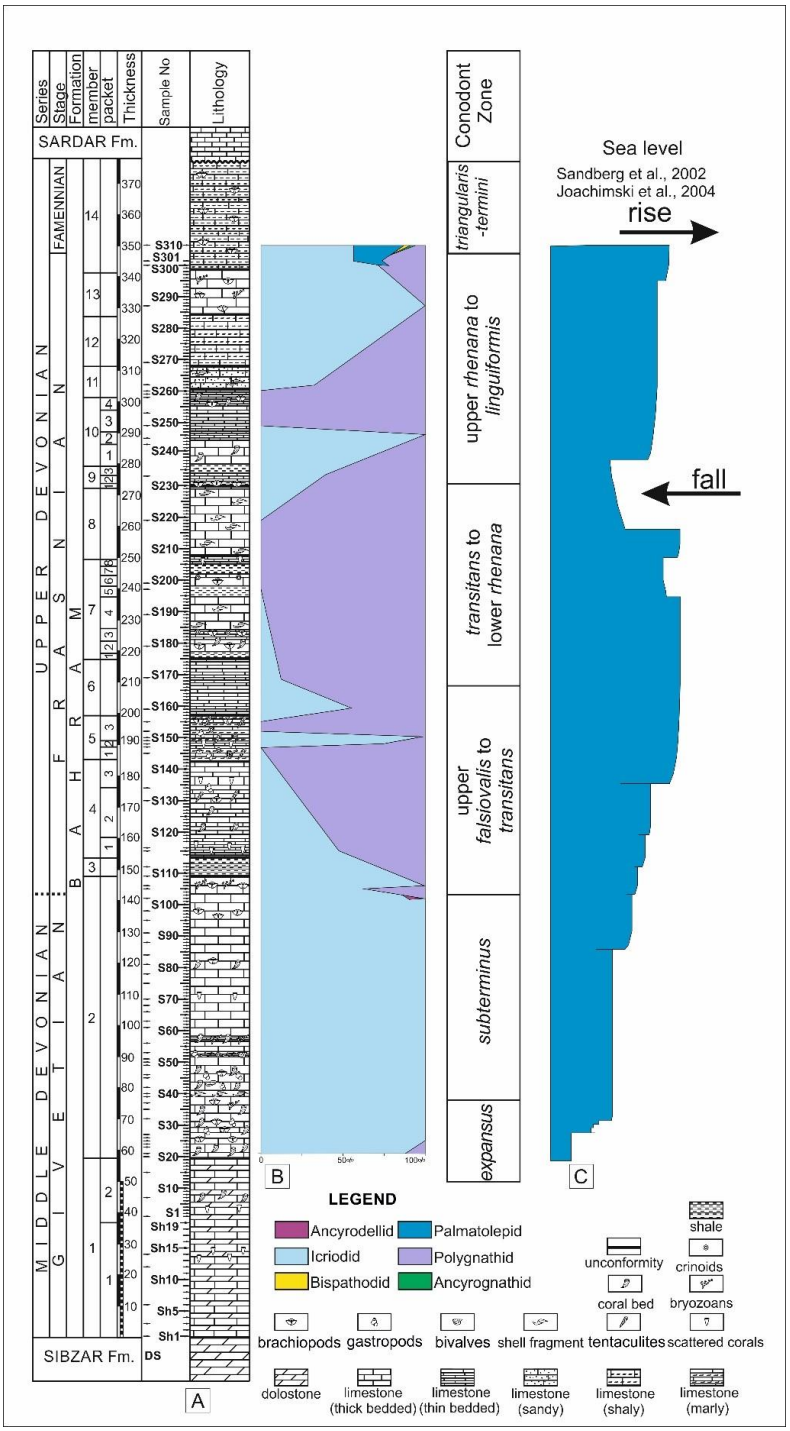


شکل ۵: مدل زیست رخساره‌ای کنودونتی دونین پسین (Sandberg & Dreesen, 1984).

جدول ۲: توزیع فراوانی کنودونت‌ها در برش مورد مطالعه

Kuh-e-Bande-Abdol-Hossein - Anarak	S21	S25	S27	S32	S35	S40	S51	S56	S63	S81	S82	S88	S95	S98	S102	S105	S109	S115	S147	S149	S150	S152	S155	S159	S169	S197	S199	S219	S233	S242	S249	S260	S262	S287	S300	S301	S310	TOTAL
Ancyrodella cf. *pristina*																2																						2
Ancyrognathus sinelaminus																																					2	2
Bispathodus stabilis																																					3	3
Icriodus alternatus helmsi																														2			7	4	3	1	9	26
Icriodus alt. alternatus																													2				18	6	17	34	46	123
Icriodus iowaenssis																														56			6	6	3			71
Icriodus praealternatus																													2				3	1				6
Icriodus brevis	23	4	5	34											23																							89
Icriodus cedarensis												5			6						3																	14
Icriodus liliputensis					9							16			5	6	8	2																				46
Icriodus latecarinatus												7	5																									12
Icriodus subterminus						4	6	8	7			4	9	2																								40
Icriodus cornutus																																					9	9
Icriodus difficilis										1	4	9			5																							19
Icriodus eslaensis	2	9																																				11
Icriodus expansus	9		67		54							23			13	2					8																	176
Icriodus excavatus		5	3	2								2		5																								17
Icriodus arkonensis	8																																					8
Icriodus deformatus asymmetricus																																					4	4
Palmatolepis glabra pectinata																																					5	5
Palmatolepis cf. *delicatula*																																					1	1
Palmatolepis cf. *termini*																																					1	1
Palmatolepis triangularis																																					9	9
Palmatolepis quadrantinodosalobata																																					6	6
Palmatolepis sandbergi																																					3	3
Palmatolepis tenuipunctata																																					7	7
Polygnathus evidens																									1		2	1							4			8
Polygnathus brevilaminus																											65					54	43			5		167
Polygnathus aequalis																									7		9						11					27
Polygnathus alatus													1			2		3		4		1		5	6						4	2	5		1	1		35
Polygnathus krestovnikovi																													2				1	1	1	1		6
Polygnathus angustidiscus																											3	2										5
Polygnathus granulosa																																					6	6
Polygnathus nodocostatus																																					6	6
Polygnathus zinaidae																									9		6	12										27
Polygnathus cf. *semicostatus*																																					8	8
Polygnathus ling. linguifromis γ 1a	5																																					5
Polygnathus pseudoxylus																									15		12	3										30
Polygnathus politus																											24	8	3		9		8		4	5		61
Polygnathus webbi																			65			13	35		7		1	1			8	9	7		1	1		148
Polygnathus xylus												2			6	6		12							2													20
unassigned elements	2	8	12	1	5	3	15	1	1	4	1	9	14	5	6	7	123	12	18	69	3	17	12	13	89	12	53	1	13	14	16	12	13	15	9	9	1	648
TOTAL	49	26	87	37	80	7	21	9	8	5	5	77	28	7	59	31	150	53	83	73	19	31	84	24	143	77	99	11	16	72	37	87	122	31	40	81	131	1917

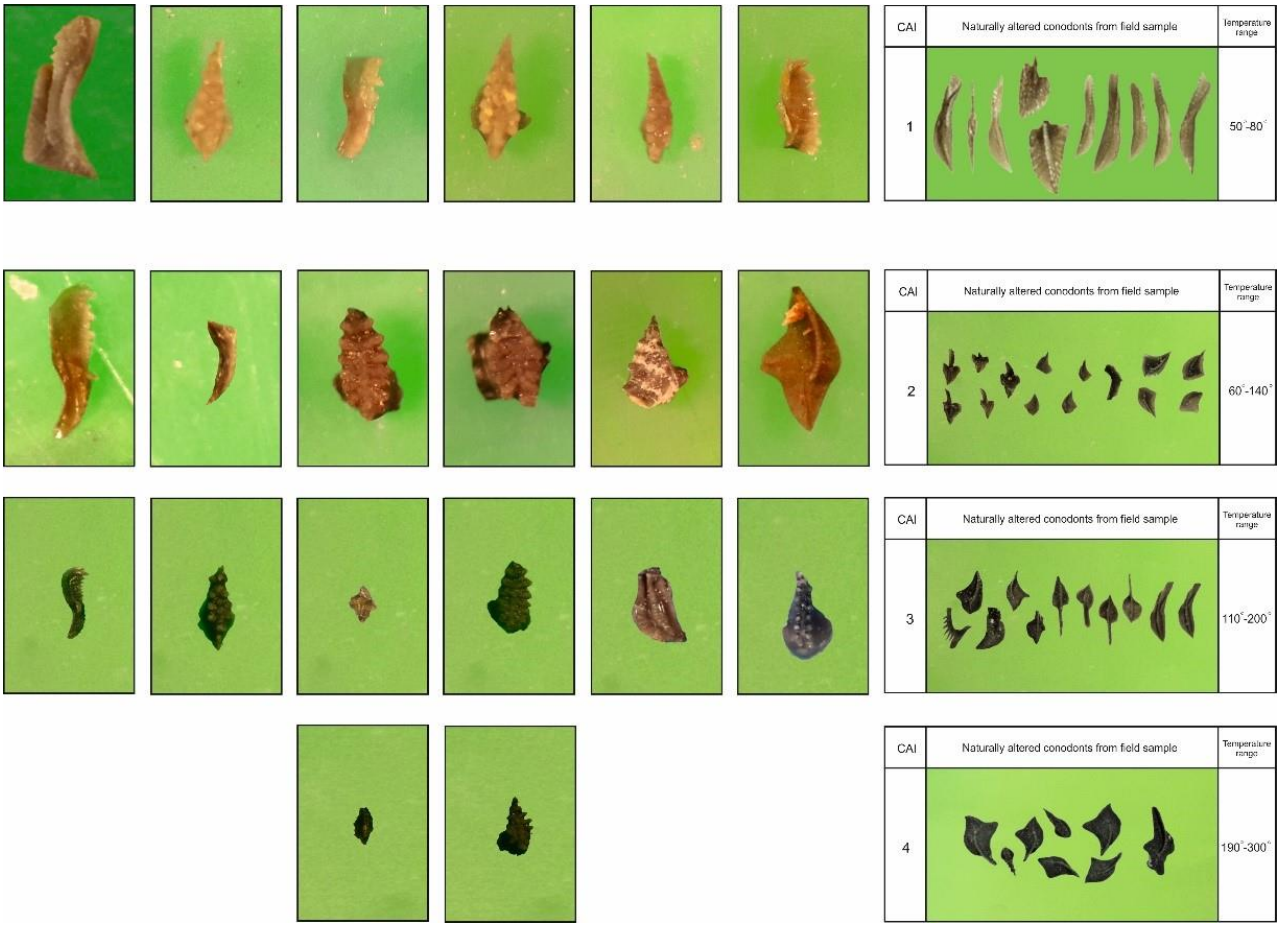
بر اساس رخساره‌های مطالعه شده، به طور کلی زیست‌زون‌هایی با رخساره *Icriodus*-dominated مربوط به نواحی کم عمق و رخساره *Polygnathus*-dominated تا نواحی دور از ساحل می‌باشند و در بخش‌های انتهایی فامنین به دلیل وجود تعداد نسبتاً قابل قبول پالماتولپیدها رخساره‌های زیستی تا دریای باز نیز قابل تعمیم می‌باشند، ولی به دلیل تعداد کم کنودونت‌ها در هر نمونه بررسی تغییرات زیست‌رخساره‌ها به صورت جزیی امکان پذیر نمی‌باشد. با توجه به نبود نهشته‌های تخریبی و حضور گونه‌های مختلف کنودونتی پالماتولپید (البته با فراوانی نسبتاً کم)، احتمالاً برش مورد مطالعه نسبت به برش‌های مطالعه شده قبلی در سایر بخش‌های حوضه اصفهان از عمق بیشتری برخوردار بوده است. همچنین تغییرات عمق آب نیز با تغییرات سطح آب جهانی مطابقت نسبی دارد (شکل ۶).



شکل ٦: تغییرات زیست رخساره‌ای کنودونت‌ها و تغییرات سطح آب در برش مورد مطالعه

شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها

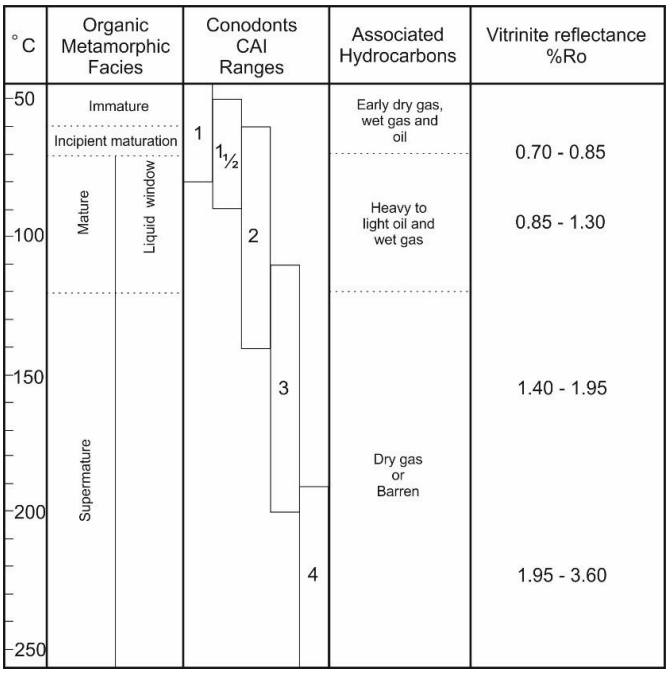
تغییر رنگ کنودونت‌ها فرآیندی بی‌بازگشت است که به سه عامل عمق، میزان زمان دفن شدگی و گرادیان حرارتی وابسته است (Epstein *et al.* 1977). با بررسی دقیق ریزساختارهای موجود در عناصر کنودونتی می‌توان علت تغییر رنگ آنها را شناسایی کرد و از طرفی دیگر با بررسی شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها می‌توان بلوغ بافتی، دگرگونی و میزان حرارت افق‌های کنودونت‌دار و در نهایت دمای لازم جهت حضور یا نبود مواد هیدروکربوری را بررسی نمود (Königshof *et al.*, 2003). بر طبق جداول استاندارد، شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها در برش مورد مطالعه بین ۱/۵ تا ۴/۵ می‌باشد که حرارت ۶۰ تا ۵۰۰ درجه را نشان می‌دهند. عناصر کنودونتی در زیست‌زون‌های ژیوتین پسین دارای شاخص CAI=1.5-2 و رنگ روشن، در فرازنین تیره با شاخص CAI=4-4.5 و در فامنین روشن بوده و شاخص CAI=1.5-2 را نشان می‌دهند (شکل ۷ تا ۹).



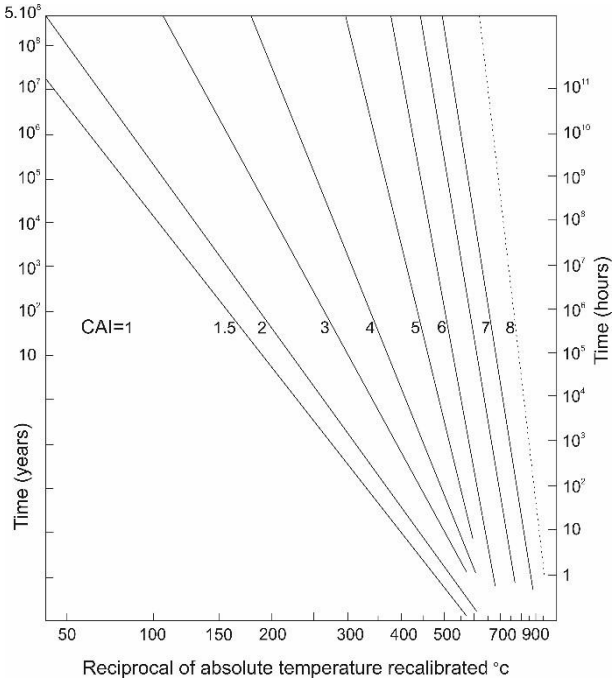
شکل ۷: تعیین رنگ عناصر کنودونتی و مقایسه آنها با شاخص‌های تغییر رنگ جهانی.

نتیجه‌گیری

باتوجه به نبود نهشته‌های تخریبی در سازند و بهرام و وجود نسبی کنودونت‌هایی نظیر ایکریودیدها، پلی‌گناتیدها، بیسپاتودیدها و پالماتولپیدها در برش کوه بند عبدالحسین انارک می‌توان نتیجه گرفت که این برش شباهت حوضه‌ای بیشتری با کنودونت‌های حوضه طبس دارد و نسبت به



شکل ۸: جدول شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها در ارتباط با درجات رخساره‌های دگرگونی زیستی و رابطه آن با وجود یا نبود هیدروکربور (Epstian et al., 1977)



شکل ۹: نمودار رابطه زمان رسوب گذاری و درجه حرارت (Epstian et al., 1977)

برش‌های مطالعه شده در حوضه اصفهان دارای عمق بیشتری است. بررسی زیست رخساره‌های کنودونتی حاکی از افزایش عمق حوضه به سمت انتهای فرازنین بوده و شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها نیز حاکی از کاهش گرادیان حرارتی و دگرگونی در فامنین نسبت به فرازنین می‌باشد.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از حمایت‌های مالی و معنوی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان قدردانی می نمایند. همچنین از حمایت‌های علمی و لجستیکی گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان سپاس‌گزارند.

منابع

بهرامی، ع.، ۱۳۹۰. زیست چینه نگاری نهشته‌های دونین پایانی ـ کربونیفر آغازین در شرق ایران بر اساس کنودونت‌ها. *رساله دکتری، دانشگاه اصفهان*، ۲۰۵ ص.

بختیاری، ا. ح.، ۱۳۹۴. اطلس راه‌های ایران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰. *مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی*، ۲۸۸ ص.

خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۶. چینه شناسی و رخدادهای زمین شناسی. *انتشارات دانشگاه تهران*، ۴۶۲ ص.

هوشمندزاده، ع.، نبوی، م. ح.، حمدی، ب، ۱۳۶۷. سنگ‌های پرکامبرین ـ کامبرین پایین در ایران. *مجموعه مقالات سمینار بررسی ذخایر و توان معدنی استان یزد.*

هویدا، م.، بهرامی، ع.، یزدی، م، ۱۳۹۵. زیست چینه نگاری و زیست رخساره‌های نهشته‌های دونین سازند بهرام در برش کوه شوراب (جنوب غرب دامغان) بر اساس فونای کنودونتی. *پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی*، ۶۴ (۳): ۷۵-۹۲.

Adrichem Boogaert, H.A., 1967. Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Geologische Mededelingen*, 39: 129–192.

Aghanabati, A., 2010. Stratigraphy of Iran. *Geological Survey of Iran*, Tehran, 1297 p.

Almasian, M., 1997. Tectonics of the Anarak area (Central Iran). Ph.D. thesis, *University of Islamic Azad, Science and Research Unit*, 164 p.

Bahrami, A., Boncheva, I., Königshof, P., Yazdi, M., & Ebrahimi Khan-Abadi, A., 2014a. Mississippian/ Pennsylvanian boundary interval in Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92: 187–200.

Bahrami, A., Zamani, F., Corradini, C., Yazdi, M., & Ameri, H., 2014b. 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 (3): 179–188.

Bahrami, A., Königshof P., Boncheva, I., Yazdi, M., Ahmadi Nahre Khalaji, M., & 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., Boncheva, I., Tabatabaei, M.S., Yazdi, M., & Safari, Z., 2015. Middle Devonian (Givetian) conodonts from the northern margin of Gondwana (Soh and Natanz regions, north-west Isfahan, Central Iran): biostratigraphy and palaeoenvironmental implications. *Palaeobiodiversity and Paleoenvironments*, 95 (4): 555–577.

Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210–265.

Bischoff, G., & Ziegler, W., 1957. Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, 22: 1–136.

Branson E.B., & Mehl, M.G., 1934. Conodonts from the Grassy Creek Shale of Missouri. *The University of Missouri Studies*, 8: 171–259.

Branson, E.B., 1934. Conodonts from the Hannibal Formation of Missouri. *The University of Missouri Studies*, 8 (4): 301–343.

Brett, C.E., Baird, G.C., Bartholomew, A.J., DeSantis, M.K., & Ver Straaten, C.A., 2011. Sequence stratigraphy and a revised sea-level curve for the Middle Devonian of eastern North America. *In*: Brett, C.E., Schindler, E., & Königshof, P. (eds.), Sea-level cyclicity, climate change, and bioevents in Middle Devonian marine and terrestrial environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 304 (1–2): 21–53.

Bultynck, P., 1974. Conodontes de la Formation de Fromelennes du Givetien del'Ardenne franco-belge. Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. *Sciences de la Terre*, 50: 1–30.

Bultynck, P., 1987. Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre-Sahara Morocco and the Ardennes. *Bulletin van het Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen, Aardwetenschappen*, 57: 149–181.

Bultynck, P., & Gouwy, S., 2008). Reference sections for the Middle Givetian substage. *Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter*, 23: 21–26.

Chatterton, B.D.E., 1978. Aspects of late Early and Middle Devonian conodont biostratigraphy of western and northwestern Canada. In: C.R., Stelck, & Chatteron, B.D.E., (eds.), Western and Arctic Canadian biostratigraphy. *Geological Association of Canada, Special Paper*, 18: 161–231.

Clausen, C.D., Weddige, K., & Ziegler, W., 1993. Devonian of the Rhenish Massif. *Subcommission on Devonian Stratigraphy, Newsletter, 10*, 18–19.

Corradini, C., 1998. Famennian conodonts from two sections near Vilasalto. *In*: Serpagli, E., (ed.), Seventh International Conodont Symposium held in Europe, Sardegna Field Trip Guidebook, June 18-22, 1998. *Giornale die Geologica, Serie 3a, Special Issue*, 60: 122–135.

Ernst, A., Königshof, P., Bahrami, A., Yazdi, M., & Boncheva, I., 2017. A Late Devonian (Frasnian) bryozoan fauna from the central Iran. *In*: Mottequin, B., Slavik, L., & Königshof, P., (eds.), Climate change and biodiversity patterns in the mid-Palaeozoic. *Proceedings-Volume IGCP 596/SDS Meeting Brussels, Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 97 (3): 541–552.

Flügel, E., & Kiessling, W., 2002. Patterns of Phanerozoic reef crises. *In*: Kiessling, W., Flügel, E., & Golonka, J., (eds.), Phanerozoic reef Patterns. *SEPM Special Publication*, 72: 691–733.

Hairapetian, V., Ghobadi Pour, M., Popov, L.E., Hejazi, S.H., & Holmer, L.E., 2015. Ordovician of the Anarak Region: implications in understanding Early Palaeozoic history of Central Iran. *Stratigraphy*, 12 (2): 22–30.

Hinde, G.J., 1879. On conodonts from the Chazy and Cincinnati group of the Cambro-Silurian and from the Hamilton and Genesee shale divisions of the Devonian in Canada and the United States. *Geological Society of London Quarterly Journal*, 35 (3): 351–369.

Houshmandzadeh, A., 1977. Metamorphism et granitisation du massif Chapedony (Iran Central). *Ph.D. Thesis, Universitè Scientifique et Medicale de Grenoble, France*, 242 p.

Huddle, J.W., 1934. Conodonts from the New Albany Shale of Indiana. *Bulletin America Paleontology*, 21: 1–136.

Ji, Q., 1989. On the Frasnian Conodont Biostratigraphy in the Guilin Area of Guangxi, South China. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 117: 303–322.

Ji, Q., & Ziegler, W., 1993. The Lali section: an excellent reference section for Late Devonian in South China. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 157: 1-183.

Joachimski, M.M., Breisig, S., Buggisch, W., Mawson, R., Gereke, M., Morrow, J. R., Day, J., & Weddige, K., 2009. Devonian climate and reef evolution: insights from oxygen isotopes in apatite. *Earth and Planet Science Letters*, 284: 599–609.

Johnson, J.G., Klapper, G., & Sandberg, C.A., 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, 69: 567–587.

Khalymbadzha, V.G., & Chernysheva, N.G., 1970. Conodont genus *Ancyrodella* from Devonian deposits of the Volga-Kamsky area and their stratigraphic significance: Biostratigraphy and paleontology of Paleozoic deposits of the eastern Russian Platform and western pre-Urals. *Kazan University*, 1: 81–103 (in Russian)

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

Klapper, G., & Ziegler, W., 1979. Devonian conodont biostratigraphy. *Special Paper on Palaeontology*, 23: 199–224.

Königshof, P., 2003. Conodont deformation patterns and textural alteration in Paleozoic conodonts*:* examples from Germany and France: *Senckenbergian alethae*, 149-156.

Königshof, P., Carmichael, S.K., Waters, J., Jansen, U., Bahrami, A., Boncheva, I., & Yazdi, M., 2017. Palaeoenvironmental study of the Palaeotethys Ocean: the Givetian-Frasnian boundary of a shallow-marine environment using combined facies analysis and geochemistry (Zefreh Section/Central Iran). *In*: Mottequin, B., Slavik, L., & Königshof, P., (eds.), Climate change and biodiversity patterns in the mid-Paleozoic. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 97 (3): 517–540.

Königshof, P., Da Silva, A.C., Suttner, T.J., Kido, E., Waters, J., Carmichael, S.K., Jansen, U., Pas, D., & Spassov, S., 2016. Shallow water facies setting around the Kacak Event: a multidisziplinary approach.

In: Becker, R.T., Königshof, P., & Brett C.E., (eds.), Devonian climate, sea level and evolutionary events. *Geological Society London, Special Publication*, 423: 171–199.

Kononova, L.I., Alekseev, A.S., Barskov, I.S., & Reimers, A.N., 1996. New species of polygnatoid Conodonts from Frasnian of Moskow syneclise. *Paleontologicheskii Journal*, 3: 94–99.

Lensch, G., & Davoudzadeh, M., 1982. Ophiolites in Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 5: 306–320.

Leven, E.J., & Gorgij, M.N., 2006. Upper Carboniferous–Permian Stratigraphy and Fusulinids from the Anarak Region, Central Iran. *Russian Journal of Earth Sciences*, 8, 1-25.

Lüddecke, F., Hartenfels, S., & Becker, R.T., 2017. Conodont biofacies of a monotonous middle Famennian pelagic carbonate succession (Ballberg Quarry, northern Rhenish Massif). *In:* Mottequin, B., Slavic, L., & Königshof, P., (eds.), Climate change and biodiversity patterns in the mid-Paleozoic. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 97 (3): 591–614.

Motaghi, K., Tatar, M., Priestley, K., Romanelli, F., Doglioni, C., & Panza, G.F., 2015. The deep structure of the Iranian Plateau. *Gondwana Research*, 28 (1), 407–418.

Mottequin, L., Slavik, L., & Königshof, P., (eds.), 2017. Increasing knowledge on biodiversity patterns and climate changes in Earth`s history by international cooperation: introduction to the prceedings IGCP 596/SDS Meeting Brussels (2015). In B. Mottequin, L. Slavic & Königshof, P., (eds.), Climate change and biodiversity patterns in the mid-Paleozoic. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 97 (3): 367–374.

Müller, K.J., & Muller, E.M., 1957. Early Upper Devonian (Indipendence) Conodonts from Iowa, part I. *Journal of Paleontology*, 31: 1069–1108.

Narkiewicz, K., 2011. Biostratygrafia konodontowa Dewonu Środkowego obszaru Radomsko-Lubelskiego. *Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego*, 196: 147–192.

Narkiewicz, K., & Bultynck, P., 2007. Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom-Lublin area, SE Poland. *Geological Quarterly*, 51: 419–442.

Narkiewicz, K., & 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.

Ovanatanova, N.S., 1969. New Upper Devonian conodonts from the central region of the Russian platform and of the Timan. *Vsesoyuznyy Nauchno-Issledovatel'skiy Geologriazvedochnyy Neftyanoy Institut, Trudy*, 93: 139–141.

Reyer, D., & Mohafez, S., 1970. Une premiere contribution des accords NIOC–ERAP a la connaissance geologique de l´ Iran. *Review Institute de France Petrology*, 25: 979–1014.

Sandberg, C.A., 1976. Conodont biofacies of Late Devonian polygnathus styriacus Zone in western United State. In Barnes, C.R., (ed.), Conodont Paleoecoloy. *Geological Association of Canada, Special Paper*, 15: 171–186.

Sandberg, C.A., & Dreesen, R., 1984. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow water Conodont zonation. *In*: Clark, D.L., (ed.), Conodont biofacies and provincialism. *Geological Society of America, Special Paper*, 196: 143–178.

Sandberg, C.A., Morrow, J.R., & Ziegler, W., 2002. Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. *In:* Koeberl, C., & MacLeod, K.G., (eds.), Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond. Boulder, Colorado, *Geological Society of America Special Paper*, 356: 473–487.

Sandberg, C.A., Ziegler, W., Dreesen, R., & Butler, J.L., 1992. Conodont Biochronology, Biofacies, Taxonomy, and Event-Stratigraphy around Middle Frasnian Lion Mudmound (F2h)-Frasnes. Belgium, *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 84 p.

Sannemann, D., 1955. Oberdevonische Conodonten (to IIa). *Senckenbergiana Lethaea*, 26: 123–156.

Scotese, C.R., 2001. Atlas of Earth-History. Paleogeography, Vol. 1. Arlington, Texas. Paleomap Project. 52p.

Sharkovski, M., Susov, M., & Krivyakin, M., 1984. Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory text of the Anarak quadrangle map. *Geological Survey of Iran*, *Scale*, 1: 250.000, V/O Technoexport, Report, 19. Tehran, 143 p.

Soffel, H.C., & Förster, H.G., 1984. Polar wander path of the Central-East-Iran Microplate including new results. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, *Abhandlungen*, 168 (2/3): 165–172.

Soffel, H.C., Davoudzadeh, M., Rolf, C., & Schmidt, S., 1996. New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. *Geologische Rundschau*, 85: 293–302.

Söte, T., Hartenfels, S., & Becker, R.T., 2017. Uppermost Famennian stratigraphy and facies development of the Reigern Quarry near Hachen (northern Rhenish Massif, Germany). *In:* Mottequin, B., Slavic, L., & Königshof, P., (eds.), Climate change and biodiversity patterns in the mid-Paleozoic. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 97 (3): 633–654.

Spalletta, C., Perri, M.C., Corradini, C., & Over, D.J., 2017. Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. *Bulletin of Geosciences*, 92 (1): 31-57.

Stauffer, C.R., 1938. Conodonts of the Olentangy Shale. *Journal of Paleontology*, 12: 411–433.

Stauffer, C.R., 1940. Conodonts from the Devonian and associated clays of Minnesota. *Journal of Paleontology*, 14 (2): 417–435.

Szulczewski, M., 1971. Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 21: 1–130.

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

Weddige, K., & 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.

Wendt, J., Hayer, J., & Karimi Bavandpour, A., 1997. Stratigraphy and depositional environment of Devonian sediments in northeast and east-central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, *Abhandlungen*, 206: 277–322.

Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimi Bavandpur, A., 2002. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part I. Southeastern Iran. *Acta Geologica Polonica*, 52: 129–168.

Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimi 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.

Witzke, B.J., Ludvigson, G.V., & Day, J., 1996. Introduction: Paleozoic applications of sequence stratigraphy. *Geological Society of America Special Papers*, 306: 1–6.

Yazdi, M., 1999. Late Devonian-Carboniferous conodonts from Eastern Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 105 (2): 167–200.

Youngquist, W.L., 1947. A new Upper Devonian conodont fauna from Iowa. *Journal of Paleontology*, 21 (2): 95–112.

Youngquist, W.L., & Peterson, R.F., 1947. Conodonts from the Sheffield Formation of north-central Iowa. *Journal of Paleontology*, 21: 242–253.

Zahedi, M., 1973. Etude geologique de La region de Soh (W de Iran central). *Geological Survey of Iran*, 27: 197.

Ziegler, W., & Huddle, J.W., 1969. Die Palmatolepis glabra-Grupe (Conodonta) nach der Revision der Typen von Ulrich and Bassler durch J.W. Huddle. *Geologie Rheinland und Westfalen*, 16: 377–386.

Ziegler, W., & Klapper, G., 1976. Systematic paleontology. In W., Ziegler, G., Klapper, & J.G., Johnson, (eds.), Redefinition and subdivision of the varcus-Zone (Conodonts, Middle-? Upper Devonian) in Europe and North America. *Geologica et Palaeontologica*, 10: 117–127.

Ziegler, W., & Sandberg, C.A., 1984. Palmatolepis-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. *In*: Clark, D.L., (ed.), Conodont biofacies and provincialism. *Geological Society of America Special Paper*, 179–194.

Ziegler, W., & Sandberg, C.A., 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 121: 1–115.

Ziegler, W., & Sandberg, C.A., 1996. Reflexions on the Frasnian and Famennian Stage boundary decisions as a guide to future deliberations. *Newsletters on Stratigraphy*, 33: 157–180.

Ziegler, W., & Weddige, K., 1999. Zur Biologie, Taxonomie und Chronologie der Conodonten. *Paläontologische Zeitschrift*, 73: 1–38.

Biostratigraphy, biofacies and conodont CAI (Conodont Alteration Index) of the Middle-Late Devonian deposits in Kuh-e-Bande-Abdol-Hossein (SE Anarak)

Shakeri, B.[1], Bahrami, A.[2*], Vaziri-Moghaddam, H.[3], Konigshof, P.[4]

1- M.Sc in Stratigraphy and Palentology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran
2- Associate professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran
3- Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran
4- Professor, Senckenberg Research Institute and Natural History Museum, Frankfort, Germany

*Email: bahrami_geo@yahoo.com

Introduction

The Kuh-e-Bande-Abdol-Hossein section, which is located southeast of Anarak, was first mentioned by Reyer and Mohafez (1970) and later examined in more detail by Sharkovski *et al*. (1984) and Wendt *et al*. (2005). We re-examined this section because it is mainly composed of sedimentary rocks ranging from Ordovician to Permian age (Hairapetian *et al*. 2015; Lensch and Davoudzadeh 1982). Herein we focus on the Middle to Upper Devonian strata in order to establish the biostratigraphic framework of this section by means of conodonts. We also briefly discuss the conodont biofacies of the Kuh-e-Bande-Abdol-Hossein section.

Material and methods

The measured profile is located approximately 32 km southeast of Anarak and 180 km northeast of Isfahan (E 53° 52′ 55″ and N 33° 10′ 90″ WGS coordinates). The entire section has a thickness of approximately 1200 m. In order to improve the biostratigraphy of the Kuh-e- Bande-Abdol-Hossein section, 78 conodont samples of roughly 2 to 3 kg each were taken from the 366m of carbonates and processed by conventional methods using 10% formic acid. Washed residues were sieved and separated into three fractions, and conodonts were handpicked utilizing a microscope. Depending on the depositional facies setting, the number of conodonts per sample is highly variable, e.g., in dolostones, no conodonts were found. In contrast, in shallow-water limestones, a good number of species occurred in separate beds. A total number of 1917 conodonts were obtained from the residues, which led to the identification of 41 species and subspecies within six genera.

Discussion

Based on the revealed conodont data, six conodont zones were discriminated as follow:
expansus zone, *subterminus* zone, Upper *falsiovalis* to *transitan*s zones, *transitans* to lower *rhenana* zones, upper *rhenana* to *linguiformis* zones, *triangularis* to *termini* zones. Bahram Formation at the studied profile spans late Givetian (*expansus* zone) to Early *Famennian* (*triangularis* to *termini* zones. Biofacies interpretation and conodont frequency reveal the Icriodid-Polygnathis to Polygnathid-Icriodid biofacies due to the deepening of the depositional basin. CAI interpretation also shows the variation from CAI=1/5-2 to CAI=4-4/5. The studied interval is composed of an overall shallow-water, nearshore to open marine facies setting.

Acknowledgment

This study is undertaken at the Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan. The financial supports by the Vice-Chancellor for Research and Technology, University of Isfahan, was highly appreciated.

Keywords: Bahram Formation; Northeastern Isfahan; Conodonts; sequence stratigraphy; Givetian-Famennian.

References

Hairapetian, V., Ghobadi Pour, M., Popov, L.E., Hejazi, S.H., & Holmer, L.E., 2015. Ordovician of the Anarak Region: implications in understanding Early Palaeozoic history of Central Iran. *Stratigraphy*, 12 (2): 22–30.

Lensch, G., & Davoudzadeh, M., 1982. Ophiolites in Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 5: 306–320.

Reyer, D., & Mohafez, S., 1970. Une premiere contribution des accords NIOC–ERAP a la connaissance geologique de l´ Iran. *Review Institute de France Petrology*, 25: 979–1014.

Sharkovski, M., Susov, M., & Krivyakin, M., 1984. Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory text of the Anarak quadrangle map, Scale, 1: 250.000,. *Geological Survey of Iran*, V/O Technoexport, Report, 19. Tehran, 143 p.

Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimi 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.