نشریه علمی ـ پژوهشی رخساره‌های رسوبی
پاییز و زمستان ۱۳۹۱، ۵ (۲): ۲۲۱-۲۴۶

Sedimentary Facies
Autumn 2012/Winter 2013, 5 (2): 221-246

نگرشی نو بر تطابق چینه‌ای گذر پرمین ــ تریاس در قفقاز میانی و شمال باختر ایران: پیچیدگیها و راهکارها

عباس قادری[1*]، علیرضا عاشوری[2]، دیتر کورن[3]، محمد حسین محمودی قرایی[4]، لوسینا لدا[5]

۱ـ دانشجوی دکتری چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲ـ استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳ـ استاد گروه فسیل شناسی، موزه تاریخ طبیعی، برلین، آلمان

۴ـ استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۵ـ کارشناس گروه فسیل شناسی، موزه تاریخ طبیعی، برلین، آلمان

*پست الکترونیک: abbas.ghaderi@gmail.com

تاریخ دریافت: ۹۰/۱/۱۹ **تاریخ پذیرش: ۹۰/۶/۹**

چکیده

برشهای دربردارنده گذر پرمین ـ تریاس در ایران یکی از بهترین رخنمونهای این محدوده زمانی در دنیاست که به عنوان برش استاندارد برای لایه‌های گذر در حوضه تتیس مرکزی کاربرد دارد. افزایش توجه به این برشها کمک می کند تا شماری از مشکلات و پیچیدگیهای موجود از قبیل تفاوت در سنگ چینه نگاری، زیست چینه نگاری ارائه شده بر مبنای آمونوئیدها و کنودونتها و برداشتهای متفاوت از شرایط محیط رسوبی دیرینه حل شود. در این پژوهش برشهای موجود در منطقه کوههای علی باشی در شمال باختر ایران با یکدیگر و با برشهای منطقه قفقاز میانی مورد مقایسه قرار گرفته و موانع موجود در ارائه یک تطابق با قدرت تفکیک بالا مورد بحث قرار گرفته‌اند. علاوه بر آن، ایرادهای مطرح شده درباره پیوستگی توالیهای پرمین پسین کوههای علی باشی مورد بررسی قرار گرفته و پاسخی مناسب برای آنها ارائه شده است.

واژه‌های کلیدی: تطابق، پرمین، تریاس، جلفا، قفقاز میانی.

مقدمه

پایان پالئوزوئیک و آغاز مزوزوئیک، زمان بحران و تغییرات ژرف در اکوسیستمهای روی 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 زمین شناسان مختلف سراسر دنیا بوده و توجه بسیاری را به خود جلب کرده است (برای مثال: Holser & Magaritz، 1987؛ Baud *et al.*، 1989؛ Wignall & Hallam، 1992؛ Erwin، 1993؛ Renne *et al.*، 1995؛ Wignall &

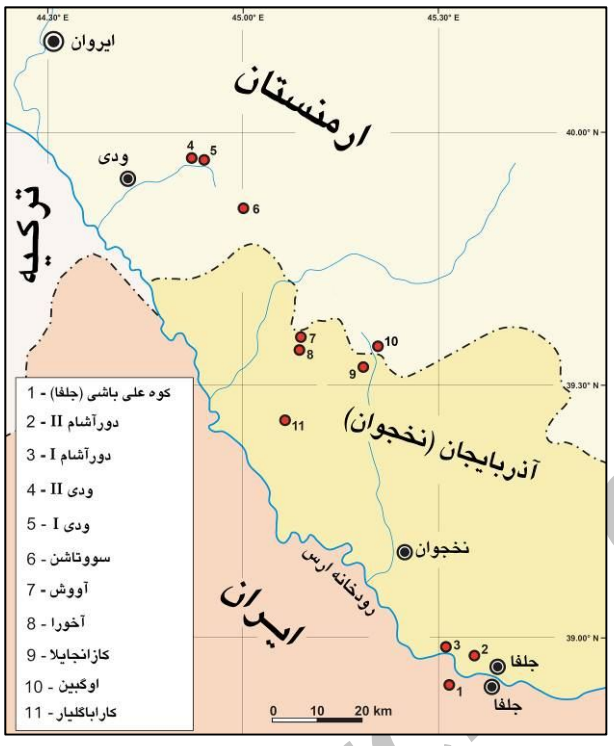
Archive of SID

www.SID.ir

Twitchett ، 1996 و 2002؛ Knoll *et al.*، 1996؛ Kozur، 1998، 2005 و 2007؛ Zhang *et al.*، 2001؛ Becker *et al.*، 2001 و 2004؛ Kaiho *et al.*، 2001؛ Berner، 2002؛ De Wit *et al.*، 2002؛ Basu *et al.*، 2003؛ Krull *et al.*، 2004؛ Morgan *et al.*، 2004؛ Payne & Kump، 2007؛ Yin *et al.*، 2007؛ Heydari *et al.*، 2008).

رخدادهای متوالی محدوده مرز پرمین ـ تریاس در محل برش الگوی جهانی این مرز در کشور چین توصیف شده‌اند، اما توالیهای این بازه زمانی در برش الگو، کاملاً به هم فشرده و متراکم (Condensed) هستند (Baud، 1996؛ Mundil *et al.*، 2002؛ Cao *et al.*، 2001؛ Kozur، 2003a و 2003b؛ Xie *et al.*، 2007). برشهایی نظیر برشهای منطقه قفقاز میانی که توالیهای آنها از فشردگی کمتر و گسترش بیشتری برخوردارند و بیشتر توسعه یافته‌اند، برای مطالعه رویدادهای متوالی کوتاه مدت و درک حقایق موجود در این بازه زمانی مناسبترند.

برشهای غنی از فسیلهای پلاژیک مرز پرمین ـ تریاس در تتیس مرکزی، به ویژه در سوی شمالی دره ارس در ۹کیلومتری باختر ـ شمال باختر شهر جلفای جمهوری خودمختار نخجوان، مدت زمان زیادی است که شناخته شده است (Abich، 1878؛ Arthaber & Frech، 1900؛ Stoyanow، 1910؛ Ruzhencev & Shevyrev، 1965؛ Ruzhencev *et al.*، 1965؛ Rostovtsev & Azaryan، 1973؛ Kozur *et al.*، 1980؛ Kotlyar *et al.*، 1983؛ Zakharov، 1992). توالیهای پرمین ـ تریاس شمال باختر ایران (شکل۱) نیز بیش از ۴۰ سال پیش شناخته شده و در این مدت توسط زمین شناسان مختلفی مطالعه شده‌اند (برای مثال: Stepanov *et al.*، 1969؛ Teichert *et al.*، 1973؛ Partoazar، 1995؛ Kozur، 2005 و 2007؛ Shabanian & Bagheri، 2008). با وجود این، توالیهای مذکور در همین بازه زمانی نسبتاً کوتاه از ارزش و اهمیت بسیار زیادی برخوردار شده‌اند چرا که مطالعه رویداد انقراضی پرمین ـ تریاس در آنها به راحتی میسر گردیده است. علاوه بر آن، برشهای کوه علی‌باشی در ۹ کیلومتری باختر جلفا از اهمیت بسیار زیادی برای مطالعه کنودونتها و آمونوئیدها برخوردار بوده و از بهترین رخنمونهایی هستند که تغییرات فونی موجودات پلاژیک در مرز پالئوزوئیک و مزوزوئیک را نشان می‌دهند.



شکل ۱: موقعیت برشهای پرمین ـ تریاس در منطقه جلفا (شمال باختر ایران) و حوضه قفقاز میانی

برشهای دریایی قفقاز میانی و ایران مرکزی، فرصت بی‌نظیری را برای مطالعه این بازه زمانی فراهم می‌کنند چرا که دربردارنده توالیهای یکپارچه و بدون انقطاع رسوبی و بسیار پرفسیل با رخساره‌های غالب کربناته ـ رس سنگی بوده و تطابق زیادی را با برشهای الگوی مرز پرمین ـ تریاس در چین نشان می‌دهند.

با وجود این واقعیت که همه برشهای دربردارنده مرز پرمین ـ تریاس در حوضه قفقاز میانی (برای مثال برشهای دورآشام I و II، ودی I و II، سووتاشن، آووش، آخورا، کازانجایلا،

Archive of SID

www.SID.ir

اُگبین و کاراباگلار) و شمال باختر ایران شباهتهای زیادی را نشان می‌دهند (شکل۲)، اما تطابق دقیق آنها نامشخص و غیرواضح بوده و بحثهای زیادی را در مجامع علمی دربر داشته است (برای مثال: Mei & Sweet، 1999؛ Partoazar، 2002؛ Kozur، 2004، 2005 و 2007؛ Baud، 2008؛ Henderson *et al*.، 2008؛ Shen & Mei، 2010). عمده مشکلات شامل تطابق زمان چینه‌ای، تطابق سنگ چینه‌ای و به همان اندازه فسیل شناسی و بیوزوناسیون آمونوئیدها و کنودونتهاست ضمن این که تفاسیر متفاوتی نیز برای محیط رسوبی سازند علی باشی ارائه شده است که در این جا بدان پرداخته خواهد شد.

بحث

تطابق زمان چینه‌ای

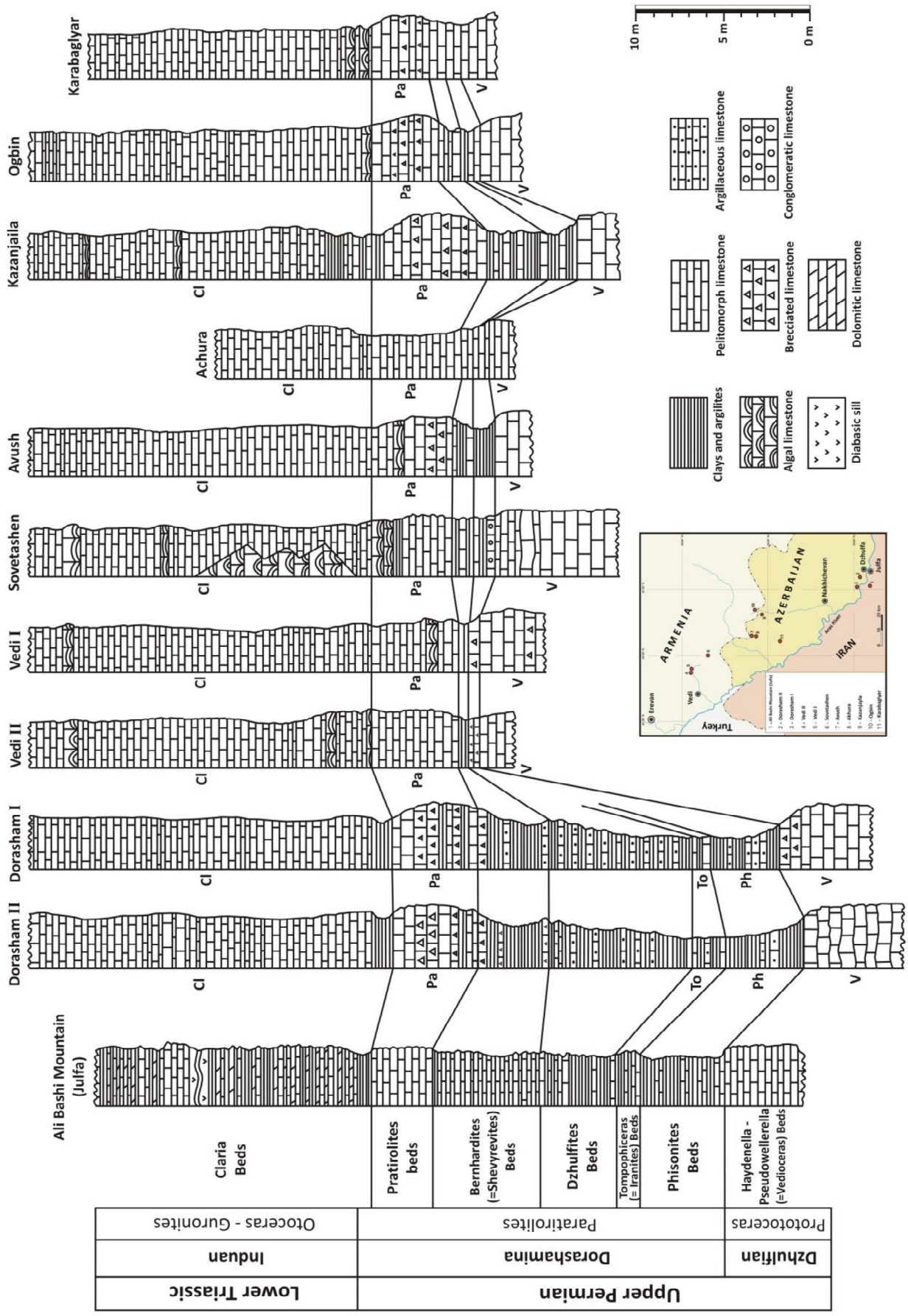
Schenck *et al*. (1941)، اشکوب جلفین را برای طبقات پرمین پسین که در زیر لایه‌های دورآشامین قرارگرفته‌اند، معرفی نمودند. پس از آن نام اشکوب جلفین در طول چند دهه متوالی و در گستره جهانی برای این رسوبات استفاده شده است. بعدها واحدهای معادل جلفین را در حوضه درون پلاتفرمی جنوب چین با عنوان ووچیاپینگین معرفی نموده‌اند که این امر تخلف آشکار از اصول چینه‌شناسی و از رسمیت انداختن برش الگوی کامل و جهانی جلفین و جایگزینی آن با برشی است که در قیاس با اشکوب جلفین، توالی ناقص‌تری دارد (Kozur, 2005). آمونوئیدهای ووچیاپینگین (برای مثال: *Jinjiangoceras* و *Konglingites* در نوشته Isozaki *et al*., 2007) تقریباً بومی و محلی هستند در حالی که آمونوئیدهای جلفین (برای مثال *Araxoceras* و *Pseudogastrioceras*) نه تنها در گستره دریای تتیس دیده شده که از نیمکره غربی نیز گزارش شده‌اند (Spinosa *et al*., 2007). Rostovtsev & Azaryan (1971 و 1973)، برش الگوی اشکوب دورآشامین را در باختر جلفا و در شمال رود ارس (برش دورآشام II) معرفی کرده‌اند، هرچند Furnish & Glenister (1970)، یک سال زودتر نام چانگزینگین را برای آخرین طبقات پرمین جنوب چین پیشنهاد داده بودند، ولی اشکوب چانگزینگین با وجود پیشگام بودن در معرفی، کاربردهای اشکوب دورآشامین را ندارد. مهمترین نقص این اشکوب آن است که اغلب در خارج از حوضه درون پلاتفرمی جنوب چین و منطقه الگوی خود قابل ردیابی و مطالعه نیست. علاوه بر آمونوئیدهای این اشکوب که بعضاً گونه‌های محلی جنوب چین هستند، برخی از گونه‌های کنودونتی شاخص بیوزون ساز متعلق به دریای تتیس نیز در جنوب چین حضور نداشته و ناشناخته‌اند. بنابراین اشکوب چانگزینگین یک اشکوب ناحیه‌ای بوده و دست‌کم در محدوده حوضه تتیس، اشکوب دورآشامین قابلیت بالاتری برای امر تطابق چینه‌ای دارد. لازم به ذکر است نبود اطلاعات کافی از توالیهای پرمین پسین شمال باختر ایران و البته عدم فعالیت لازم از سوی زمین شناسان ایران و کشورهای حوضه قفقاز در دفاع از واقعیتهای غیرقابل انکار برشهای دربردارنده مرز پرمین ـ تریاس منطقه، نقش بسیار مهمی در جایگزینی اسامی جلفین و دورآشامین با نامهای ووچیاپینگین و چانگزینگین و انتخاب نابه‌جای محل برشهای الگوی آنها در میشان چین داشته است.

تطابق سنگ چینه‌ای

Stepanov *et al*. (1969) توالیهای پرمین ـ تریاس ناحیه جلفا و کوه علی باشی (الی باشی و یا علّه باش که در زبان ترکی به معنای پنجاه سَر است و ظاهراً به دلیل توپوگرافی خاص این کوهها بدین نام خوانده می‌شود) را مطالعه و آنها را در قالب ۸ واحد سنگی 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)،

Archive of SID

www.SID.ir



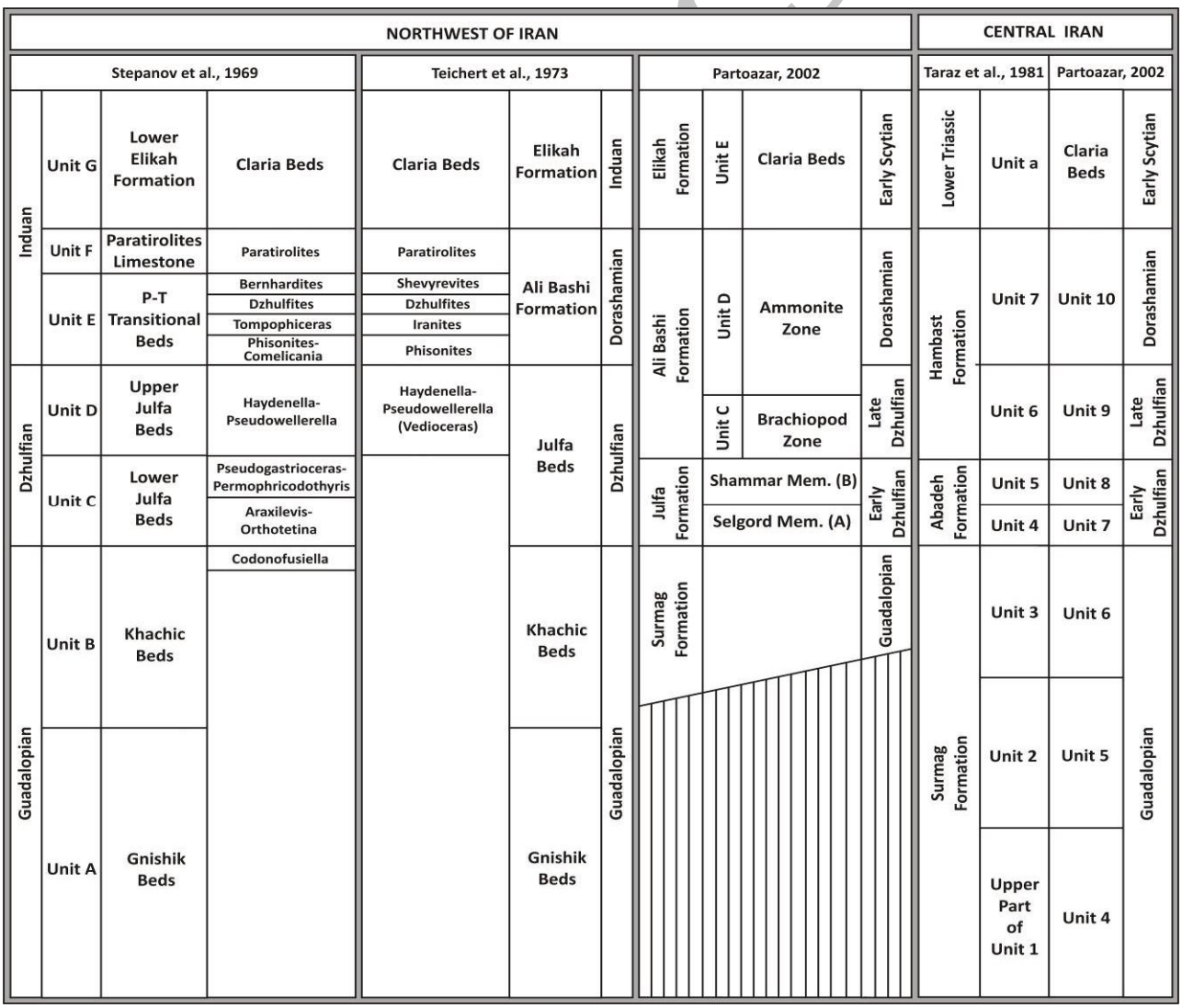
شکل ۲: تطابق چینه شناسی مهمترین برشهای منطقه قفقاز میانی (برگرفته از Rostovtsev & Azaryan، 1973) با برش کوه علی باشی (برگرفته از Stepanov *et al.*، 1969 ـ با اندکی تغییرات).

www.SID.ir

لایه‌های سنگ آهکی حاوی آمونیت Paratirolites (واحد F)، سازند الیکای پایینی (واحد G) و سازند الیکای بالایی (واحد H) معرفی کرده‌اند (جدول۱). پس از گروه تحقیقاتی Stepanov *et al.* (1969)، Teichert *et al.* (1973) منطقه کوه علی باشی را مورد بازبینی قرارداده و مجموعه واحدهای E و F معرفی شده توسط Stepanov *et al.* (1969) را به عنوان سازندی جدید به نام سازند علی باشی معرفی نموده‌اند (جدول۱).

لایه‌های جلفای بالایی و طبقات سازند علی باشی با رنگ عمومی صورتی تا قرمز از دیدگاه سنگ شناختی تاحدی مشابه هستند با این تفاوت که محتوای رسی و مارنی قرمز رنگ سازند علی باشی بیش از لایه‌های جلفای بالایی است. Partoazar (2002)، لایه‌های جلفای پایینی و بالایی (Stepanov *et al.*, 1969) و سازند علی باشی (Teichert *et al.*, 1973) را در هم ادغام و آنها را به عنوان سازند علی باشی معرفی کرده است. این سازند جدید معادل با سازند همبست (Taraz *et al.*, 1981) در ناحیه آباده در ایران مرکزی است. وی با تغییر نام لایه‌های گنیشیک به عضو سِلگَرد و لایه‌های خاچیک به عضو شامار و ترکیب این دو بخش با هم، سازند جدیدی به نام سازند جلفا معرفی نموده که معادل با سازند آباده (Taraz *et al.*, 1981) در ایران مرکزی است (جدول۱).

جدول ۱: نمودار هم‌ارزی توالیهای پرمین میانی ـ پسین در ناحیه جلفا در شمال باختر ایران و ناحیه آباده ایران مرکزی (بدون مقیاس)



www.SID.ir

بنـابر پیشـنهاد Kozur (2005)، بهتـر اسـت توالیهـای روی سنگ آهکهـای حـاوی *Codonofusiella* تـا انتهـای سـنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* را به عنـوان سـازند جلفـا در نظر گرفت و بخشی را کـه توسـط Teichert *et al.* (1973) به عنوان سازند علی باشی معرفی شده است، به عنوان عضـو علی باشی معرفی نمود.

Shabanian & Bagheri (2008) بـا معرفـی چهـار تـوالی رسوبی عمده در پرمین شـمال بـاختر ایـران، رسـوب‌گـذاری لایه‌های گنیشیک یا سلگرد ـ واحد A در نوشـته Stepanov *et al.* (1969) و واحد A در نوشته Partoazar (2002) ــ را بـه دومـین تـوالی رسـوبی پـرمین شـمال بـاختر ایـران نسـبت داده‌اند. به باور آنها، این توالی متعلق به زمـان کوبرگانـدین ـ مورگابین از سری گوادالوپین بوده و معـادل بـا سـازند روتـه (Asserto, 1963) در حوضـه البـرز اسـت، در حـالی کـه Partoazar (2002) این بخش را متعلـق بـه جلفـین پیشـین و معادل با بخش پایینی سازند نسن (Glaus, 1964) در البـرز و بخـش پـایینی سـازند آبـاده در ایـران مرکـزی مـی‌دانـد. Shabanian & Bagheri (2008)، واحـدهای B، C و D معرفـی شـده توسـط Stepanov *et al.* (1969) را متعلـق بـه زمان میدین تا جلفین و معادل با سازند نسن در حوضـه البـرز و سـازند آبـاده و بخـش پـایینی سـازند همبسـت در ایـران مرکـزی دانسـته‌انـد. Partoazar (2002)، تنهـا واحـد B را معادل با بخش بالایی سازند نسن می‌دانـد و بـرای واحـدهای C و D در حوضــه البــرز معــادلی معرفــی ننمــوده اســت. Shabanian & Bagheri (2008)، چهـارمین تـوالی رسـوبی پرمین را متعلق به زمان دورآشـامین و معـادل بـا سـازند علـی باشی معرفی شده توسط Teichert *et al.* (1973) مـی‌داننـد. از دیـدگاه آنهـا ایـن بخـش معـادل بـا بخـش بـالایی سـازند همبست در ایران مرکزی است.

همان طور که از مطالب فوق برمی‌آید، ارائـه نامهـای جدیـد محلی بـرای واحـدهای چینـه شناسـی قـدیمی کـه اولـین بـار توسط Stepanov *et al.* (1969) نام‌گـذاری و معرفـی شـده بودند و نیز معرفی سـنهای متفـاوت و تطـابق سـنگ چینـه‌ای نسبتاً پیچیده‌ای که توسط افـراد مختلـف انجـام شـده اسـت، مشکلات موجود در درک چینه شناسی پـرمین شـمال بـاختر ایران را دوچندان نمـوده اسـت. عـلاوه بـر آن، تغییـر اسـامی سنتی و شناخته شده طبقات سنگی در حوضه قفقاز به اسامی جدید محلی، برقراری ارتباط بین توالیهای موجود در شـمال باختر ایران با سایر برشهای منطقـه قفقـاز میـانی را سـخت‌تـر کرده است. به همین دلیل، در این نوشتار، به دلیل پرهیز از به کـار بـردن اسـامی مختلـف بـرای واحـدهای چینـه شناسـی موجود، سازند علی باشی در همان مفهوم سنتی و اولیه خـود که توسط Teichert *et al.* (1973) معرفی شده بود، مـدنظر قرارگرفت؛ بـا ایـن توضـیح کـه طبقـات مربـوط بـه سـنگ آهکهـای حـاوی *Paratirolites* بـه عنـوان بخـش انتهـایی سازند علی باشی درنظر گرفته شده‌اند.

در میان برشهای موجود در منطقه قفقاز، بـرش شـناخته شـده دورآشام II (شکل۳) می‌تواند به عنوان یک بـرش اسـتاندارد برای همه توالیهای سنگ چینه‌ای مرز پرمین ـ تریاس در نظـر گرفته شود. این برش در شمال باختری جلفا و سـوی شـمالی دره ارس، در جمهوری خود مختار نخجوان، در یک تـوالی از پایین به بـالا توسـط Arakelyan *et al.* (1965) بـه شـرح زیر اندازه‌گیری و معرفی شده است:

۱ـ لایه‌های حاوی *Araxoceras* و *Oldhamina* به ضخامت ۸ متر شامل شیل و سنگ آهک مارنی

۲ـ لایه‌های حاوی *Vedioceras* و *Haydenella* به ضخامت ۱۹ متر حاوی شیل و سنگ آهکهای قرمز تیره

Archive of SID

www.SID.ir

۳ـ لایه‌های حاوی *Phisonites* و *Comelicania* به ضخامت ۴/۵ متر حاوی شیل با لایه‌های اندک سنگ آهک قرمز تیره

۴ـ لایه‌های حاوی *Tompophiceras* به ضخامت ۲/۵ متر حاوی شیلهای خاکستری تیره و افقهایی از سنگ آهک خاکستری

۵ ـ لایه‌های حاوی *Dzhulfites* به ضخامت ۷/۵ متر حاوی شیل و افقهایی از سنگ آهک مارنی

۶ ـ لایه‌های حاوی *Bernhardites* به ضخامت ۵/۵ متر حاوی شیل و افقهایی از سنگ آهک مارنی

۷ـ لایه‌های حاوی *Paratirolites* به ضخامت ۴ متر حاوی سنگ آهکهای نودولار قرمز مایل به قهوه‌ای

۸ ـ لایه‌های حاوی *Claraia* به ضخامت ۱۰ تا ۲۰ متر حاوی سنگ آهکهای مارنی نازک لایه خاکستری روشن

شکل ۳: برش چینه شناسی دورآشام II در سوی شمالی دره ارس، جمهوری خود مختار نخجوان (نگاه به سمت شمال).

Stepanov *et al.* (1969) توالی سنگ چینه‌ای کاملاً مشابهی را در کوههای علی‌باشی اندازه‌گیری و معرفی کرده‌اند (شکل۴) که ترتیب سنگ شناسی و محتوای فسیلی آن از پایین به بالا به شرح زیر است:

۱ـ شیل و مارنهای حاوی *Phisonites* و *Comelicania* به ضخامت ۵/۱ متر که به عنوان واحد سنگی شماره ۵۲ معرفی شده‌اند.

۲ـ شیلهای حاوی *Tompophiceras*، *Dzhulfites* و *Bernhardites* به ضخامت ۱۲/۷۵ متر که به عنوان واحدهای سنگی شماره ۵۳ تا ۶۰ معرفی شده‌اند.

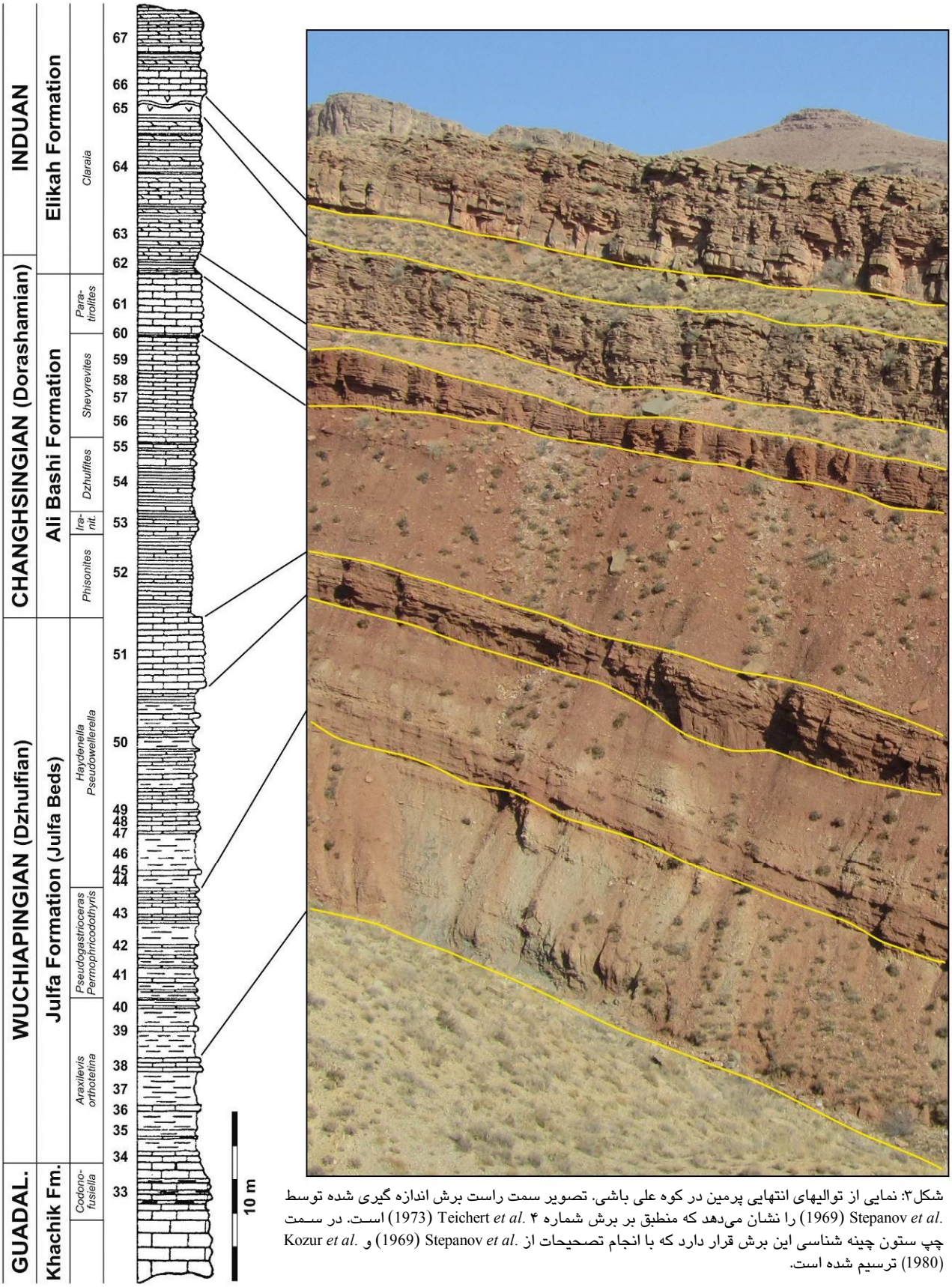
۳ـ سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* به ضخامت ۳/۶ متر که به عنوان واحد سنگی شماره ۶۱ معرفی شده‌اند.

۴ـ شیلهای مارنی و سیلتی قاعده سازند الیکا به ضخامت ۱/۳ متر که به عنوان واحد سنگی شماره ۶۲ معرفی شده‌اند.

Teichert *et al.* در ۱۹۷۳ منطقه کوه علی باشی را مجدداً بررسی و ۴ برش به ظاهر مشابه را تنها در فاصله‌ای به طول ۵۰۰ متر معرفی نموده‌اند. هرچند Stepanov *et al.* (1969) به صراحت مشخص نکرده‌اند که کدام برش را در کوههای علی‌باشی مطالعه کرده‌اند، اما بر مبنای تصویر ارائه شده در گزارش شماره ۱۲ سازمان زمین شناسی کشور می‌توان حدس زد برش مورد مطالعه آنها همان برش شماره ۴ در نوشته Teichert *et al.* (1973) بوده است. البته لازم به توضیح است تطابق برشهای معرفی شده توسط Teichert *et al.* (1973) با یکدیگر قدری سخت و غیرقابل قبول است.

Archive

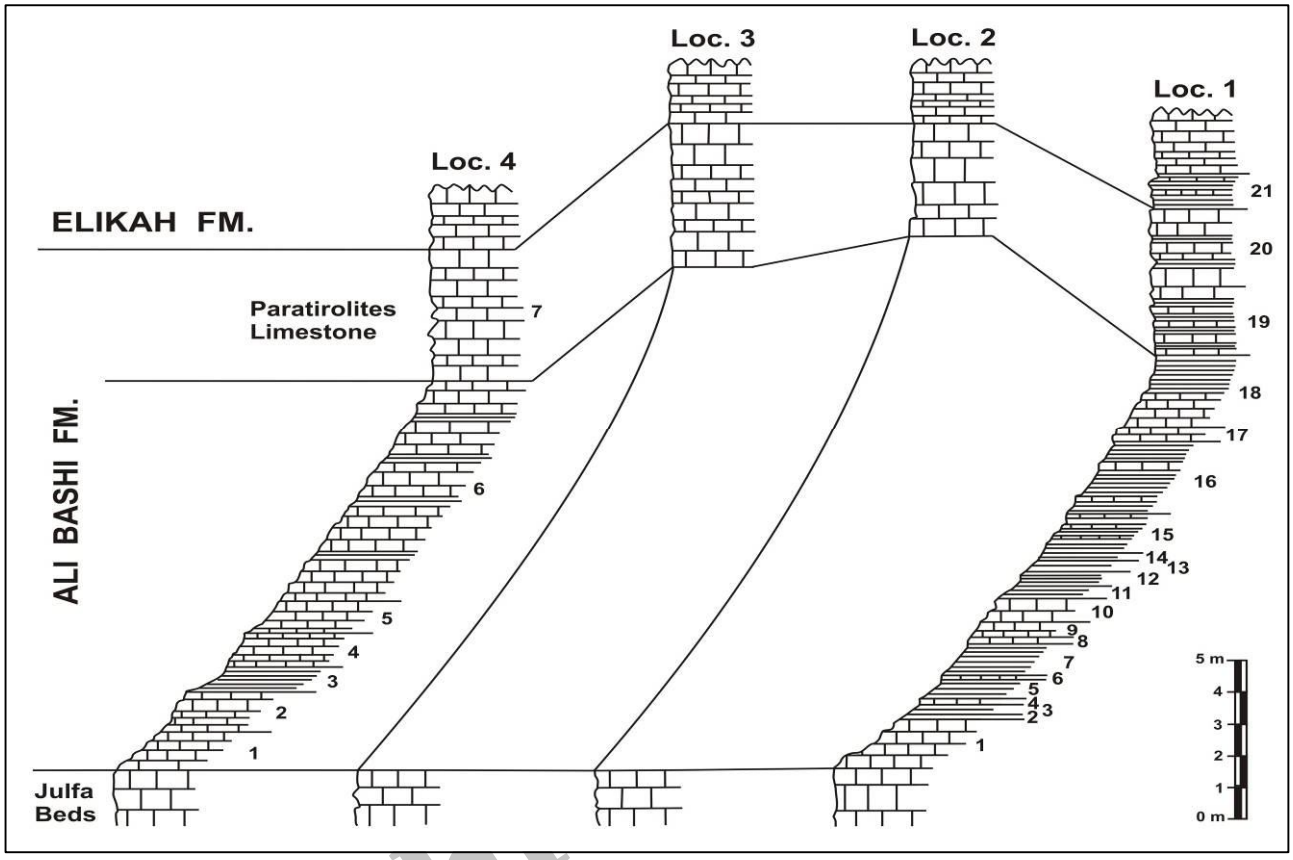
www.SID.ir



شکل۳: نمایی از توالیهای انتهایی پرمین در کوه علی باشی. تصویر سمت راست برش اندازه گیری شده توسط Stepanov *et al.* (1969) را نشان می‌دهد که منطبق بر برش شماره ۴ Teichert *et al.* (1973) است. در سمت چپ ستون چینه شناسی این برش قرار دارد که با انجام تصحیحات از Stepanov *et al.* (1969) و Kozur *et al.* (1980) ترسیم شده است.

www.SID.ir

برش شماره ۱ Teichert *et al.* (1973) (که در فاصله ۵۰۰ متری جنوب خاور برش اندازه‌گیری شده توسط Stepanov *et al.* (1969) قرار گرفته است) تفاوت قابل توجهی با برش شماره ۴ آنها دارد در حالی که این دو برش در مکان بسیار نزدیکی نسبت به هم قرار گرفته‌اند (شکل۴).



شکل ۴: برشهای چهارگانه معرفی شده توسط Teichert *et al.* (1973) در سوی خاوری کوه علی باشی (بدون رعایت مقیاس در گستره جانبی). همان طور که مشاهده می‌شود، مطابق با نوشته Teichert *et al.* (1973) هیچ اثری از واحد رس مرزی (واحد شماره ۲۱ برش شماره ۱) در برش شماره ۴ آنها دیده نمی‌شود. علاوه بر آن بخش اعظم ستون چینه شناسی برش شماره ۴ برخلاف برش شماره ۱ از سنگ آهک تشکیل شده است و گذر پرمین ـ تریاس آن در جایی بین توالیهای سنگ آهکی در نظر گرفته شده است.

برش شماره ۱ نشان دهنده رخنمونی از سازند علی‌باشی (Teichert *et al.*, 1973) به ضخامت ۱۸/۸ متر است که از پایین به بالا دربردارنده توالیهای زیر است:

۱ـ شیل و سنگ آهک آرژیلی به ضخامت ۱۳ متر (لایه‌های شماره ۱ تا ۱۷) که تقریباً قابل مقایسه با واحدهای شماره ۵۲ تا ۵۸ Stepanov *et al.* (1969) است.

۲ـ سنگ آهکهای نودولار قرمز رنگ (سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites*) به ضخامت ۴/۷ متر. Teichert *et al.* (1973)، این واحد را اندکی به سمت پایین گسترش داده و سنگ آهکهای قرمز رنگ لایه شماره ۵۹ Stepanov *et al.* (1969) را نیز به این واحد اضافه کرده‌اند.

۳ـ رس سنگ و سنگ آهکهای رسی سبز زیتونی تا خاکستری به ضخامت ۱/۱ متر (لایه رس مرزی). این واحد توسط Stepanov *et al.* (1969) به عنوان لایه قاعده‌ای سازند الیکا معرفی شده است.

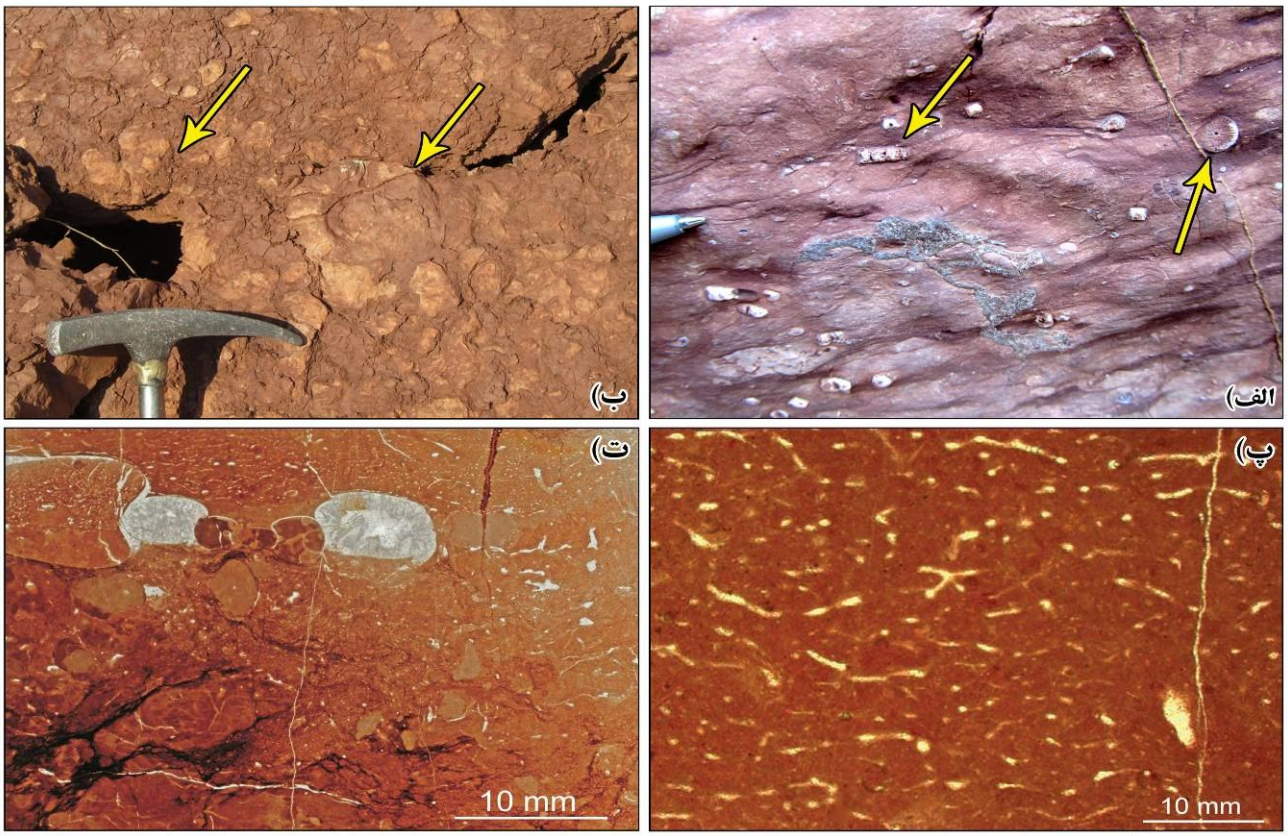
مقایسه و تطابق سنگ چینه‌ای برشهای شماره ۱ و ۴ Teichert *et al.* (1973) به دلایل زیر با مشکلاتی مواجه است:

www.SID.ir

۱ـ بنابر نوشته *Teichert et al.* (1973)، افق شیلی پوشاننده سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* که یک لایه کلیدی در تمامی برشهاست، به طور مشهودی در برش شماره ۴ ناپدید شده است (شکل۴).

۲ـ بنابر نوشته *Teichert et al.* (1973)، ضخامت ۱۳ متر بالایی سازند علی‌باشی در برش شماره ۴ تاحد زیادی از سنگ آهک تشکیل شده است. این امر در تضاد آشکار با برش شماره ۱ آنهاست که غالباً از شیل تشکیل شده و در فاصله فقط ۵۰۰ متری از برش شماره ۴ قرار گرفته است (شکل۴).

این تفاوتها سبب شده تا برخی محققان که تا به حال حتی این برشها را از نزدیک هم ندیده‌اند (برای مثال: Sweet & Mei، 1999؛ Henderson *et al.*، 2008؛ Shen & Mei، 2010) آنها را ناهمزمان دانسته و در کنار یکدیگر به عنوان یک برش مرکب معرفی کنند به طوری که برش شماره ۴ را در پایین و برش شماره ۱ را بر روی آن قرار می‌دهند. جالب‌تر آن که Baud (2008) که در این بین جزو معدود افرادی است که برشهای کوه علی باشی را از نزدیک دیده و مطالعه کرده، تنها با توجه به شباهت رنگی و ریزرخساره‌های سنگ آهکهای سازنده بخش بالایی لایه‌های جلفای بالایی با سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* که هر دو قرمز رنگ هستند (شکل ۵)، آنها را در دو برش شماره ۱ و ۴ معادل هم دانسته و اشتباه فاحشی را مرتکب شده است. این در حالی است که برخلاف تصور وی، لایه‌های جلفای بالایی غنی از اسپیکول اسفنج و کرینوئید و سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* غنی از آمونوئید هستند و این امر در صحرا کاملاً قابل شناسایی است.



شکل ۵: الف) سنگ آهکهای قرمز رنگ غنی از کرینوئید و اسفنج لایه‌های جلفای بالایی در برش شماره ۴ *Teichert et al.* (1973)، ب) سنگ آهکهای قرمز رنگ غنی از آمونوئید حاوی *Paratirolites* در بالاترین بخش برش شماره ۴ *Teichert et al.* (1973)، پ) ریزرخساره بایوکلاست وکستون حاوی اسفنج در لایه‌های جلفای بالایی در برش شماره۴؛ PPL، ت) ریزرخساره بایوکلاست اینتراکلاست وکستون غنی از آمونوئید نودولار حاوی *Paratirolites* در بخش بالایی برش شماره۴؛ PPL.

www.SID.ir

بازنگری مجدد برشهای موجود در کوههای علی باشی توسط نگارندگان نشان می‌دهد توالیهای موجود در برش شماره۴، برخلاف تصور Teichert *et al.* (1973) و دیگر محققانی که پیش‌تر نام برده شدند، کاملاً قابل تطابق با توالیهای برش شماره ۱ هستند. سازند علی باشی در هر دو برش متشکل از سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* در بالا و تناوبی از شیلهای تیره با میان لایه‌های سنگ آهک مارنی در بخش پایینی است و به سمت پایین به لایه‌های جلفا (Julfa Beds) می‌رسد. نکته قابل توجه در این جا ترکیب سنگ شناختی ۴ متر بالایی لایه‌های جلفاست که عمدتاً از سنگ آهکهای مطبق مارنی قرمز رنگ تشکیل شده و به لحاظ سنگ شناختی کاملاً مشابه سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* در بخش انتهایی سازند علی باشی هستند. هرچند ریزرخساره‌های کربناته سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* اندکی متفاوت از طبقات بالایی لایه‌های جلفاست به طوری که نسبت به لایه‌های جلفا به میزان بیشتری نودولار بوده و حاوی اینتراکلاستهای فراوان‌تری است. به علاوه لایه‌های جلفا حاوی فسیلهای اسپیکول اسفنج، کرینوئید و استراکود فراوان است در حالی که سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* غنی از آمونوئید هستند (شکل۵). هر دو برش توسط واحد رس مرزی به ضخامت حدود ۰/۸ تا ۱/۵ متر پوشیده می‌شوند (شکل۶). این اُفق رسی نه تنها در کوههای علی باشی بلکه در دیگر برشهای شمال باختر ایران و حتی ایران مرکزی نیز قابل مشاهده است.

علت چنین اشتباه عجیب و مهمی از سوی Teichert *et al.* (1973) که از بهترین چینه شناسان زمان خود بوده‌اند، نامشخص و مبهم است. جالب‌تر آن که آنان از نتایج مطالعات Stepanov *et al.* (1969) در این منطقه نیز مطلع و آگاه بوده‌اند. لازم به ذکر است تقریباً تمامی نمونه‌های آمونوئیدی گزارش شده توسط Teichert *et al.* (1973) از سازند علی‌باشی نابرجا بوده و لذا آنها نمی‌توانسته‌اند مطالعات زیست چینه نگاری دقیقی بر مبنای فونای آمونوئیدی انجام دهند و نتایج کار خود را در برشهای چهارگانه خود مقایسه و مطابقت دهند.

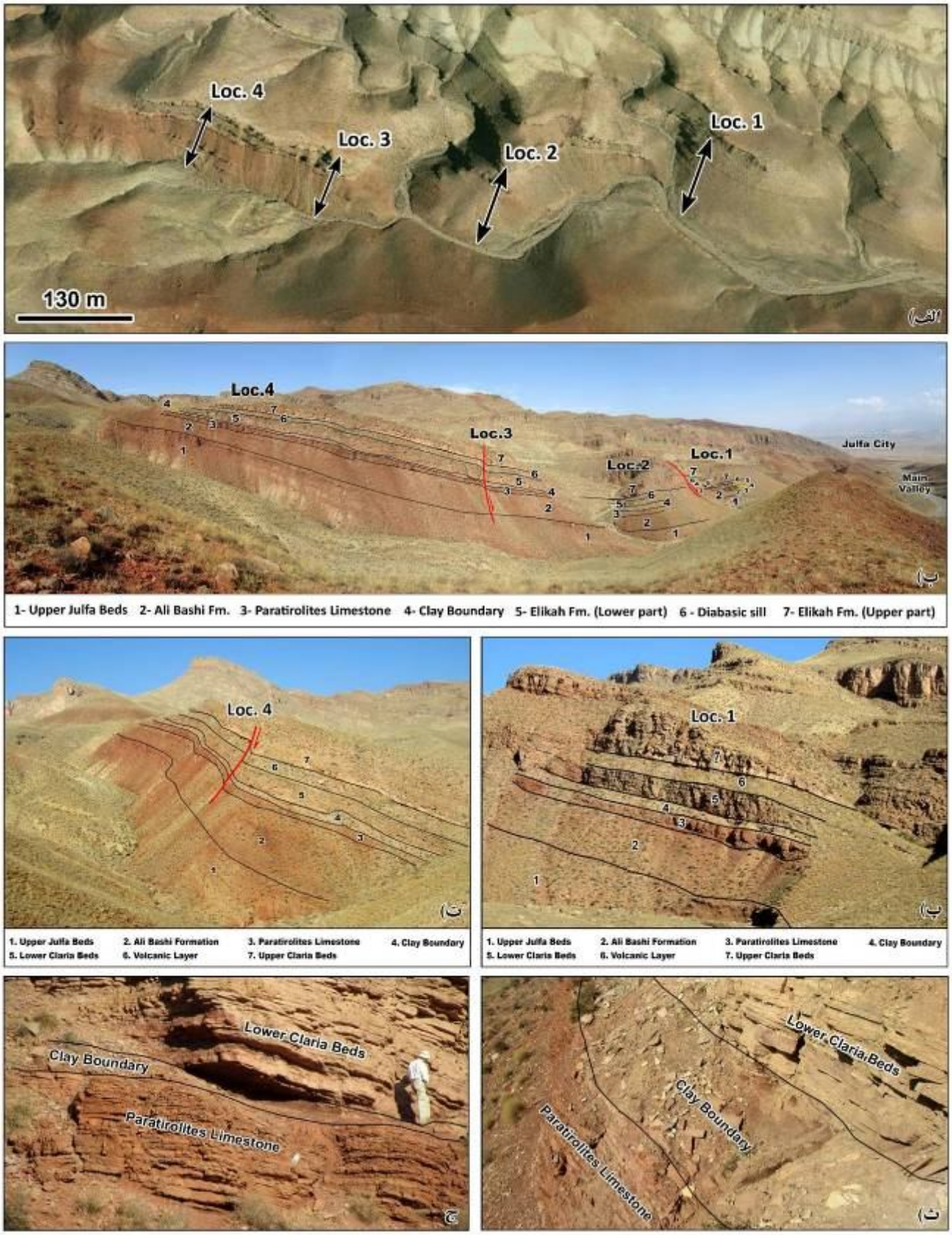
زیست چینه نگاری بر مبنای آمونوئیدها

اغلب برشهای دربردارنده مرز پرمین ـ تریاس حوضه تتیس غنی از ماکروفسیل نیستند. حتی از برشهای مشهور و کلاسیک نزدیک دورآشام هم که توسط گروههای تحقیقاتی روسی در زمانهای مختلف مورد بررسی قرار گرفته‌اند تنها ۴۴۷ آمونوئید جلفین و ۱۸۲ نمونه آمونوئید دورآشامین به دست آمده است (Ruzhencev & Shevyrev، 1965؛ Shevyrev، 1965 و 1968). توالیهای حاوی سفالوپودهای پرمین پسین به ۷ بیوزون آمونوئیدی با ضخامتهای بین ۲/۵ تا ۱۷ متر تقسیم شده‌اند. با وجود این که در مطالعات بعدی (Zakharov, 1992)، نمونه‌های بیشتری جمع‌آوری شده‌اند، اما نتوانستند چینه شناسی آمونوئیدها را تغییر و یا ارتقا دهند.

برشهای کوه علی باشی در باختر جلفای ایران از این منظر مشابه برشهای شمال رود ارس هستند (Teichert *et al.*, 1973). آمونوئیدهای این برشها تاکنون به صورت سیستماتیک و برای ارائه یک آنالیز کمی از الگوهای انقراضی آنها جمع‌آوری نشده‌اند. همچنین تغییرات دقیق گونه‌ای آنها در افقهای مشخص مطالعه نشده است. برای مثال، فونای آمونوئیدی سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* تفکیک نشده و تماماً به عنوان بیوزون حاوی *Paratirolites* (شکل ۷) معرفی شده‌اند در حالی که این لایه‌ها بر مبنای کنودونتها توسط Kozur (2007) به ۶ بیوزون کنودونتی جداگانه تفکیک شده‌اند.

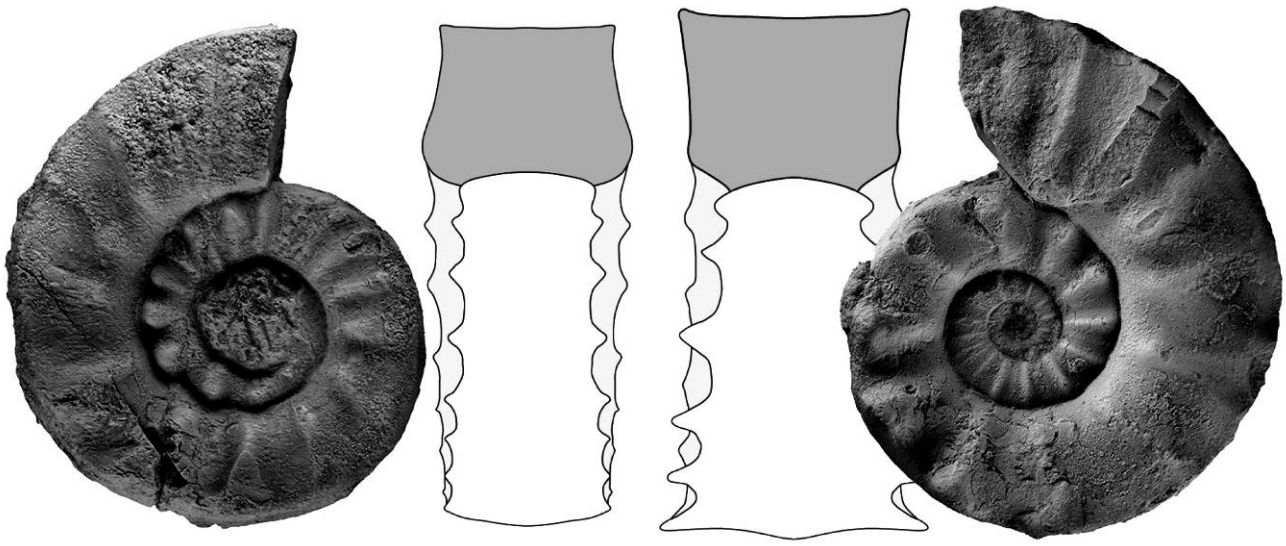
Archive of SID

www.SID.ir



شکل۶: الف) محل برشهای چهارگانه Teichert *et al.* (1973) بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه؛ ب) محل برشهای مذکور در کوههای علی باشی و تطابق سنگ چینه‌ای آنها؛ پ) نمای نزدیکتر برش شماره۱ و واحدهای تشکیل دهنده آن؛ ت) نمای نزدیکتر برش شماره۴ و واحدهای تشکیل دهنده آن؛ ث) واحد رس مرزی در بخش بالایی برش شماره۱؛ ج) واحد رس مرزی در بخش بالایی برش شماره ۴.

www.SID.ir



شکل ۷. نمونه‌های شاخص آمونوئیدهای paratirolitid انتهای دورآشامین ناحیه جلفا (بزرگ‌نمایی 1x)

بنابراین، اطلاعات اندکی درباره روند انقراضی آمونوئیدهای *Paratirolites* در بخش انتهایی پرمین موجود است. چنین نقیصه‌ای در رابطه با سایر نقاط ایران هم وجود دارد و اطلاعات موجود تنها محدود به چند گزارش اندک است (Bando، 1979، 1981؛ Taraz *et al.*، 1981). همانند برشهای نزدیک جلفای نخجوان و ایران، نمونه برداری دقیقی از فونای آمونوئیدی توالیهای انتهایی پرمین در برشهای ایران مرکزی نیز انجام نشده است و لذا مجموعه‌ای به ضخامت چندین متر در قالب تنها یک بیوزون حاوی *Paratirolites* معرفی شده است.

با این توضیح، برای ارائه یک آنالیز کمی از الگوهای انقراضی آمونوئیدهای پرمین و چگونگی بازیابی مجدد آنها در زمان تریاس در برشهای حوضه قفقاز میانی و ایران، باید چند مسأله مهم مشخص و حل شود. عمده این مسائل عبارتند از:

۱ـ تاکسونومی: در حالی که Ruzhencev & Shevyrev (1965) ۴۲ گونه آمونوئید جلفین و ۱۴ گونه دورآشامین را معرفی کرده‌اند، Teichert *et al.* (1973) الگوی کاملاً متفاوتی را برای معرفی تنوع آمونوئیدهای پرمین پسین ارائه کرده‌اند. برای مثال، آنها جنسهای آمونوئیدی دورآشامین خانواده Dzulfitidae Shevyrev, 1965 شامل جنسهای *Abichites*، *Dzhulfites* و *Paratirolites* و ۱۰گونه معرفی شده برای این جنسها را در قالب تنها یک جنس به نام *Paratirolites* با ۳ گونه مختلف خلاصه کرده‌اند (جدول۲). جالب این جاست که ۳ گونه مذکور، خود توسط Shevyrev (1965) در قالب ۳ جنس مجزا نام‌گذاری و معرفی شده‌اند. به نظر می‌رسد Teichert *et al.* (1973) معتقد به تغییرات درون گونه‌ای (Intraspecific) بوده‌اند، اما نبود فسیلهای کافی مانع بزرگی برای بررسی چنین فرضیه‌ای بوده است (Ghaderi *et al.*, 2011).

۲ـ چینه شناسی: Ruzhencev & Shevyrev (1965) طبقات سنگ چینه‌ای خود را در قالب واحدهایی با ضخامتهای ۲/۵ تا ۱۷ متر تفکیک کرده‌اند. چنین قدرت تفکیکی به دلیل ضخامت نسبتاً زیاد، برای تطابق دقیق واحدهای سنگ چینه‌ای برشهای مختلف چندان مناسب به نظر نمی‌رسد. برای مثال سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* انتهای پرمین در حدود ۴ متر ضخامت دارند و به واحدهای کوچکتری تقسیم نشده‌اند. Teichert *et al.*

Archive of SID

www.SID.ir

(1973) اقدام به نمونه برداری آمونوئیدها در فواصل کوتاهتر و با قدرت تفکیک بالاتر کرده‌اند، اما تعداد بسیار اندکی از آمونوئیدهای معرفی شده در مقاله آنها به صورت برجا و از درون لایه‌ها برداشت شده و غالب فرمهای معرفی شده ایشان نابرجا هستند. نمونه برداری در برش آباده ایران مرکزی متراکم‌تر و با فواصل حدوداً یک متری انجام شده است (Taraz *et al*., 1981)، ولی همانند مطالعات ناحیه جلفا از کیفیت لازم برای آنالیز دقیق کمی و بررسی الگوی انقراضی برخوردار نیست.

۳ـ هم‌پوشانی بیوزونها: نمودار انتشار قائم آمونوئیدهای پرمین پسین در نوشته Ruzhencev & Shevyrev (1965) نشان می‌دهد تقریباً هیچ هم‌پوشانی بین محدوده حضور جنسهای شاخص هفت بیوزون آمونوئیدی وجود ندارد به طوری که هفت جنس شاخص *Araxoceras*، *Vedioceras*، *Phisonites*، *Tompophiceras* (= *Iranites*)، *Dzhulfites*، *Bernhardites* (= *Shevyrevites*) و *Paratirolites* کاملاً در بیوزونهای خود محدود شده‌اند. این امر با نتایج ارائه شده در نوشته Taraz *et al*. (1981) از ایران مرکزی در تضاد آشکار است چرا که آنها در برشهای نزدیک آباده هم‌پوشانی وسیعی را در بسیاری از جنسهای آمونوئیدها معرفی کرده‌اند. پذیرش این تغییر فاحش درباره دو منطقه‌ای که در یک حوضه رسوبی مشخص و به فاصله ۱۱۰۰ کیلومتر از یکدیگر قرار گرفته‌اند سخت است، ضمن این که بحث موجود درباره آمونوئیدهایی است که به صورت شناگر و در محیطهای پلاژیک وسیع زندگی می‌کرده‌اند.

جدول۲: مقایسه جنسها و گونه‌های معرفی شده از خانواده Dzhulfitidae در منطقه قفقاز میانی و شمال باختری ایران

Shevyrev (1965)			Teichert & Kummel (1973)		
Family Dzhulfitidae	*Paratirolites*	*kittli*	Family Dzhulfitidae	*Paratirolites*	*kittli*
		waageni			*spinosus*
		dieneri			*mojsisovicsi*
		trapezoidalis			
		vediensis			
	Dzhulfites	*nodosus*			
		spinosus			
	Abichites	*mojsisovicsi*			
		stoyanowi			
		abichi			

زیست چینه نگاری بر مبنای کنودونتها

تاکنون مطالعات زیست چینه‌ای معدودی در برشهای موجود در کوههای علی باشی بر مبنای کنودونتها انجام شده است (Kozur, 2004, 2005, 2007). Kozur (2005 و 2007) در سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* انتهای پرمین برش شماره ۳ Teichert *et al*. (1973) در کوههای علی باشی ۶ بیوزون کنودونتی را معرفی کرده است. این بیوزونها در یک توالی رو به بالا به ترتیب شامل بیوزونهای *Clarkina bachmanni* Zone به ضخامت ۱۹۰ سانتی‌متر، *C. nodosa* Zone به ضخامت ۳۰ سانتی‌متر، *C. changxingensis* - *C.* Zone *deflecta* به ضخامت ۱۰۵ سانتی‌متر، *C. zhangi* Zone به ضخامت ۶۰ سانتی‌متر، *C. iranica* Zone به ضخامت ۱۰ سانتی‌متر و *C. hauschkei* Zone به ضخامت ۲

www.SID.ir

سانتی‌متر می‌باشند. وی در بالای بیوزونهای کنودونتی موجود در سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* و پیش از بیوزون *Hindeodus parvus* در سازند الیکا که شاخص جایگاه مرز پرمین ـ تریاس است، *Clarkina meishanensis-Hindeodus praeparvus* Zone به ضخامت ۹۰ سانتی‌متر و *Merrillina ultima-Stepanovites*? *mostleri* Zone به ضخامت ۵۰ سانتی‌متر را در واحد رس مرزی تشریح نموده است. همان طور که مشخص است، ضخامت این بیوزونها بسیار متفاوت بوده و از ۲ تا ۱۹۰ سانتی‌متر در تغییر است.

زون بندی دیگری نیز برای سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* و طبقات بالایی آنها در ناحیه جلفا و ایران مرکزی توسط Shen & Mei (2010) ارائه شده است. این زون بندی بر اساس کنودونتهای معرفی شده از برش شماره ۱ *Teichert et al.* (1973) که توسط Kummel و Teichert در اواخر دهه ۶۰ میلادی جمع‌آوری شده بودند بنا شده است. این فسیلها پیش‌تر توسط Sweet (در نوشته Teichert *et al.*, 1973) و نیز Sweet & Mei (1999) مطالعه شده بودند. Shen & Mei (2010) لایه شماره ۱۹ برش شماره ۱ *Teichert et al.* (1973) را که برابر با ۲ متر ابتدایی واحد سنگ آهکی حاوی *Paratirolites* است (شکل۴)، معادل با بخش بالایی بیوزون کنودونتی *C. changxingensis* Zone و لایه شماره ۲۰ این برش را که برابر با ۲/۵ متر پایانی واحد سنگ آهکی حاوی *Paratirolites* است، به ۳ بیوزون کنودونتی متوالی به نامهای *C. bachmanni* Zone، *C. nodosa* Zone و *C. yini* Zone تقسیم کرده‌اند. به باور ایشان، تمام لایه شماره ۲۱ برش شماره ۱ که معادل با واحد رس مرزی (واحد F در نوشته Stepanov *et al.*, 1969) است، معادل با بیوزون کنودونتی *C. abadehensis* Zone است. همچنین از دیدگاه آنها، آخرین بیوزون کنودونتی پرمین شمال باختر ایران بیوزون *C. hauschkei* Zone است که در اولین لایه‌های سنگ آهکی سازند الیکا قرار گرفته است (جدول۳). همان طور که مشخص است، بیوزونهای *C. bachmanni* Zone و *C. nodosa* Zone در زون بندی Kozur (2005) در زیر بیوزون *C. changxingensis* Zone قرار گرفته‌اند در حالی که مطابق زون بندی Shen & Mei (2010)، بیوزونهای مذکور بر روی بیوزون *C. changxingensis* Zone جای دارند. همچنین بیوزون *C. hauschkei* Zone در زون بندی Kozur (2005) در زیر واحد رس مرزی و در زون بندی Shen & Mei (2010) بر روی این واحد و در اولین طبقات سنگ آهکی سازند الیکا (در زیر مرز پرمین ـ تریاس) قرار گرفته است.

مقایسه بیوزونهای فوق با بیوزونهای استاندارد جهانی در برش الگوی مرز پرمین ـ تریاس در میشان چین (Yin *et al.*، 2001؛ Joachimski1 *et al.*، 2012)، حاکی از زون بندی متفاوتی است که خلاصه آن در جدول ۳ آمده است.

این اختلافات نشان می‌دهد هنوز مطالعات بسیاری لازم است تا مشکلات اساسی موجود برای تطابق واحدهای سنگ چینه‌ای دربردارنده مرز پرمین ـ تریاس در منطقه محدودی همچون کوههای علی باشی و نیز در مقیاسهای بزرگتر ناحیه‌ای یا جهانی حل شود.

محیط رسوبی

تاکنون اظهار نظرهای متفاوتی درباره محیط دیرینه توالیهای رسوبی محدوده مرز پرمین ـ تریاس در شمال باختر و مرکز ایران ارائه شده است. برخی حوضه رسوبی را از نوع محیطهای دریایی کم عمق و گروهی محیط نسبتاً عمیق معرفی کرده و عده‌ای نیز به شرایط بسیار کم عمق و ساحلی باور دارند. برای مثال، Stepanov *et al.* (1969) رژیم دریایی کم‌عمق و یکنواخت را در تمام پرمین تا تریاس میانی در نظر گرفته و Taraz *et al.*, (1981) بخش بالایی

Archive of SID

www.SID.ir

جدول۳: مقایسه بیوزونهای کنودونتی محدوده مرز پرمین ـ تریاس در شمال باختر ایران و میشان چین (بدون مقیاس)

SYSTEM	Iran (Julfa)		CONODONT ZONATION		China (Meishan)	CONODONT ZONATION
			Kozur (2005)	Shen & mei (2010)		Joachimski *et al.*, (2012)
Induan	Elika Formation	Claria Beds	*Hindeodus parvus*	*Hindeodus parvus*	Yinkeng Formation	*Hindeodus parvus*
Dorashamian (Changhsingian)		Clay Boundary	*Merrillina ultima-Stepanovites? mostleri*	*Clarkina hauschkei*		*Hindeodus changxingensis*
			Clarkina meishanensis-Hindeodus praeparvus	*Clarkina abadehensis*		*Clarkina meishanensis*
	Ali Bashi Formation	Paratirolites limestone	*Clarkina hauschkei*	*Clarkina yini*	Changxing Formation	*Clarkina yini*
			Clarkina iranica			
			Clarkina zhangi	*Clarkina nodosa*		*Clarkina changxingensis*
			Clarkina changxingensis - Clarkina deflecta	*Clarkina bachmanni*		
			Clarkina nodosa	*Clarkina changxingensis*		
			Clarkina bachmanni			*Clarkina subcarinata*
		Violet-brown shale and limestone	*Clarkina subcarinata*			
				Clarkina subcarinata		
			Clarkina wangi	*Clarkina wangi*		

سازند آباده و تمام سازند همبست را به محیط لاگون و بین جزرومدی تا بالای جزرومدی منتسب می‌کنند. Davoudzadeh & Weber Diefenbach (1987) مرز پرمین ـ تریاس در شمال باختر ایران را به صورت ناپیوستگی موازی دانسته و Golshani *et al.* (1986) نهشته‌های دورآشامین این ناحیه را از نوع رخساره‌های نزدیک به ساحل می‌دانند.

مطالعه محیط رسوبی توالیهای رسوبی محدوده مرز پرمین ـ تریاس در شمال باختر ایران، نشان دهنده ریزرخساره‌های بیوکلاست مادستون آهکی، بایوکلاست وکستون و بالاخره اسفنج وکستون آمونوئید و استراکوددار در سنگ آهکهای قرمز رنگ حاوی Paratirolites است. این ریزرخساره‌ها در محدوده واحد رس مرزی به مادستون و گاهی وکستون دارای آشفتگیهای زیستی حاوی استراکود و اسپیکول اسفنج تبدیل می‌شوند. با شروع توالیهای کربناته سازند الیکا، رخساره رسوبی ابتدا به صورت مادستون آهکی تا وکستون و بایندستون بوده و در ادامه به لایه‌های میکروبیالیت تبدیل می‌شود. هیچ شاهد رسوبی مهمی مبنی بر تغییر سطح شدید آب دریا در محدوده افق انقراضی و مرز پرمین ـ تریاس ناحیه جلفا وجود ندارد. همچنین هیچ مدرکی وجود ندارد که نشان دهد ردیف رسوبات این محدوده در معرض فرسایش جوی قرار گرفته‌اند. علاوه بر آن اثری از سیمانهای

www.SID.ir

ودوز ـ متئوریک و ساختمانهای پدوژنیک و یا حتی کارستهای دیرینه در توالیهای مرزی هیچ یک از برشهای موجود در کوههای علی باشی و زال دیده نمی‌شود.

سنگ آهکهای حاوی Paratirolites

سنگ آهکهای قرمز رنگ نودولار و متراکم (condensed) دریایی پلاژیک حاوی *Paratirolites* در شمال باختر ایران، از دیدگاه سنگ شناختی مشابه سازندهای سنگ آهکی آلپی ـ مدیترانه‌ای ژوراسیک (نظیر Ammonitico Rosso) هستند. مطالعه ریزرخساره‌های آهکی این واحد رسوبی حاکی از افزایش میزان ساختارهای رسوبی نظیر زمینهای سخت (hardgrounds)، اینتراکلستها (شکل ۸الف)، ریزترکها (microcracks)، قشرهای آهن و منگنزدار، قشرهای زیست زادی (biogenic encrustation) و آشفتگیهای زیستی از پایین به سمت انتهای این واحد و نیز کاهش میزان تولید کربنات کلسیم به سمت واحد رس مرزی است. فراوانی آثار انحلالی، برشی شدن درونی و شکافهای باریک همزمان با رسوب‌گذاری در سنگ آهکهای متراکم پلاژیک نشان از کاهش نرخ رسوب‌گذاری و انحلال در کف بستر آبهای عمیق دارد. این سنگ آهکها در اثر حفاری موجودات دریایی چرنده اندکی به هم ریخته و دچار آشفتگی زیستی شده‌اند (شکل ۸ب). قطعات میکریتی و بعضاً پیلی در ۴۵ سانتی‌متر پایانی سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* نشان دهنده گلهای کربناته تاحدی سخت شده هستند که پس از رسوب‌گذاری مورد فرسایش موضعی قرار گرفته و اندکی جابه‌جا شده‌اند (شکل ۸پ). خمیره میکریتی موجود در ۵ سانتی‌متر پایانی سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* دربردارنده آثار فراوانی از فسیلهای رادیولر و آمونیت است که به طور بخشی با بقایای اسکلتی اسفنجها و به همان میزان سیمان اسپاری پر شده‌اند (شکل ۸ت). حضور همزمان فسیلهای آمونوئید، رادیولر، روزن‌داران کوچک با پوسته هیالین و اسفنج در کنار یکدیگر و نبود روزن‌داران بزرگ، ته‌نشینی در محیط دریایی عمیق و زیر محدوده اثر امواج را پیشنهاد می‌کند. ۲ سانتی‌متر پایانی سنگ آهکهای حاوی Paratirolites را ریزرخساره اسفنج پکستون تشکیل داده که بلافاصله به واحد رس مرزی و ریزرخساره مادستون ختم می‌شود (شکل ۸ث). این مرز، دربردارنده افق انقراض عظیم انتهای پرمین است که با نابودی انبوه آمونوئیدهای Paratirolites و آخرین مرجانها و براکیوپودهای پرمین همراه است.

برخی رنگ قرمز این سنگ آهکها را ناشی از فعالیتهای باکتریایی در حد محیطهای کم اکسیژن/بی‌اکسیژن نزدیک سطح آب ـ رسوب می‌دانند (برای مثال: Preat *et al.*، 2000، 2006 و 2008؛ Mamet & Preat، 2003، 2005 و 2006)؛ هرچند Heydari *et al.* (2003)، محیط رسوبی تشکیل این سنگ آهکها را سرشار از اکسیژن معرفی نموده و رنگ قرمز آنها را به ذرات رس آواری غنی از آهن نسبت می‌دهند. تجمع استراکودهای کف زی در برش آباده (Kozur، 2007) نیز گویای شرایط غنی از اکسیژن در بخش پایینی ستون آب طی زمان رسوب‌گذاری سنگ آهکهای سرخ رنگ سازند همبست می‌باشد.

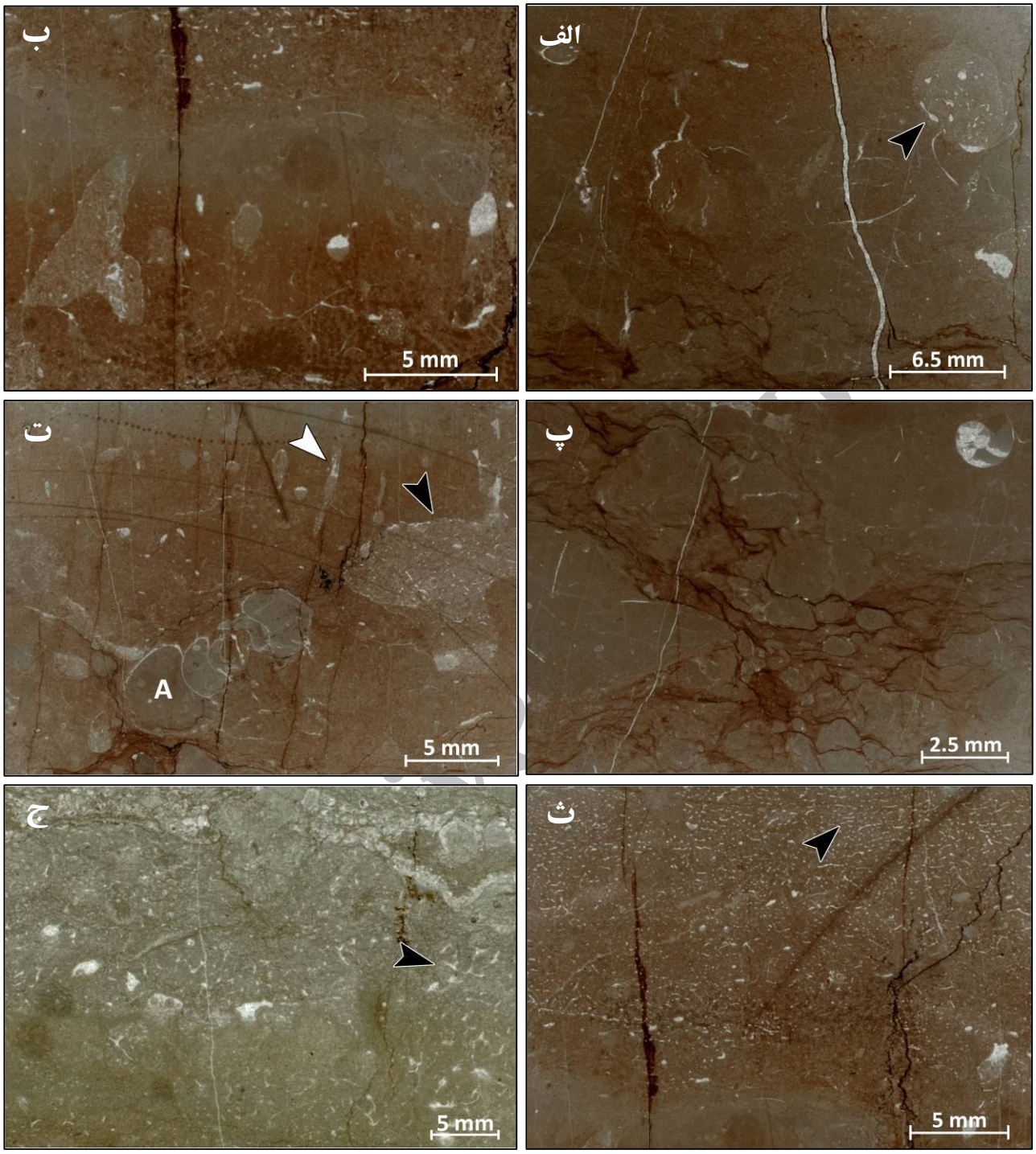
به نظر می‌رسد سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* در بخش دریای باز یک شلف عمیق نسبتاً غنی از مواد غذایی و اکسیژن تشکیل شده و ته نشست کربنات در زون بدون نور (به دلیل فقدان موجودات فتوسنتزکننده‌ای نظیر جلبکها) زیر سطح اثر امواج صورت گرفته است. حضور فونای پلاژیک (آمونوئیدها، کنودونتها و رادیولرها) در این طبقات مؤید این مطلب است.

واحد رس مرزی

واحد رس مرزی با ضخامت متفاوت حدود ۶۰ تا ۱۹۰ سانتی‌متر و رخساره غالب گل سنگی و چند لایه نازک

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۸ : الف) برشی شدن درونی و تشکیل قطعات میکریتی و بعضاً پبلی و نیز شکافهای باریک همزمان با رسوب‌گذاری در ۴۵ سانتی‌متر پایانی سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites*، ب) آشفتگی زیستی ناشی از حفاری موجودات دریایی چرنده در سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites*، پ) حضور اینتراکلستها (پیکان سیاه) در سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites*، ت) آمونوئید *Paratirolites* (**A**) در خمیره میکریتی ۵ سانتی‌متر پایانی سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* همراه با قطعه‌ای از یک اینتراکلست اسفنج وکستونی (پیکان سیاه) و آثار حفاری موجودات زنده در خمیره میکرایتی سنگ (پیکان سفید)، ث) ریزرخساره اسفنج وکستون در ۲ سانتی‌متر پایانی سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites*، ج) ریزرخساره اسفنج ـ استراکود وکستون در واحد رس مرزی (همه تصاویر PPL).

سنگ آهک مارنی نودولار به ضخامت حداکثر ۱۰ سانتی‌متر، دربردارنده ریزرخساره‌های مادستون و گاهی اسفنج ـ استراکود وکستون است (شکل ۸ج). این واحد دارای گذر کاملاً مشخص با سنگ آهکهای حاوی

www.SID.ir

Paratirolites بوده و حضور آن نشان دهنده اُفت شدید تولید کربنات کلسیم در محیط رسوبی است. سنگ آهکهای مارنی و متراکم (condensed) بخش بالایی واحد سنگ آهکی حاوی *Paratirolites* نشان دهنده دوره‌ای با تجمع بسیار آرام کربنات کلسیم و واحد رس مرزی نشان دهنده دوره‌ای با نرخ نسبتاً ثابت رسوب‌گذاری رس در حوضه است. هیچ اثری از تغییر سطح آب دریا در محدوده واحد رس مرزی وجود ندارد و تنها نکته شاخص و حائز اهمیت، توقف یا کاهش تولید کربنات همزمان با رویداد انقراض انبوه در مرز واحد رسی با سنگ آهکهای حاوی Paratirolites است.

Mohtat *et al.* (2009) رسوب‌گذاری واحد رس مرزی را در یک محیط کم انرژی با آبهای آرام و بدون حرکت و با عمق نسبتاً اندک حداکثر چند ده متری معرفی کرده‌اند. به نظر چنین شرایط کم انرژی در زیر محدوده اثر امواج طوفانی در محیط شلف برای تشکیل مادستونهای آهکی و وکستونهای واحد رس مرزی مناسب و قابل قبول است. علاوه بر آن، وجود آشفتگیهای زیستی و آثار حفاری نسبتاً فراوان در خمیره مادستونهای آهکی که منجر به تشکیل خمیره لکه دار شده است (شکل ۹الف)، گویای ته نشست در محیط نیمه اکسیژن‌دار می‌باشد. با وجود این، نمونه برداری بسیار متراکم از واحد رس مرزی، نشان دهنده چند لامینه سرشار از پوسته‌های کامل و گاهی منفصل استراکود در ریزرخساره اسفنج ـ استراکود وکستون این واحد در برش شماره ۱ است (شکل ۹ب). تجمع این پوسته‌ها می‌تواند نشان دهنده جابه‌جایی و حرکت پوسته‌ها و لذا رخساره‌های طوفانی دور از ساحل باشد.

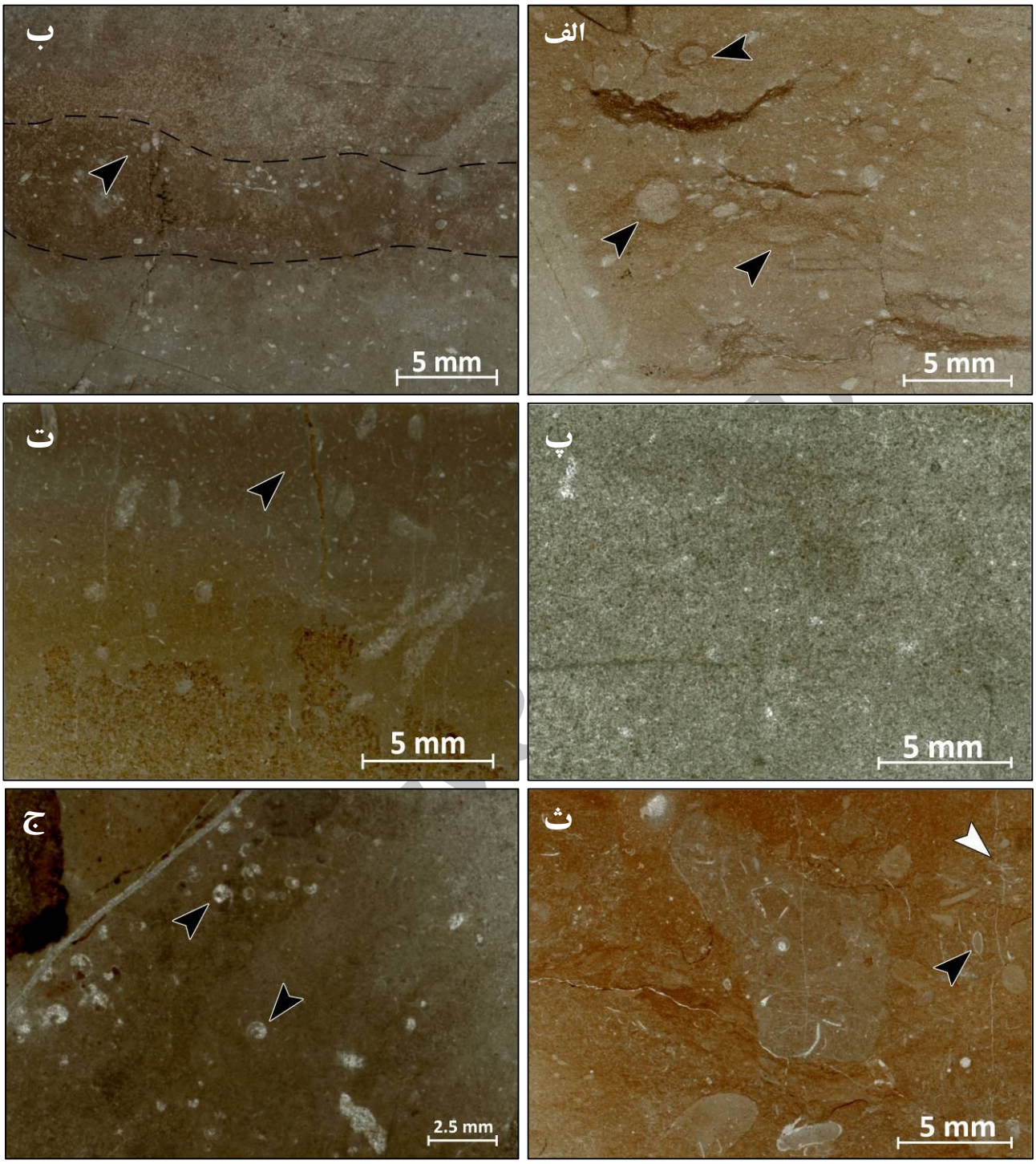
سازند الیکا

بخش کربناته سازند الیکا با لایه‌های سنگ آهکی نازک لایه زرد تا خاکستری رنگ شروع می‌شود. ریزرخساره اسپیکول اسفنج وکستون (شکل ۹ت) و اسفنج ـ استراکود وکستون (شکل ۹ث) ابتدای سازند الیکا در محدوده زیر اثر امواج یک شلف عمیق تشکیل شده و رژیم پلاژیک مشابهی با بخش بالایی سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* دارد. ریزرخساره‌های بلروفونتید وکستون (شکل ۹ج) و بایوکلاستیک وکستون حاکی از رسوب‌گذاری در محیط کم انرژی و دریای باز پلاتفرم داخلی (open marine platform interior) است (Fraiser & Bottjer 2004؛ Fraiser *et al.* 2005؛ Kaim & Nützel 2011؛). ریزرخساره پلوئیدال بایندستون لامینه‌ای (در فاصله ۲ تا ۳ متری از قاعده سازند الیکا در برش شماره ۱) در محیط پلاتفرم داخلی محدود تشکیل شده است (شکل ۱۰ الف). ریزرخساره فلوتستون حاوی حفرات پر شده با کلسیت (در فاصله ۳ تا ۴/۵ متری از قاعده سازند الیکا در برش شماره ۱) نیز در محیط پرانرژی با نرخ رسوب‌گذاری اندک محیط رو به دریای باز پلاتفرم داخلی نهشته شده‌اند. ریزرخساره آنکوئید وکستون ـ فلوتستون (در برش زال) نیز در شرایط آشفته و پرانرژی یک پلاتفرم کربناته نهشته شده‌اند (شکل ۱۰ب). حضور دانه‌های آگرگات و کورتوئید (در برش زال) و حفرات پر شده با کلسیت اسپاری در بخشهای بالاتر نشان دهنده نهشته شدن در محیط پرانرژی‌تری همچون شولهای ماسه‌ای حاشیه پلاتفرم است. گلهای آهکی سنگهای کربناته سازند الیکا دارای منشأ میکروبی بوده و به عنوان گل آهکی کلسی میکروبیالی طبقه بندی می‌شوند که در ژرفای زیر محدوده اثر امواج تشکیل شده‌اند (Richoz, 2006).

گسترش سنگ آهکهای میکروبیال پس از انقراض پرمین ـ تریاس همزمان با پیش‌روی وسیع اقیانوسها بر روی محیطهای حاشیه قاره‌ای کم عمق در نواحی بین دو پهنه گرمسیری (inter-tropical) روی داده است (Baud *et al.*, 2007). Kershaw *et al.* (2007)، میکروبیالیتهایی را که پس از

Archive of SID

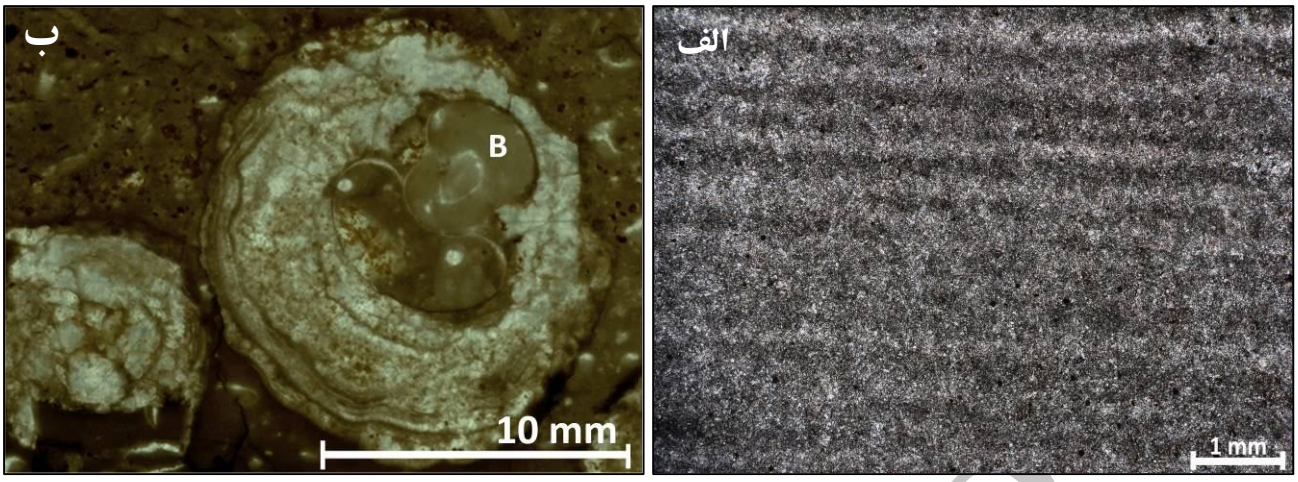
www.SID.ir



شکل ۹ : الف) آشفتگیهای زیستی و آثار حفاری فراوان (پیکان سیاه) در خمیره مادستونهای آهکی واحد رس مرزی که منجر به تشکیل خمیره لکه‌دار شده است. ب) لامینه سرشار از پوسته‌های کامل و یا منفصل استراکود (پیکان سیاه) در ریزرخساره اسفنج ـ استراکود وکستون واحد رس مرزی، پ) مادستون آهکی فاقد فسیل و لامیناسیون در واحد رس مرزی، ت) ریزرخساره اسپیکول اسفنج وکستون در سازند الیکا، ث) ریز رخساره اسفنج ـ استراکود وکستون در سازند الیکا، پیکان سیاه استراکود و پیکان سفید اسفنج را نشان می‌دهد. ج) بلروفونتید وکستون در سازند الیکا (همه تصاویر PPL)،

رویداد انقراضی انتهای پرمین تشکیل شده‌اند به اختصار ETMs (Earliest Triassic Microbialites) معرفی کرده‌اند. اشکال مختلف این میکروبیالیتها (استروماتولیت و ترومبولیت) از چند برش مختلف دربردارنده مرز تدریجی

www.SID.ir



شکل ۱۰: الف) پلوئید بایندستون لامینه‌ای حاوی خرده‌های اندک اکینوئید در فاصله ۲/۷۰ متری از افق انقراض، ب) آنکوئید فلوتستون با هسته‌ای از یک بلروفونتید (B) متبلور شده و پوسته لامینه‌ای از میکرایت و اسپارایت در فاصله ۷/۱۵ متری از افق انقراض در برش زال (همه تصاویر PPL).

پرمین ـ تریاس در دنیا معرفی شده‌اند (برای مثال: Ezaki et al.، 2003؛ Baud *et al.*، 2005؛ Kershaw *et al.*، 2007؛ Wang *et al.*، 2009، Richoz *et al.*، 2010). حداقل ۴ مرحله از نهشت لایه‌های میکروبیال شناسایی شده است (Baud *et al.*, 2007). در شمال باختر و مرکز ایران نیز لایه‌های میکروبیال شناسایی شده‌اند. اولین توصیف ارائه شده برای میکروبیالیتهای تریاس پیشین منطقه آباده در ایران مرکزی توسط Taraz *et al.* (1981) ارائه شده است. انواع مختلفی از نهشته‌های میکروبیالی بعدها از ناحیه آباده و شهرضا توسط Heydari *et al.* (2000، 2001 و 2003) توصیف و بررسی شده‌اند.

به نظر می‌رسد، سنگ آهکهای میکروبیال سازند الیکا در برشهای ناحیه جلفا در محیط دریایی آرام و عمیق و در نتیجه جایگزینی فرآیند تولید کربناتهای اسکلتی با کربناتهای میکروبیال تشکیل شده‌اند. بنابراین، تغییر رخساره در سازند الیکا از سنگ آهک گلی حاوی استراکود و اسفنج و سپس وکستون حاوی بلروفونتید به سنگ آهکهای میکروبیال نمی‌تواند ناشی از تغییر عمق محیط باشد. فراوانی غیرعادی میکروبیالیتها پس از انقراض پرمین ـ تریاس، می‌تواند منعکس کننده یک رویداد اقیانوسی (Baud *et al.*, 2007) و یا حتی واکنش زیستی نسبت به تغییر غیرعادی شیمی آب اقیانوسها (Kershaw *et al.*، 1999؛ Lehrmann *et al.*، 2003) باشد.

نتیجه‌گیری

اطلاعات موجود درباره برشهای دربردارنده مرز پرمین ـ تریاس در حوضه قفقاز میانی هنوز بسیار ناقصند و مطالعات دقیقتر و با جزئیات بیشتری لازم است تا سؤالات اساسی مطرح درباره سیمای سنگ چینه‌ای و زیست چینه‌ای این توالیها را شرح دهد. برشهای موجود در کوههای علی باشی در شمال باختر ایران و نیز برشهای ایران مرکزی نظیر برش آباده نقش مهمی را در فهم دقیق توالی سنگ چینه‌ای و چگونگی تکامل زیستی در این بازه زمانی مهم و بحرانی ایفا می‌کنند. بنابراین لازم است مطالعات سنگ چینه نگاری و زیست چینه نگاری جدیدی بر مبنای کنودونتها و سفالوپودها انجام شود. در اولین قدم از مطالعات جدیدی که در منطقه کوههای علی باشی انجام شده است، مشخص گردید برش شماره ۴ Teichert *et al.* (1973) کاملاً منطبق بر برش شماره ۱ آنهاست و برخلاف باور برخی، هیچ گونه انقطاع یا ناپیوستگی درباره این دو برش وجود ندارد.

Archive of SID

www.SID.ir

بنابراین تصور حضور یک برش مرکب از دو برش شماره ۱ و ۴ به طوری که برش شماره ۴ در زیر و برش شماره ۱ در بالا قرار گیرد، کاملاً غلط و غیر منطقی است. همچنین، توالهای دربردارنده رویداد انقراضی انتهای پالئوزوئیک و مرز پرمین ـ تریاس، در یک رژیم کاملاً دریایی و نسبتاً عمیق نهشته شده‌اند و هیچ‌گونه ناپیوستگی رسوبی و یا شاهدی که نشان دهنده کاهش عمق محیط رسوبی باشد وجود ندارد. بر این اساس، باید ادعا نمود برشهای منطقه جلفای ایران، با توجه به رخنمون بسیار خوب و پیوستگی سنگ چینه‌ای، فراوانی میکروفسیلها و ماکروفسیلها و کاربرد قابل قبول برای تطابق جهانی، برخلاف تصور گروهی از چینه شناسان، همچنان بهترین رخنمونهای موجود در حوضه تتیس مرکزی و حتی دنیا برای این مرز مهم چینه شناسی هستند. در عین حال، با توجه به اختلاف نظرهای موجود درباره تاکسونومی ماکروفونای آمونوئیدی حوضه قفقاز میانی و ایران مرکزی، انجام مطالعات جدید و بازنگری فونای گزارش شده از منطقه ضروری به نظر می‌رسد. تلفیق داده‌های به دست آمده از این مطالعات با نتایج حاصل از بررسیهای رسوب شناسی، ژئوشیمی و ژئوشیمی ایزوتوپی می‌توانند در راه رسیدن به این اهداف یاری رسان باشند.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از جناب آقای دکتر عادل نجف زاده معاونت محترم فرهنگی، اجتماعی و گردشگری سازمان منطقه آزاد تجاری ـ صنعتی ارس و همچنین آقایان مهندس مهدی عباسی و مهندس حسین حُبی به جهت همکاریهای بی‌دریغشان کمال تشکر را دارند. از جناب آقای دکتر واچیک هایراپطیان از گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان که زمینه بازدید از برشهای شمال آباده را فراهم نمودند، صمیمانه سپاس‌گزاری می‌نمایند. همچنین از آقایان داوود راه‌دان و بابک ایمانپور به دلیل همکاری در انجام عملیات صحرایی قدردانی می‌نمایند.

References

Abich, H., 1878. Geologische Forschungen in den Kaukasischen Landern, I: Eine Bergkalkfauna aus der Araxesenge bei Djoulfa in Armenien. *Holder Wien,* 128 S.

Arakelyan, R.A., Grunt, T.A., & Shevyrev, A.A., 1965. Kratkiy stratigraficheskiy ocherk. *Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiya Nauk SSSR*, 108: 20–25.

Asserto, R., 1963. The Paleozoic Formations in central Elborz (Iran). *Riv. Ital. Paleon. Strati.,* 69 (4): 503-543.

Bando, Y., 1979. Upper Permian and Lower Triassic ammonoids from Abadeh, Central Iran. *Memoirs of the Faculty of Education*, Kagawa University, 29: 103-128.

Bando, Y., 1981. Discovery of Lower Triassic ammonites in the Abadeh region of Central Iran. *Geolological Survey of Iran*, Report, 49: 73-103.

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

Baud, A., 1996. The Permian-Triassic boundary: recent developments, discussion and proposals. *Albertiana*, 18: 6-9.

Baud, A., 2008. Correlation of Upper Permian localities in the Kuh-e-Ali Bashi area, NW Iran: old collections, old and new data. *Permophiles*, 52: 6–11.

Baud, A., Holser, W.T., & Magaritz, M., 1989. Permian-Triassic of the Tethys: carbon isotope studies. *Geologische Rundschau*, 78: 1-25.

Baud, A., Richoz, S., & Marcoux, J., 2005. Calcimicrobial cap rocks from the basal Triassic units: western Taurus occurrences (SW Turkey). *Comp. Rend. Palevol.,* 4: 569–582

Baud, A., Richoz, S., & Pruss, S., 2007. The lower Triassic anachronistic carbonate facies in space and time. *Global Planet Change*, 55: 81–89

Archive of SID

www.SID.ir

Becker, L., Poreda, R.J., Basu, A.R., Pope, K.O., Harrison, T.M., Nicholson, & C., Iasky, R., 2004. Bedout: A possible end-Permian impact crater offshore of Northwestern Australia. *Science,* 304 (5676): 1469-1476.

Becker, L., Poreda, R.J., Hunt, A.G., Bunch. T.E., & Rampino, M.R., 2001. Impact event at the Permian-Triassic boundary: evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes. *Science,* 291 (5508): 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,* 99 (7): 4172-4177.

Cao, C.Q., Wang, W., & Jin, Y.G., 2002. Carbon isotope excursions across the Permian- Triassic boundary in the Meishan section, Zhejiang Province, China. *Chinese Science Bulletin*, 47 (13): 1125-1129.

Davoudzadeh, M., & Weber-Diefenbach, K., 1987. Contribution to the Paleogeography, stratigraphy and tectonic of the Upper Paleozoic of Iran. *N.Jb. Geol. Paleont. Abh.,* 175 (2): 121-146.

De Wit, M.J., Ghosh, J.G., De Villiers, S., Rakotosolofo, N., Alexander, J., Tripathi, A., & Looy, C., 2002. Multiple organic carbon isotope reversals across the Permo-Triassic boundary of terrestrial Gondwana sequences: clues to extinction patterns and delayed ecosystem recovery. *Journal of Geology*, 110 (2): 227-246.

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. p. 327.

Ezaki, Y., Liu, J., & Adachi, N., 2003. Earliest Triassic microbialite microto megastructures in the Huaying area of Sichuan Province, South China: implications for the nature of oceanic conditions after the end-Permian extinction. *Palaios*, 18: 388–402

Flügel, E., 2010 Microfacies of Carbonate Rocks. *Springer*, Berlin, p. 984.

Fraiser, M.L., Bottjer, D.J., 2004. The non-actualistic Early Triassic gastropod fauna: a case study of the Lower Triassic Sinbad Limestone Member. *Palaios*, 19: 259–275.

Fraiser, M.L., Twitchett, R.J., & Bottjer, D.J., 2005. Unique microgastropod biofacies in the Early Triassic: indicator of long-term biotic stress and the pattern of biotic recovery after the end-Permian mass extinction. *Comp. Rend. Palevol.,* 4: 475–484

Frech, F., & Arthaber, G.V., 1900. Über das Paläozoicum in Hocharmenien und Persien. Mit einem Anhang über die Kreide von Sirab in Persien. *Beiträge zur Paläontologie und Geologie von Österreich-Ungarn und des Orients*, 12: 161–308.

Furnish, W.M., & Glenister, B.F., 1970. Permian ammonoid Cyclolobus from the Salt Range, West Pakistan. *In:* Kummel, B., & Teichert, C., (eds.), Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan. *Lawrence, KS: Paleontological Institute, University of Kansas. Special Publication,* 4: 153–175.

Ghaderi, A., Skonieczna, L., & Korn, D., 2011. Problems of stratigraphic correlation of the Permian-Triassic transitional beds in the Transcaucasus and Central Iran. *6th symposium of Iranian Paleontological Society*, Kerman, pp.223-231.

Glaus, M., 1964. Trias und Oberperm in zentralen Elburs (Persien). *Eclogae geol. Helv.,* 57 (2): 497- 508.

Golshani, F., Partoazar H. & Seyed-Emami K., 1986. Permian-Triassic boundary in Iran. *Memorie della. Societa Geologica ltaliana,* 36: 257-262.

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

Heydari, E., Arzani, N., & Hassanzadeh, J., 2008. Mantle plume: The invisible serial killer — Application to the Permian–Triassic boundary mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 264: 147–162.

Heydari, E., Hassandzadeh, J., Wade, & W.J., 2000. Geochemistry of central Tethyan Upper Permian and Lower Triassic strata, Abadeh region, Iran. *Sed. Geol.,* 137: 85–99

Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W.J., & Ghazi, A.M., 2003. Permian–Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction: Part 1, Sedimentology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.,* 193: 405–423.

Heydari, E., Wade, W.J., & Hassanzadeh, J., 2001. Diagenetic origin of carbon and oxygen isotope compositions of Permian–Triassic boundary strata. *Sed. Geol.,* 143: 191–197

Archive of SID

www.SID.ir

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

Isozaki, Y., Shimizu, N., Yao, J., Ji, Z., & Matsuda, T., 2007. End-Permian extinction and volcanism-induced environmental stress: The Permian–Triassic boundary interval of lower-slope facies at Chaotian, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 252: 218–238.

Joachimski, M.M., Lai, X., Shen, Sh., Jiang, H., Luo, G., Chen, B., Chen, J., & Sun, Y., 2012. Climate warming in the latest Permian and the Permian–Triassic mass extinction. *Geology*, 40: 195-198.

Kaiho, K., Kajiwara, Y., Nakano, T., Miura, Y., Kawahata, H., Tazaki, K., Ueshima, M., Chen. Z.Q., & Shi, G.R., 2001. End-Permian catastrophe by a bolide impact: evidence of a gigantic release of sulfur from the mantle. *Geology*, 29 (9): 815-818.

Kaim, A., & Nützel, A., 2011. Dead bellerophontids walking – The short Mesozoic history of the Bellerophontoidea (Gastropoda). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.,* 308: 190–199.

Kershaw, S., Li, Y., Crasquin-Soleau, S., Feng, Q., Mu, X., Colli, P.Y., & Reynolds, A., Gu, L., 2007. Earliest Triassic microbialites in the South China block and other areas: controls on their growth and distribution. *Facies*, 53: 409–425

Kershaw, S., Zhang, T., & Lan, G., 1999. A microbialite carbonate crust at the Permian–Triassic boundary in south China, and its palaeoenvironmental significance. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.,* 146: 1–18

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

Kotlyar, G.V., Zakharov, Y.D., Koczyrkevicz, B.V., Kropatcheva, G.S., Rostovcev, K.O., Chedija, I.O., Vuks, G.P., & Guseva, E.A., 1983. Pozdnepermskiy etap evolyutsii organicheskogo mira. Dzulficheskiy i dorashamskiy yarusy SSSR. *In*: Gramm, M.N., & Rostovcev, K.O., (ed.), Permo-Triasovaya stadiya geologicheskoy evolyutsii. mezhdunarodnoy programmy geologicheskoy korrelatsii, Proekt No 106: 1–70.

Kozur, H., Leven, E.Y., Lozovskiy, V.R., & Pyatakova, M.V., 1980. Subdivision of Permian-Triassic Boundary beds in Transcaucasia on the basis of conodonts. *International Geology Review*, 22 (3): 361–368.

Kozur, H.W., 1998. Some aspects of the Permian-Triassic boundary and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 143: 227-272.

Kozur, H.W., 2003a. Integrated ammonoid, conodont and radiolarian zonation of the Triassic and some remarks to stage/substage divisions and the numeric ages of the Triassic age. *Albertiana,* 28: 57-74.

Kozur, H.W., 2003b. Integrated Permian ammonoid, conodont, fusulinid, marine ostracod and radiolarian biostratigraphy. *Pennophiles,* 42: 24-32.

Kozur, H.W., 2004. Pelagic uppermost Permian and the Permian–Triassic boundary conodonts of Iran, Part I: Taxonomy. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften B, Beiheft*, 18: 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 für Geowissenschaften B, Beiheft,* 19: 49–86.

Kozur, H.W., 2007. Biostratigraphy and event stratigraphy in Iran around the Permian–Triassic Boundary (PTB): Implications for the causes of the PTB biotic crisis. *Global and Planetary Change*, 55: 155–176.

Krull, E.S., Lehrmann, D.J., Druke, D., Kessel, B., Yu, Y.Y., & Li, R.X., 2004. Stable carbon isotope stratigraphy across the Permian-Triassic boundary in shallow marine carbonate platforms. Nanpanjiang Basin. south China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 204 (3-4): 297-315.

Lehrmann, D.L., Payne, J.L., Felix, S.V., Dillett, P.M., Wang, H., Yu, Y., & Wei, J., 2003. Permian–Triassic boundary sections from shallow-marine carbonate platforms of the Nanpanjiang Basin, South China: implications for oceanic conditions associated with the end-Permian extinction and its aftermath. *Palaios*, 18:138–152.

Mamet, B., & Préat, A., 2003. Sur l'origine bactérienne et fongique de la pigmentation de l' Ammonitico Rosso (Jurassique, région de Vérone, Italie du nord). *Rev Micropaléont*, 46: 35–46.

Mamet, B., & Préat, A., 2005. Why is red marble red? *Rev. Espan. Micropaleont.,* 37: 13–21.

Mamet, B., & Préat, A., 2006. Iron-bacterial mediation in Phanerozoic red limestones: State of the art. *Sed. Geol.,* 185: 147–157.

Archive of SID

www.SID.ir

Mohtat Aghai, P., Vachard, D., & Krainer, K., 2009. Transported Foraminifera in the Palaeozoic deep red Nodular Limestones; Exemplified by Latest Permian Neoendothyra in the Zal section (Julfa area, NW Iran). *Rev. Espan. Micropaleont.,* 41: 197–213.

Morgan, J.P., Reston, T.J., & Ranero, C.R., 2004. Contemporaneous mass extinctions, continental flood basalts, and 'impact signals': are mantle plume-induced lithospheric gas explosions. *Earth and Planetary Science letters*, 217 (3-4): 263-284.

Mundil, R., Metcalfe, I., Ludwig, K.R., Renne, P.R., Oberli, F., & Nicoll, R.S., 2001. Timing of the Permian-Triassic biotic crisis: implications from new zircon U/Pb age data (and their limitations). *Earth and Planetary Science letters,* 187 (1-2): 131-145.

Partoazar, H., 2002. Permian-Triassic boundary conodonts from Julfa-Abadeh Belt along Northwest and Central Iran. *Permophiles*, 41: 34-40.

Payne, J.L., & Kump, L.R., 2007. Evidence for recurrent Early Triassic massive volcanism from quantitative interpretation of carbon isotope fluctuations. *Earth and Planetary Science Letters,* 256 (1-2): 264-277.

Préat, A., Loreau, J.P., Durlet, C., & Mamet, B., 2006. Petrography and biosedimentology of the Rosso Ammonitico Veronese (Mid- dle–Upper Jurassic, Northeastern Italy). *Facies*, 52: 265–278.

Préat, A., Mamet, B., De Ridder, C., Boulvain, F., & Gillan, D., 2000. Iron bacterial and fungal mats, Bajocian stratotype (Mid-Jurassic, northern Normandy, France). *Sed. Geol*., 137: 107–126.

Préat, A., Mattielli, N.L., De Jong, J., & Mamet, B., 2008. Stable iron isotopes confirm microbial mediation in red pigmentation of the Rosso Ammonitico (Mid-Late Jurassic, Verona Area, Italy). *Astrobiology*, 8: 841–857.

Raup, D.M., 1991. A kill curve for Phanerozoic Marine species. *Paleobiology,* 17 (1): 37-48.

Renne, P.R., Zhang, Z., Richards, M.A., Black, M.T., & Basu, A.R., 1995. Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism. *Science,* 269 (5229): 1413-1416.

Richoz, S., 2006 Stratigraphie et variations isotopiques du carbone dans le Permien supérieur et le Trias inférieur de la Néotéthys (Turquie, Oman et Iran). *Mem. Géol.,* Lausanne, p. 251

Richoz, S., Krystyn, L., Baud, A., Brandner, R., Horacek, M., & Mohtat-Aghai, P., 2010. Permian–Triassic boundary interval in the Middle East (Iran and N. Oman): progressive environmental change from detailed carbonate carbon isotope marine curve and sedimentary evolution. *J. Asian Earth Sci.,* 39: 236–253

Rostovtsev, K.O., & Azaryan, N.R., 1971. The Permian-Triassic boundary in Transcaucasia. *Bull. Canadian petrol. Geol*., 19: 349–350.

Rostovtsev, K.O., & Azaryan, N.R., 1973. The Permian-Triassic Boundary in Transcaucasia. *In*: The Permian and Triassic systems and their mutual boundary. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 2: 89–99.

Ruzhentsev, V.E., & Sarycheva, T.G., (Eds.,), 1965. Razvitie i smena morskich organismov na rubezhe paleozoja i mezozoja. *Trudy Paleont. Inst. AN SSSR*, 108: 431 pp.

Ruzhentsev, V.E., & Shevyrev, A.A., 1965. Sostav i razvitie organicheskikh grupi Ammonoidei. *Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiya Nauk SSSR*, 108: 47–57.

Ruzhentsev, V.E., Sarycheva, T.G., & Shevyrev, A.A., 1965. Biostratigraficheskie vyvody. *Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiya Nauk SSSR*, 108: 93–116.

Schenck, H.G., Hollis, D., Hedberg, C.W., Tomlinson, J., Eeton, E., & White, R.T., 1941. Stratigraphic nomenclature. *Bull. American Assoc. Petrol. Geol*., 25 (12): 2195–2202.

Sepkoski, J.J.Jr., 1990. The taxonomic structure of periodic extinction. *In*: Sharpton, V.L., Ward, P.O., (eds.), Global Catastrophes in Earth History. *Geological Society of America, Special Paper*, 247: 33-44.

Shabanian, R., & Bagheri, M., 2008. Permian in Northwest of Iran. *Permophiles*, 51: 28-31.

Shen, S.Z., & Mei, S.L., 2010. Lopingian (Late Permian) high-resolution conodont biostratigraphy in Iran with comparison to South China zonation. *Geological Journal*, 45: 135-161.

Shevyrev, A.A., 1965. Nadortyad Ammonoidea. *Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiya Nauk SSSR*, 108: 166-182.

Shevyrev, A.A., 1968. Triasovye ammonoidei Yuga SSSR. *Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiya Nauk SSSR*, 119: 1–272.

Spinosa, C., Furnish, W.M., & Glenister, B.F., 1970. Araxoceratidae, Upper Permian ammonoids, from the

Archive of SID

www.SID.ir

western Hemisphere. *J. Paleont*., 44: 730–736.
Stepanov, D.L., Golshani, F., & Stöcklin, J., 1969. Upper Permian and Permian–Triassic Boundary in North Iran. *Geolological Survey of Iran*, Report, 12: 1–72.
Stoyanow, A.A., 1910. On the character of the boundary of Palaeozoic and Mesozoic near Djulfa. *Zap. Imp. S.-Peterburgskago Miner. Obshch., nov. Ser*., 47: 61–135.
Sweet, W.C., & Mei, S.L., 1999. The Permian Lopingian and basal Triassic sequence in Northwest Iran. *Permophiles* 33: 14–18.
Taraz, H., Golshani, F., Nakazawa, K., Shimizu, D., Bando, Y., Ishi, K., Murata, M., Okimura, Y., Sakagami, S., Nakamura, K., & Tokuoka, T., (Iranian-Japanese Research Group) (1981). The Permian and Lower Triassic Systems in Abadeh region, Central Iran. *Memoirs of Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*, 47: 62–133.
Teichert, C., Kummel, B., & Sweet, W.C., 1973. Permian-Triassic strata, Kuh-e-Ali Bashi, northwestern Iran. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, 145: 359-472.
Wang, Q., Tong, J., Song, H., & Yang, H., 2009. Ecological evolution across the Permian/Triassic boundary at the Kangjiaping section in Cili County, Hunan Province, China. *Sci. China*., 52: 797–806
Wignall, P.B., & Hallam, A., 1992. Anoxia as a cause of the Permian/Triassic mass extinction: facies evidence from northern Italy and the western United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 93: 21-46.
Wignall, P.B., & Twitchett, R.J., 1996. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction. *Science,* 272 (5265): 1155-1158.
Wignall, P.B., & Twitchett, R.J., 2002. Extent, duration and nature of the Permian-Triassic superanoxic event. *Geological Society of America Special Paper,* 356: 395-413.
Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer*, Berlin, p. 471.
Xie, Sh., Pancost, R.D., Huang, J., Wignall, P.B., Yu, J, Tang, X., Chen, L., Huang, X., & Lai, X., 2007. Changes in the global carbon cycle occurred as two episodes during the Permian-Triassic crisis. *Geology*, 35 (12): 1083-1086.
Yin, H., Feng, Q., Lai, X., Baud, A., & Tong, J., 2007. The protracted Permo-Triassic crisis and multi-episode extinction around the Permian-Triassic boundary. *Global and Planetary Change,* 55 (1-3): 1-20.
Yin, H.F., Zhang, K.X., Tong, J.N., Yang, Z.Y., & Wu, S.B., 2001, The global Stratotype Section and Point of the Permian-Triassic boundary. *Episodes*, 24: 102–114.
Zakharov, Y.D., 1992. The Permo-Triassic boundary in the southern and eastern USSR and its intercontinental correlation. *In*: Sweet, W.C., Yang, Z., Dickins, J.M., & Yin, H., (Eds.), Permo-Triassic events in the eastern Tethys. *Cambridge (Cambridge University Press),* 46-55.
Zhang, R., Follows, M.J., Crotzinger, J.P., & Marshall, J., 2001. Could the late Permian deep ocean have been anoxic? *Paleoceanography,* 16 (3): 317-329.

Archive of SID

www.SID.ir

New insight on Stratigraphic correlation of the Permian-Triassic transitional beds in the Transcaucasus and northwest of Iran: Problems and guidelines

Ghaderi, A[1]*. Ashouri, A.R.[2], Korn, D.[3], Mahmoudi Gharaie, M.H.[4], Leda, L.[5]

1- Ph.D. Student in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
2- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
3- Professor, Department of Paleontology, Museum für Naturkunde, Berlin, Germany
4- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
5- Lecturer, Department of Paleontology, Museum für Naturkunde, Berlin, Germany

***E-mail: abbas.ghaderi@gmail.com**

Abstract

Permian–Triassic boundary sections in Iran belong to the best exposures of this important time interval worldwide and work as a standard for the transition beds in the Central Tethyan Realm. Increasing interest in these sections helps to solve a number of problems such as differences in lithostratigraphy, ammonoid and conodont biostratigraphy and different interpretations of the depositional environment. In this research, Ali Bashi Mountains sections are compared together and with transcaucasus sections and obstacles for a high resolution correlation are discussed. Moreover, objections about continuity of the Late Permian successions of Ali Bashi Mountains are investigated and appropriate responses are presented to them.

Keywords: Correlation, Permian, Triassic, Julfa, Transcaucasus.

Archive of SID

www.SID.ir