پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و دوم، شماره پیاپی ٦٤، شماره سوم، پاییز ١٣٩٥
تاریخ وصول: ١٣٩٥/٥/٢٣ تاریخ پذیرش: ١٣٩٥/٦/٢٧
صص ٥٥-٧٤

کنودونت‌های پرمین پسین ـ تریاس پیشین برش زال در شمال باختر ایران

عبیر عیسی، *کارشناس ارشد زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران*
عباس قادری، *استادیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران* *
علیرضا عاشوری، *استاد، گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران*
دیتر کورن، *استاد، موزه تاریخ طبیعی برلین، آلمان*

چکیده

در این پژوهش، ردیف‌های سنگ آهکی، شیلی و مارنی خاکستری، سبز، قرمز و کرم رنگ سازندهای جلفا، علی باشی و ابتدای سازند الیکا در برش زال، شمال باختر ایران، به ضخامت مجموع ٦٧/٢٠ متر از دیدگاه زیست چینه‌نگاری بر اساس کنودونت‌ها بررسی شده‌اند. این مطالعه به شناسایی ٢٧ گونه و ٤ زیرگونه متعلق به ٥ جنس از کنودونت‌ها انجامیده ضمن این که یک زیرگونه پیشنهادی جدید به نام *Clarkina leveni zalensis* n. sub sp. نیز تشریح گردیده است. همچنین تعداد ١٨ بیوزون کنودونتی مختلف که مؤید سن ووچیاپینگین تا گریسباخین پیشین هستند، در این برش شناسایی شده‌اند. از این میان تعداد ٥ بیوزون متعلق به زمان ووچیاپینگین، ١٠ بیوزون متعلق به زمان چانگزینگین و ٣ بیوزون هم متعلق به زمان گریسباخین هستند، ضمن این که همچون دیگر برش‌های چینه‌شناسی منطقه کوه‌های علی باشی، افق انقراض انتهای پرمین در سطح بالایی آخرین لایه سنگ آهک‌های حاوی *Paratirolites* قرار گرفته است. بر این اساس، مرز ووچیاپینگین ـ چانگزینگین در گذر سازند جلفا به سازند علی باشی قرار گرفته و گذر پرمین ـ تریاس (چانگزینگین ـ گریسباخین) در فاصله ٠/٩+ متری از سطح بالایی افق انقراض و درون سنگ آهک‌های خاکستری رنگ ابتدایی سازند الیکا جای دارد. برخلاف برخی نوشته‌های اخیر و با توجه به حضور دو بیوزون کنودونتی *Clarkina meishanensis – Hindeodus praeparvus* As. Zone و *Merrillina ultima – Stepanovites ?mostleri* As. Zone در عضو کاملاً دریایی ارس و بخش‌های کربناته ابتدای سازند الیکا و نیز حضور بازوپایان کوچک اورتوتتید، شکم‌پایان بلروفونتید کوچک و نیز حضور فراوان استراکودهای Bairdiidae در این عضو شیلی و همچنین مطالعات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی متعدد پیشین، مرز سازندهای علی باشی و الیکا کاملاً پیوسته است.

کلیدواژه‌ها: کنودونت، پرمین پسین، تریاس، برش زال، بیوزون.

* نویسنده مسؤول: ٠٩١٥٥٠٢٨٨٥٩
Email: aghaderi@um.ac.ir

مقدمه

پایان پالئوزوئیک و آغاز مزوزوئیک، زمان بحران و تغییرات ژرف در زیست بوم‌های دریایی و قاره‌ای زمین است. این بحران، بزرگ‌ترین انقراض طول فانروزوئیک را رقم زده و به انقراض انبوه بیش از ۹۶ درصد گونه‌ها، ۸۳ درصد جنس‌ها و ۵۵ درصد خانواده‌ها در محیط‌های دریایی (Sepkoski 1990; Raup 1991) و تقریباً به همان اندازه در محیط‌های قاره‌ای منجر شده است (Erwin 1993). علت تغییرات شگرف زیستی در مرز پرمین ـ تریاس هنوز مورد بحث زمین‌شناسان مختلف سراسر دنیا بوده و توجه بسیاری را به خود جلب کرده است. در میان فرضیه‌های موجود درباره علل اصلی انقراض انتهای پرمین، وقوع رویداد بی‌اکسیژنی دریایی (Wignall and Hallam 1992; Knoll et al. 1996; Wignall and Twitchett 1996, 2002; Isozaki 1997; Zhang et al. 2001)، فعالیت‌های آتشفشانی عظیم مافیک در سپر سیبری همراه با فعالیت‌های آتشفشانی فلسیک در جنوب چین (Campbell et al. 1992; Renne et al. 1995; Kozur 1998, 2005, 2007; Morgan et al. 2004; Payne and Kump 2007; Galfetti et al. 2007; Sobolev et al. 2011)، تغییرات آب و هوایی شدید (Joachimski et al. 2012; Chen et al. 2013; Schobben et al. 2014)، آزاد شدن متان از کلاتریت‌های زیردریایی (Erwin 1993; Krull and Retallack 2000; Berner 2002; Erwin et al. 2002; Krull et al. 2004)، گرم شدن اتمسفر و آب‌های دریایی در اثر فراوانی CO_2 موجود در دریاها و اتمسفر (Holser et al. 1989; Campbell et al. 1992; Erwin 1993; Wignall and Twitchett 1996; Retallack 1999; Kidder and Worsley 2004)، اسیدی شدن آب اقیانوس‌ها (Fraiser and Bottjer 2007; Knoll et al. 1996, 2007)، افزایش میزان H_2S و وقوع شرایط ایوکسینا در آب‌های پهنه نورانی اقیانوس (Kump et al. 2005; Riccardi et al. 2007; Grice et al. 2005; Meyer et al. 2008; Schobben et al. 2015)، برخورد شهاب‌سنگی (Erwin 1993; Rampino *et al.* 2000; Becker et al. 2001, 2004; Kaiho et al. 2001; Basu et al. 2003) و پسروی آب اقیانوس‌ها (Holser and Magaritz 1987; Baud et al. 1989; Yin et al. 2007) از همه مهم‌تر هستند. نابودی بسیاری از جانداران پالئوزوئیک نظیر تریلوبیتها و مرجان‌های تابولاتا و روگوزا و وقوع یکی از بزرگ‌ترین مظاهر مرگ دسته جمعی در طول تاریخ زمین و نیز تغییر و تحول چشمگیر بسیاری از موجودات دیگر همچون بازوپایان، پابرسران و کنودونت‌ها، از جمله حوادث این بازه زمانی است که توجه دیرینه‌شناسان را به خود جلب کرده است. در این میان، مطالعه کنودونت‌ها هم از دیدگاه فسیل‌شناسی و هم کاربرد آن‌ها در چینه‌نگاری ایزوتوپی برای بررسی و تحلیل روند تغییر ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن در این مرز مهم چینه‌شناسی بسیار حایز اهمیت است.

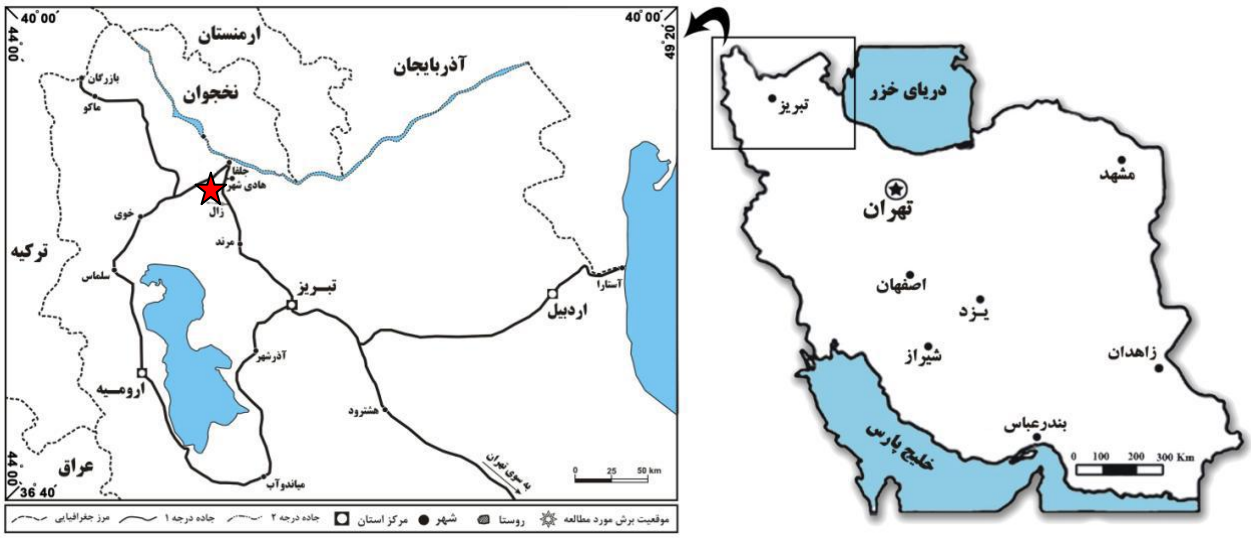
کنودونت‌های موجود در توالی‌های پرمین ـ تریاس شمال باختر ایران، پیش‌تر توسط Sweet در نوشته (Teichert et al. 1973) و Kozur (1975, 1978)، مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. بعدها مطالعات جامع‌تری توسط Sweet and Mei (1999a,b) بر روی فونای پرمین پسین (لوپینگین) و Kozur (2004, 2005) بر روی فونای چانگزینگین ـ گریسباخین انجام شده است. Shen (2007) و Henderson et al. (2008) نیز با هدف ارزیابی مجدد بخشی از بیوزون‌های ارائه شده توسط Kozur (2005)، شماری از کنودونت‌های لوپینگین را که در مجموعه‌های قدیمی Sweet و گروه تحقیقاتی ایران و ژاپن (IJRG) (Taraz et al. 1981) و ایران و چین (ICRG 1995) موجود بوده‌اند، بررسی و منتشر نموده‌اند. پس از ایشان، Shen and Mei (2010) با تکیه بر نمونه‌های جمع‌آوری شده در کلکسیون‌های قبلی، بایوزون‌های کنودونتی پرمین پسین ـ تریاس پیشین ایران و چین را بایکدیگر مقایسه نموده‌اند. در میان محققان ایرانی نیز عربی (۱۳۸٤) کنودونت‌های پرمین پسین ـ تریاس پیشین برش زال را در پایان نامه کارشناسی ارشد خود مطالعه نموده است. همچنین، قادری (۱۳۹۳) زیست‌چینه‌نگاری توالی‌های مورد سخن را در برش‌های چینه‌شناسی موجود در کوه‌های علی باشی (الی باشی و یا علّه باش که در زبان ترکی به معنای پنجاه سَر است و به دلیل

توپوگرافی خاص این کوه‌ها بدین نام خوانده می‌شود) بر اساس گستره حضور کنودونت‌ها و بازوپایان در رساله دکتری خود شرح داده و پیوسته بودن گذر پرمین به تریاس در ناحیه جلفا را مورد تأکید قرار داده است. با این حال، اخیراً مقاله‌ای که توسط Badri-Kolalo et al. (2015) بر روی کنودونت‌های برش زال منتشر شده است، گذر پرمین به تریاس را منطبق بر واحد شیل مرزی (عضو ارس) قاعده سازند الیکا دانسته و به واسطه رنگ قرمز این شیل‌ها و حضور استراکودهای آب شیرین؟ و ظهور استروماتولیت‌ها در سازند الیکا، این گذر را به طرز شگفت انگیزی از نوع ناپیوستگی فرسایشی معرفی کرده‌اند!. در پژوهش حاضر، زیست چینه‌نگاری توالی‌های لوپینگین ـ ابتدای گریسباخین در برش زال مورد ارزیابی مجدد قرار گرفته تا هم صحت زون‌بندی‌های قبلی در این خصوص مجدداً بررسی شود و هم جایگاه دقیق مرز چانگزینگین ـ گریسباخین و وضعیت واحد شیل مرزی مشخص گردد.

موقعیت جغرافیایی و چینه‌شناسی برش مورد مطالعه

این برش در فاصله ۲۲ کیلومتری جنوب ـ جنوب باختر شهر جلفا و به فاصله ۲/۲ کیلومتری شمال ـ شمال باختر روستای زال قرار گرفته است (شکل ۱). مختصات جغرافیایی قاعده برش زال °۳۸/۷۳۳ عرض شمالی و °۴۵/۵۸۰ طول خاوری و مسیر دستیابی به آن از طریق جاده اصلی و آسفالته جلفا ـ مرند و سپس ورود به جاده فرعی زال ـ پیراسحاق است. توالی‌های مورد نظر در این پژوهش برای اولین بار توسط Stepanov et al. (1969) در ناحیه کوه‌های علی باشی در باختر جلفا مطالعه و در قالب ۸ واحد سنگ چینه‌ای عمده شامل لایه‌های گنیشیک (واحد A)، لایه‌های خاچیک (واحد B)، لایه‌های جلفای پایینی (واحد C)، لایه‌های جلفای بالایی (واحد D)، لایه‌های دربردارنده مرز تدریجی پرمین ـ تریاس (واحد E)، لایه‌های سنگ آهکی حاوی آمونوئید *Paratirolites* (واحد F)، سازند الیکای پایینی (واحد G) و سازند الیکای بالایی (واحد H) معرفی شده‌اند. بعدها Teichert et al. (1973) این منطقه را بازبینی نموده و مجموعه واحدهای E و F معرفی شده توسط Stepanov et al. (1969) را به عنوان سازندی جدید به نام سازند علی باشی نام نهاده‌اند، اما اولین توصیف از برش زال در گزارش نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۱/۱۰۰۰۰۰ جلفا ارائه شده است (عبداللهی و حسینی ۱۳۷۵).

برش زال شامل رخنمونی از آخرین لایه‌های سازند خاچیک مشتمل بر ۳/۸۵ متر از سنگ آهک‌های خاکستری تیره حاوی چرت‌های سیاه رنگ و ۶ متر سنگ آهک‌های حاوی *Codonofusiella* همراه با ۳۳/۱۵ متر لایه‌های منتسب به سازند جلفا (لایه‌های جلفای پایینی به ضخامت ۲۰/۶۵ متر و لایه‌های جلفای بالایی به ضخامت ۱۲/۴۰ متر) است. توالی‌های چانگزینگین در این ناحیه دربردارنده نهشته‌های غالباً شیلی خاکستری، قرمز، سبز تا بنفش رنگ همراه با میان لایه‌هایی از سنگ آهک‌های نازک و ندولار به ضخامت ۱۲/۴۰ متر در پایین (عضو زال) و یک واحد کربناته سرخ رنگ حاوی آمونوئیدهای *Paratirolites* به ضخامت ۳/۹۲ متر در بالا هستند که مجموعاً توسط Teichert et al. (1973) به نام سازند علی باشی خوانده شده است. سازند الیکا نیز در این برش همچون برش‌های چینه‌شناسی مشابه در کوه‌های علی باشی، با یک قاعده شیلی سرخ تا سبز رنگ به ضخامت حداکثر ۰/۶ متر (عضو ارس) شروع می‌شود و با سنگ آهک‌های خاکستری، زرد تا صورتی روشن ادامه می‌یابد. ضخامت برداشت شده از سازند الیکا در این پژوهش حدود ۸ متر است و لذا ضخامت مجموع برش اندازه‌گیری شده در ناحیه زال ۶۷/۲۰ متر است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه در شمال باختر ایران (محل برش با علامت ستاره مشخص شده است).

روش مطالعه

در این پژوهش برای انجام مطالعات زیست چینه‌نگاری بر اساس کنودونت‌ها، در فواصل مشخص و از لایه‌های مناسب مجموعاً تعداد ٦٥ نمونه به وزن تقریبی هر نمونه ۳ تا ۵ کیلوگرم برداشت و پس از انتقال به آزمایشگاه، مراحل آماده‌سازی شامل گل‌شویی اولیه، خردایش و اسید شویی بر روی آن‌ها انجام شده است. در این راستا، هر نمونه به مدت ٢٤ ساعت در محلول ۱۰٪ اسید فرمیک قرار گرفته و پس از انحلال، رسوب حاصل از الک‌های ۱۸ و ۲۳۰ مش عبور داده شده است. این فرآیند برای هر نمونه در سه مرحله تکرار شده است. پس از خشک شدن رسوبات روی الک ریزتر، جداسازی کنودونت‌ها از رسوب در زیر میکروسکپ نوری انجام و پس از شناسایی کنودونت‌ها،از گونه‌های شاخص به دست آمده به کمک میکروسکپ الکترونی روبشی (SEM) مدل Leo 1450VP آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد تصویربرداری شده است. دستیابی به نتایج پیش رو، با مطالعه و شناسایی کنودونت‌ها به روش Sample-population taxonomic approach که توسط Mei et al. (1998a,b 2004) معرفی شده بود، انجام شده است. در این روش، نوع دندانه‌بندی در الویت اول و شکل بیرونی پلاتفرم در الویت دوم شناسایی قرار می‌گیرند ضمن این که فراوانی کلی گونه‌ها در لایه‌های رسوبی به عنوان یک معیار بسیار مهم در تشخیص گونه‌ها مؤثر دانسته شده‌اند.

بحث

توالی‌های متعلق به بازه زمانی پرمین پسین، با توجه به قرارگیری در حد فاصل دو رویداد انقراضی مهم در پایین (رویداد انتهای گوادالوپین) و بالا (رویداد انتهای پرمین) حائز اهمیت هستند (Kobayashi 1999; Saitoh et al. 2013). در این میان، رویداد انتهای گوادالوپین در ایران کمتر شناخته شده است. این رویداد در توالی‌های چینه‌شناسی مختلف سراسر دنیا، منطبق بر پسروی مشخص دریا و همراه با واکنش موجودات دریازی نسبت به این کاهش سطح آب‌ها بوده است. Isozaki et al. (2011) کاهش عمق دریاها در انتهای کاپیتانین را به یک رویداد سرد شدگی آب و هوایی نسبت داده‌اند. این رویداد سرد شدن جهانی که توسط Isozaka et al. (2007, 2011) به نام رویداد کامورا (Kamura) نام‌گذاری شده است، شدیدترین تنش محیطی در دریاهای کاپیتانین قلمداد شده و کاهش دمایی آن به حدی بوده که بر روی دریاهای واقع در عرض‌های جغرافیایی پایین و محدوده خط استوا نیز تأثیرگذار بوده است. کاهش شمار فونای پلاژیک نظیر کنودونت‌ها و آمونوئیدهای شناگر و اُفت مشخص در

میزان مواد غذایی و کاهش سطح هرم تغذیه در توالی‌های انتهای گوادالوپین حتی در برش‌های چینه‌شناسی مختلف ایران مؤید تأثیر رویداد کاموراً بر این توالی‌هاست (قادری ۱۳۹۳). با پیش‌روی مجدد دریا در ابتدای لوپینگین، به طور تدریجی شرایط عمقی و غذایی مناسب فراهم شده و فونای پلاژیک دریای باز فزونی می‌یابند. چنین تحولی در گذر طبقات متعلق به سازند خاچیک و سازند جلفا قابل ردیابی است. بدین ترتیب، با افزایش عمق حوضه که با غلبه تدریجی فرم‌های نکتون بر بنتوز همراه است و حتی با مطالعه ریزرخساره‌های میکروسکپی در طول سازند جلفا نیز محرز است، بر شمار کنودونت‌های شاخص و حتی آمونوئیدها افزوده شده و لذا امکان زیست پهنه‌بندی طبقات رسوبی بر مبنای این سنگواره‌ها فراهم می‌گردد. مطالعه فونای کنودونتی به دست آمده از توالی‌های ووچیاپینگین و پس از آن در برش زال نشان می‌دهد بیشترین گسترش این فونا در لایه‌های سنگ آهکی ـ مارنی خاکستری روشن، سبز، کرم تا قرمز سازند جلفا بوده و بخش‌های پایانی سازند خاچیک با وجود فراوانی فوزولینیدهای کف‌زی کوچک شاخص ابتدای ووچیاپینگین همچون گونه‌های متعلق به جنس‌های *Reichelina* و *Codonofusiella*، تقریباً عاری از کنودونت هستند. با این توضیح، این مطالعه به شناسایی و بازتعریف ۱۸ بیوزون کنودونتی در سازندهای جلفا، علی باشی و بخش ابتدایی سازند الیکا در برش زال منجر شده است. از این میان ۵ بیوزون متعلق به زمان ووچیاپینگین، ۱۰ بیوزون متعلق به زمان چانگزینگین و ۳ بیوزون نیز متعلق به زمان گریسباخین هستند. ستون چینه‌شناسی، نمودار پراکندگی عمودی کنودونت‌ها در طول برش و بیوزون‌های کنودونتی شناسایی شده در شکل ۲ آمده‌اند. بیوزون‌های شناسایی شده به ترتیب از قدیم به جدید عبارتند از:

***Clarkina leveni* Interval Zone**

این بیوزون که اولین بار توسط Kozur (1975) در برش آرخورا قفقاز جنوبی معرفی شده است، همزمان با اولین ظهور گونه *Clarkina leveni* آغاز شده و با اولین ظهور گونه *Clarkina guangyuanensis* پایان می‌یابد. این بیوزون بینابینی در برش مورد مطالعه به خوبی گسترش یافته و منطبق بر بخش اعظم ضخامت لایه‌های جلفا پایینی و نشان‌دهنده زمان ووچیاپینگین پیشین است. از دیدگاه سنگ‌شناسی، این بیوزون مشتمل بر شیل‌های سبز و خاکستری همراه با میان لایه‌های فراوانی از سنگ آهک‌های خاکستری روشن تا سبز و قهوه‌ای بوده و ۲۰/۴۰ متر ضخامت دارد. این بیوزون پیش‌تر از برش‌های مختلف کوه‌های علی باشی توسط قادری (۱۳۹۳) و نیز از برش زال توسط عربی (۱۳۸۳) با ضخامت حدود ۱۳ متر گزارش شده است. لازم به ذکر است در نوشته عربی، بسیاری از گونه‌های متعلق به گونه *Clarkina leveni* متعلق به *Clarkina postbitteri* دانسته شده‌اند و جالب آن که بیوزون *postbitteri* در زیر بیوزون *leveni* قرار داده شده است، حال آن که این گونه به فاصله دو بیوزون پایین‌تر از بیوزون *leveni* قرار دارد. بر این اساس بیوزون *leveni* معرفی شده در نوشته ایشان در این جا بازنگری شده است. ضمناً Henderson et al. (2008) و Shen and Mei (2010) به بیوزون *leveni* در برش زال تنها اشاره‌ای داشته‌اند، اما درباره ضخامت دقیق آن اظهار نظری نکرده‌اند. تنها کنودونت همراه در این بیوزون، گونه *Hindeodus typicalis* است. لازم به ذکر است در گستره این بیوزون، یک زیرگونه پیشنهادی جدید از گونه *Clarkina leveni* که در این جا با عنوان *Clarkina leveni zalensis* n. sub sp. نامیده شده، شناسایی گردیده که پس از تشریح مبحث بیوزوناسیون، به توصیف آن پرداخته خواهد شد.

***Clarkina guangyuanensis* Interval Zone**

این بیوزون اولین بار توسط Mei et al. (1994) در برش‌های دوکو، نانجینگ و سیچوان چین جنوبی معرفی شده است. شروع این بیوزون بینابینی همزمان با اولین ظهور گونه *Clarkina guangyuanensis* و پایان آن منطبق بر حضور اولین گونه *Clarkina transcaucasica* است و در بخش پایینی لایه‌های جلفا بالایی گسترش یافته است. این بیوزون در تناوبی از سنگ آهک‌های ندولار و مطبق نازک تا ضخیم لایه همراه با مارن و شیل‌های نازک لایه به رنگ قرمز، سیاه و

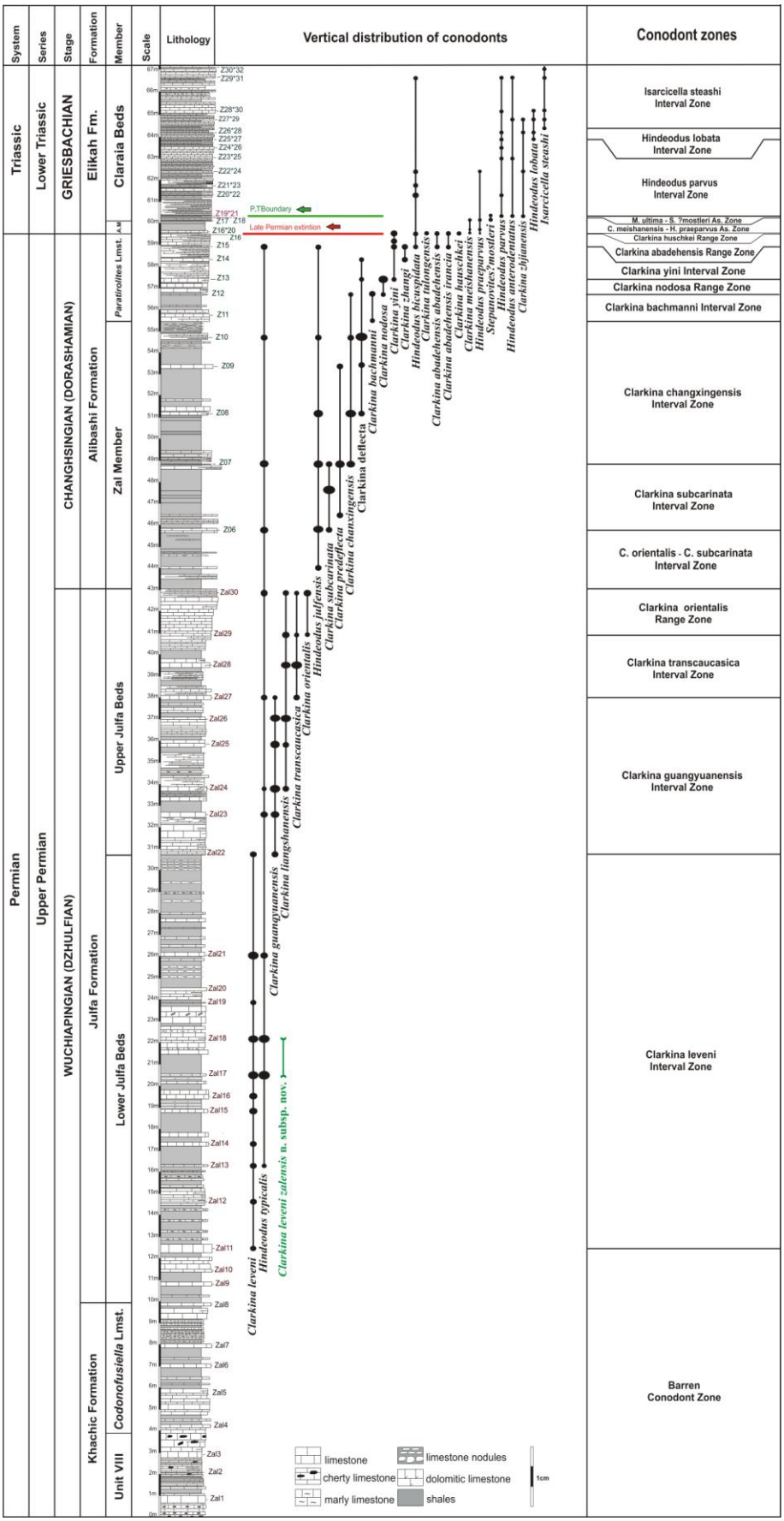
سبز به ضخامت تقریبی ٦/٥٥ متر دیده می‌شود. قادری (۱۳۹۳) این بیوزون را در برش‌های موجود در کوه علی باشی معرفی و متعلق به زمان ووچیاپینگین میانی است دانسته است، اما عربی (۱۳۸۳) این بیوزون را در برش زال شناسایی نکرده و لذا بیوزون *leveni* را مستقیماً در زیر بیوزون *orientalis* در نظر گرفته است. Henderson et al. (2008) و Shen and Mei (2010) نیز با اشاره به بیوزون *guangyuanensis* در برش زال، همچنان درباره ضخامت دقیق آن اظهار نظری نکرده‌اند. گونه‌های *Clarkina lianghshanensis* و *Hindeodus typicalis* به عنوان گونه‌های همراه در این بیوزون حضور دارند.

Clarkina transcaucasica Interval Zone

این بیوزون بینابینی که اولین بار توسط Mei et al. (1994) معرفی شده است، با اولین ظهور گونه *Clarkina transcaucasica* آغاز و با اولین ظهور گونه *Clarkina orientalis* پایان می‌یابد. این بیوزون در برش زال در بخش میانی لایه‌های جلفای بالایی قرار گرفته و ٤ متر ضخامت دارد. تناوب شیل‌های قرمز و سبز رنگ با سنگ آهک‌های نازک تا ضخیم لایه سنگ‌شناسی غالب این بیوزون را تشکیل داده است. بیوزون *transcaucasica* از برش‌های موجود در کوه علی باشی توسط قادری (۱۳۹۳) معرفی شده است، اما عربی (۱۳۸۳) به این بیوزون در برش زال اشاره‌ای نداشته است. همچنین ضخامت دقیق و جایگاه این بیوزون در نوشته‌های Henderson et al. (2008) و Shen and Mei (2010) به خوبی مشخص نیست. گونه‌های همراه این بیوزون، *Clarkina lianghshanensis* و *Hindeodus typicalis* هستند.

Clarkina orientalis Range Zone

این بیوزون که اولین بار توسط Kozur (1975) تعریف و منطبق بر گستره حضور گونه *Clarkina orientalis* دانسته شده است، با ۲/۲۰ متر ضخامت آخرین بیوزون کنودونتی ووچیاپینگین پسین بوده و در بخش بالایی لایه‌های جلفای بالایی برش زال قرار دارد. بیوزون *orientalis* دربردارنده سنگ آهک‌های کرم تا صورتی رنگ مطبق و ندولار بخش انتهایی لایه‌های جلفای بالایی است. این بیوزون پیش‌تر در بسیاری از نقاط دنیا نظیر برش‌های مختلف چین جنوبی (Shen 2007)، منطقه کوه‌های علی باشی (قادری ۱۳۹۳) و حتی برش زال شناسایی و معرفی شده است، اگرچه تعریف کاملی از آن در برش زال ارائه نشده است [به نوشته عربی (۱۳۸۳)، Henderson et al. (2008) و Shen and Mei (2010) مراجعه شود]. در محل برش الگوی چانگزینگین در میشان چین جنوبی، بیوزون *orientalis* توسط بیوزون جانبی *longicuspidata* پوشیده می‌شود، اگرچه نمونه‌هایی از گونه *Clarkina orientalis* به درون اولین بیوزون حاضر در چانگزینگین چین یعنی بیوزون *wangi* نیز وارد شده‌اند (Mei et al. 1994, 2004; Jin et al. 2006). به همین دلیل، بیوزون *longicuspidata* در جنوب چین، به عنوان بیوزون فرعی و هم پوشاننده معادل با بخش میانی ـ بالایی بیوزون *orientalis* در نظر گرفته می‌شود (Shen and Mei 2010). به باور Shen (2007)، بیوزون *orientalis* در ایران و قفقاز جنوبی توسط بیوزون *wangi* پوشیده می‌شود؛ هرچند Kozur (2005) با مطالعه برش آباده V و معرفی گونه جدید *Clarkina hambastensis* در لایه‌های معادل، معتقد به جایگزینی بیوزون *hambastensis* به جای بیوزون *wangi* در اولین لایه‌های دورآشامین (چانگزینگین) ایران است. با این حال، هیچ اثری نه از بیوزون *hambastensis* و نه بیوزون *wangi* در برش زال مشاهده نشده است و به جای آن هیندئودیدهایی نظیر *Hindeodus julfensis* که شاخص چانگزینگین است، در اولین لایه‌های روی سازند جلفا و در قاعده سازند علی باشی مشاهده شده‌اند که معرف پایان ووچیاپینگین و آغاز چانگزینگین در گذر از سازند جلفا به سازند علی باشی هستند. گونه‌های *Clarkina lianghshanensis*، *Clarkina transcaucasica* و *Hindeodus typicalis* گونه‌های همراه این بیوزون هستند.



شکل۲- ستون چینه‌شناسی، نحوه پراکندگی عمودی کنودونت‌ها در طول برش و بیوزون‌های کنودونتی شناسایی شده

***Clarkina lianghshanensis* overlape Zone**

گستره حضور این بیوزون از نیمه بالایی بیوزون *guangyuanensis* تا بخش‌های انتهای لایه‌های جلفای بالایی و درون بیوزون *orientalis* هستند. بنابراین از نوع هم‌پوشاننده و معادل با بخش‌هایی از سه بیوزون رأسی ووچیاپینگین پسین (بخشی از بیوزون *guangyuanensis*، گستره بیوزون *transcaucasica* و بخشی از بیوزون *orientalis*) است. سنگ آهک‌های مارنی و ندولار کرم، قرمز، صورتی و خاکستری رنگ با ضخامت مجموع ۷/۷۰ متر سنگ‌شناسی غالب این بیوزون را می‌سازند. این بیوزون از برش‌های موجود در کوه‌های علی باشی توسط قادری (۱۳۹۳) معرفی شده، اما عربی (۱۳۸۳) در برش زال به این بیوزون اشاره‌ای نداشته است. ضخامت و جایگاه دقیق این بیوزون در نوشته‌های Henderson et al. (2008) و Shen and Mei (2010) به خوبی مشخص نیست. گونه‌های *Clarkina lianghshanensis*، *Clarkina transcaucasica*، *Clarkina orientalis* و *Hindeodus typicalis* به عنوان گونه‌های همراه در این بیوزون حضور دارند.

با این توضیحات، توالی‌های متعلق به ووچیاپینگین در گستره سازند جلفا در برش چینه‌شناسی زال، سرشار از گونه‌های کنودونتی بیوزون‌ساز متعلق به جنس‌های *Clarkina* و *Hindeodus* بوده و امکان زیست پهنه بندی آن‌ها حداقل در قالب ۵ بیوزون کنودونتی مختلف میسر است. این زیست پهنه‌بندی دقیق، امکان مطالعه مرز بالایی اشکوب ووچیاپینگین را فراهم می‌کند، اما از آن جا که در لایه‌های متعلق به سازند خاچیک و حتی یک متر ابتدایی سازند جلفا در این برش هیچ گونه کنودونتی یافت نشده است، بیوزون‌های کنودونتی ابتدایی ووچیاپینگین در برش زال مشاهده نشده‌اند. بنابراین شناسایی جایگاه مرز گوادالوپین ـ لوپینگین بر اساس کنودونت‌ها و تعیین موقعیت نسبی رویداد کامورا هنوز فراهم نیست. قطعاً شناسایی دقیق این مرز در آینده بستری مناسب برای مطالعات در زمینه ژئوشیمی رسوبی و حتی چینه‌شناسی رخدادی در اختیار قرار می‌دهد.

***Clarkina orientalis* - *Clarkina subcarinata* Interval Zone (= *C. wangi* Zone)**

این بیوزون بینابینی به ضخامت ۲/۵۲ متر، منطبق بر حدفاصل آخرین حضور گونه *Clarkina orientalis* تا اولین ظهور گونه *Clarkina subcarinata* است و در اولین لایه‌های عضو زال سازند علی باشی قرار گرفته است. این گستره معادل بیوزون *Clarkina wangi* در برش الگوی چانگزینگین در برش میشان چین جنوبی است (Mei et al. 2004). همچنین، Kozur (2005) با مطالعه اولین لایه‌های چانگزینگین در برش آباده گونه جدیدی به نام *Clarkina hambastensis* را معرفی و بر اساس آن، بیوزون جدید همنامی به جای بیوزون *Clarkina wangi* جایگزین کرده است. با وجود این، در مطالعه حاضر و همچنین در مطالعه انجام شده توسط Ghaderi et al. (2014a) در منطقه کوه‌های علی باشی، در نمونه‌های برداشت شده از ابتدای سازند علی باشی هیچ اثری از گونه *Clarkina wangi* و حتی *Clarkina hambastensis* دیده نمی‌شود. در عوض، لایه‌های موجود در این ضخامت مشتمل بر شیل‌های بنفش و خاکستری با میان لایه‌ها و ندول‌های نازک آهکی سرشار از کنودونت‌های هیندئودید نظیر *Hindeodus julfensis* و *Hindeodus typicalis* هستند که از این میان، گونه *Hindeodus julfensis* شاخص اشکوب چانگزینگین است. بنابراین، نبود گونه‌های *Clarkina wangi* و *Clarkina hambastensis* در این بخش ابتدایی سازند علی باشی نمی‌تواند دلیلی بر ناپیوستگی مرز ووچیاپینگین ـ چانگزینگین است ضمن این که وجود ۲/۵۲ متر رسوبات کاملاً دریایی عمیق حاوی آمونوئید در این ضخامت، فرضیه احتمالی خروج از آب را کاملاً مردود می‌ماید.

***Clarkina subcarinata* Interval Zone**

این بیوزون بینابینی همزمان با اولین ظهور گونه همنام *Clarkina subcarinata* شروع می‌شود. این گونه نخستین بار توسط Sweet در نوشته Teichert et al. (1973) شناسایی و معرفی شده است. این بیوزون دربردارنده تناوبی از شیل‌های خاکستری تا سبز، قهوه‌ای و قرمز تیره با میان لایه‌هایی از

سنگ آهک، آهک مارنی و ندول‌های آهکی به ضخامت ۳/۱۰ متر است. کنودونت‌های همراه این بیوزون شامل *Clarkina predeflecta*، *Hindeodus typicalis* و مقدار فراوانی از گونه *Hindeodus julfensis* هستند.

Clarkina changxingensis Interval Zone

شروع این بیوزون بینابینی همزمان با اولین حضور گونه *Clarkina changxingensis* است. Wang and Wang در نوشته Zhao et al. (1981)، برای اولین بار گونه *Clarkina changxingensis* را در برش میشان چین معرفی نموده‌اند. این بایوزون با ضخامت ٦/٨٥ متر در بخش بالایی عضو زال و بخش ابتدایی سنگ آهک‌های صورتی تا قرمز رنگ حاوی *Paratirolites* سازند علی باشی مشاهده شده و نشان‌دهنده سن چانگزینگین میانی است. عربی (١٣٨٤)، Henderson et al. (2008) و Shen and Mei (2010) نیز بدون ذکر جزئیات سنگ‌شناسی و ضخامت صحیح، این بیوزون را از برش زال گزارش نموده‌اند. بیوزون پوشاننده *subcarinata* در نوشته Kozur (2005)، بیوزون جدید *Clarkina bachmani* است. به باور وی، گونه *Clarkina changxingensis* در همراهی با گونه *Clarkina deflecta*، در بیوزون دیگری به نام *Clarkina changxingensis – Clarkina deflecta* ظاهر شده است که سنی جدیدتر از موقعیت واقعی بیوزون *changxingensis* دارد. با این حال، Shen and Mei (2010) بیوزون *changxingensis* را در ایران، همانند برش‌های چینه‌شناسی جنوب چین، مستقیماً بر روی بیوزون *subcarinata* قرار داده‌اند. مطالعات انجام شده بر روی برش زال نیز مؤید دیدگاه Shen and Mei (2010) است. گونه‌های *Clarkina predeflecta*، *Clarkina deflecta*، *Hindeodus julfensis* و *Hindeodus typicalis* گونه‌های همراه در این بیوزون هستند.

Clarkina bachmanni Interval Zone

این بیوزون با سن چانگزینگین میانی اولین بار توسط Kozur (2005) در ایران مرکزی و شمال باختر ایران معرفی شده است. بیوزون *Clarkina bachmanni* در برش زال دربردارنده بخشی از نیمه پایینی سنگ آهک‌های قرمز رنگ حاوی *Paratirolites* سازند علی باشی به ضخامت ۰/۹۵ متر است. به باور Chen et al. (2008)، گونه *Clarkina bachmanni* مورفوتایپ دیگری از گونه *Clarkina yini* است، اما Kozur (2005) نبود این گونه در برش الگوی چانگزینگین چین را نشانگر یک نبود چینه‌شناسی دانسته است. این بیوزون پیش‌تر در نوشته عربی (١٣٨٤) معرفی نشده، اما Shen and Mei (2010) بدون ذکر موقعیت و ضخامت دقیق، آن را از برش زال گزارش کرده‌اند. گونه‌های *Clarkina changxingensis*، *Clarkina deflecta*، *Hindeodus julfensis* و *Hindeodus typicalis* به عنوان گونه‌های همراه در این بیوزون دیده می‌شوند.

Clarkina nodosa Range Zone

بیوزون *Clarkina nodosa* با سن چانگزینگین میانی اولین بار توسط Kozur (2005) تعریف و توسط Henderson et al. (2008) و Shen and Mei (2010) بدون ذکر جزئیات دقیق چینه‌شناسی در برش زال گزارش شده است. این بیوزون در بخش میانی سنگ آهک‌های قرمز رنگ حاوی *Paratirolites* با ضخامت ۰/۸۲ متر قرار گرفته است. بیوزون *nodosa* نیز همچون بیوزون *bachmanni* هم در برش الگوی چانگزینگین در میشان چین غایب است و لذا Kozur (2005) نبود این بیوزون را نشان‌دهنده نبود رسوبی در برش مذکور دانسته است. مشابه بیوزون قبلی، گونه‌های همراه در بیوزون *nodosa* را گونه‌هایی همچون *Clarkina changxingensis*، *Clarkina deflecta*، *Hindeodus julfensis* و *Hindeodus typicalis* تشکیل داده‌اند.

Clarkina yini Interval Zone

شروع این بیوزون بینابینی منطبق بر اولین حضور گونه *Clarkina yini* است. این بیوزون با سن چانگزینگین پسین، اولین بار در برش میشان چین توسط Mei et al. (1998b)

تعریف و توسط Shen and Mei (2010) نیز از برش زال گزارش شده است. این بیوزون با ضخامت ۱/۵۰ متر، دربردارنده بخش اعظم نیمه بالایی سنگ آهک‌های قرمز رنگ حاوی *Paratirolites* سازند علی باشی است. با توجه به نبود بیوزون‌های *bachmanni* و *nodosa* در برش الگوی میشان چین، بیوزون *yini* مستقیماً برروی بیوزون *changxingensis* قرار گرفته است (Shen and Mei 2010). گونه *Clarkina zhangi* که خود مورفوتایپ کشیده‌ای از *Clarkina yini* است در کنار گونه‌های *Clarkina deflecta*، *Hindeodus julfensis* و *Hindeodus typicalis* به عنوان گونه‌های همراه در این بیوزون دیده می‌شوند.

Clarkina abadehensis Range Zone

Kozur (2004) دو گونه کنودونتی جدید به نام‌های *Clarkina abadehensis* و *Clarkina iranica* و نیز یک بیوزون گستره‌ای جدید به نام بیوزون *Clarkina iranica* را در لایه‌های پوشاننده بیوزون *Clarkina zhangi* (لایه‌های پوشاننده بیوزون *Clarkina yini* در این نوشتار) معرفی نموده است. بعدها، Henderson et al. (2008) و Shen and Mei (2010) گونه *Clarkina iranica* را به عنوان یک همنامی کوچک از گونه *Clarkina abadehensis* در نظر گرفته و بیوزون *Clarkina iranica* را به بیوزون *Clarkina abadehensis* تغییر نام داده‌اند. با این توضیح، بیوزون *abadehensis* در برش زال ۰/۵۵ متر ضخامت داشته و در بخش بالایی سنگ آهک‌های حاوی *Paratirolites* سازند علی باشی قرار می‌گیرد. این بیوزون نیز در برش الگوی چانگزینگین در میشان چین شناخته نشده است. گونه‌های همراه در این بیوزون شامل *Clarkina yini* و *Hindeodus bicuspidatus* هستند.

Clarkina hauschkei Range Zone

بیوزون *Clarkina hauschkei* اولین بار توسط Kozur (2005) در ایران تعریف شده است. این بیوزون دربردارنده بالاترین بخش سنگ آهک‌های اندکی ندولار سرخ رنگ حاوی آمونوئید و سوزن اسفنج در بالاترین بخش سازند علی باشی است و در برش زال تنها ۲ سانتی‌متر ضخامت دارد. افق انقراضی انتهای پرمین دقیقاً بر روی همین بیوزون در آخرین سطح سنگ آهک‌های حاوی *Paratirolites* قرار گرفته است (Ghaderi et al. 2011; Leda et al. 2014; Schobben et al. 2015). گونه‌های همراه این بیوزون شامل *Clarkina abadehensis*، *Clarkina yini* و *Hindeodus bicuspidatus* هستند.

Clarkina meishanensis – Hindeodus praeparvus Assemblage Zone

این بیوزون تجمعی اولین بار توسط Kozur (2005) در محدوده عضو شیل مرزی (عضو ارس) سازند الیکا به سن چانگزینگین پسین معرفی شده است. گونه *Clarkina meishanensis* در محدوده عضو ارس برش‌های موجود در کوه‌های علی باشی بسیار نادر است (قادری ۱۳۹۳)، اما به طور استثنایی در برش زال نسبتاً فراوان است. Ghaderi et al. (2014a)، به دلیل کمبود شدید گونه مذکور در برش‌های کوه‌های علی باشی و متقابلاً فراوانی گونه *Hindeodus changxingensis* که اتفاقاً در برش زال نادر است، اقدام به تعریف بیوزون تجمعی جدیدی به نام *Hindeodus changxingensis – Hindeodus praeparvus* نموده‌اند، اما این بیوزون تجمعی در برش زال کاربرد چندانی ندارد. لذا در این جا از همان نام‌گذاری اولیه Kozur (2005) استفاده شده است. این بیوزون در برش زال دربردارنده شیل‌های سرخ و سبز رنگ و مارن‌های آهکی موجود در بخش شیل مرزی به ضخامت ۰/٦ متر است. این بیوزون در نوشته عربی (۱۳۸٤) گزارش نشده و جالب آن که Shen and Mei (2010) نیز حضور آن در برش زال را انکار نموده و بیوزون *Hindeodus parvus* را مستقیماً بر روی بیوزون *Clarkina hauschkei* قرار داده‌اند.

***Merrillina ultima* – *Stepanovites* ?*mostleri* Assemblage Zone**

این بیوزون تجمعی که آخرین بیوزون کنودونتی چانگزینگین است، اولین بار توسط Kozur (2005) معرفی شده و مشتمل بر عناصر میله‌ای شکل از گونه‌های *Merrillina ultima* و *Stepanovites* ?*mostleri* همراه با ادامه حضور *Hindeodus praeparvus* است. مارن‌ها و شیل‌های قرمز و بخش‌های پایینی توالی کربناته ندولار قرمز و زرد رنگ سازند الیکا، سنگ‌های دربردارنده این بیوزون هستند و مجموعاً ۰/۳ متر ضخامت دارند. گونه *Merrillina ultima* از بیوزون *Clarkina zhejiangensis* – *Hindeodus eurypyge* برش داوِن در گوئیژو چین جنوبی نیز توسط Chen *et al.* (2009) به دست آمده که مؤید سن انتهای چانگزینگین برای بیوزون *Merrillina ultima* - *Stepanovites* ?*mostleri* و کاربرد آن در تطابق برش‌های موجود در ناحیه جلفا با حداقل بخشی از توالی‌های مشابه در چین جنوبی است. مرز بالایی این بیوزون محدود به اولین ظهور گونه کنودونتی *Hindeodus parvus* است که شاخص مرز پرمین ـ تریاس است.

لازم به ذکر است در مقاله‌ای که اخیراً توسط توسط Badri-Kolalo et al. (2015) بر روی کنودونت‌های برش زال منتشر شده است، به تأسی از مقاله Shen and Mei (2010)، حضور بیوزون‌های تجمعی *Clarkina meishanensis* – *Hindeodus praeparvus* As. Zone و *Merrillina ultima* – *Stepanovites* ?*mostleri* As. Zone در عضو ارس و بخش‌های کربناته ابتدای سازند الیکا کاملاً نادیده انگاشته شده و بیوزون *Hindeodus parvus* مستقیماً بر روی بیوزون *Clarkina hauschkei* گذاشته شده است. ایشان گذر پرمین به تریاس را منطبق بر واحد شیل مرزی (عضو ارس) قاعده سازند الیکا دانسته و به واسطه رنگ قرمز این شیل‌ها و حضور استراکودهای آب شیرین؟ و ظهور استروماتولیت‌ها در سازند الیکا، این گذر را به طرز شگفت انگیزی از نوع ناپیوستگی فرسایشی معرفی کرده‌اند. با توجه به حضور دو بیوزون کنودونتی فوق‌الذکر در عضو ارس همراه با آثاری از بازوپایان کوچک اورتوتتید (Ghaderi et al. 2014b)، شکم‌پایان بلروفونتید کوچک (قادری و همکاران ۱۳۹۱؛ Leda et al. 2014) و نیز حضور فراوان استراکودهای Bairdiidae و نه فرم‌های آب شیرین؟ (قادری ۱۳۹۳) در این عضو شیلی، این عضو نه یک افق خاک دیرینه که یک بخش شیلی کاملاً دریایی است و فرآیند خروج از آب در برش زال و ناپیوستگی فرسایشی، بر مبنای شواهد سنگواره‌ای قویاً رد می‌شود. این در حالی است که در هیچ یک از مطالعات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی متعدد (به عنوان مثال: Schobben et al. 2014, 2015, 2016) نیز به وجود تغییرات ایزوتوپی مؤید خروج از آب و وقوع چنین ناپیوستگی اشاره نشده است.

***Hindeodus parvus* Interval Zone**

شروع این بیوزون بینابینی منطبق بر اولین حضور گونه *Hindeodus parvus* و مؤید آغاز دوره تریاس است (Yin et al. 2001). بیوزون *Hindeodus parvus* در برش زال دربردارنده توالی از سنگ آهک‌های خاکستری روشن تا صورتی همراه بامیان لایه‌های نازکی از شیل‌های همرنگ است که در فاصله ۰/۹+ متری از سطح افق انقراض (سطح بالایی سنگ آهک‌های حاوی *Paratirolites* سازند علی باشی) شروع شده و ۲/۴۵ متر ضخامت دارد. بنابراین، برخلاف نوشته Shen and Mei (2010) و Badri-Kolalo et al. (2015)، مرز پرمین ـ تریاس در برش زال نه در واحد شیل مرزی و نه در سطح بالایی آن بلکه درون سنگ آهک‌های خاکستری رنگ ابتدایی سازند الیکا قرار گرفته است. گونه‌های همراه این بیوزون شامل *Clarkina Zhejiangensis*، *Hindeodus praeparvus* و *Hindeodus anterdentatus* هستند.

***Hindeodus lobata* Interval Zone**

این بیوزون اولین بار توسط Perri and Farabegoli (2003) با عنوان بیوزون *Isarcicella lobata* در توالی‌های تریاس پیشین ایتالیا معرفی شده است. پس از ایشان نیز Kolar-Jurkovsek

et al. (2011) بیوزون یاد شده را با نام مشابه در توالی‌های تریاس پیشین اسلوونی شناسایی کرده‌اند. با توجه به نبود دندانه یا نودهای جانبی در گونه *Isarcicella lobata* و شباهت بیشتر آن به گونه‌های متعلق به جنس *Hindeodus* نسبت به *Isarcicella* و نیز توجه به این مطلب که وجود یا نبود این نودها معمولاً به عنوان مهم‌ترین ویژگی در تفکیک جنس‌های *Hindeodus* و *Isarcicella* به کار می‌رود، قادری (۱۳۹۳)، پیشنهاد داده است گونه *Isarcicella lobata* به *Hindeodus lobata* تغییر نام یابد. این امر به طور مشابهی در نوشته Chen et al. (2009) نیز در خصوص گونه *Hindeodus inflatus* مورد اشاره قرار گرفته است. با این توضیح، بیوزون *Hindeodus lobata* در فاصله ۳/۳۵+ متری از افق انقراض شروع شده و ضخامتی برابر با ٤/٦٠ متر از سنگ آهک‌های مطبق خاکستری رنگ سازند الیکا را به خود اختصاص داده است. گونه‌های *Clarkina Zhejiangensis*، *Hindeodus parvus* و *Hindeodus anterdentatus* به عنوان گونه‌های همراه در این بیوزون حضور دارند.

Isarcicella steashi Interval Zone

شروع این بیوزون بر مبنای اولین حضور گونه *Isarcicella staeschei* تعریف شده است (Wang 1996; Wang and Wang 1997). بیوزون *Isarcicella staeschei* پیش از این در توالی‌های گریسباخین پیشین ایران در برش‌های علی باشی ۱ و ٤ توسط Ghaderi et al. (2014) معرفی شده بود. در برش زال، اولین حضور گونه مذبور در فاصله ۷/۹۵+ از افق انقراض بالای سنگ آهک‌های حاوی *Paratirolites* سازند علی باشی و درون سنگ آهک‌های مطبق خاکستری رنگ متوسط لایه سازند الیکا روی داده است. گونه‌های همراه این بیوزون را عناصری از *Hindeodus parvus*، *Hindeodus lobata* و *Hindeodus anterdentatus* تشکیل داده‌اند.

توصیف سیستماتیک زیرگونه جدید *Clarkina leveni zalensis* n. sub sp.

Phylum Chordata
Clade Craniata
Subphylum Vertebrata
Class Conodonti (Branson 1938)
Order Ozarkodinida (Dzik 1976)
Family Gondolellidae (Lindstrom 1970)
Genus *Clarkina* (Kozur 1990)
Type species: Clarkina leveni Kozur, Mostler and Pjatakova in Kozur 1975
Clarkina leveni zalensis n. sub sp.
Figs. 3A-3D

لایه‌های دربردارنده: در لایه‌های Zal17 و Zal18 در بخش جلفای پایینی

نام: برگرفته از نام روستای زال به دلیل این که در نزدیکی برش مورد بررسی یافت شده است.

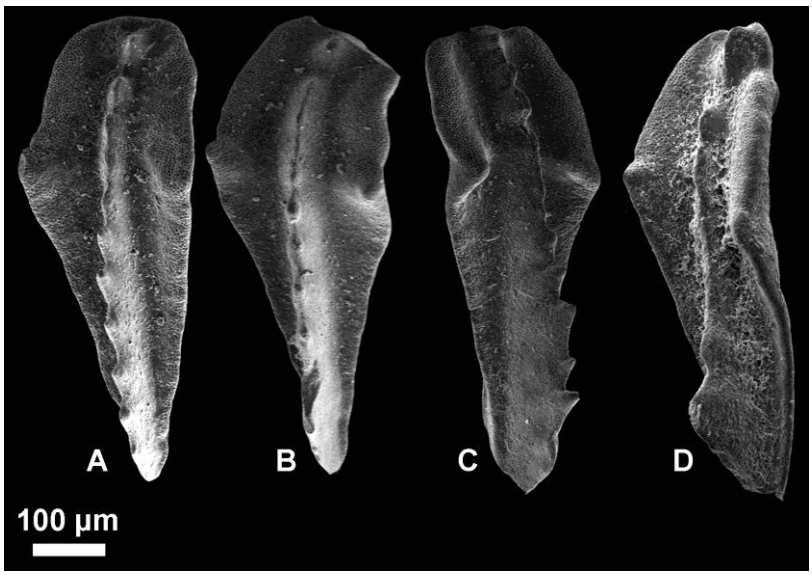
ویژگی‌های اصلی: برجستگی‌های نود مانند جانبی مرتفع و پلاتفرم کوتاه با طولی برابر با یک سوم (۱/۳) طول کل نمونه که باعث شده پایین افتادگی جلویی آن بسیار زودتر از دیگر شکل‌های *Clarkina leveni* شروع شود.

توصیف: گونه‌ای از نوع سگمینی پلانیت با پلاتفرمی که لبه‌های آن بالا آمده و در فاصله یک سوم (۱/۳) طول کل سنگواره از انتهای عقبی، به طور ناگهانی باریک می‌شوند. در همین نقطه که لبه‌های جانبی حالت پایین افتادگی پیدا می‌کنند، دو برجستگی نود مانند مشخص و مرتفع در حاشیه پلاتفرم دیده می‌شود. کاسپ مستقیم بوده و اندازه تقریباً مشابهی با دندانه‌های عقبی دارد. ارتفاع کاسپ و دیگر دندانه‌های عقبی تا رسیدن به محل نودهای جانبی یکسان است، اما از این نقطه به سمت بخش جلویی، ارتفاع دیگر دندانه‌ها افزایش می‌یابد. انتهای عقبی سنگواره گرد و مدور بوده و یک حاشیه باریک در پشت کاسپ مشخص است. دو سوم (۲/۳) جلویی طول سنگواره از محل نودهای جانبی تا انتهای تیغه آزاد، کشیدگی مثلث مانندی دارد (شکل ۳).

مقایسه: گونه *Clarkina leveni* از گونه‌های قدیمی‌تر *Clarkina asymmetrica* به واسطه طول کوتاه‌تر پلاتفرم پیش از باریک شوندگی ناگهانی در بخش میانی پلاتفرم، حاشیه‌های بالا آمده پلاتفرم و وجود نودها بر روی لبه حاشیه

پلاتفرم در محل شروع باریک شوندگی ناگهانی و نهایتاً پایین افتادگی پلاتفرم جلویی، قابل تفکیک و تمایز است. زیرگونه جدید مورد نظر این نوشتار کوتاه‌ترین پلاتفرم را در بین کل گونه‌های جنس *Clarkina* دارد، اما به دلیل برخورداری از نودهای حاشیه پلاتفرم و ویژگی پایین افتادگی ناگهانی در یک سوم (۱/۳) عقبی طول سنگواره و نه در میانه آن، کاملاً قابل تمایز از دیگر گونه‌های *Clarkina* و همچنین قابل تفکیک از نمونه‌های تایپ *Clarkina leveni* است و به همین دلیل به عنوان زیرگونه‌ای جدید برای این گونه در نظر گرفته شده است.

گستره چینه‌شناسی: گونه *Clarkina leveni* از توالی‌های ووچیاپینگین (جلفین) برش آرخورا در ناحیه قفقاز (Kozur 1975)، مناطق مختلف در کشور چین همچون برش دوکو در سیچوان (Mie et al. 1994b) و برش مائورشان در هوبی (Zhang et al. 2008) و برش‌های مختلف کوه‌های علی باشی (قادری ۱۳۹۳؛ Shen and Mei 2010) یافت شده است؛ ولی زیرگونه مورد بحث تنها در برش زال یافت شده است.



شکل ۳- تصاویری از زیرگونه جدید پیشنهاد شده در این نوشتار، به دست آمده از لایه‌های جلفای پایینی.

A-D. *Clarkina leveni zalensis* n. sub sp.;
A. #FUM-Zal17-5, upper view.
B. #FUM-Zal17-6, upper view.
C. #FUM-Zal17-7, upper oblique view.
D. #FUM-Zal17-8, upper oblique view.

نتیجه

مطالعه ٦٥ نمونه برداشت شده از توالی‌های سازندهای خاچیک، جلفا، علی باشی و الیکا در برش چینه‌شناسی زال به شناسایی ۲۷ گونه و ٤ زیرگونه متعلق به ۵ جنس از کنودونت‌ها منجر شده است. همچنین یک زیرگونه پیشنهادی جدید از گونه *Clarkina leveni* که در این جا با عنوان *Clarkina leveni zalensis*. n. sub sp. نامیده شده، تشریح گردیده است. بر این اساس، تعداد ۱۸ بیوزون کنودونتی مختلف که مؤید سن ووچیاپینگین ـ گریسباخین پیشین هستند، در ٦٧/٢٠ متر ضخامت برش مورد مطالعه شناسایی و

معرفی شده‌اند. از این میان ۵ بیوزون متعلق به زمان ووچیاپینگین، ۱۰ بیوزون متعلق به زمان چانگزینگین و ۳ بیوزون نیز متعلق به زمان گریسباخین هستند. بایوزون‌های شناسایی شده در توالی‌های سازند جلفا امکان مطالعه مرز بالایی اشکوب ووچیاپینگین را فراهم می‌کند، اما از آن جا که در لایه‌های متعلق به سازند خاچیک و حتی یک متر ابتدایی سازند جلفا در این برش هیچ گونه کنودونتی یافت نشده است، بیوزون‌های کنودونتی ابتدایی ووچیاپینگین در برش زال مشاهده نشده‌اند. بنابراین شناسایی جایگاه مرز گوادالوپین ـ لوپینگین بر اساس کنودونت‌ها هنوز فراهم نیست. همچنین مرز ووچیاپینگین ـ چانگزینگین در گذر سازند جلفا به سازند علی باشی قرار گرفته و گذر پرمین ـ تریاس (چانگزینگین ـ گریسباخین) در فاصله ۰/۹+ متری از سطح بالایی افق انقراض و درون سنگ آهک‌های خاکستری رنگ ابتدایی سازند الیکا جای دارد. بر خلاف برخی نوشته‌های اخیر و با توجه به حضور دو بیوزون کنودونتی *Clarkina meishanensis – Hindeodus praeparvus* As. Zone و *Merrillina ultima – Stepanovites ?mostleri* As. Zone در عضو دریایی ارس و بخش‌های کربناته ابتدای سازند الیکا و نیز حضور بازوپایان کوچک اورتوتتید، شکم‌پایان بلروفونتید کوچک و نیز حضور فراوان استراکودهای Bairdiidae در این عضو شیلی و همچنین مطالعات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی متعدد، فرآیند خروج از آب در برش زال و وجود ناپیوستگی فرسایشی پذیرفتنی نیست.

منابع

عربی، ل.، ۱۳۸۳، مطالعه بیواستراتیگرافی مرز پرمین ـ تریاس در برش زال در منطقه جلفا با نگرشی ویژه بر کنودونت‌های آن: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۱۰ص.

قادری، ع.، ۱۳۹۳، چینه‌شناسی و بوم‌شناسی دیرینه توالی‌های پرمین بالایی تا مرز پرمین ـ تریاس در شمال باختری ایران بر اساس داده‌های زیست چینه‌ای کنودونت‌ها و براکیوپودها: رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد، ۴۹۱ص.

عبداللهی، م.ر. و م. حسینی، ۱۳۷۵، نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۱/۱۰۰۰۰۰ جلفا: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

قادری، ع.، ع.ر. عاشوری، د. کورن، م.ح. محمودی قرایی و ل. اسکونیچنا، ۱۳۹۱، نگرشی نو بر تطابق چینه‌ای گذر پرمین ـ تریاس در قفقاز میانی و ایران: پیچیدگی‌ها و راهکارها: دوفصلنامه رخساره‌های رسوبی، ش. ۵ (۲)، ص. ۲۲۱–۲۴۶.

BadriKolalo, N., B. Hamidi, S.M. Vaziri and S.A. Aghanabati, 2015, Biostratigraphic Correlation of Elikah Formation in Zal Section (Northwestern Iran) with Ruteh and Type Sections in Alborz Mountains Based on Conodonts: Iranian Journal of Earth Sciences, **v.** 7, p. 78-88.

Basu, A.R., M.I. Petaev, R.J. Poreda, S.B. Jacobsen, and L. Becker, 2003, Chondritic meteorite fragments associated with the Permian–Triassic boundary in Antarctica: Science, **v.** 302, p. 1388-1392.

Baud, A., M. Magaritz, and W. Holser, 1989, Permian-Triassic of the Tethys: Carbon isotope studies: Geologische Rundschau, **v.** 78, no. 2, p. 649-677.

Becker, L., R.J. Poreda, A.R. Basu, K.O. Pope, T.M. Harrison, C. Nicholson, and R. Iasky, 2004, Bedout: A possible end-Permian impact crater offshore of Northwestern Australia: Science, **v.** 304, no. 5676, p. 1469-1476.

Becker, L., R.J. Poreda, A.G. Hunt, T.E. Bunch, and M.R. Rampino, 2001, Impact event at the Permian-Triassic boundary: evidence from extraterrestrial noble gases infullerenes: Science, **v.** 291, no. 5508, p. 1530-1533.

Berner, R.A., 2002, Examination of hypotheses for the Permo-Triassic boundary extinction by carbon cycle modeling: Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, **v.** 99 no. 7: p. 4172-4177.

Permian) successions of NW Iran and the Transcaucasus based on lithological features, conodonts and ammonoids: Fossil record, **v.** 17, p. 41-57.

Ghaderi, A., L. Skonieczna, and D. Korn, 2011, Problems of stratigraphic correlation of the Permian-Triassic transitional beds in the Transcaucasus and Central Iran: 5th symposium of Iranian Paleontological Society, Kerman. p. 223-231.

Grice, K., C.Q. Cao, G.D. Love, M.E. Bottcher, R.J. Twitchett, E. Grosjean, R.E. Summons, S.C. Turgeon, W. Dunning, and Y.G. Jin, 2005, Photic zone euxinia during the Permian–Triassic superanoxic event: Science, **v.** 307, p. 706–709.

Henderson, C.M., S.L. Mei, S.Z. Shen, and B.R. Wardlaw, 2008, Resolution of the reported Upper Permian conodont occurrences from northwestern Iran: Permophiles, **v.** 51, p. 2–9.

Holser, W.T., and M. Magaritz, 1987, Events near the Permian-Triassic boundary: Modern Geology, **v.** 11, p. 155-180.

Holser, W.T., H.P. Schönlaub, M. Attrep, K. Boeckelmann, P. Klein, M. Magaritz, C.J. Orth, A. Fenninger, C. Jenny, M. Kralik, H. Mauritsch, E. Pak, J.M. Schramm, K. Stattegger, and R. Schmoller, 1989, A unique geochemical record at the Permian/Triassic boundary: Nature, **v.** 337, p. 39-44.

Iranian-Chinese Research Group (ICRG). 1995, Field work on the Lopingian stratigraphy in Iran. Permophiles, **v.** 27, p. 5–8.

Isozaki, Y., 1997, Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: Records from lost deep sea: Science, **v.** 276, p. 235–238.

Isozaki, Y., D. Aljinovic, and H. Kawahata, 2011, The Guadalupian (Permian) Kamura event in European Tethys: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 308, p. 12–21.

Isozaki, Y., H. Kawahata and A. Ota, 2007, A unique carbon isotope record across the Guadalupian–Lopingian (Middle-Upper Permian) boundary in mid-oceanic paleo-atoll carbonates: the high productivity ‘‘Kamura event’’ and its collapse in Panthalassa: Global Planetary Change, **v.** 55, p. 21–38.

Jin, Y.G., S.Z. Shen, C.M. Henderson, X.D. Wang, W. Wang, Y. Wang, C.Q. Cao, and Q.H. Shang, 2006, The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the boundary between

Campbell, I.H., R.I. Hill, I.S. Williams, G.K. Czamanske, V.E. Kunikov and V. Stepanov, 1992, Synchronism of the Siberian Traps and the Permian–Triassic boundary: In: 29th International Geological Congress, Resumes, Kyoto, p. 65.

Chen, B., M.M. Joachimski, S.Z. Shen, L.L. Lambert, X.L. Lai, X.D. Wang, J. Chen, and D.X. Yuan, 2013, Permian ice volume and palaeoclimate history: oxygen isotope proxies revisited: Gondwana Research, **v.** 24, p. 77–89.

Chen, J., T.W. Beatty, C.M. Henderson, and H. Rowe, 2009, Conodont biostratigraphy across the Permian–Triassic boundary at the Dawen section, Great Bank of Guizhou, Guizhou Province, South China: Implications for the Late Permian extinction and correlation with Meishan: Journal of Asian Earth Sciences, **v.** 36, p. 442–458.

Chen, J., C.M. Henderson and S.Z. Shen, 2008, Conodont succession around the Permian-Triassic boundary at the Huangzhishan Section, Zhejiang and its stratigraphic correlation: Acta Palaeontogica Sinica, **v.** 47, p. 91–114.

Erwin, D.H., 1993, The Great Paleozoic Crisis: life and death in the Permian: The Perspectives in Paleobiolology and Earth History. Columbia University Press, New York. 327 p.

Erwin, D.H., S.A. Bowring and J. Yugan, 2002, End-Permian mass extinctions: a review: Geological Society of America Special Paper, **v.** 356, p. 363–384.

Fraiser, M.L., and D.J. Bottjer, 2007, The non-actualistic Early Triassic gastropod fauna: a case study of the Lower Triassic Sinbad Limestone Member: Palaios **v.** 19, p. 259–275.

Galfetti, T., P.A. Hochuli, A. Brayard, H. Bucher, H. Weissert, and J.O. Vigran, 2007, Smithian–Spathian boundary event: Evidence for global climatic change in the wake of the end-Permian biotic crisis. Geology, **v.** 35, p. 291–294.

Ghaderi, A., C. Garbelli, L. Angiolini, A.R. Ashouri, D. Korn, R. Rettori, and M.H. Mahmudy Gharaie, 2014b, Faunal changes near the End Permian Extinction: the brachiopods of the Ali Bashi Mountains, NW Iran. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **v.** 120, no. 1, p. 27-59.

Ghaderi, A., L. Leda, M. Schobben, D. Korn, A.R. Ashouri, 2014a, High-resolution stratigraphy of the Changhsingian (Late

Geologie, Palaontologie, Mineralogie, **v.** 18, p. 39–68.

Kozur, H.W., 2005, Pelagic uppermost Permian and the Permian-Triassic boundary conodonts of Iran, Part II: Investigated sections and evaluation of the conodont faunas: Hallesches Jahrbuch Fur Geowissenschaften, Reihe B: Geologie, Palaontologie, Mineralogie, **v.** 19, p. 49–86.

Kozur, H.W., 2005, Pelagic uppermost Permian and the Permian-Triassic boundary conodonts of Iran, Part II: Investigated sections and evaluation of the conodont faunas: Hallesches Jahrbuch Fur Geowissenschaften, Reihe B: Geologie, Palaontologie, Mineralogie, **v.** 19, p. 49–86.

Krull, E.S., and G.J. Retallack, 2000, Delta C-13 depth profiles from paleosols across the Permian-Triassic boundary: evidence for methane release: Geological Society of America Bulletin, **v.** 112, no. 9, p. 1459–1472.

Krull, E.S., D.J. Lehrmann, D. Druke, B. Kessel, Y.Y. Yu and R.X. Li, 2004, Stable carbon isotope stratigraphy across the Permian–Triassic boundary in shallow marine carbonate platforms, Nanpanjiang Basin, south China: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 204, no. 3-4, p. 297–315.

Kump, L.R., A. Pavlov and M.A. Arthur, 2005, Massive release of hydrogen sulfide to the surface ocean and atmosphere during intervals of anoxia: Geology, **v.** 33, p. 397–400.

Leda, L., D. Korn, A. Ghaderi, V. Hairapetian, U. Struck and W.U. Reimold, 2014, Lithostratigraphy and carbonate microfacies across the Permian-Triassic boundary near Julfa (NW Iran) and in the Baghuk Mountains (Central Iran): Facies, **v.** 60, p. 295-325.

Mei, S.L., C.M. Henderson and C.Q. Cao, 2004, Conodont sample-population approach to defining the base of the Changhsingian Stage, Lopingian Series, Upper Permian: In: Beaudoin, A.B., and Head, M.J., (Eds.), The Palynology and Micropalaeontology of Boundaries: Geological Society of London, Special Publication, **v.** 230, p. 105–121.

Mei, S.L., Y.G. Jin, and B.R. Wardlaw, 1994b, Succession of Wuchiapingian conodonts from northeastern Sichuan and its worldwide correlation: Acta Micropalaeontologica Sinica, **v.** 11, p. 121–139.

Mei, S.L., Y.G. Jin, and B.R. Wardlaw, 1998a, the Capitanian and Wuchiapingian stage (Permian): Episodes, **v.** 29, p. 253-262.

Joachimski, M.M., X. Lai, S. Shen, H. Jiang, G. Luo, B. Chen, J. Chen, and Y. Sun, 2012, Climate warming in the latest Permian and the Permian–Triassicmass extinction: Geology, **v.** 40, p. 195–198.

Kaiho, K., Y. Kajiwara, T. Nakano, Y. Miura, H. Kawahata, K. Tazaki, M. Ueshima, Z.Q. Chen and G.R. Shi, 2001, End-Permian catastrophe by a bolide impact: evidence of a gigantic release of sulfur from the mantle: Geology, **v.** 29, no. 9, p. 815-818.

Kidder, D.L., and T.R. Worsley, 2004, Causes and consequences of extreme Permo-Triassic warming to globally equable climate and relation to the Permo-Triassic extinction and recovery: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 203, p. 207–237.

Knoll, A.H., R.K. Bambach, D.E. Canfield, and J.P. Grotzinger, 1996, Comparative earth history and late Permian mass extinction: Science **v.** 273, p. 452–457.

Knoll, A.H., R.K. Bambach, D.E. Canfield and J.P. Grotzinger, 1996, Comparative earth history and late Permian mass extinction: Science **v.** 273, p. 452–457.

Knoll, A.H., R.K. Bambach, J. Payne, S. Pruss and W. Fischer, 2007, A paleophysiological perspective on the end-Permian mass extinction and its aftermath: Earth and Planetary Science Letters, **v.** 256, p. 295–313.

Kobayashi, F., 1999, Tethyan uppermost Permian (Dzhulfian and Dorashamian) foraminiferal faunas and their paleogeographic and tectonic implications: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 150, p. 279–307.

Kozur, H.W., 1975, Beitrage zur conodontenfauna des Perm: Geologisch Palaeontologische Mitteilungen Innsbruck, **v.** 5, p. 1–44.

Kozur, H.W., 1978, Beitraege zur Stratigraphie des Perms; Teil II, Die Conodontenchronologie des Perms: Freiberger Forschungshefte, Reihe C: Geowissenschaften, Mineralogie Geochemie, **v.** 334, p. 85–161.

Kozur, H.W., 1998, Problems for evaluation of the scenario of the Permian-Triassic boundary biotic crisis and its causes: Geologica Croatica, **v.** 51, no. 2, p. 135–162.

Kozur, H.W., 2004, Pelagic uppermost Permian and the Permian–Triassic boundary conodonts of Iran. Part 1: taxonomy: Hallesches Jahrbuch Fur Geowissenschaften, Reihe B:

111, p. 52–70.
Riccardi, A., L.R. Kump, M.A. Arthur, and S. D'Hondt, 2007, Carbon isotopic evidence for chemocline upward excursions during the end-Permian event: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 248, p. 73–81.
Saitoh, M., Y. Isozaki, J. Yao, Z. Ji, Y. Ueno, and N. Yoshida, 2013, The appearance of an oxygen-depleted condition on the Capitanian disphotic slope/basin in South China: Middle–Upper Permian stratigraphy at Chaotian in northern Sichuan: Global Planetary Change, **v.** 105, p. 180–192.
Schobben, M., M.M. Joachimski, D. Korn, L. Leda, and C. Korte, 2014, Palaeotethys seawater temperature rise and an intensified hydrological cycle following the end-Permian mass extinction: Gondwana Research, **v.** 26, no. 2, p. 675–683.
Schobben, M., A. Stebbins, A. Ghaderi, H. Strauss, D. Korn, and Ch. Korte, 2015, Flourishing ocean drives the end-Permian marine mass extinction. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States (PNAS): **v.** 112, no. 33, p. 1-6.
Sepkoski, J.J.Jr., 1990, The taxonomic structure of periodic extinction. In: Sharpton, V.L., and Ward, P.D., (Eds.), Global Catastrophes in Earth History: Geological Society of America, Special Paper, **v.** 247, p. 33-44.
Shen, S.Z., 2007, The conodont species Clarkina orientalis (Barskov and Koroleva, 1970) and its spatial and temporal distribution: Permophiles, **v.** 50, p. 25–37.
Shen, S.Z., and S.L. Mei, 2010, Lopingian (Late Permian) high resolution conodont biostratigraphy in Iran with comparison to South China zonation: Geological Journal, **v.** 45, p. 135–161.
Sobolev, S.V., A.V. Sobolev, D.V. Kuzmin, N.A. Krivolutskaya, A.G. Petrunin, N.T. Arndt, V.A. Radko and Y.R. Vasiliev, 2011, Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes: Nature, **v.** 477, p. 312–380.
Stepanov, D.L., F. Golshani, and J. Stocklin, 1969, Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran: Geological Survey of Iran, Report 12, p. 1–72.
Sweet, W.C., and S. Mei, 1999a, The Permian Lopingian and basal Trassic Sequence in Northwest Iran: Permophiles, **v.** 33, p. 14-18.
Sweet, W.C., and S. Mei, 1999b, Conodont succession of Permian Lopingian and basal Trassic in Conodont succession of the Guadalupian-Lopingian boundary strata in Laibin of Guangxi, China and West Texas, USA: In: Jin, Y.G., Wardlaw, B.R., and Wang, Y., (Eds.), Permian Stratigraphy, Environments and Resources: China University of Science and Technology Press, Hefei, Palaeoworld, **v.** 9, p. 53–76.
Mei, S.L., K.X. Zhang, and B.R. Wardlaw, 1998b, A refined succession of Changhsingian and Griesbachian neogondolellid conodonts from the Meishan section, candidate of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 143, p. 213–226.
Meyer, K.M., L.R. Kump and A., Ridgwell, 2008, Biogeochemical controls on photic-zone euxinia during the end-Permian mass extinction: Geology, **v.** 36, no. 9, p. 747-750.
Morgan, J.P., T.J. Reston, and C.R. Ranero, 2004, Contemporaneous mass extinctions, continental flood basalts, and impact signals: are mantle plume-induced lithospheric gas explosions: Earth and Planetary Science Letters, **v.** 217, no. 3-4, p. 263-284.
Payne, J.L., and L.R. Kump, 2007. Evidence for recurrent Early Triassic massive volcanism from quantitative interpretation of carbon isotope fluctuations: Earth and Planetary Science Letters, **v.** 256, no. 1-2, p. 264-277.
Perri, M.C., and Farabegoli, E., 2003, Conodonts across the Permian–Triassic boundary in the Southern Alps: Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **v.** 245, p. 281–313.
Rampino, M.R., A. Prokoph, and A. Adler, 2000, Tempo of the end-Permian event: highresolution cyclostratigraphy at the Permian-Triassic boundary: Geology, **v.** 28, no. 7, p. 643–646.
Raup, D.M., 1991, A kill curve for Phanerozoic Marine species: Paleobiology, v. 17, no. 1, p. 37-48.
Renne, P.R., Z. Zhang, M.A. Richards, M.T. Black, and A.R. Basu, 1995, Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism: Science, **v.** 269, no. 5229, p. 1413-1416.
Retallack, G.J., 1999, Postapocalyptic greenhouse paleoclimate revealed by earliest Triassic paleosols in the Sydney Basin, Australia: Geological Society of America Bulletin, **v.**

western United States: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 93, p. 21–46.

Wignall, P.B., and R.J. Twitchett, 1996, Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction: Science, **v.** 272, no. 5265, p. 1155–1158.

Yin, H., Q. Feng, X. Lai, A. Baud, and J. Tong, 2007, The protracted Permo-Triassic crisis and multi-episode extinction around the Permian–Triassic boundary: Global and Planetary Change, **v.** 55, no. 1-3, p. 1-20.

Yin, H., K. Zhang, J. Tong, Z. Yang and S. Wu, 2001, The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic Boundary: Episodes, **v.** 24, no. 2, p. 102-114.

Zhang, L., N. Zhang and W. Xia, 2008, Conodont succession in the Guadalupian-Lopingian boundary interval (upper Permian) of the Maoershan section, Hubei Province, China: Micropaleontology, **v.** 53, no. 6, p. 433-446.

Zhang, R., M.J. Follows, J.P. Grotzinger, and J. Marshall, 2001, Could the late Permian deep ocean have been anoxic?: Paleoceanography, **v.** 16, no. 3, p. 317–329.

Zhao, J.K., J.Z. Sheng, Z.Q. Yao, X.L. Liang, C.Z. Chen, L. Rui and Z.T. Liao, 1981, The Changhsingian and the Permian-Triassic boundary in South China: Bulletin of the Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, **v.** 2, p. 1–112.

Northwest Iran: In: Yin, H., and Tong, J., (Eds.), Proceedings of the International Conference on Pangea and the Paleozoic-Mesozoic Transition: Wuhan, China University of Geosciences Press, p. 154-156.

Taraz, H., F. Golshani, K. Nakazawa, D. Sgimuzu, Y. Bando, K.I. Ishi, M. Murata, Y. Okimura, S. Sakagami, K. Nakamura and T. Tokuoka, [=Iranian-Japanese Research Group (IJRG)] 1981, The Permian and Lower Triassic Systems in Abadeh region, central Iran: Memoirs of the Faculty of Sciences, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy, **v.** 47, p. 61–133.

Teichert, C., B. Kummel and W.C. Sweet, 1973, Permian-Triassic strata, Kuh-e-Ali Bashi, northwestern Iran: Bulletin of the Museum of Comparative Zoology, **v.** 145, p. 359–472.

Wang, C.Y., 1996, Conodont evolutionary lineage and zonation for the Latest Permian and the Earliest Triassic: Permophiles, **v.** 29, p. 30–37.

Wang, C.Y., and Z.H. Wang, 1997, Conodonts from Permian-Triassic boundary beds in Jiangxi, China and evolutionary lineage of Hindeodus-Isarcicella: Acta Paleontological Sinica, **v.** 36, no. 2, p. 151-169.

Wignall, P.B., and A. Hallam, 1992, Anoxia as a cause of the Permian/Triassic mass extinction: Facies evidence from northern Italy and the

Plate 1

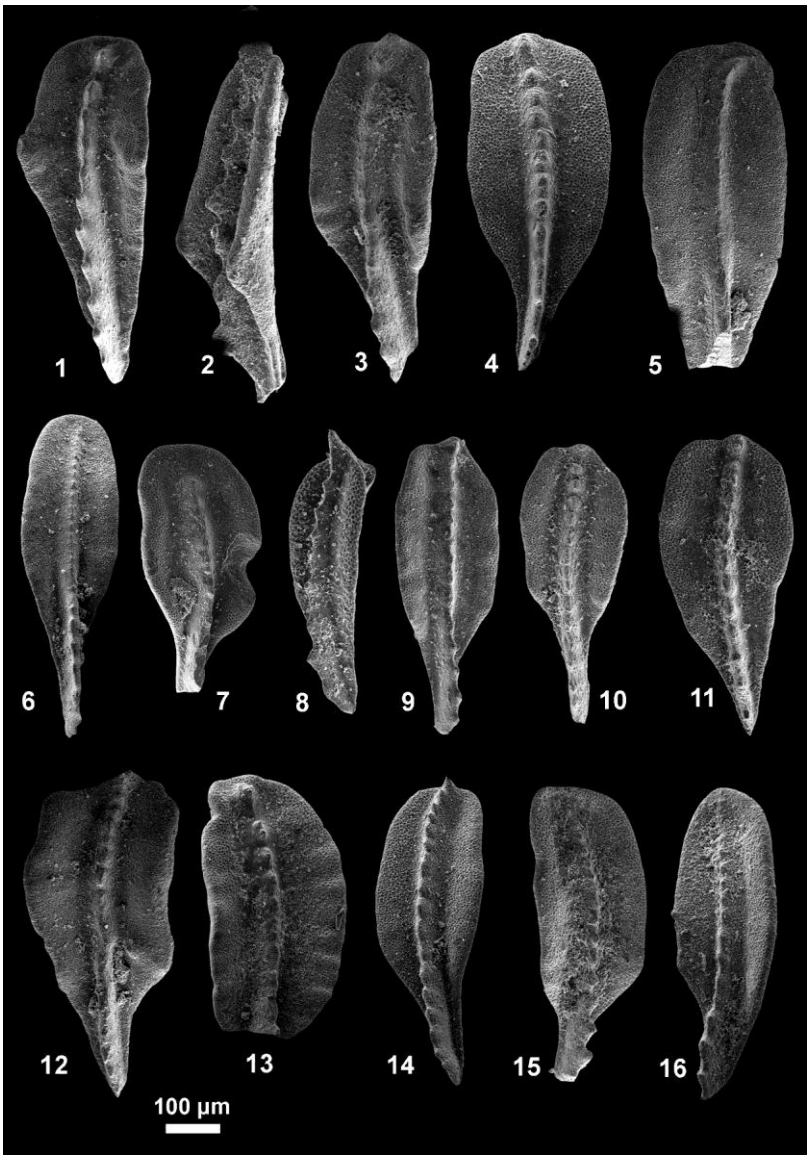


Plate 1
1. *Clarkina leveni zalensis* n. sub sp.; #FUM-Zal17-2, Julfa Formation, upper view.
2. *Clarkina leveni*; #FUM-Zal12-2, Julfa Formation, oblique lateral view.
3. Clarkina sp. A (transitional form between *Clarkina leveni* and *Clarkina guangyuanensis*); #FUM-Zal12-1, Julfa Formation, upper view.
4. *Clarkina guangyuanensis*; #FUM-Zal24-2, Julfa Formation, upper view.
5. *Clarkina transcaucasica*; #FUM-Zal28-1, Julfa Formation, upper view.
6. *Clarkina liangshanensis*; #FUM-Zal28-5, Julfa Formation, upper view.
7. *Clarkina orientalis*; #FUM-Zal30-2, Julfa Formation, upper view.
8. *Clarkina subcarinata*; #FUM-Z1-5, Ali Bashi Formation, oblique lateral view.
9. *Clarkina* predeflecta; #FUM-Z8-3, Ali Bashi Formation, upper view.
10. *Clarkina* changxingensis; #FUM-Z8-4, Ali Bashi Formation, upper view.
11. *Clarkina deflecta*; #FUM-Z7-2, Ali Bashi Formation, upper view.
12. *Clarkina bachmanni*; #FUM-Z11-2, Ali Bashi Formation, upper view.
13. *Clarkina nodosa*; #FUM-Z12-3, Ali Bashi Formation, upper view.
14. *Clarkina* yini; #FUM-Z14-3, Ali Bashi Formation, upper view.
15. *Clarkina abadehensis abadehensis*; #FUM-Z16-2 Ali Bashi Formation, upper view.
16. *Clarkina abadehensis irancia*; #FUM-Z16-3 Ali Bashi Formation, upper view.

Plate 2

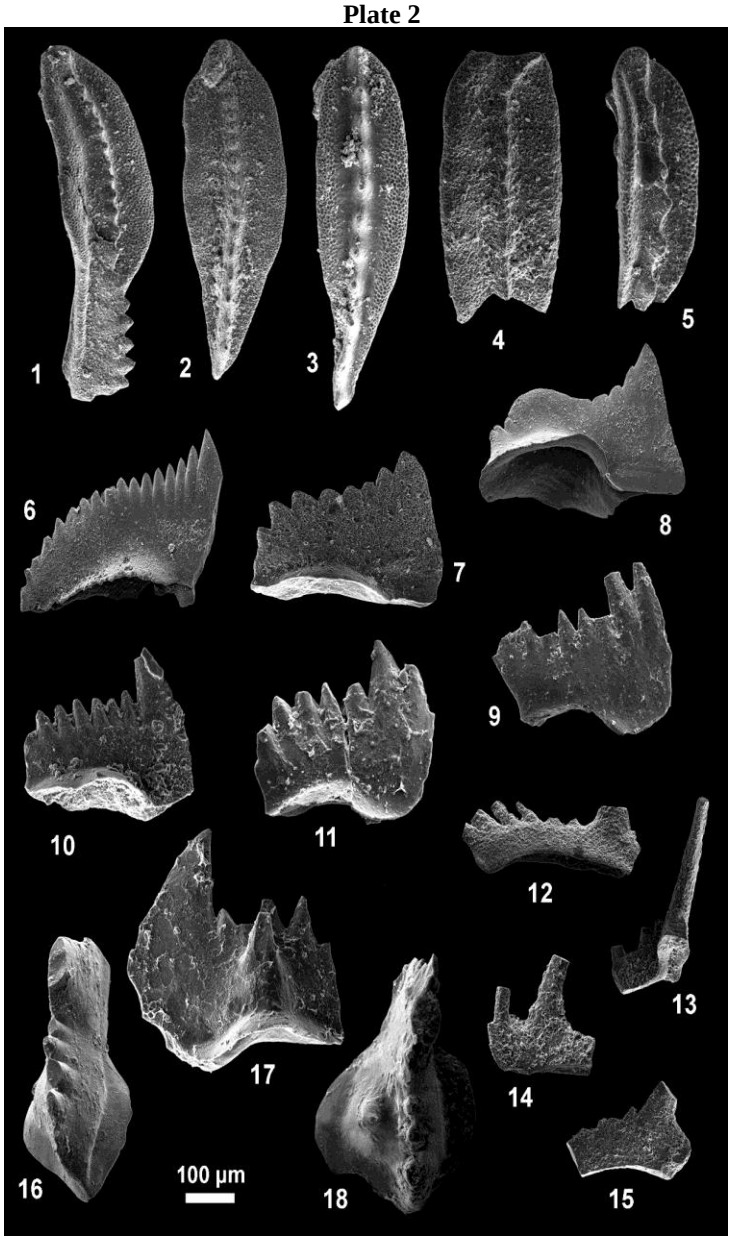


Plate 2

1. *Clarkina hauchkei*; #FUM-Z16*20-1 Ali Bashi Formation, upper view.
2. *Clarkina hauchkei*; #FUM-Z16*20-2 Ali Bashi Formation, upper view.
3. *Clarkina zhejianensis*; #FUM-Z22-6 Elikah Formation, upper view.
4. *Clarkina tulongensis*; #FUM-Z16*20-3 Ali Bashi Formation, upper view.
5. *Clarkina meishanensis* ; #FUM-Z18d-2 Elikah Formation, oblique lateral view.
6. *Hindeodus typicalis*; #FUM-Zal17-4, Julfa Formation, lateral view.
7. *Hindeodus praparvus*; #FUM-Z18a-1, Elikah Formation, lateral view.
8. *Hindeodus julfensis*; #FUM-Z6-1 Ali Bashi Formation, lateral view.
9. *Hindeodus bicuspidatus*; #FUM-Z22-10 Elikah Formation, lateral view.
10. *Hindeodus parvus parvus* ; #FUM-Z22-9, Elikah Formation, lateral view.
11. *Hindeodus anterodentatus*; #FUM-Z31-3, Elikah Formation, lateral view.
12. *Stepanovites mostleri*; #FUM-Z18a-2, Elikah Formation, lateral view.
13. *Merrillina ultima*; Sc element, #FUM-Z18a-3, Elikah Formation, posterior view.
14. *Merrillina ultima*; Sc element, #FUM-Z18a-1, Elikah Formation, lateral view.
15. *Merrillina ultima*; Sb element, #FUM-Z18a-4, Elikah Formation, lateral view.
16. *Hindeodus lobata*; #FUM-Z32-4, Elikah Formation, upper view.
17. *Isarcicella steashi*; #FUM-Z32-1, Elikah Formation, lateral view.
18. *Isarcicella steashi*; #FUM-Z32-1, Elikah Formation, upper view.