



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
E-ISSN: 2423-8007
Document Type: Research Paper
Vol. 36, Issue 1, No. 78, Spring 2020, pp. 61-88
Received: 28.10.2019 Accepted: 27.01.2020

Ordovician conodonts of the Katkoyeh formation in the Kuh-e-Bonorg section, Kalmard Horst (west of Tabas)

Mohammad Nezhadabbas

*M.Sc. Student in Paleontology & Stratigraphy, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
arad.nezhadabbas@gmail.com*

Abbas Ghaderi*

*Assistant Professor, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
aghaderi@um.ac.ir*

Hadi Jahangir

*Ph.D. in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Golestan University, Gorgan, Iran
jahangir.hadi@gmail.com*

Ali Reza Ashouri

*Professor, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
ashouri@um.ac.ir*

Abstract

In this research, Ordovician conodonts obtained from the sedimentary succession of the informal Katkoyeh formation is studied in a stratigraphic section at the south of Kuh-e-Bonorg, eastern flank of Kalmard Anticline in the west of Tabas (Central Iran). The formation which is partly equivalent to the succession of the Shirgesht Formation in Tabas Block is unconformably overlaid the Kalmard Formation (attributed to the Neoproterozoic) and disconformably overlain by the Carboniferous Gachal formation. The Katkoyeh formation with 214.8 meter thickness is divided into three lithostratigraphic members including the Lower Sandstone (mostly quartzarenite to litharenite), Middle Shale (red to green shales interbedded with some dolomitic and calcareous sandstones, in laminated wavy stromatolite structure at the base) and Upper Carbonate (limestones, dolostones and marls). The section was sampled bed by bed for conodont studies so that 80 samples have been selected, however only seven of them were productive. Within the selected samples, six genera and 14 species of coniform and ramiform conodont elements are determined, a few of them are reporting for the first time from Iran. The obtained conodonts demonstrate the faunal assemblages equal to the *proteus*, *elegans-evae* and *diprion* Zones which confirm the age of Early Ordovician (late Tremadocian–Floian) for the studied section. The whole conodont material display a faunal affinity with the Baltoscandic and Argentina paleobiogeographic provinces.

Keywords: Conodont, Floian, Katkoyeh formation, Ordovician, Tremadocian.

Introduction

In spite of the moderately -exposed outcrops of the Ordovician successions throughout the country, most of the stratigraphical studies in Iran are focused on Alborz Range (e.g.; Gansser and Huber 1962, Muller 1973, Ghavidel-Syooki 2006, Ghobadi Pour et al. 2007, 2011; Jahangir et al. 2016) and the appropriate data from the other regions are restricted to a few published reports (e.g.; Ruttner et al. 1968, Aghanabati 1977, Hamed 1995, Ghaderi et al. 2008). Especially our knowledge is very little about the conodont contents of the Ordovician rocks in Iran. The Ordovician sedimentary succession in the north of Tabas in central Iran have been introduced as the Shirgesht Formation by Ruttner et al. (1968). The rock sequences of this formation composed of brown, cream, and green to red limestones, shales and partly sandstones with hardly more than 800 m in thickness (Ghobadi Pour et al. 2006). Lithostratigraphically, the Ordovician sedimentary interval in

adjacent Kalmard Block (Aghanabati 2010) is different, includes more siliciclastic rocks somewhat carbonate beds in upper part. These succession has been considered as the Katkoyeh formation by Hamed and Wright (1992). The less known Katkoyeh formation as an informal stratigraphic rock unit in central Iran has been regarded to Arenigian to Ashgillian in the type area in Kerman region, but the age of the formation in the Kalmard type region is dissimilar in different studies. In the current research we have looked for the succession Katkoyeh formation in a section at the south of Kuh-e-Bonorg, eastern flank of the Kalmard anticline, from the age dating view, based on the conodont contents.

Material & Methods

In the Kuh-e-Bonorg section, 80 rock samples were collected bed by bed for conodont content while only seven of them were productive. For this purpose, sandy limestones,

*Corresponding author

dolomitic limestones and pure limestones with about 3–5 kg were dissolved by 10% formic acid and 20% acetic acid following the standard procedure for conodont extraction (e.g., Jeppsson & Anehus, 1995). Residue washed on appropriate clean 18 and 230 mesh sieve-stack (0.85 to 0.063 mm). The extracted conodont collections stored in the Ferdowsi University of Mashhad, Iran under the collection name with the FUM#MC prefix.

Discussion of Results & Conclusions

The Katkoyeh formation in the south of Kuh-e-Bonorg section is unconformably overlaid the Neoproterozoic rocks attributed to the Kalmard Formation and disconformably overlain by the Carboniferous Gachal formation. The Katkoyeh formation of 214.8 meter thickness in the studied area is divided into three members such as the Lower Sandstone (mostly quartzarenite to litharenite), Middle Shale (red to green shale interbedded with some dolomitic and calcareous sandstone, in laminated wavy stromatolite structure at the base) and Upper Carbonate (limestones, dolostones and marls). Among the seven fossiliferous beds, we obtained the index conodonts of Lower Ordovician which belong to six genera and 14 species of coniform and

ramiform elements. The assemblage is correlative with the same collections from the Baltoscandic and Argentina paleobiogeographic provinces (e.g.; Mannik and Virra 2012; Voldman et al. 2017). The distribution of taxa in the stratigraphic succession is variable, in abundance of elements as well as in the number of taxa. The oldest conodonts in the section, *Drepanodus arcuatus* and *Drepanoistodus costatus*, come from the dolostones and dolomitic limestones of uppermost Tremadocian-early Floian *proteus* Zone (equivalent to *Acodus apex* Zone in NW Argentina Province) the sample MC208B. The next fossiliferous bed, MC232, comprises *Acodus triangularis*, *Acodus* cf. *deltatus*, *Drepanoistodus* cf. *nowlani*, *Drepanoistodus* cf. *bassiovalis*, *Drepanoistodus bassiovalis* and *Gothodus costalatus* which confirm Floian *elegans - evae* Zones (equivalent to *Gothodus vetus*–*Gothodus andinus* Zones in NW Argentina Province). The last productive beds, MC263–MC265, contain *Trapezognathus diprion* as the index taxon for upper evae Zone (equivalent to *Trapezognathus diprion* Zone in NW Argentina Province). This species confirm the age of late Floian for the uppermost part of the Katkoyeh formation in the Kuh-e-Bonorg section.

کنودونت‌های اردوویسین سازند کتکویه در جنوب کوه بزرگ، فرازمین کلمرد (باختر طبس)

محمد نژاد عباس، دانشجوی کارشناسی ارشد چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

arad.nezhadabbas@gmail.com

عباس قادری*، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

aghaderi@um.ac.ir

هادی جهانگیر، دکترای چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه گلستان، گلستان، ایران

jahangir.hadi@gmail.com

علیرضا عاشوری، استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

ashouri@um.ac.ir

چکیده

در پژوهش حاضر، کنودونت‌های اردوویسین به‌دست‌آمده از توالی رسوبی سازند غیررسمی کتکویه در برش چینه‌شناسی جنوب کوه بزرگ، یال خاوری تاقدیس کلمرد در باختر شهرستان طبس (ایران مرکزی) مطالعه شدند. سازند کتکویه در این برش با ناپیوستگی زاویه‌دار روی سازند کلمرد (متناسب به نئوپروتروزوئیک) قرار گرفته و خود با ناپیوستگی فرسایشی با واحدهای سنگی کربناته سازند گچال به سن کربنیفر پوشیده شده است. این سازند در برش یادشده با ۲۱۴/۸ متر ضخامت به سه عضو مختلف شامل عضو ماسه‌سنگ زیرین، عضو شیل میانی و عضو کربنات بالایی تقسیم می‌شود. در نمونه‌های برداشت‌شده از توالی یادشده، ۶ جنس و ۱۴ گونه مختلف از کنودونت‌های مخروطی و شاخه‌ای شناسایی شدند که برخی از آنها برای نخستین بار از ایران گزارش می‌شوند. مجموعه کنودونتی موجود یادآور حضور تجمع‌های فونی معادل با بایوزون‌های *diprion* و *elegans-evaе proteus* به سن اردوویسین پیشین (ترمادوسین پسین - فلوین) است و از دیدگاه زیست‌جغرافیای دیرینه با حوضه بالتواسکاندیک و آرژانتین قرابت فونی دارد.

واژه‌های کلیدی: اردوویسین، ترمادوسین، فلوین، سازند کتکویه، کنودونت

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۵۵۰۲۸۸۵۹

مقدمه

تغییرات نسبی سطح آب دریاها تأثیر شگرفی بر شکوفایی یا انقراض موجودات زنده داشته و آنچه در پالئوزوئیک پیشین اتفاق افتاده است، نمونه بسیار ارزشمندی در این زمینه است. پیشروی سطح آب دریاها در پالئوزوئیک پیشین (در قالب چرخه رسوبی رده اول) بسیار گسترده بوده و بسیاری از فرازمین‌های قدیمی را در سرتاسر زمین فرا گرفته است (برای نمونه، Algeo and Sessler 1995، Pratt and Holmden 2008)؛ از سویی، این پیشروی همخوانی جالب توجهی با توسعه چشمگیر حیات دریایی دارد که در آغاز دوره کامبرین با نام انفجار حیاتی^۱ و در آغاز اردوویسین با نام رویداد تنوع زیستی بزرگ^۲ خوانده می‌شود (Munnecke et al. 2010). هم‌زمان با توسعه دریاها، تنوع زیستی دریایی در طول دوره اردوویسین به‌طور درخور توجهی افزایش یافته (Sepkoski 1981) و پیچیدگی بدنی موجودات زنده دریایی نسبت به گذشته بسیار بیشتر شده است (Droser and Sheehan 1997)؛ در مقابل، در انتهای اردوویسین و هم‌زمان با رویداد یخچال‌زایی هیرنانتین و کاهش مشخص سطح نسبی آب دریاها، انقراض انبوهی روی داده است که به نام انقراض هیرنانتین معروف است (Munnecke et al. 2010).

زمین‌شناسی پالئوزوئیک پیشین ایران متأثر از حوادث یادشده است. هم‌زمان با پیشروی جهانی سطح آب دریاها در آغاز اردوویسین، سرزمین‌های ایرانی پری‌گندوانایی تحت تأثیر این رویداد قرار گرفته‌اند؛ به‌طوری‌که بسیاری از فرازمین‌های قدیمی منسوب به پرکامبرین به زیر آب رفته‌اند (Aghanabati 2010)؛ باوجوداین و به‌علت نوسان‌های شدید سطح آب در طول دوره اردوویسین (به‌ویژه در اردوویسین پایانی و هم‌ارز با رویداد هیرنانتین) و حتی پس از آن که با مراحل مختلف چرخه کالدونین هم‌زمان بوده است (Aghanabati 2010)، پسروی‌های متعددی انجام (برای نمونه، Ghavidel Syooki et al.

2011a) و چرخه‌های فرسایشی پس از اردوویسین در بسیاری از نقاط همچون بلوک کلمرد در خاور ایران مرکزی به‌نبود رسوبی عظیمی از اردوویسین تا دونین و گاه کربنیفر منجر شده‌اند (Aghanabati 1977; Ghaderi et al. 2008). مطالعه‌های دیرینه‌شناختی و زیست‌چینه‌نگاری اندکی روی طبقه‌های اردوویسین ایران مرکزی انجام شده‌اند که در بسیاری از آنها، زمان آغاز نوسان‌های نسبی سطح آب ناشناخته است؛ ازاین‌رو، ضروری به نظر می‌رسد طبقه‌های اردوویسین این منطقه بیشتر بررسی و ارزیابی‌های دیرینه‌شناختی به کمک ابزارهای دقیق‌تر انجام شوند. در پژوهش حاضر، باتوجه‌به وجود رخنمون‌های خوب از ردیف رسوبات اردوویسین در بلوک کلمرد، برش چینه‌شناسی در جنوب کوه بزرگ در سوی خاوری تاقدیس کلمرد انتخاب و از نظر ریزدیرینه‌شناسی به کمک کنودونت‌ها به‌طور دقیق بررسی شد؛ گفتنی است مطالعه دیرینه‌شناسی این توالی‌ها در بلوک کلمرد به‌علت غلبه ردیف رسوبات آواری و کمبود سنگواره مناسب تا حدی مشکل است. اگرچه کنودونت‌ها (یکی از گروه‌های بسیار ارزشمند سنگواره‌ای برای تعیین سن طبقه‌های پالئوزوئیک) در این ناحیه در دسترس قرار دارند، به‌جز دو مقاله منتشر شده درباره این طبقه‌ها در بخش شمالی بلوک کلمرد (Ghaderi et al. 2008) و واحدهای معادل آن به نام سازند غیررسمی کتکویه در پایانه جنوبی این بلوک در ناحیه زرنند کرمان (Zhen et al. 2001)، گزارش دیگری از کنودونت‌های اردوویسین این بلوک وجود ندارد؛ ازاین‌رو، توالی اردوویسین در ناحیه یادشده از فرازمین کلمرد در نوشتار حاضر بررسی و ضمن مطالعه کنودونت‌های موجود و مقایسه و بایوزوناسیون آنها در قالب الگوهای استاندارد جهانی، تلاش می‌شود طبقه‌های اردوویسین این ناحیه به‌دقت تعیین سن شوند.

پیشینه پژوهش

باوجود رخنمون‌های متعدد و پراکنده طبقه‌های اردوویسین در ایران، بیشتر مطالعه‌های انجام‌شده در این بازه زمانی روی پهنه

¹ Cambrian Explosion

² Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE)

پیش‌رونده شیلی/ماسه‌سنگی است که در برخی برون‌زدها با گدازه‌های بالشی، ضخامت سنگ‌آهکی/شیلی دریایی و سنگ‌های آذرآواری بالایی همراه است؛ عضو دوم سازند کتکویه از لایه‌های سرخ‌رنگ در پایین تشکیل شده است که به سمت بالا و به‌طور تدریجی به مخلوطی از طبقه‌های دریایی- غیردریایی ختم می‌شوند. (Hamedi (1995 در رساله دکتری خود، توالی‌های پالئوزوئیک پیشین ناحیه کرمان را مطالعه و ضمن بازنگری طبقه‌های سازند شیرگشت در برش الگو، توالی اردوویسین سازند کتکویه را از رخساره الگوی سازند شیرگشت متمایز دانسته است؛ از دیدگاه او و نگارندگان پژوهش حاضر، رخنمون‌های منتسب به اردوویسین در ناحیه کلمرد از دیدگاه رخساره‌ای و ضخامتی با برش الگوی سازند شیرگشت تفاوت آشکار دارند و به توالی هم‌ارز در ناحیه کرمان بسیار شبیه‌اند؛ از این رو، Hamedi (1995) طبقه‌های اردوویسین بلوک کلمرد در باختر طبس را به سازند کتکویه منتسب کرده است و این در حالی است که در نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ طبس (Aghanabati 1977) و ۱/۱۰۰۰۰۰ حلاوان (Sheikholeslami and Zamani 1999)، طبقه‌های متعلق به اردوویسین با نام سازند شیرگشت نمایش داده شده‌اند. نگارندگان پژوهش حاضر به استناد تفاوت‌های یادشده و به تبعیت از (Hamedi (1995)، توالی رسوبی مطالعه‌شده در جنوب کوه بنگر را با نام سازند کتکویه در نظر گرفته‌اند.

اگرچه (Hamedi et al. (1997 سن سازند کتکویه در ناحیه زرنده کرمان را بر اساس فون کنودنتی آرنیگین [فلوین] تا کارادوسین- آشگیلین [سندبین- هیرنانتین؟] دانسته‌اند، در این نوشته هیچ‌گونه مستندی از کنودنت‌های مدنظر ایشان ارائه نشده است. (Rickards et al. (1994, 2001 فون گراپتولیتی سازند کتکویه در محل برش الگو را مطالعه کرده‌اند و ضمن گزارش گونه *Yutagraptus cf. mantuanus* که معرف سن فلوین پسین [آرنیگین پسین] است، گونه‌های جدیدی از دندروئیدهای اردوویسین را برای نخستین بار از

البرز و به‌ویژه البرز خاوری تمرکز دارند (برای نمونه، Gansser 1962; Huber 1962; Glaus 1965; Kushan 1973; Muller 1973; Stampfli 1978; Yazdi and Hosseini-Nezhad 2002; Lefebvre 2005; Ghavidel-Syooki et al. 2006; et al. 2011a, 2011b, 2011c; Ghobadi Pour et al. 2006, 2008, 2019; Popov et al. 2008, 2009; 2007a, 2007b, 2011a, 2011b, 2011c; Bogolepova et al. 2014, 2015, 2016) و به‌جز چند پژوهش (برای نمونه، Huckriede et al. 1962; Ruttner et al. 1968; Rickards et al. 1994; Aghanabati 1977; Ghaderi et al. 1995; Hamedi 1995; 2006; Ghobadi Pour et al. 2006, 2011a, 2014, 2015; 2008a,b; Hairapetian et al. 2015; Bayetgoll et al. 2016)، طبقه‌های اردوویسین در ایران مرکزی، زاگرس و کپه‌داغ کمتر مدنظر بوده‌اند.

قدیمی‌ترین گزارش در دسترس از طبقه‌های اردوویسین ایران مرکزی به مطالعه‌های (Huckriede et al. (1962 در ناحیه کرمان مربوط است. (Ruttner et al. (1968 در بررسی زمین‌شناسی ناحیه شیرگشت- ازبک‌کوه که در قالب گزارش شماره ۴ سازمان زمین‌شناسی کشور منتشر شده است، سازند شیرگشت را شناسایی و برش الگوی آن را در جنوب کوه‌های درنجال طبس با ضخامت ۱۲۳۶ متر معرفی کرده‌اند. (Aghanabati (1977 هنگام تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ طبس، زمین‌شناسی ناحیه کلمرد را مطالعه کرده و توالی اردوویسین این ناحیه به ضخامت ۲۰۰ متر را معادل و مشابه با سازند شیرگشت دانسته است. (Hamedi and Wright (1992) و سپس، Hamedi در نوشته (Rickards et al. (1994، توالی اردوویسین در بخش جنوبی بلوک کلمرد در ناحیه زرنده کرمان را در قالب سازند جدیدی به نام سازند کتکویه (کتکویه) [کتکویه] با ضخامت ۳۲۱ متر معرفی کرده‌اند. این سازند عمدتاً آواری که در ناحیه کرمان روی دولومیت هتکن یا سازند کوهبنان (کامبرین پسین) قرار گرفته و با سازند شبجره (سیلورین) پوشیده شده، در قالب دو عضو غیررسمی تفکیک شده است: عضو اول این سازند شامل توالی

پس از مطالعه مقدماتی گزارش‌ها (برای نمونه، Aghanabati 1977؛ Hamed 1995؛ Bayet-Goll et al. 2016) و نقشه‌های زمین‌شناسی (برای نمونه، Aghanabati 1977؛ Sheikholeslami and Zamani 1999) منطقه مطالعه‌شده، بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری دقیق از توالی مدنظر انجام شد؛ در این مرحله، علاوه بر برداشت نمونه‌های مناسب برای مطالعه‌های کنودونت‌شناسی، ضخامت لایه‌های رسوبی موجود اندازه‌گیری و ستون سنگ‌چینه‌ای برش مدنظر در صحرا تهیه و ترسیم شد. هنگام مطالعه‌های صحرایی به سنگ‌شناسی و رنگ واحدهای سنگی، ساختمان‌های رسوبی موجود، اثرسنگواره‌ها و تغییرات رخساره‌ای در مقیاس صحرایی توجه شد و تعداد ۸۰ نمونه مختلف با وزن تقریبی ۳ کیلوگرم برای هر نمونه برداشت و شماره‌گذاری شدند.

نمونه‌های برداشت‌شده در آزمایشگاه آماده‌سازی سنگواره دانشگاه فردوسی مشهد به قطعه‌های کوچک (ابعاد حداکثر ۵ سانتی‌متری) شکسته و پس از شستشوی اولیه با آب، به کمک محلول رقیق‌شده فرمیک‌اسید ۱۰ درصد و برخی نمونه‌ها با استیک‌اسید ۲۰ درصد حل شدند. به‌منظور آماده‌سازی با فرمیک‌اسید، نمونه‌ها به مدت یک شبانه‌روز و هنگام استفاده از استیک‌اسید، نمونه‌ها به مدت یک هفته درون ظرف تحت‌تأثیر فرایند انحلال قرار گرفتند. پس از این فرایند، نمونه‌ها از بشر خارج و روی الک‌های ۱۸ و ۲۳۰ مش ریخته و شستشو شدند. مراحل یادشده برای برخی از نمونه‌ها چهار بار و برای برخی دیگر تا شش بار تکرار شدند. پس از خشک‌شدن رسوبات حاصل، فرایند جداسازی کنودونت‌ها زیر میکروسکوپ نوری انجام شد و درنهایت، کنودونت‌های شاخص به دست آمده به کمک میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل Leo1450VP در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد تصویربرداری شدند. با توجه به اینکه ردیف رسوبات مدنظر در پژوهش حاضر به دوره اردوویسین تعلق داشت، منابع معتبر و ارزشمند درباره طبقه‌های اردوویسین نقاط مختلف ایران و دیگر نقاط دنیا به‌ویژه با تأکید بر

این توالی معرفی کرده‌اند. Percival et al. (2009) در مطالعه توالی سازند کتکویه در برش شجره کرمان، ضمن معرفی گونه جدیدی به نام *Martellia shabdjerehensis* از بازوپایان، سن این توالی را دارویلین (اردوویسین میانی) معرفی کرده‌اند. از دیدگاه رسوب‌شناختی، Khanehbad et al. (2010) با مطالعه دیاژنز و بررسی ژئوشیمیایی رخساره‌های سیلیسی آواری متناسب به اردوویسین در کوه‌های راهدار (بلوک کلمرد)، خاستگاه، جایگاه تکتونیکی و شرایط آب‌وهوایی دیرینه ناحیه منشأ را تعیین کرده‌اند. Bayet-Goll (2013) با بررسی اثرسنگواره‌های موجود در توالی سازند شیرگشت در کوه‌های راهدار (بلوک کلمرد)، سن اردوویسین پیشین تا میانی را برای آن پیشنهاد کرده‌اند.

تنها مطالعه‌های مستند درباره کنودونت‌های اردوویسین بلوک کلمرد به دو مقاله منتشرشده در بخش جنوبی این بلوک در ناحیه زرنند کرمان (Zhen et al. 2001) و واحدهای معادل آن در بخش شمالی بلوک یادشده (Ghaderi et al. 2008a) مربوط است؛ اگرچه پیش‌ازین، Muller (1973) و سپس Ghaderi et al. (2008b) کنودونت‌های اردوویسین برش الگوی سازند شیرگشت را مطالعه و زون‌بندی کرده‌اند. (Zhen et al. 2001) با مطالعه کنودونت‌های Rhipidognathid به دست آمده از بخش پایینی سازند کتکویه در محل برش الگو، گونه *Bergstroemognathus hubeiensis* را از این توالی معرفی کرده‌اند و سن عضو اول سازند کتکویه را اردوویسین پیشین دانسته‌اند. (Ghaderi et al. 2008) نیز کنودونت‌های به دست آمده از برش میوگدار را در قالب بایوزون‌های *proteus* و *deltifer*، *Cordylodus* spp. توالی را ترمادوسین پیشین تا آرنیگین پسین [انتهای فلوین-داینیگین پیشین؟] در نظر گرفته‌اند. زوناسیون یادشده در برش چینه‌شناسی جنوب کوه بزرگ در پژوهش حاضر بازنگری شده است.

روش مطالعه

مطالعه‌های کنودنت‌شناسی به‌طور دقیق بررسی شدند و از آنها در شناسایی کنودنت‌ها و بایوزوناسیون آنها استفاده شد (برای نمونه، Lindstrom 1955؛ Löfgren 1994, 2003؛ Zhen et al. 2003, 2007, 2009a, 2009b, 2011, 2015؛ Löffgren and Carlorosi and Heredia 2013؛ Viira 2011؛ Tolmacheva 2003؛ Jahangir et al. 2015, 2016).

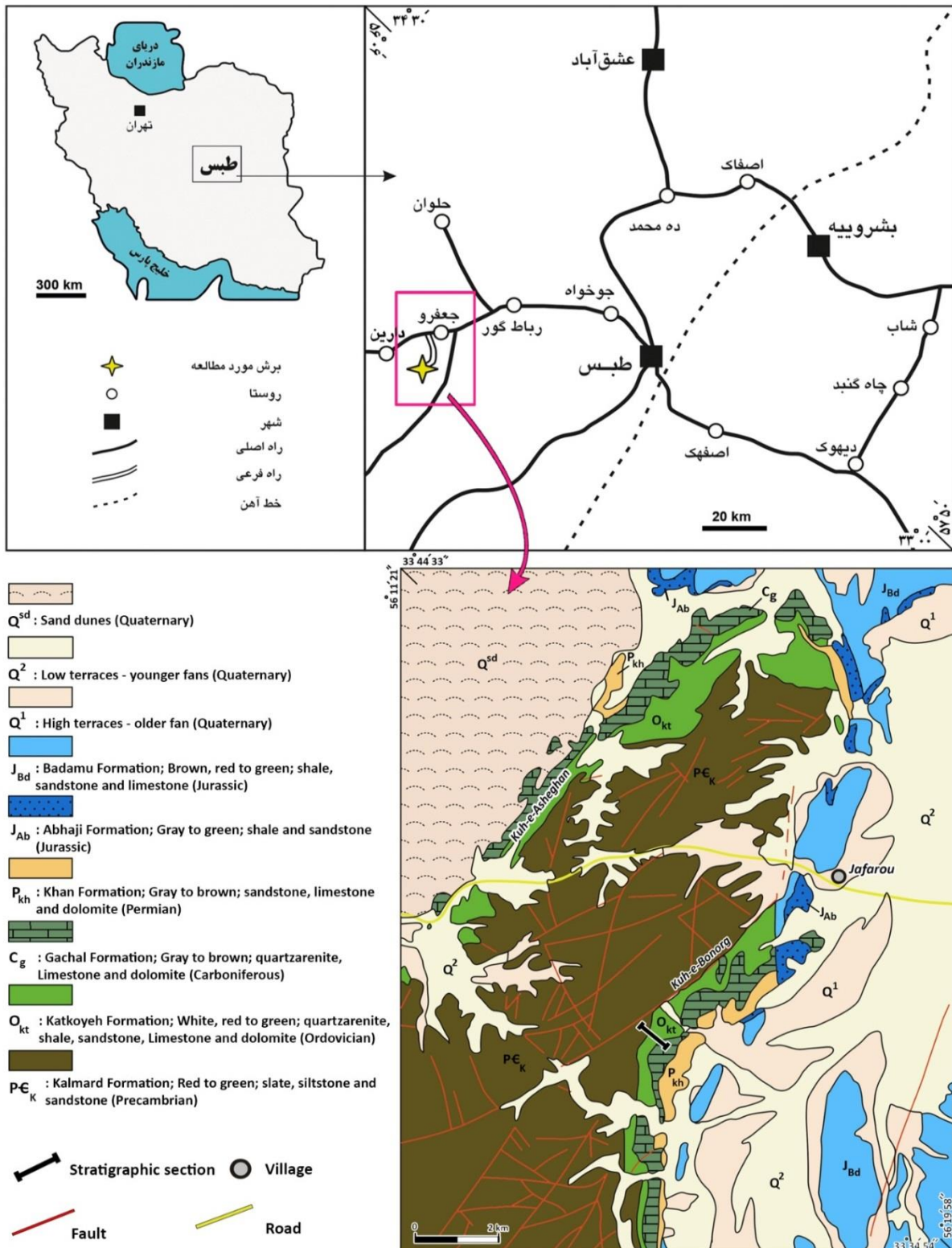
موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی عمومی برش مطالعه‌شده
برش چینه‌شناسی مطالعه‌شده در پژوهش حاضر در ۷۶/۵ کیلومتری باختر شهر طبس در استان خراسان جنوبی و در یال خاوری تاقدیس کلمرد در حاشیه جنوبی کوه بزرگ قرار گرفته است. مختصات جغرافیایی قاعده این برش ۳۷° ۴۸' عرض شمالی و ۵۶° ۱۵' ۰۴" طول خاوری است که باتوجه به تقسیمات ساختاری ایران، در خاور ایران مرکزی و بلوک کلمرد (Aghanabati 2008) جای می‌گیرد. تاقدیس کلمرد از سوی خاور با گسل کلمرد- چاه سرب و از سوی باختر با گسل پوشیده‌نایینی محدود می‌شود (Aghanabati 1977) و بخش عمده پهنه شمالی فرازمین کلمرد را می‌سازد. طبقه‌های رسوبی موجود در این فرازمین از پرکامبرین تا ژوراسیک پسین گزارش شده‌اند و سنگ‌های کرتاسه و پس از آن (به‌جز آبرفت‌های جوان کواترنری) در این ناحیه شناخته نشده‌اند (Sheikholeslami and Zamani 1999). به‌طورکلی، سرگذشت این فرازمین به دو خروج طولانی وابسته به دو رخداد کوه‌زایی کاتانگایی و سیمین میانی اشاره دارد؛ به عبارت دیگر، این بلوک در دو مقطع زمانی طولانی ویژگی فرازمین داشته که این امر به شدت تحت تأثیر حرکت‌های گسل کلمرد بوده است (Aghanabati 2008). توالی‌های منسوب به پرکامبرین سازند کلمرد در این ناحیه در اثر رخداد کاتانگایی چین خورده‌اند و سپس با ناپیوستگی زاویه‌دار با نهشته‌های اردوویسین پوشیده شده‌اند؛ پس از آن به‌علت فعالیت چرخه فرسایشی معادل با کالدونین، نهشته‌های دونین بالایی (سازند راهدار) و گاه کربنیفر زیرین (سازند گچال) با گذر ناپیوسته

فرسایشی طبقه‌های اردوویسین را پوشانده‌اند. سنگ‌های پرمین در ناحیه کلمرد با نام سازند خان (Aghanabati 1977) یا گروه خان (Leven and Gorgij 2009) شناخته می‌شوند. توالی تریاس زیرین - میانی فرازمین کلمرد، طبقه‌های معادل با سازندهای شناخته‌شده سرخ‌شیل و شتری در بلوک طبس هستند، اما سنگ‌های تریاس بالایی در این ناحیه گزارش نشده‌اند؛ به باور (Aghanabati 2008)، این امر از وقفه رسوب‌گذاری متأثر از رویداد سیمین پیشین ناشی می‌شود که در بلوک کلمرد در مقایسه با بلوک طبس طولانی‌تر بوده است. ردیف‌های ژوراسیک این بلوک به رسوبات لیاس- دوگر میانی محدود می‌شوند و نبود نهشته‌های جوان‌تر از سازند بادامو نشان می‌دهد خروج طولانی دوم این فرازمین از دوگر به بعد بوده است که رخداد کوه‌زایی سیمین میانی عامل اصلی آن به شمار می‌آید. شکل ۱، موقعیت جغرافیایی، نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعه‌شده و محل برش چینه‌شناسی برداشت‌شده را نشان می‌دهد.

سنگ‌چینه‌نگاری

سازند شیرگشت در محل برش الگو به سن کامبرین پسین- اردوویسین (برای نمونه، Muller 1973؛ Ghaderi et al. 2008b)، یکی از واحدهای چینه‌شناسی پرسنگواره و ضخیم ایران مرکزی است که نخستین بار در قالب سه پاره‌سازند غیررسمی به ضخامت مجموع ۱۲۳۶ متر در برش الگو معرفی شد (Ruttner et al. 1968). این سازند در ناحیه الگو به‌شکل هم‌شیب و با گذر تدریجی روی سنگ‌آهک‌های حاوی سنگواره بازوپایان *Billingsella*¹ سازند درنجال (کامبرین پسین) قرار گرفته و خود با سنگ‌های آذرین بازالتی و توالی سنگ‌آهک‌های حاوی سنگواره سازند نیور (به سن سیلورین) با گذر ناپیوسته فرسایشی و گسله و درهم‌ریخته پوشیده شده است (Hamedi 1995؛ Bruton et al. 2004؛ Ghobadi Pour et al. 2006).

¹ *Billingsella* limestone



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعه‌شده و محل برش چینه‌شناسی جنوب کوه بنرگ (نقشه زمین‌شناسی برگرفته از

Sheikholeslami and Zamani 1999 با تصحیح و ترسیم مجدد)

و ب)، مشتمل بر ضخامت متنوعی از کوارتزآرنایت سفید، صورتی و قهوه‌ای روشن است که گاه تناوب‌هایی از ماسه‌سنگ‌های لیتارنایتی، دولومیت و چرت دارد. اثرسنگواره‌های فراوان نوع *Rosophycus*، *Cruziana*، *Bergaueria Palaeophycus* و *Uchirites* به‌ویژه در کوارتزآرنایت‌های قهوه‌ای روشن بخش بالایی این عضو، ساختمان‌های رسوبی متنوعی نظیر طبقه‌بندی مورب، ریپل مارک‌های موجی و تداخلی و ساختمان‌های رسوبی آژنگی^۲ (شکل ۲، پ و ث) را نشان می‌دهند. این رسوبات در محیط کاملاً ساحلی^۳ و گاه در ارتباط با مت‌های میکروبیال سطحی تشکیل شده‌اند. نمونه‌های M101 تا M106 و MC201 تا MC208 از این عضو برداشت شده‌اند.

عضو دوم با نام عضو شیل میانی و ۱۱۳/۲ متر ضخامت به‌طور عمده از شیل‌های قرمز تیره در پایین و شیل‌های سبز تا سبز متمایل به قهوه‌ای در بالا تشکیل شده است. این شیل‌ها سرشار از میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی و سنگ‌آهکی ماسه‌ای/دولومیتی و در پایین همراه با استروماتولیت هستند (شکل ۲، ج و چ) و در بخش میانی خود ذخایری از فسفریت‌های رسوبی را جای داده‌اند که بیشتر ساختار میکروکوپرولیتی دارند (Nezhadabbas et al. 2019). اثرسنگواره *Cruziana* مهم‌ترین ساختمان رسوبی زیست‌زادی موجود به‌ویژه در بخش‌های بالایی این عضو است و شاهدی از ساختمان‌های رسوبی جریان‌ی در این بخش دیده نمی‌شود. وجود رخساره سنگی ریزدانه شیل دریایی، نبود ساختمان‌های جریان‌ی، رنگ سبز تا خاکستری شیل‌ها و کمبود فونای جانوری همراه با سنگواره‌های کنودونت و آثار فسفریت گوئیای روند عمیق‌شدگی و کاهش سطح اکسیژن حوضه از عضو ۱ به عضو ۲ است؛ بر اساس این، Bayet-Goll et al. (2016) محیط رسوب‌گذاری این عضو را شلف عمیق دانسته‌اند. نمونه‌های MC208B تا MC261 از این عضو برداشت شده‌اند.

Hamedi (1995) با اندازه‌گیری دوباره ضخامت سازند شیرگشت در برش الگو و با در نظر گرفتن ساختار پیچیده و گسله‌بودن این برش، ضخامت کل توالی سازند شیرگشت در منطقه الگو را ۱۰۱۳ متر دانسته است. Ghobadi Pour et al. (2006) نیز برش الگوی سازند شیرگشت را برش مرکب^۱ دانسته و تکه‌تکه‌بودن بخش‌های مختلف آن را تأیید کرده است و از این رو، مجموع ضخامت این برش مرکب را متجاوز از ۸۰۰ متر نمی‌دانند.

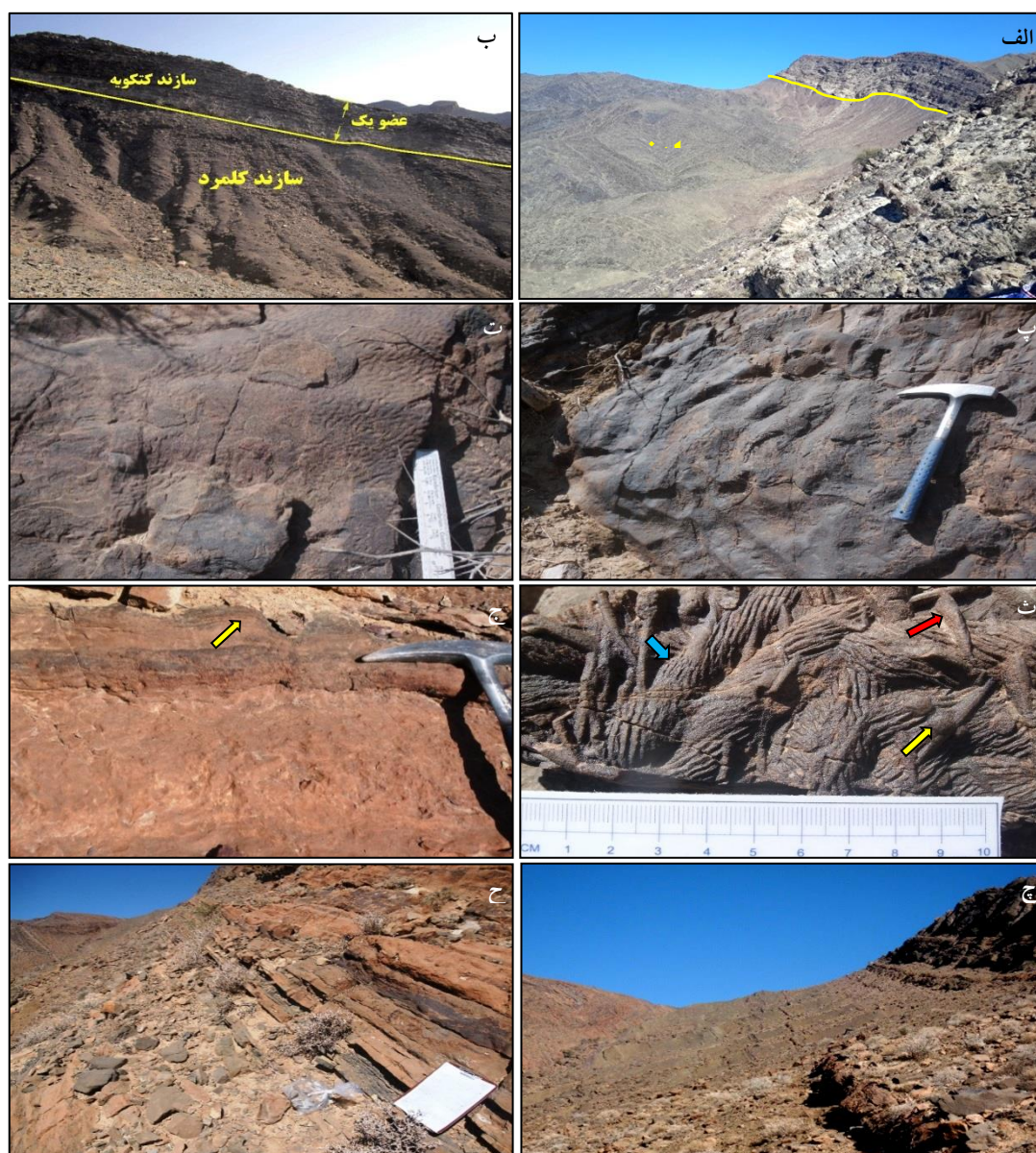
نخستین بار، Aghanabati (1977) توالی اردوویسین در ناحیه کلمرد را معادل با سازند شیرگشت در ناحیه الگو در نظر گرفت، اما ضخامت آن را ۲۰۰ متر و در قالب چهار پاره‌سازند معرفی کرد. به نوشته Ghaderi et al. (2008a)، کنودونت‌های به‌دست‌آمده از طبقه‌های اردوویسین در یال خاوری تاقدیس کلمرد (برش میوگدار) سن اردوویسین پیشین (ترمادوسین - آرنیگین) را نشان می‌دهند. Bayet-Goll et al. (2013) نیز ضمن مطالعه توالی منسوب به اردوویسین در برش کوه راهدار و با استناد به حضور اثرگونه‌های مختلف متعلق به تریلوبیت‌ها نظیر *Cruziana*، *Cruziana furcifera*، *Cruziana rugosa*، *Cruziana rouaulti*، *goldfussi*، *Cruziana yini* و *Cruziana semiplicata* سن اردوویسین پیشین تا میانی را برای این نهشته‌ها پیشنهاد کرده‌اند.

توالی معادل با سازند شیرگشت در برش جنوب کوه بزرگ در بلندی‌های کلمرد که در نوشتار حاضر بحث و سازند کتکویه خوانده می‌شود، بیشتر از واحدهای سنگی آواری تشکیل شده است. این طبقه‌ها با ۲۱۴/۸ متر ضخامت و گذر ناپیوسته زاویه‌دار روی اسلیت‌ها، سیلت‌سنگ‌ها و شیل‌های قرمز بخش بالایی سازند کلمرد قرار گرفته‌اند و خود با گذر ناپیوسته فرسایشی با افق کوارتزآرنایت پایه سازند گچال پوشیده شده‌اند (شکل ۲). در پژوهش حاضر، این توالی در قالب سه عضو غیررسمی و ۳۵ واحد سنگی مختلف دسته‌بندی شده است. عضو اول، ۸۷/۵ متر ضخامت دارد و عضو ماسه‌سنگ زیرین خوانده می‌شود. این عضو حداقل در نیمه شمالی بلوک کلمرد به شکل نخستین بخش سازند کتکویه در تمام برش‌های چینه‌شناسی شناخته شده حضور دارد. این عضو که مستقیماً روی سازند کلمرد قرار دارد (شکل ۲، الف

² Wrinkled structures

³ Shoreface

¹ Composite section



شکل ۲- تصاویر صحرایی توالی سازند کتکویه در کوه‌های کلمرد در باختر طبرستان؛ الف. گذر زیرین سازند کتکویه با سازند کلمرد که به شکل ناپوستگی زاویه‌دار مشخص است (دید به سوی شمال)، ب. همین ناپوستگی در نمای دیگر (دید به سوی خاور)، پ. ریپل مارک‌های موجی متقارن در بخش بالایی عضو ماسه‌سنگ زیرین، ت. ساختمان‌های آژنگی (wrinkled mark) مرتبط با توسعه مت‌های میکروبیال در سطح رسوبات ماسه‌ای ریپلی متعلق به بخش بالایی عضو ماسه‌سنگ زیرین، ث. اثرسنگواره‌های *Cruziana rugosa* (پیکان آبی‌رنگ)، *Bergaueria isp.* (پیکان زردرنگ) و *Uchirites isp.* (پیکان قرمز رنگ) در بخش بالایی عضو ماسه‌سنگ زیرین، ج. استروماتولیت‌های نامنظم تا گنبدی شکل در ابتدای عضو شیل میانی که در طبقه‌های اغلب دولومیتی بخش پایینی این عضو مشاهده می‌شوند، ث. نمای از توالی عضو شیل میانی سازند کتکویه در برش مطالعه‌شده (دید به سوی شمال)، ج. سنگ‌آهک‌های دولومیتی/ماسه‌ای عضو کربناته بالایی سازند کتکویه در برش مطالعه‌شده (دید به سوی شمال).

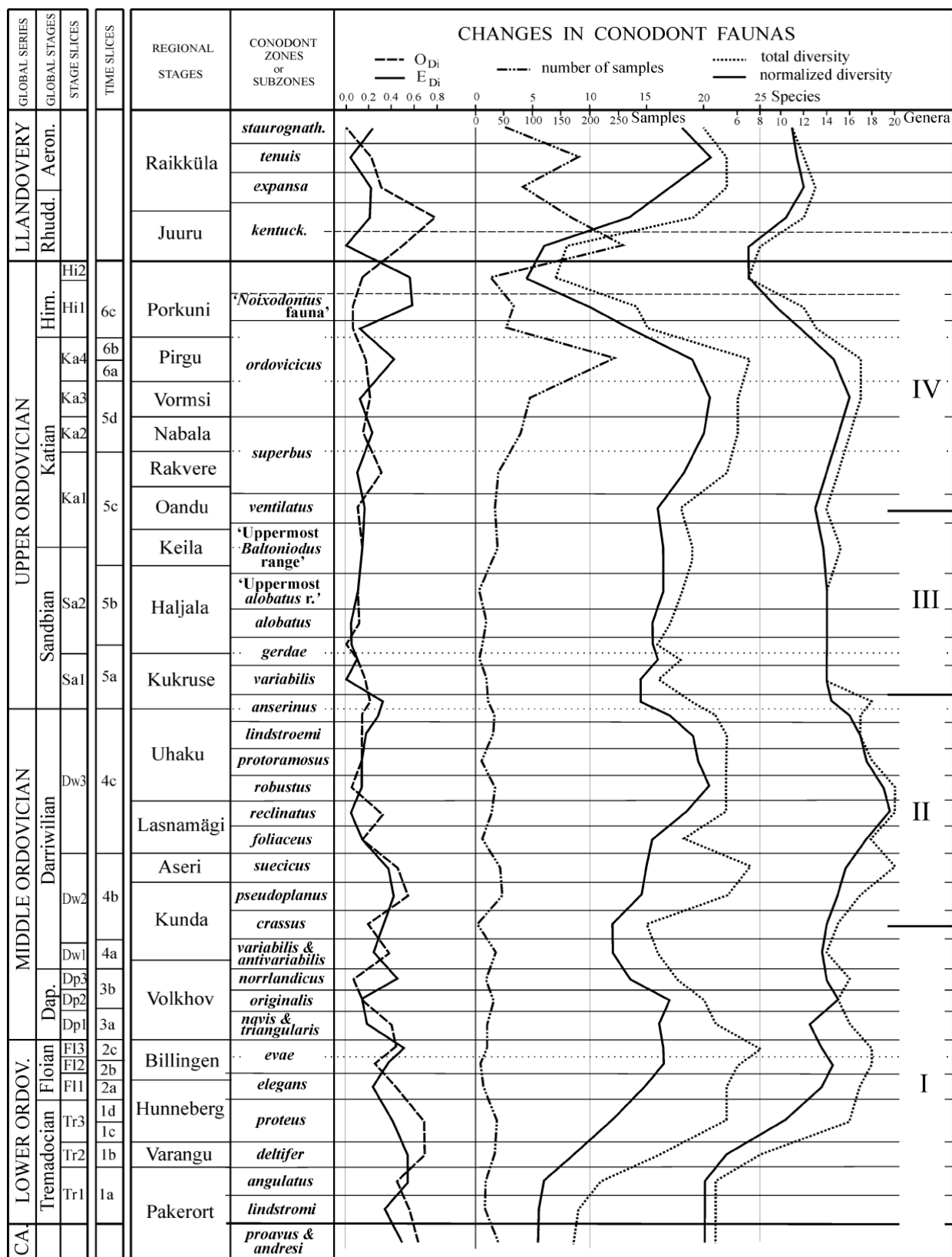
هستند، بر مبنای تقسیم‌بندی (Mannik and Virra 2012) در دسته کلی *proavus-crassus zones* قرار می‌گیرند. این دسته بازه زمانی آغاز اردوویسین تا بخش‌های پایینی اردوویسین میانی را در بر می‌گیرد؛ هرچند فونای شناسایی شده در پژوهش حاضر تنها با بخش میانی محدوده *proavus-crassus zones* در نوشته (Mannik and Virra 2012) معادل است. در حوضه بالتواسکاندیک، تنوع کنودونت‌ها از بالاترین بخش کامبرین و در سرتاسر ترمادوسین تا فلوین پسین و در محدوده بایوزون‌های *proavus-evae* به‌طور پیوسته افزایش می‌یابد. میزان تنوع و فراوانی جنس‌ها و گونه‌ها در محدوده بایوزون *evae* به بیشترین مقدار خود می‌رسد و تنوع گونه‌ای در بخش بالایی این بایوزون نقطه اوج را نشان می‌دهد (Mannik and Virra 2012). با وجود قدری کاهش تنوع در بایوزون‌های *triangularis-navis* روند افزایشی دوباره در محدوده بایوزون *originalis* با سن داپینگین به اوج می‌رسد. محدوده *proavus-evae* با فراوانی کنودونت‌های مخروطی متنوع شامل جنس‌های *Drepanodus*, *Acodus*, *Paroistodus*, *Paltodus*, *Oistodus*, *Drepanoistodus* و *Scolopodus* مشخص می‌شود؛ همچنین ظهور آپارات‌های جدید و پیچیده‌تر همراه با عناصر اسکلتی شاخه‌ای شکل و زوائد دنداندار نظیر جنس‌های *Periodon*, *Oepikodus*, *Prioniodus* و *Trapezognathus* در این بازه زمانی اتفاق می‌افتد. در پایان شکوفایی اردوویسین پیشین و پس از نقطه اوج این رویداد در محدوده بایوزون *originalis* تنوع گونه‌ای به سرعت کاهش می‌یابد و به میزان حداقل در محدوده بایوزون *crassus* می‌رسد؛ با این توضیح، در نیمه پایینی محدوده *proavus-crassus* و تا بالای بایوزون *elegans* شکوفایی گونه‌ای بر میزان انقراض گونه‌ای غالب است، اما در نیمه بالایی این محدوده از *evae* تا *crassus*، میزان ظهور و انقراض روند متنوعی را دنبال می‌کند (شکل ۳). با این توضیحات، بایوزون‌های پیشنهادی برای سازند کتکویه در برش مطالعه‌شده به شرح زیر است:

عضو سوم با نام عضو کربنات بالایی در برش چینه‌شناسی جنوب کوه بزرگ، ۱۴/۱ متر ضخامت دارد و کم‌ضخامت‌ترین عضو سازند کتکویه را در این ناحیه تشکیل می‌دهد (شکل ۲، ح). سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای/دولومیتی قهوه‌ای با تناوب‌هایی از شیل قرمز ارغوانی تیره‌رنگ و مارن ندولار، سنگ‌شناسی غالب این عضو را تشکیل می‌دهند که به‌ویژه در بخش پایینی کنودونت دارند. نمونه‌های MC262 تا MC272 از این عضو برداشت شده‌اند. (Bayet-Goll et al. 2013) تشکیل این عضو در برش چینه‌شناسی کوه راهدار را به محیط‌های لاگون، شول و پهنه جزرومدی نسبت داده‌اند.

زیست‌چینه‌نگاری

همان‌طور که در مبحث زیست‌جغرافیای دیرینه گفته شد، کنودونت‌های شناسایی شده در پژوهش حاضر بیشترین قرابت فونی را با نمونه‌های مشابه در حوضه بالتواسکاندیک (بالتیک شمالی - اسکاندیناوی) و حوضه آرژانتین دارند. (Mannik and Virra 2012) در تحلیل جامعی که درباره میزان تنوع کنودونت‌های اردوویسین حوضه بالتیک شمالی انجام داده‌اند، تمام ۳۶ بایوزون و زیرزون کنودونتی معرفی شده از این حوضه را در چهار دسته کلی شامل *proavus-crassus zones* و *variabilis-ventilatus zones*, *crassus-anserinus zones* و *ventilatus Zone- topmost Ordovician* تقسیم‌بندی کرده‌اند. مبنای دسته‌بندی یادشده، میزان تنوع جنس‌های کنودونتی شناخته‌شده از این دسته‌هاست؛ به‌طوری‌که هر دسته با شکوفایی تاکسا آغاز می‌شود، به اوج می‌رسد و با کاهش مشخص تاکسا پایان می‌یابد و سپس دسته جدید آغاز می‌شود (شکل ۳).

در مجموع ۸۰ نمونه سنگی در مطالعه حاضر برداشت شدند که تنها ۷ نمونه کنودونت داشتند. این کنودونت‌ها تنوع کم و فراوانی متوسطی را در لایه‌های سنگواره‌دار نشان می‌دهند و به ۶ جنس و ۱۴ گونه مختلف از عناصر مخروطی ساده و شاخه‌ای شکل تعلق دارند. تمام این کنودونت‌ها که مؤید بازه زمانی اردوویسین پیشین (ترمادوسین - فلوین)



شکل ۳- نمودار تنوع کنودونت‌های اردوویسین در حوضه بالتیک شمالی و بایوزون‌های استاندارد تعیین‌شده برای این ایالت (برگرفته از Mannik & Virra 2012)

(Virra 2012)

تجمع فونی معادل با *proteus Zone*

نخستین نمونه حاوی کنودونت در توالی رسوبی سازند کتکویه در برش جنوب کوه بنگرگ، نمونه MC208B در ابتدای عضو دوم این سازند است. این نمونه که از لایه با سنگ‌شناسی دولومیت ماسه‌ای و ماسه‌سنگ آهکی به رنگ قهوه‌ای روشن و به فاصله ۸۶/۵ متری از قاعده سازند برداشت شده است، دو گونه مخروطی ساده با نام‌های *Drepanodius arcuatus* و *Drepanoistodus costatus* را شامل می‌شود.

گونه *Drepanodius arcuatus*: این گونه بیشترین فراوانی را دارد و به جز عضو ماسه‌سنگی زیرین، تقریباً در بخش عمده‌ای از گستره سازند کتکویه شناخته شده است. این گونه که نخستین گونه شناسایی شده در سازند کتکویه در برش چینه‌شناسی جنوب کوه بنگرگ است، یکی از شناخته‌شده‌ترین‌ها در میان تمام کنودونت‌های اردوویسین دنیاست و بیشترین پراکندگی جغرافیایی را دارد. در مقیاس جهانی، گونه یادشده نخستین بار در بایوزون *deltifer* در نیمه بالایی ترمادوسین ظاهر می‌شود و حضور آن در برش‌های مختلف حوضه اسکاندیناوی تا بایوزون *serra* (در نوشته Löfgren and Tolmacheva 2003) و در حوضه بالتیک شمالی تا بایوزون *suecicus* (در نوشته Mannik and Virra 2012) به سن دارویلین میانی - پسین ادامه دارد؛ با این توضیح و از آنجاکه نخستین حضور این گونه در مطالعه حاضر در نمونه MC208B ثبت شد، سن این لایه نباید قدیمی‌تر از بایوزون *deltifer* باشد. با استناد به این گونه، نخستین لایه حاوی کنودونت سازند کتکویه در برش جنوب کوه بنگرگ حداقل سن *deltifer* و نیمه بالایی ترمادوسین را خواهد داشت.

گونه *Drepanoistodus costatus*: این گونه در زمره گونه‌های با گسترش جغرافیایی وسیع شناخته می‌شود و از ایالت‌های مختلفی نظیر استرالیا، چین شمالی و جنوبی، آرژانتین، گرینلند و لورنشا گزارش شده است؛ هرچند گونه شاخص حوضه بالتواسکاندیک نیست (Zhen et al. 2003). این

گونه در اردوویسین پیشین و اغلب در بایوزون *evae* در اشکوب فلورین فراوان است (Agematsu et al. 2008a; Zhen et al. 2009b) و در ایالت آرژانتین پرکوردیلرایی حتی تا اواخر اردوویسین میانی نیز حضور دارد (Serra et al. 2015). Heredia et al. 2013 این گونه را از بایوزون *diprion* (بایوزون بالای بایوزون *evae* که بر اساس حضور گونه *Trapezognathus diprion* تعریف شده است) به سن انتهای فلورین گزارش کرده‌اند؛ باوجوداین، (Albanesi et al. 2011)، (Zeballo et al. 2013) و به‌تازگی (Voldman et al. 2017) این گونه را در شمال باختر آرژانتین از طبقه‌های قدیمی‌تر بایوزون *Acodus apex* (معادل با بایوزون *proteus*) متعلق به ترمادوسین پسین گزارش کرده‌اند؛ بر اساس این و نظر به همراهی گونه‌های *Drepanodius arcuatus* (با گستره سنی *deltifer-suecicus*) و *Drepanoistodus costatus* (با گستره سنی *proteus-suecicus*) در نمونه MC208B، سن واقعی این لایه دست‌کم محدوده ترمادوسین پسین تا اوایل فلورین در محدوده بایوزون *proteus* است.

تجمع فونی معادل با *elegans- evae Zones*

در ادامه توالی رسوبی سازند کتکویه در برش جنوب کوه بنگرگ، نمونه MC232 به فاصله ۱۳۰ متری از قاعده سازند غنی از انواع کنودونت‌های مخروطی نظیر *Acodus Drepanoistodus cf. Acodus cf. deltatus triangularis Drepanoistodus cf. bassiovalis nowlani Gothodus costalatus* و *Drepanoistodus bassiovalis* است که همه این گونه‌ها گستره کلی *proavus-crassus* در نوشته Mannik and Virra (2012) را یادآوری می‌کنند. در زیر به تشریح دقیق جایگاه سنی هریک از این گونه‌ها و نقش آنها در تعیین سن ادامه توالی سازند کتکویه در برش مطالعه‌شده پرداخته می‌شود:

گونه *Acodus triangularis*: (Zhen et al. 2005) این گونه از سازند Honghuayuan را در چین جنوبی ارزیابی

مجموعه‌ای به سن اوایل ترمادوسین پسین در گستره بایوزون *deltifer* یافته‌اند. (2013) Voldman et al. ضمن معرفی گونه جدیدی به نام *Drepanoistodus andinus* در سازند Santa Rosita آرژانتین و با حفظ جایگاه سنی اردوویسین پیشین برای آن، برخی از شکل‌های معرفی شده پیشین این جنس که (1994) Ji and Barnes و (2007, 2009a) Zhen et al. آنها را با نام *Drepanoistodus cf. nowlani* معرفی کرده بودند، به گونه جدید یاد شده نسبت داده‌اند.

گونه *Triangulodus cf. larapintinensis*: نخستین بار، Cooper (1981) این گونه را با نام *Trigonodus larapintinensis* از سیلت‌سنگ Horn Valley در استرالیای مرکزی به سن آرنیگین [فلوین] گزارش کرده است و سپس، (1993) Stait and Druce گونه *Triangulodus larapintinensis* را از بخش بالایی سازند Coolibah در استرالیای مرکزی به سن آرنیگین میانی پسین [فلوین پسین] یافته‌اند. این گونه در نوشته (2003) Zhen et al. در بایوزون *evae* به سن بندیگونی^۱ - پسین - چیتونین^۲ [فلوین]، گونه بومی استرالیایی معرفی شده است. Zhen and Percival (2006) نیز گونه یاد شده را در بایوزون *evae* از سازند Rowena پایینی در منطقه نیوساوت‌ولز استرالیا گزارش کرده‌اند. (2008a) Agematsu et al. در مطالعه طبقه‌های اردوویسین تایلند و بر اساس گستره حضور گونه *Triangulodus larapintinensis*، بایوزون هم‌نامی را که معادل با بایوزون *evae* است، معرفی و سن فلوین را برای آن در نظر گرفته‌اند؛ (2008b) Agematsu et al. نیز گونه یاد شده را به سن فلوین از جزایر لنکاوی مالزی معرفی کرده‌اند.

گونه *Drepanoistodus basiovalis*: این گونه به شکل گونه کنودونتی جهان‌گستر، بیشتر در قلمرو آب‌های عمیق حاضر است و با گستره سنی نسبتاً زیاد عموماً به سن اردوویسین میانی شناخته می‌شود. (1971) Lindstrom

کرده‌اند و آپارات آن در قالب دستگاه هفت عضوی تفسیر شده است. (2009a) Zhen et al. این گونه را در بخش بالایی *Serratognathus diversus* Zone (معادل با بخش بالایی بایوزون *proteus*) و بخش زیرین *Prioniodus honghuayuanensis* Zone (معادل با بخش اعظم بایوزون *elegans*) گزارش کرده‌اند. به نوشته (2015) Zhen et al. آغاز *Serratognathus diversus* Zone در ایالت استرالیایی معرف آغاز اشکوب فلوین است؛ این تعریف به‌خوبی در گندوانای خاوری (استرالیای باختری و شمالی) و در پری‌گندوانا (چین شمالی، کره، حوضه تاریم، ایندوچین، سیبوماسو و قزاقستان) استفاده می‌شود و مطابقت دارد (2009a,b, 2015) et al. گونه *Acodus triangularis* در ایالت آرژانتین، گونه‌ای بایوزون‌ساز است و بایوزون هم‌نامی به سن فلوین پیشین (معادل با بخش انتهایی بایوزون *proteus* و پایین‌ترین بخش بایوزون *elegans*) را می‌سازد که با نخستین حضور گونه یاد شده آغاز می‌شود (2017) Voldman et al. به نوشته (2017) Voldman et al. حد بالایی بایوزون *Acodus triangularis* در چین جنوبی در *Prioniodus honghuayuanensis* Zone اتفاق می‌افتد و نخستین حضور *Gothodus vetus* پایان بخش این بایوزون در ایالت آرژانتین است.

گونه *Drepanoistodus cf. nowlani*: گستره سنی این گونه به اردوویسین پیشین محدود می‌شود. نخستین بار، Ji and Barnes (1994) گونه *Drepanoistodus nowlani* را از گروه Saint George به سن اردوویسین پیشین (سری کانادین) در باختر نیوفوندلند کانادا معرفی کرده‌اند. (2007, 2009a) Zhen et al. این گونه را در سرتاسر سازند Honghuayuan در چین جنوبی از اوایل ترمادوسین پسین تا اواخر فلوین پیشین (بایوزون‌های *Triangulodus bifidus* *Serratognathus diversus* و *Prioniodus honghuayuanensis*) گزارش کرده‌اند. (2008) Zeballo et al. گونه یاد شده را از سازند Santa Rosita آرژانتین و از

¹ Bendigonian

² Chewtonian

بایوزون *evae* معرفی کرده‌اند. Carlorosi and Heredia (2013) و Heredia et al. (2013) نیز نخستین حضور گونه *Drepanoistodus basiovalis* را در ایالت آرژانتین، در سازند Acoite و درون بایوزون *diprion* به سن فلوین پسین دانسته و گستره حضور آن را تا سازند San Juan و بایوزون *crassus* به سن دارویلین دنبال کرده‌اند. Carlorosi et al. (2013) حضور این گونه را در ایالت آرژانتین در سازند Alto del Cóndor درون بایوزون *triangularis* و به سن داپینگین پیشین گزارش کرده‌اند. Feltes et al. (2013) این گونه را از سازندهای San Juan و Las Aguaditas در ایالت آرژانتین درون بایوزون *crassus-pseudoplanus* به سن دارویلین یافته‌اند. Serra et al. (2015) نیز گونه *Drepanoistodus basiovalis* را در ایالت آرژانتین، در سازند Las Chacritas و بایوزون‌های *pseudoplanus-suecicus* به سن دارویلین پیشین - میانی معرفی کرده‌اند.

گونه *Drepanoistodus basiovalis* از توالی‌های اردوویسین Mount Arrowsmith و Koonenberry در منطقه نیوساوت ولز استرالیا را Zhen et al. (2003) در بایوزون *evae* به سن بندیگونین پسین - جیوتونین [فلوین] معرفی کرده است. Zhen and Percival (2006) نیز گونه *Drepanoistodus basiovalis* را در بایوزون *evae* از سازند Rowena در منطقه نیوساوت ولز استرالیا گزارش کرده‌اند. گزارش‌های یادشده قدیمی‌ترین حضور گونه یادشده در توالی‌های شناخته‌شده اردوویسین پیشین را نشان می‌دهند؛ زیرا پیش‌ازین، گونه *Drepanoistodus basiovalis* عمدتاً در طبقه‌های اردوویسین میانی یافت شده است. به‌تازگی، Voldman et al. (2017) گونه *Drepanoistodus basiovalis* را در ایالت آرژانتین در سازند Acoite و درون بایوزون محلی *Gothodus vetus* (معادل با بایوزون *elegans*) به سن فلوین پیشین معرفی کرده‌اند؛ این گزارش حتی سنی قدیمی‌تر از یافته‌های Zhen et al. (2003) و Zhen and Percival (2006) در نیوساوت ولز استرالیا را نشان می‌دهد و نخستین حضور

مطالعه جامعی که روی طبقه‌های اردوویسین اروپا داشته، گونه *Drepanoistodus basiovalis* را از طبقه‌های ولخوویین^۱ [داپینگین] گزارش کرده است؛ سپس، Löfgren (1978) این گونه را در سوئد به سن ولخوویین میانی [داپینگین] تا آسرين [دارویلین میانی] گزارش و آن را به تعداد کم در گستره بایوزون‌های *navis-triangularis* معرفی کرده، اما حضور اصلی و پرشمار آن را در بایوزون *originalis* دانسته است. Dzik (1994) گونه *Drepanoistodus basiovalis* را از سنگ‌آهک Mojca در کوهستان Holly Cross لهستان در بایوزون *variabilis* گزارش و Löfgren (1994, 2000) بازنگری فون کنودنتی اردوویسین سوئد، نخستین حضور گونه *Drepanoistodus basiovalis* را مختص بایوزون *originalis* معرفی کرده است. Löfgren (2003) گونه *Drepanoistodus basiovalis* را در مناطق مختلفی از کشور سوئد در طبقه‌های جوان‌تر و گستره بایوزون‌های *navis-variabilis* نیز گزارش کرده است. Virra (2011) در مغزه Dekshino-328 به دست آمده از طبقه‌های اردوویسین استونی در حوضه بالتیک، گونه *Drepanoistodus basiovalis* را از بایوزون *navis* (داپینگین پیشین - میانی) تا زیرزون *lindstroemi* متعلق به بالاترین بخش بایوزون *serra* (دارویلین پسین) گزارش کرده است؛ سپس، Männik and Viira (2012) گستره حضور این گونه در بالتیک شمالی را گستره بایوزون *navis* (داپینگین پیشین - میانی) تا زیرزون *protoramosus* در بایوزون *serra* (دارویلین پسین) دانسته‌اند. گونه *Drepanoistodus basiovalis* در تایلند را Agematsu et al. (2008a) از بایوزون محلی *Aurilobodus leptosomatus* Range Zone به سن دارویلین و Kelman and Khider (2018) در حوضه آمادئوس استرالیا در طبقه‌های دارویلین گزارش کرده‌اند. Gutiérrez-Marco et al. (2008) گونه *Drepanoistodus basiovalis* را در سازند San José کشور پرو در ایالت کنودنتی آرژانتین به سن فلوین و درون

¹ Volkhovian

گونه *Trapezognathus diprion*: این گونه که پیش‌تر تنها شاخص حوضه بالتواسکاندیک در نظر گرفته می‌شد، طی سال‌های اخیر در دیگر ایالت‌های کنودونتی اردوویسین همچون چین جنوبی و نواحی گندوانایی، پرو و آرژانتین شمال باختری نیز شناخته شده است (Carlorosi and Heredia 2017). نخستین بار، Lindstrom (1955) گونه *Trapezognathus diprion* آن را در طبقه‌های اردوویسین پیشین سوئد شناسایی و با نام گونه جدید *Prioniodina diprion* معرفی کرد. (Bagnoli and Stouge 1997) *diprion* را اولیۀ جنس‌های *Prioniodina* و *Trapezognathus* بازنگری کردند و ضمن تصحیح نام‌گذاری اولیه، گونه *Trapezognathus diprion* را بازتعریف و در گستره بایوزون اولیه *evae* (در مفهوم تعریف‌شده Lindström 1971)، سه بایوزون جدید به نام‌های *Oepikodus evae*، *Microzarkodina* sp. A و *Trapezognathus diprion diprion* ترتیب سنی قدیم به جدید) تعریف کردند. بایوزون *diprion* مؤید زیراشکوب بیلینگین^۱ در بخش انتهایی اشکوب فلوین در مقیاس تقسیم‌بندی کروئوستراتیگرافیک حوضه بالتواسکاندیک است (Gutiérrez-Marco et al. 2008). Wang et al. (2005) این گونه را در چین جنوبی درون بایوزون *evae* از سازند Dawan نشان داده‌اند. Bergström and Löfgren (2009) حضور گونه *Trapezognathus diprion* در حوضه بالتواسکاندیک را مختص بخش بالایی بایوزون *evae* و سن آن را محدود در فلوین انتهایی دانسته‌اند. (Virra 2011) در مغزه Tsiistre-327 به دست آمده از طبقه‌های اردوویسین استونی، گونه *Trapezognathus diprion* را از بالای بایوزون *evae* به سن فلوین پسین گزارش کرده است. Mannik and Virra (2012) گستره حضور این گونه را فلوین پسین (بایوزون *evae*) تا داپینگین پیشین (بایوزون *triangularis*) دانسته‌اند. (Carlorosi 2012) این گونه را در طبقه‌های فلوین پسین سازندهای Acoite و Alto del Cóndor آرژانتین معرفی

گونه یادشده را از داپینگین میانی (بایوزون *originalis*) در نوشته Löfgren (2000) تا فلوین پیشین (بایوزون *elegans*) تنزل می‌دهد.

گونه *Gothodus costulatus*: این گونه نیز مانند *Drepanoistodus basiovalis*، گونه‌ای جهان‌گستر شناخته می‌شود. نخستین بار، Lindstrom (1955) گونه *Gothodus costulatus* را از طبقه‌های اردوویسین پیشین سوئد معرفی و نام‌گذاری کرده است. (Wang et al. 2005) گونه یادشده را در سازند Dawan چین جنوبی درون بایوزون *evae* قرار داده‌اند. (Gutiérrez-Marco et al. 2008) گونه *Gothodus costulatus* را سازند San José کشور پرو در ایالت کنودونتی آرژانتین به سن فلوین و درون بایوزون *evae* معرفی کرده‌اند. (Carlorosi and Heredia 2013) این گونه را در ایالت آرژانتین در سازند Acoite و درون بایوزون منطقه‌ای *diprion* به سن فلوین پسین شناسایی کرده‌اند. (Carlorosi et al. 2013) حضور گونه *Gothodus costulatus* را در حوضه آند مرکزی ایالت آرژانتین در سازند Alto del Cóndor درون بایوزون *triangularis* به سن داپینگین معرفی کرده‌اند؛ با این توضیح و نظر به حضور گونه‌های شاخص بایوزون‌های *evae-elegans* در نمونه MC232، سن این لایه که به فاصله ۱۳۰ متری از قاعده سازند کتکویه در برش جنوب کوه بزرگ قرار دارد، معادل با فلوین در نظر گرفته می‌شود.

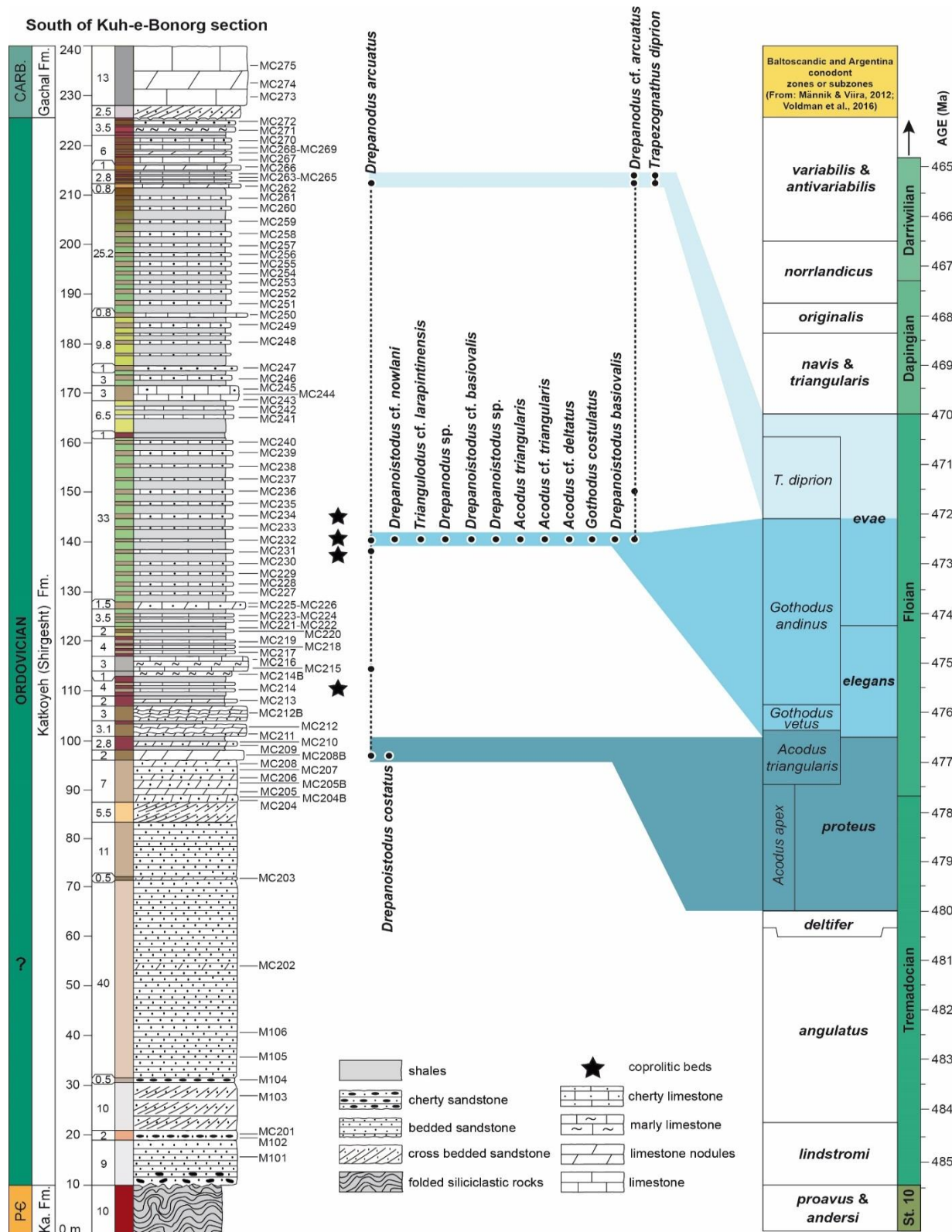
تجمع فونی معادل با (*diprion* Zone (= upper *evae* Zone))
نمونه‌های دیگری که در بخش انتهایی سازند کتکویه در برش جنوب کوه بزرگ حاوی کنودونت هستند، عبارتند از: MC263 و MC263 در عضو سوم این سازند که به فاصله تقریبی ۲۱۴ متری از قاعده سازند قرار گرفته‌اند. این نمونه‌ها که از دیدگاه سنگ‌شناسی از میان‌لایه‌های نازک سنگ‌آهکی همراه با شیل قرمز ارغوانی تیره تشکیل شده‌اند، حاوی گونه مهم و بایوزون‌ساز *Trapezognathus diprion* هستند که شاخص انتهای فلوین است.

¹ Billingenian

مشمول بر ۱۴ گونه است. در مقایسه با شکل‌های کنودنتی اردوویسین که Ghaderi et al. (2008b) از برش الگوی سازند شیرگشت معرفی کرده‌اند و بالغ بر ۳۸ گونه مختلف است، کاهش نزدیک به سه برابری مشاهده می‌شود که گویای فراهم‌بودن شرایط زیست‌بوم دیرینه برای توسعه حیاتی مناسب‌تر در زمان اردوویسین در پهنه شیرگشت در شمال بلوک طبس نسبت به ناحیه کلمرد است؛ حضور سنگواره‌های متعدد از انواع بی‌مهرگان کفزی و شناگر در توالی برش الگوی سازند شیرگشت و نبود آنها در توالی سازند کتکویه در ناحیه کلمرد نیز مؤید این مطلب است؛ از سوی دیگر، عمده کنودنت‌های شناخته‌شده در سازند کتکویه از شکل‌های مخروطی با حفرة قاعده‌ای نسبتاً بازند که اغلب در زمرة شکل‌های شاخص مناطق کم‌عمق قرار می‌گیرند. این تنوع در پراکندگی فونای جانوری همخوانی خوبی با توالی چینه‌شناسی دو سازند شیرگشت و کتکویه در نواحی یادشده دارد؛ به طوری که در ناحیه برش الگوی سازند شیرگشت، عمده سنگ‌شناسی سازند را سنگ‌های کربناته کاملاً دریایی تشکیل می‌دهند که در بخش‌هایی غنی از سنگواره‌های شاخص محیط دریای باز (پهنه پلاژیک) نظیر پابرسران اورتوسراتید هستند و در مقابل، توالی سنگی سازند کتکویه عمدتاً از واحدهای آواری نواحی نزدیک به ساحل و کم‌عمق تشکیل شده است؛ چنین تفاوتی در رخساره‌های سنگی و سنگواره‌ای به تفاوت در وضعیت محیط و بستر رسوب‌گذاری نسبت داده می‌شود که خود متأثر از عملکرد گسل کلمرد و برخاست فرازمین کلمرد در مقایسه با فروزمین طبس است.

کرده است. (Carlorosi and Heredia (2013) در مطالعه توالی اردوویسین حوضه آند مرکزی در آرژانتین، جنس *Trapezognathus* را بررسی و گستره سنی گونه‌های *Trapezognathus diprion* و *Trapezognathus quadrangulum* را بازبینی کرده‌اند و گونه *Trapezognathus diprion* را منحصر در فلوین پسین دانسته‌اند و بر مبنای حضور این گونه، بایوزون هم‌نامی را در توالی مطالعه‌شده خود در نظر گرفته‌اند؛ باوجوداین، (Carlorosi et al. (2013) همراهی گونه‌های *Baltoniodus* و *Trapezognathus diprion* و *triangularis* را نشان‌دهنده سن داپینگین پیشین برای سازند Alto del Cóndor در شمال باختر آرژانتین در نظر گرفته‌اند. (Voldman et al. (2017) ضمن معرفی بایوزون کنودنتی به نام *Gothodus andinus* در فلوین شمال‌باختر آرژانتین، این بایوزون را زیربایوزون *Trapezognathus diprion* قرار داده‌اند و سن بایوزون اخیر را فلوین پسین تا اوایل داپینگین در نظر گرفته‌اند؛ با این توضیح و نظر به حضور گونه *Trapezognathus diprion* در بالاترین بخش توالی سازند کتکویه و به فاصله تقریبی ۲۱۴ متر از قاعده سازند، می‌توان حضور این بایوزون در برش چینه‌شناسی جنوب کوه بنگر را تأیید و سن این بخش را حداکثر فلوین پسین و محدوده بایوزون *diprion* در نظر گرفت. جدول ۱ هم‌ارزی بایوزون‌های کنودنتی و گراپتولیتی اردوویسین پیشین-میانی در نقاط مختلف دنیا را نشان می‌دهد. در شکل ۴ ستون چینه‌نگاری و نمودار گسترش قائم کنودنت‌های به‌دست‌آمده از سازند کتکویه و بایوزون‌های شناسایی‌شده در برش مطالعه‌شده آمده است.

همان‌طور که گفته شد، تنوع فونای کنودنتی به‌دست‌آمده از سازند کتکویه در مطالعه حاضر اندک و تنها



شکل ۴- نمودار گسترش قائم کنodont‌های به‌دست‌آمده از سازند کتکویه و بایوزون‌های شناسایی‌شده در برش مطالعه‌شده؛ بایوزون‌های کنodontی برگرفته از Mannik and Viira (2012) و Voldman et al. (2017)؛ سن مطلق برگرفته از Gradstein et al. (2012)

جایگاه زیست‌جغرافیای دیرینه

کنودونت‌ها مانند گراپتولیت‌ها در طول اردوویسین در قالب دو ایالت زیست‌جغرافیایی عمده منتشر شده‌اند (Sweet and Bergstrom 1976, 1984). نخستین ایالت که به نام ایالت آب گرم خوانده می‌شود، حذفاصل مدار ۳۰ درجه شمالی تا مدار ۳۰ درجه جنوبی را پوشش می‌دهد؛ ایالت دوم که به نام ایالت آب سرد معروف است، فاصله مدار ۳۰ درجه تا قطب‌های شمال و جنوب را شامل می‌شود. ایالت آب گرم با کنودونت‌های شاخص ناحیه میان‌قاره آمریکا شمالی شناخته می‌شود (Sweet and Bergstrom 1976). بهترین منطقه برای معرفی ایالت آب سرد، ناحیه آتلانتیک شمالی شامل سرزمین‌های بالتیک و اسکاندیناوی (بالتواسکاندیک) است. باتوجه به ایالتی شدن کنودونت‌ها، تعداد بایوزون‌های کنودونتی معرفی شده در اردوویسین برای نقاط مختلف دنیا متفاوت است؛ از این رو و باتوجه به برخی کاستی‌ها و گاه هم‌پوشانی‌ها در الگوهای یادشده آب گرم و سرد و نیز اطلاعات حاصل از برخی مناطق حدواسط همچون استرالیا و چین، Zhen and Percival (2003) برای ایالت‌های کنودونتی اردوویسین بازنگری ارائه کرده‌اند. از آنجاکه استفاده از هر سه مفهوم قلمرو^۱ (رده اول)، منطقه^۲ (رده دوم) و ایالت^۳ (رده سوم) در مطالعه‌های زیست‌جغرافیایی تأکید می‌شود، Zhen and Percival (2003) مفاهیمی همچون قلمرو دریای کم‌عمق و عمیق (شاخص رده اول)، مفاهیمی همچون مناطق گرمسیر، معتدل و سردسیر (شاخص رده دوم) و مفاهیمی همچون ایالت‌های لورنشایی، استرالیایی، آرژانتین، بالتواسکاندیک، چین شمالی و جنوبی و ... (شاخص رده سوم) را در نظر گرفته‌اند؛ بر این اساس، در قلمرو دریای کم‌عمق اردوویسین پیشین، ایالت لورنشیا (در منطقه گرمسیری)، ایالت استرالیا (در منطقه گرمسیری)، ایالت چین شمالی (در منطقه گرمسیری)، ایالت چین جنوبی (در منطقه معتدل)، ایالت

آرژانتین (در منطقه معتدل) و ایالت بالتواسکاندیک (در منطقه سردسیری) معرفی شده‌اند (Zhen and Percival 2003). این شش ایالت دریایی کم‌عمق به‌واسطه حضور اقیانوس‌های عمیق که به شکل سدهای زیست‌جغرافیایی عمل می‌کرده‌اند، از یکدیگر تفکیک شده‌اند (شکل ۵).

به نوشته Jahangir et al. (2013) فون کنودونتی کامبرین پسین ایران در حوضه البرز قابل‌قیاس با ایالت زیست‌جغرافیایی لورنشیا (آب گرم) است؛ اما با ورود به اردوویسین و به‌علت شباهت‌های عرض‌جغرافیایی این منطقه از کشور با حوضه بالتواسکاندیک، قرابت فون کنودونتی جوان‌تر اردوویسین با ایالت بالتواسکاندیک (آب سرد) بیشتر می‌شود. همان‌طور که در ادامه این مبحث گفته می‌شود، کنودونت‌های اردوویسین به‌دست‌آمده از سازند کتکویه در بلوک کلمرد شباهت زیادی به فون کنودونتی البرز و در نتیجه، حوضه بالتواسکاندیک دارند. مطالعه‌هایی که طی سال‌های اخیر در زمینه توالی‌های اردوویسین ایالت آرژانتین انجام شده‌اند، شباهت‌های زیادی را بین کنودونت‌های اردوویسین این حوضه با حوضه بالتواسکاندیک نشان می‌دهند (برای نمونه، Gutierrez-Marco et al. 2008؛ Zeballo et al. 2008؛ Albanesi et al. 2011؛ Heredia et al. 2013؛ Carlorosi and Heredia 2013؛ Carlorosi et al. 2013؛ Feltes et al. 2013؛ Serra et al. 2015؛ Voldman et al. 2017)؛ از این رو، طبقه‌های اردوویسین پیشین ایران از دیدگاه فون کنودونتی شباهت زیادی با ایالت آرژانتین دارند و قرابت بایوزون‌های این دو حوضه با یکدیگر حتی بیشتر از قرابت بایوزونی با حوضه بالتواسکاندیک است (جدول ۱).

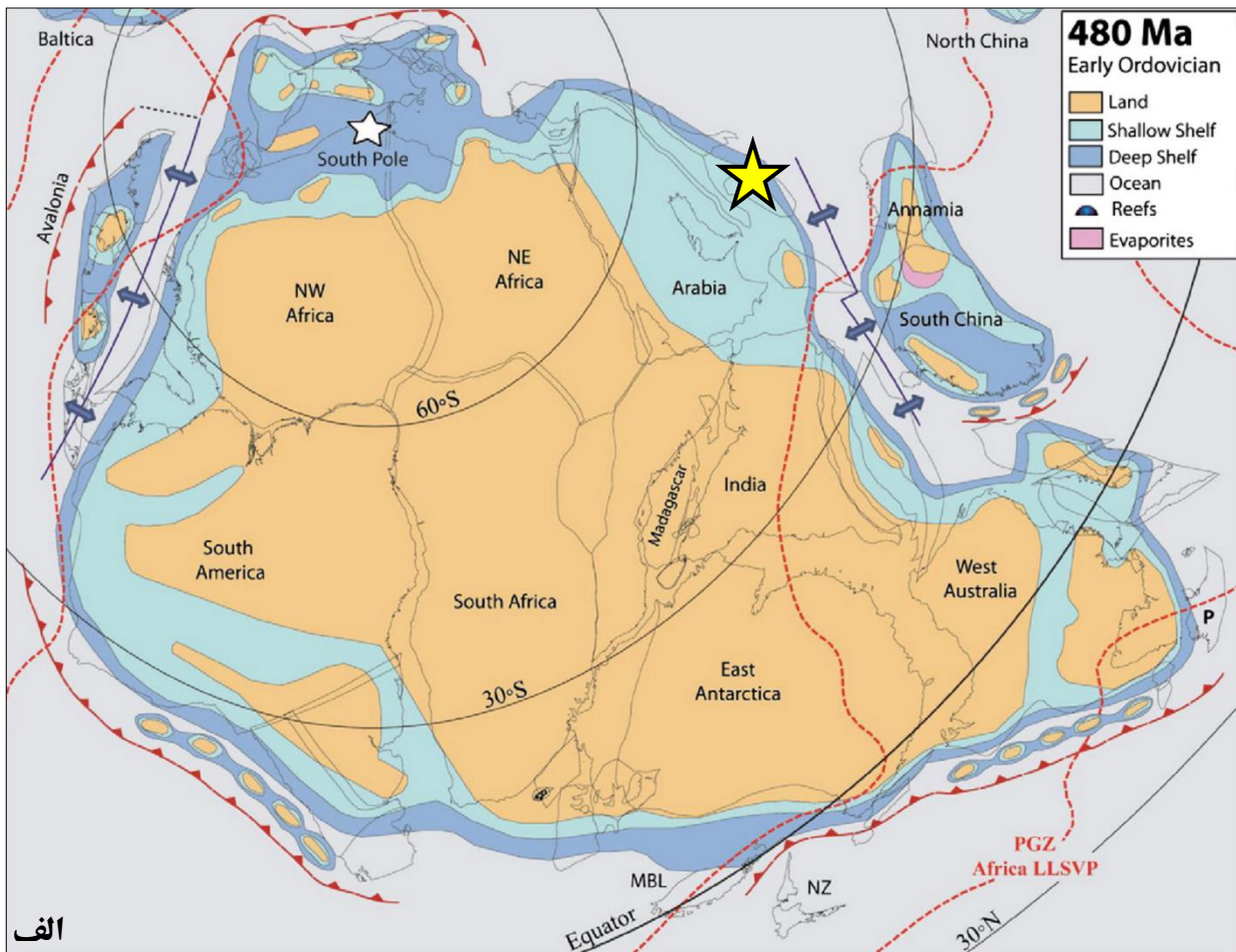
¹ Realm

² Domain

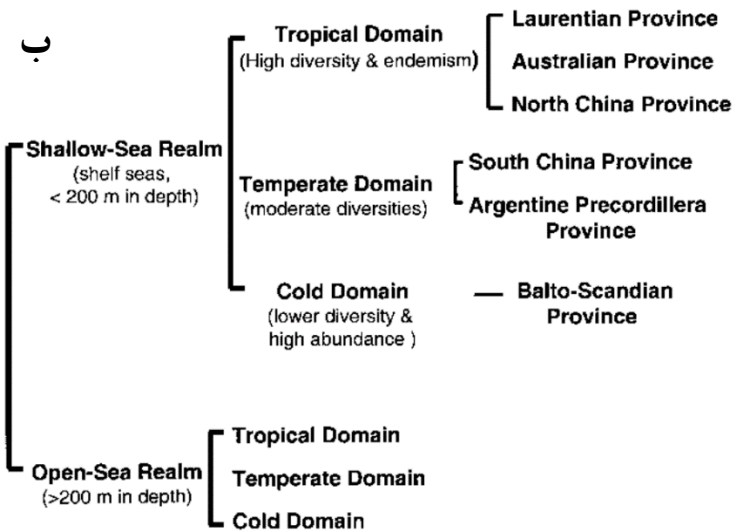
³ Province

جدول ۱- قرابت فونی گونه‌های شناسایی شده در پژوهش حاضر با دیگر نقاط دنیا؛ آرژانتین (Zeballo et al. 2008; Carlorosi 2012; Carlorosi et al. 2013; Carlorosi and Heredia 2013; Feltes et al. 2013; Heredia et al. 2013; Serra et al. 2015; Carlorosi and Heredia 2017; Voldman et al. 2017) بالتواسکاندیناوی (Cooper 1994; Stait and استرالیا (Löfgren and Tolmacheva 2003; Virra 2011; Mannik and Virra 2012) چین جنوبی (Zhen et al. 2003, Druce 1993; Zhen et al. 2003; Zhen and Percival 2006; Zhen et al. 2015; Kelman and Khider 2018) چین شمالی (Zhen et al. 2003, 2009a,b, 2015) چین غربی (Zhen et al. 2009a,b, 2015) ایندوچین (Zhen et al. 2009a,b, 2015) سیوماسو تبت (Zhen et al. 2009a, b, 2015) گرینلند (Zhen et al. 2003) کانادا (Ji and Barnes 1994) مالزی (Agematsu et al. 2008b) سوئد (Lindstrom 1955; Löfgren 1978, 1994, 2000, 2003) تایلند (Agematsu et al. 2008a) لهستان (Dzik 1994) پرو (Gutiérrez-Marco et al. 2008; Carlorosi and Heredia 2017) کره (Zhen et al. 2009a, b, 2015) و قزاقستان (Zhen et al. 2009a, b, 2015)

species	Argentina	Baltoscandia	Southern China	Northern China	Greenland	Australia	Canada	Malaysia	Thailand	Sweden	Poland	Peru	Korea	Kazakhstan	Western China	Indochina	Sibumasu
<i>Drepanodus arcuatus</i>		*															
<i>Drepanoistodus costatus</i>	*		*	*	*	*											
<i>Acodus triangularis</i>	*		*	*		*							*	*	*	*	*
<i>Drepanoistodus cf. nowlani</i>	*		*				*										
<i>Trigonodus larapintinensis</i>						*		*	*								
<i>Drepanoistodus basiovalis</i>	*	*				*			*	*	*	*					
<i>Gothodus costulatus</i>	*		*							*		*					
<i>Trapezognathus diprion</i>	*	*	*							*		*					



الف



شکل ۵- الف. نقشه جغرافیای دیرینه اردوویسین و موقعیت سرزمین‌های مختلف گندوانایی- پری گندوانایی در آن (MBL: Marie Byrd Land؛ ستاره زرد رنگ نمایش داده شده است (برگرفته از Torsvik & Cocks 2013). ب. تقسیمات زیست جغرافیایی کنودونت‌های اردوویسین؛ این نمودار در مرتبه ایالتی تنها بر اساس داده‌های اردوویسین پیشین ترسیم شده است (برگرفته از Zhen & Percival 2003).

نتیجه

توالی رسوبی متعلق به اردوویسین در برش چینه‌شناسی جنوب کوه بنگرگ با ضخامت ۲۱۴/۸ متر به شکل دگرشیب روی سازند کلمرد متناسب به پرکامبرین قرار گرفته و با واحدهای سنگی سازند گچال به سن کربنیفر پوشیده شده است. باتوجه به شباهت‌های چینه‌شناسی بسیار زیاد بین توالی مطالعه‌شده در پژوهش حاضر (در نیمه شمالی بلوک کلمرد) با سازند کتکویه در منطقه زرنند کرمان (در نیمه جنوبی بلوک کلمرد) و همچنین نظر به تفاوت‌های درخور توجه رخساره‌های سنگی این توالی با آنچه در برش الگوی سازند شیرگشت وجود دارد، ردیف رسوبات اردوویسین ناحیه کلمرد در این نوشتار همچون منطقه زرنند کرمان به نام «سازند کتکویه» خوانده و پیشنهاد می‌شود واژه «سازند شیرگشت» تنها برای توالی برش الگو و مشابه آن در بلوک طبس استفاده شود. در مجموع، ۶ جنس و ۱۴ گونه کنودنتی در مطالعه حاضر به دست آمد که گویای حضور بایوزون‌های *proteus* سن ترمادوسین پسین تا فلوین پیشین و بایوزون‌های *elegans-evae* و *diprion* نشان‌دهنده سن ترمادوسین پسین تا فلوین هستند؛ بنابراین، سن توالی سازند کتکویه در برش چینه‌شناسی جنوب کوه بنگرگ محدود در اردوویسین پیشین است. در پژوهش حاضر برای نخستین بار، گونه کنودنتی *Trapezognathus diprion* از ایران گزارش می‌شود. مجموعه کنودنتی شناسایی شده قرابت فونایی با حوضه بالتواسکاندیک و آرژانتین نشان می‌دهد؛ از این رو، فون کنودنتی اردوویسین پیشین ایران مرکزی همچون حوضه البرز خاوری از نوع فونای آب سرد تا معتدل در قلمرو دریایی کم‌عمق تا عمیق ایالت کنودنتی بالتواسکاندیک- آرژانتین است.

سپاسگزاری

مقاله حاضر برگرفته از طرح پژوهشی شماره ۳/۴۵۱۸۴ مصوب معاونت پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد است و از همراهی

این معاونت سپاسگزاری می‌شود. نگارندگان از مشاوره‌های ارزنده خانم دکتر Susana Heredia از دانشگاه ملی سن خوان آرژانتین و آقای دکتر Yong Yi Zhen از سازمان زمین‌شناسی نیوساوت‌ولز استرالیا برای مطالعه‌های کنودنت‌شناسی سپاسگزاری می‌کنند.

References

- Afshar-Harb A. 1994. Geology of the Koppeh-Dagh. Geological Survey of Iran, 11: 1-257
- Agematsu S. Sashida K. and Sardud A. 2008a. Reinterpretation of Early and Middle Ordovician conodonts from the Thong Pha Phum area, western Thailand, in the context of new material from western and northern Thailand. Paleontological Research, 12 (2): 181-194.
- Agematsu S. Sashida K. & Ibrahim A.B. 2008b. Biostratigraphy and paleobiogeography of Middle and Late Ordovician conodonts from the Langkawi Islands, northwestern peninsular Malaysia. Journal of Paleontology, 82 (5): 957-973.
- Aghanabati A. 1977. Etude geologique de la region de Kalmard (W. Tabas). Geological Survey of Iran, Report No. 35: 1-230.
- Aghanabati A. 2010. Geology of Iran, Geological Survey of Iran. 706 p.
- Albanesi G.L. Ortega G. Monaldi C.R. and Zeballo F.J. 2011. Conodontes y graptolitos del Tremadociano tardío de la sierra de Zenta, Cordillera Oriental de Jujuy, Argentina. Ameghiniana, 48 (2): 242-263.
- Algeo T.J. and Soslavinski K.B. 1995. The Paleozoic world: continental flooding, hypsometry, and sea level. American Journal of Science, 295: 787-822.
- Bagnoli G. and Stouge S. 1997. Lower Ordovician (Billingenian- Kunda) conodont zonation and provinces based on sections from Horns Udde, North Öland, Sweden. Bollettino Della Società Paleontologica Italiana, 35: 109-163.
- Bayet-Goll A. Moussavi-Harami R. and Mahboubi A. 2013. The Trace Fossil *Cruziana* and *Rusophycus*: A Study from the Ordovician Succession of Kalmard Block, Central Iran. Scientific Quarterly Journal, Geosciences, 87: 101-112.
- Bayet-Goll A. Myrow P.M. Aceñolaza G.F. Moussavi Harami R. and Mahboubi A. 2016. Depositional controls on the ichnology of Paleozoic wave-dominated marine facies: new evidence from the Shirgesht Formation, central Iran. Acta Geologica Sinica. 90 (5): 1801- 1840.

- Petrographische Mitteilungen, 42: 593–630.
- Ghaderi A. Aghanabati A. Hamidi B and Miller J.F. 2008b. Biostratigraphy of the First and Second Members of Type Section of the Shirgesht Formation in North of Tabas with Special Emphasis on Conodonts. *Scientific Quarterly Journal Geosciences*, 67:150-163.
- Ghaderi A. Aghanabati A. Hamidi B and Saeedi A. 2008a. Biostratigraphy of the Shirgesht Formation in Kalmard Mountains in Southwest of Tabas with special Emphasis on Conodonts. *Scientific Quarterly Journal Geosciences*, 70:28-37.
- Ghavidel-Syooki M. 2006. Palynostratigraphy & palaeogeography of the Cambro-Ordovician strata in southwest of Shahrud city (Kuh-e Kharbash, near Deh-Molla), Central Alborz, Northern Iran. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 139: 81–95.
- Ghavidel Syooki M. Álvaro J.J. Popov L.E. Ghobadi Pour M. Ehsani M.H. and Suyarkova A. 2011a. Stratigraphic evidence for the Hirnantian (latest Ordovician) glaciation in the Zagros Mountains, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 307: 1-16.
- Ghavidel-Syooki M. Hassanzadeh J. and Vecoli M. 2011b. Palynology and isotope geochronology of the Upper Ordovician- Silurian successions (Ghelli and Soltan Maidan Formations) in the Khoshyeilagh area, eastern Alborz Range, northern Iran; stratigraphic and palaeogeographic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 164: 251–271.
- Ghavidel-Syooki M. Popov L.E. Álvaro J.J. Ghobadi Pour M. Tolmacheva T.Y. and Ehsani M.H. 2014. Dapingian–lower Darriwilian (Ordovician) stratigraphic gap in the Faraghan Mountains, Zagros Ranges, south-eastern Iran. *Bulletin of Geosciences*, 89 (4): 679-706.
- Ghavidel-Syooki M. Popov L.E. Ghobadi Pour M. Álvaro J.J. and Ehsani M.H. 2015. Late Ordovician and early Silurian brachiopods from the Zagros Ranges, Iran. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 105: 159-187.
- Ghobadi Pour M. 2006. Early Ordovician (Tremadocian) trilobites from Simeh-Kuh, Eastern Alborz, Iran. In: Bassett, M.G., & Deisler, V.K., (Eds.), *Studies in Palaeozoic palaeontology*. National Museum of Wales Geological Series, 25: 93–118.
- Ghobadi Pour M. 2008. Darriwilian trilobites and associated fauna of the eastern Alborz Mountains, Iran: taxonomy, palaeoenvironments and palaeobiogeography. *Newsletter of the Palaeontological Association*, Bergstrom S.M. and Lofgren A.M. 2009. The base of the global Dapingian Stage (Ordovician) in Baltoscandia: conodonts, graptolite and unconformities. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 99: 189–212.
- Bogolepova O.K. Kröger B. Falahatgar M. and Javidan M. 2014. Middle Ordovician cephalopods from the Abarsaj area, northern Iran. *Geologiska Föreningens Förhandlingar (GFF)*, 136 (1): 34-37.
- Bruton D.L. Wright A.J. and Hamed M.A. 2004. Ordovician trilobites of Iran. *Palaeontographica, Abteilung A*, 271: 111-149.
- Carlorosi J.M.T. 2012. Biostratigrafía y taxonomía de conodontes de la Formación Sepulturas (Ordovícico), Cordillera Oriental de Jujuy. PhD thesis, Universidad Nacional de Tucumán, 310 pp. (unpublished).
- Carlorosi J.M.T. and Heredia S.E. 2013. The Ordovician conodont *Trapezognathus Lindström*, 1955 in the Andean Basin, Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 267 (3): 309-321.
- Carlorosi J.M.T. and Heredia S. 2017. Revision of the diagnosis of the conodont genus *Trapezognathus Lindström* based on the finding of new elements. In: Liao J.C. and Valenzuela-Ríos J.I. (Eds.), *Fourth International Conodont Symposium. ICOS IV: Progress on Conodont Investigation*. Cuadernos del Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, 22: 1-3.
- Cooper B.J. 1981. Early Ordovician conodonts from the Horn Valley Siltstone, central Australia. *Palaeontology*, 24: 147–183.
- Droser M.L. & Sheehan P.M. 1997. Palaeoecology of the Ordovician radiation; resolution of large-scale patterns with individual clade histories, palaeogeography and environments. *Geobios*, 30: 221 –229.
- Dzik J. 1994. Conodonts of the Mojca Limestone. In: Dzik J. Olempska E. and Pisera A. (Eds.), *Ordovician carbonate platform ecosystem of the Holy Cross Mountains*. *Palaeontologia Polonica*, 53: 43- 128.
- Feltes N. Albanesi G.L. and Bergström S.M. 2013. Middle Darriwilian conodont zones in the uppermost San Juan Limestone and the lower member of the Las Aguaditas Formation, Central Precordillera of San Juan, Argentina. *Conodonts from the Andes, Paleontological Note*, 13: 25-31.
- Gansser A. and Huber H. 1962. Geological observations in the Central Elburz, Iran. *Schweizerische Mineralogische und*

- Central Iran. Unpublished Ph.D. thesis, University of Wollongong, 176 p.
- Hamedi M.A. and Wright A.J. 1992. New data on the Ordovician-Silurian of Central Iran. 29th International Geological Congress, Kyoto, Japan, 122 p.
- Hamedi M.A. Wright A.J. Aldridge R.J. Boucot A.J. Bruton D.L. Chatterton B.D.E. Jones P. Nicoll R.S. Rickards R.B. and Ross J.R.P. 1997. Cambrian to Silurian of East-Central Iran: New biostratigraphic and biogeographic data. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie, Monatshefte*, 7: 412-424.
- Heredia S. Carlorosi J. Mestre A. and Soria T. 2013. Stratigraphical distribution of the Ordovician conodont *Erraticodon Dzik* in Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 224-34.
- Huckriede R. Kursten M. and Venzlaf H. 1962. Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). *Beihefte zum Geologisches Jahrbuch*, 51: 1-197.
- Jahangir H. Ghobadi Pour M. Holmer L.E. Popov L.E. Ashouri A.R. Rushton A. Tolmacheva, T.Yu. and Amini A. 2015. Biostratigraphy of the Cambrian-Ordovician boundary beds at Kopet-Dagh, Iran. *Stratigraphy*, 12 (2): 40-47.
- Jahangir H. Ghobadi Pour M. Ashouri A.R. and Amini A. 2016. Terminal Cambrian and Early Ordovician (Tremadocian) conodonts from Eastern Alborz, north-central Iran. *Alcheringa*, 40 (2): 219-243.
- Ji Z.A. and Barnes C.R. 1994. Lower Ordovician Conodonts of the St. George Group, Port Au Port Peninsula, Western Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana*, 11: 1-149.
- Kelman A. and Khider K. 2018. Middle Ordovician conodonts and fish from the Stairway Sandstone, Amadeus Basin. Commonwealth of Australia (Geoscience Australia) 2018. Poster.
- Khanehbad M. Moussavi Harami S.R. & Sabagh Bajestani M. 2010. Diagenesis and geochemistry of siliciclastic facies from Ordovician of Rahdar Mountain, western Tabas. *Sedimentary Facies*, 3 (1): 11-22.
- Kushan B. 1973. Stratigraphie und trilobiten Fauna in der Mila-Formation Mittelkambrium-Tremadoc) im Alborz-Gebirge (N-Iran). *Palaeontographica*, A144: 113-165.
- Lefebvre B. Ghobadi Pour M. and Nardin E. 2005. Ordovician echinoderms from the Tabas and Damghan regions, Iran: palaeobiogeographical implications. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 176 (3): 231-242.
- Leven E.Ya. and Gorgij M.N. 2009. Section of Permian Deposits and Fusulinids in the Halvan Mountains, Yazd Province, Central Iran. 68: 83-90.
- Ghobadi Pour M. 2019. Ordovician trilobites from Deh-Molla, eastern Alborz, Iran. *Alcheringa*, 43 (3): 381-405.
- Ghobadi Pour M. Williams M. Vannier J. Meidla T. and Popov L.E. 2006. Ordovician ostracods from east central Iran. *Acta Palaeontologica Polonica*, 51 (3): 551-560.
- Ghobadi Pour M. Williams M. and Popov L.E. 2007a. A new Middle Ordovician arthropod fauna (Trilobita, Ostracoda, Bradoriida) from the Lashkarak Formation, Eastern Alborz Mountains, northern Iran. *Geologiska Föreningens Förhandlingar (GFF)*, 129: 245-254.
- Ghobadi Pour M. Vidal M. and Hosseini-Nezhad M. 2007b. An Early Ordovician trilobite assemblage from the Lashkarak Formation, Damghan area, Northern Iran. *Geobios*, 40: 489-500.
- Ghobadi Pour M. Kebriaee-Zadeh M.R. and Popov L.E. 2011a. Early Ordovician (Tremadocian) brachiopods from Eastern Alborz Mountains, Iran. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 60: 65-82.
- Ghobadi Pour M. Mohibullah M. Williams M. Popov L.E. and Tolmacheva T.Y. 2011b. New, early ostracods from the Ordovician (Tremadocian) of Iran: systematic, biogeographical and palaeoecological significance. *Alcheringa* 35: 517-529.
- Ghobadi Pour M. Popov L.E. Kebriaee-Zadeh M.R. and Baars C. 2011c. Middle Ordovician (Darriwilian) brachiopods associated with the *Neseuretus* biofacies, eastern Alborz Mountains, Iran. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, 42: 263-283.
- Glaus M. 1965. Die Geologie des Gebietes nördlich des Kandevar-Passes (Zentral Elburz), Iran. *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Eidgenössischen, Technische Hochschule und Universität Zürich, N.S.* 48: 1-165.
- Gradstein F.M. Schmitz M.D. and Ogg G.M. 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam, p. 1-1144.
- Gutiérrez-Marco J.C. Albanesi G.L. Sarmiento G.N. and Carlotto V. 2008. An Early Ordovician (Floian) Conodont Fauna from the Eastern Cordillera of Peru (Central Andean Basin). *Geologica Acta*, 6 (2): 147-160.
- Hairapetian V. Ghobadi Pour M. Popov L.E. Hejazi S.H. Holmer L.E. Evans D. and Sharafi A. 2015. Ordovician of the Anarak Region: implications in understanding Early Palaeozoic history of Central Iran. *Stratigraphy*, 12: 22-30.
- Hamedi M.A. 1995. Lower Palaeozoic sedimentology and stratigraphy of the Kerman region, East-

- northern Iran. *Palaeontology*, 52 (1): 35–52.
- Pratt B.R. and Holmden C. (Eds.), 2008. Dynamics of Epeiric Seas. Geological Association of Canada, Special Paper, 48. 1-406.
- Rickards R.B. Hamed M.A. and Wright A.J. 1994. A new Arenig (Ordovician) graptolite fauna from the Kerman District, east central Iran. *Geological Magazine*, 131: 35–42.
- Rickards R.B. Hamed M.A. and Wright A.J. 2001. A new assemblage of graptolites, rhabdopleuran hemichordates and chitinous hydroids from the late Arenig (Ordovician) of the Banestan area, east-central Iran. *Alcheringa*, 25: 169-190.
- Ruttner A. Nabavi M.H. Hajian J. Bozorgnia F. Eftekharneshad J. Emami K.S. Flugel E. Flugel H.W. Haghypour A. Iwao S. Kahler F. Ruttner-Kolisko A. Sartenaer P. Stepanov D.L. Valeh N. Walliser O.H. and Winsnes T.S. 1968. Geology of the Shirgesht Area (Tabas area, East Iran). Geological Survey of Iran, Report No. 4: 1-140.
- Sepkoski Jr. J.J. 1981. A factor analytical description of the Phanerozoic marine fossil record. *Paleobiology*, 7: 36–53.
- Serra F. Albanesi G.L. Ortega G. and Bergström S.M. 2015. Biostratigraphy and palaeoecology of Middle-Late Ordovician conodont and graptolite faunas of the Las Chacritas River section, Precordillera of San Juan, Argentina. *Geological Magazine*. 152 (5): 813-829.
- Sheikholeslami M.R and Zamani M. 1999. Geological Map of Halvan, scale 1:100000, Geological Survey of Iran. No 7257.
- Stait K. and Druce E.C. 1993. Conodonts from the Lower Ordovician Coolibah Formation, Georgina Basin, central Australia. *BMR Journal of Australian Geology & Geophysics*, 13: 293–322.
- Stampfli G.M. 1978. Étude géologique générale de l'Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus Iran N-E. These présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Geneve, 1-329.
- Sweet W.C. and Bergstrom S.M. 1976. Conodont biostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician of the United States Midcontinent. In: Bassett, M.G., (Ed.), *The Ordovician System. Proceedings of a Palaeontological Association Symposium*, Birmingham. University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff, pp. 121-151.
- Sweet W.C. and Bergstrom S.M. 1984. Conodont provinces and biofacies of the Late Ordovician. *Geological Society of America Special Paper*, 196: 69-87.
- Torsvik T.H. and Cocks L.R.M. 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*, 24: 999-1030.
- Stratigraphy and Geological Correlation, 17 (2): 155–172.
- Lindstrom M. 1955. Conodonts from the lowermost Ordovician strata of south central Sweden. *Geologiska Föreningen Förhandlingar (GFF)*, 76 (4): 517-604.
- Lindstrom M. 1971. Lower Ordovician conodonts of Europe. *Geological Society of America*. 127:21-62.
- Lofgren A.M. 1978. Arenigian and Llanvirnian Conodonts from Jämtland, Northern Sweden. *Fossils and Strata*, 13: 1-129.
- Lofgren A.M. 1994. Arenig (Lower Ordovician) conodonts and biozonation in the eastern Siljan District, central Sweden. *Journal of Paleontology*, 68: 1350-1368.
- Lofgren A.M. 2000. Early to early Middle Ordovician conodont biostratigraphy of the Gillberga quarry, northern Öland, Sweden. *Geologiska Föreningen Förhandlingar (GFF)*, 122 (4): 321–338.
- Lofgren A.M. 2003. Conodont faunas with *Lenodus variabilis* in the upper Arenigian to lower Llanvirnian of Sweden. *Acta Palaeontologica Polonica*, 48 (3): 417-436
- Lofgren A.M. and Tolmacheva T.Ju. 2003. Taxonomy and distribution of the Ordovician conodont *Drepanodus arcuatus* Pander 1856, and related species. *Paläontologische Zeitschrift*, 77 (1): 203–221.
- Mannik P. and Virra V. 2012. Ordovician conodont diversity in the northern Baltic. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 61 (1): 1-14.
- Muller K.J. 1973. Late Cambrian and early Ordovician Conodonts from northern Iran. Geological Survey of Iran, Report No. 30: 1-78.
- Munnecke A. Calner M. Harper D.A.T. and Servais, T. 2010. Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: A synopsis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296 (3–4): 389-413.
- Percival I.G. Wright A.J. Nicoll R.S. and Hamed M.A. 2009. *Martellia* and associated Middle Ordovician brachiopods from the Katkoyeh Formation, east-central Iran. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, 37: 315-325.
- Popov L.E. Ghobadi Pour M. and Hosseini M. 2008. Early to Middle Ordovician lingulate brachiopods from the Lashkarak Formation, Eastern Alborz Mountains, Iran. *Alcheringa*, 32: 1–35.
- Popov L.E. Ghobadi Pour M. Bassett M.G. and Kebriaee-Zadeh M.R. 2009. Billingsellide and orthide brachiopods new insights into earliest Ordovician evolution and biogeography from

- Zhen Y.Y. Nicoll R.S. Percival I.G. Hamed M.A. and Stewart I. 2001. Ordovician Rhipidognathid conodonts from Australia and Iran. *Journal of Paleontology*, 75 (1): 186-207.
- Zhen Y.Y. Percival I.G. and Webby B.D. 2003. Early Ordovician conodonts from far western New South Wales, Australia. *Records of the Australian Museum*, 55 (2): 169-220.
- Zhen Y.Y. Liu J.B. and Percival I.G. 2005. Revision of two Prioniodontid species (Conodonts) from the Early Ordovician Honghuayuan Formation of Guizhou, South China. *Records of the Australian Museum*, 57: 303-320
- Zhen Y.Y. Percival I.G. Löfgren A. and Liu J.B. 2007. Drepanoistodontid conodonts from the Early Ordovician Honghuayuan Formation of Guizhou, South China. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 24: 125-148.
- Zhen Y.Y. Percival I.G. Liu J.B. and Zhang Y.D. 2009b. Conodont fauna and biostratigraphy of the Honghuayuan Formation (Early Ordovician) of Guizhou, South China. *Alcheringa*, 33: 257-295.
- Zhen Y.Y. Zhang Y.D. and Percival I.G. 2009a. Early Ordovician (Floian) Serratognathidae fam. nov. (Conodonts) from eastern Gondwana: phylogeny, biogeography and biostratigraphic applications. *Association of Australasian Palaeontologists Memoir*, 37: 669-686.
- Zhen Y.Y. Wang Z.H. Zhang Y.D. Bergström S.M., Percival I.G. and Cheng J.F. 2011. Middle to Late Ordovician (Darriwilian-Sandbian) conodonts from the Dawangou section, Kalpin area of the Tarim Basin, Northwestern China. *Records of the Australian Museum*, 63: 203-266.
- Zhen Y.Y. Zhang Y. Tang Z. Percival I.G. and Yu G. 2015. Early Ordovician conodonts from Zhejiang Province, southeast China and their biostratigraphic and palaeobiogeographic implications. *Alcheringa*, 39: 109-141.
- Viira V. 2011. Lower and Middle Ordovician conodonts from the subsurface of SE Estonia and adjacent Russia. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 60 (1): 1-21.
- Voldman G.G. Albanesi G.L. Ortega G. Giuliano M.E. and Monaldi C.R. 2017. New conodont taxa and biozones from the Lower Ordovician of the Cordillera Oriental, NW Argentina. *Geological Journal*, 52 (3): 394-414.
- Wang X. Stouge S. Erdtmann B.E. Chen X. Li Z. Wang C. Zeng Q. Zhou Z. and Chen H. 2005. A proposed GSSP for the base of the middle Ordovician Series; the Huanghuachang section, Yichang, China. *Episodes*, 28: 105-117.
- Yazdi M. and Hosseini-Nezhad M. 2002. Early Ordovician trilobites from the north Damghan area, Eastern Alborz Range, Northern Iran. *First International Palaeontological Congress (IPC2002)*, Macquarie University, Australia, Geological Society of Australia Abstracts, 68: 178.
- Zeballo F.J. Albanesi G.L. and Ortega G. 2008. New late Tremadocian (Early Ordovician) conodont and graptolite records from the southern South American Gondwana margin (Eastern Cordillera, Argentina). *Geologica Acta*, 6 (2): 131-145.
- Zeballo F.J. Albanesi G.L. Voldman G.G. and Monaldi C.R. 2013. New records of Tremadocian conodonts (Early Ordovician) from the Zenta Range, Jujuy Province, Argentina. *Special Publication, Asociación Paleontológica Argentina*, 13: 129-133.
- Zhen Y.Y. and Percival I.G. 2003. Ordovician conodont biogeography – reconsidered. *Lethaia*, 36: 357-370.
- Zhen Y.Y. and Percival I.G. 2006. Late Cambrian-Early Ordovician conodont faunas from the Koonenberry Belt of western New South Wales. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, 32: 267-285.

Plate 1

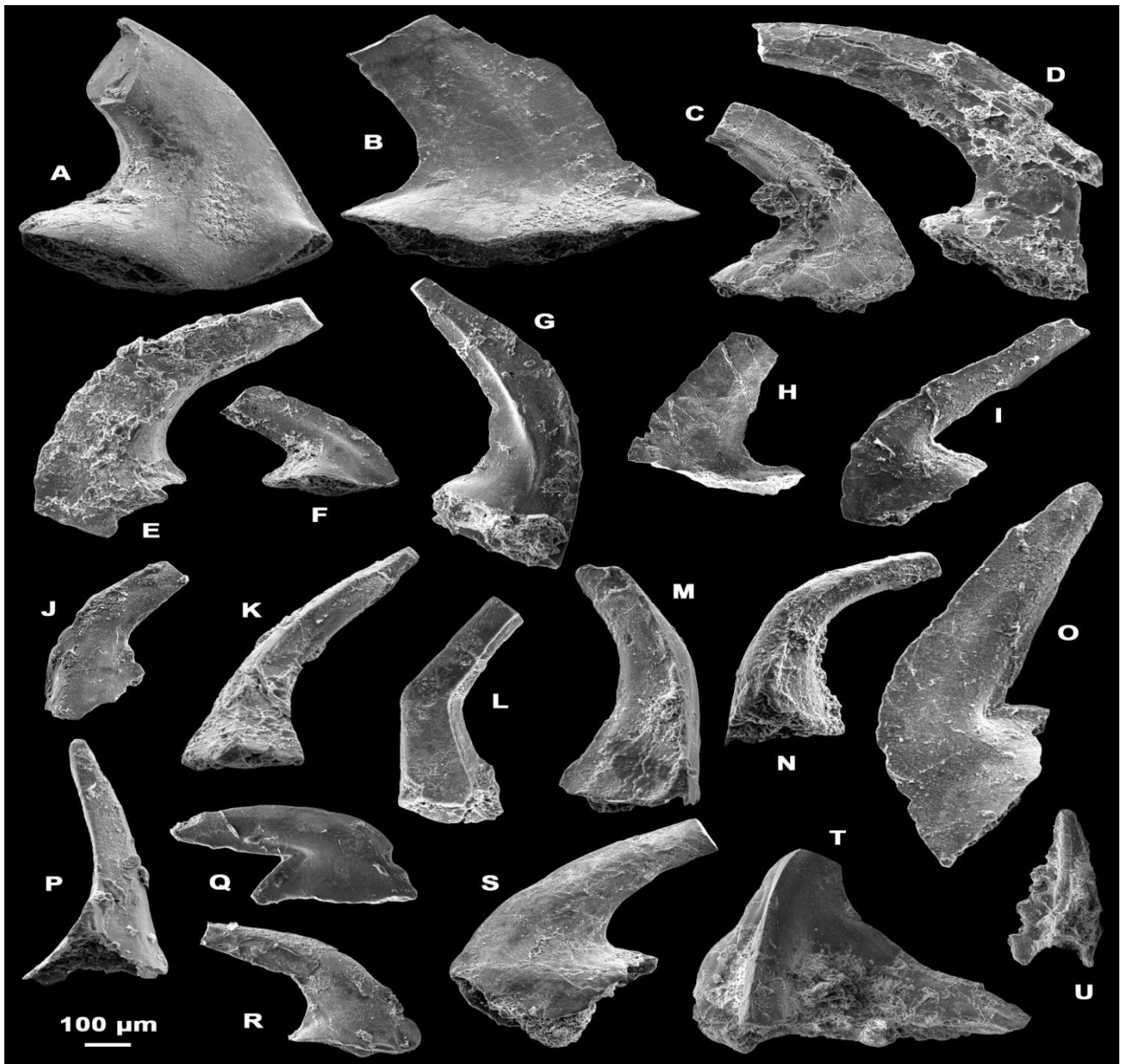


Plate 1

Figs. A-F: *Drepanodus arcuatus*, **A**: inner lateral view, FUM#MC232-3, Pa element; **B**: inner lateral view, FUM#MC232-4, Pb element; **C**: inner lateral view, FUM#MC208B-1, Sa element; **D**: outer lateral view, FUM#MC208B-3, Sb element; **E**: inner lateral view, FUM#MC208B-2, Sc element; **F**: inner lateral view, From MC231, M element.

Fig. G: *Drepanoistodus costatus*, inner lateral view, FUM#MC208B-6, Sa element.

Fig. H: *Drepanoistodus cf. nowlani*, inner lateral view, FUM#MC232-8, Sa element.

Fig. I: *Triangulodus cf. larapintinensis*, inner lateral view, FUM#MC232-10, M element.

Fig. J: *Drepanoistodus cf. basiovalis*, outer lateral view, FUM#MC232-11, P element.

Figs. K-O: *Acodus triangularis*, **K**: posterior lateral view, FUM#MC232-20, Pa element; **L**: inner lateral view, FUM#MC232-21, Pb element; Fig. **M**: inner lateral view, FUM#MC232-19, Sa element; **N**: inner lateral view, FUM#MC232-14, Sb element; **O**: inner lateral view, FUM#MC232-16, M element.

Fig. P: *Acodus cf. deltatus*, posterior view, FUM#MC232-27, M element.

Fig. Q: *Gothodus costulatus*, FUM#MC232-29.

Figs. R-S: *Drepanoistodus basiovalis*, **R**: inner lateral view FUM#MC232-34, P element; **S**: inner lateral view FUM#MC232-30, Sc element.

Figs. T-U: *Trapezognathus diprion*, **T**: inner lateral view, FUM# MC264-2, Pb element; **U**: anterior view, FUM# MC263-6, Sd element.