

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

عباس قادری<sup>(\*</sup>، علیرضا عاشوری<sup>۲</sup>، دیتر کورن<sup>۳</sup>، محمد حسین محمودی قرایی<sup>\*</sup>، لوسینا لدا<sup>د</sup>

۱\_دانشجوی دکتری چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳\_استاد گروه فسیل شناسی، موزه تاریخ طبیعی، برلین، آلمان

۵۔ کارشناس گروہ فسیل شناسی، موزہ تاریخ طبیعی، برلین، آلمان

۲\_استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران ۴\_استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

\*پست الکترونیک: abbas.ghaderi@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۹۰/۶/۹

تاریخ دریافت: ۹۰/۱/۱۹

# چکیدہ

برشهای دربردارنده گذر پرمین ـ تریاس در ایران یکی از بهترین رخنمونهای این محدوده زمانی در دنیاست که به عنوان برش استاندارد برای لایـههای 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.

واژدهای 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؛ ایمارهای و تقریباً به همان اندازه در محیطهای قارهای

منجر شده است (Erwin, 1993). علت تغییرات شگرف زیستی در مرز پرمین - تریاس هنوز مورد بحث زمین شناسان مختلف سراسر دنیا بوده و توجه بسیاری را به خود جلب کرده است (برای مثال: Holser & Magaritz، 1987، 1995، Baud *et al.* Wignall & 1995، Renne *et al.* 1993، Erwin

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

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 ال* ، 2003؛ Cao *et al.* 2003، Kozur 2003، ، Xie *et al.* 2003، *2003*، 2003؛ 2003، ، Xie *et al.* 2003، *2003*، 2003، *2003*، ، *2003*، 2003، *2003*، 2003، *2003*، *2003*، ، *2003*، *2003*، 2003، *2003*، *2003*، ، *2003*، *2003*، *2003*، *2004*، *2004*، ، *2004*، *2004*، *2004*، *2004*، ، *2004*، *2004*، *2004*، *2004*، *2004*، ، *2004*، *2004*، *2004*، *2004*، *2004*، ، *2004*، *2004*، *2004*، *2004*، *2004*، ، *2004*، *2004*، *2004*، *2004*، *2004*، *2004*، , *2004*، *2004*,

برشهای غنی از فسیلهای پلاژیک مرز پرمین - تریاس در تتیس مرکزی، به ویژه در سوی شمالی دره ارس در المیتری باختر - شمال باختر شهر جلفای جمهوری خودمختار نخجوان، مدت زمان زیادی است که شناخته شده خودمختار نخجوان، مدت زمان زیادی است که شناخته شده است (Abich، Frech & Arthaber ؛1878، Abich) است (Abich، Frech & Arthaber ؛1878، Abich) است (Abich، Stoyanow & Shevyrev ؛1910، Stoyanow (Rostovtsev & Azaryan ؛1965؛ Ruzhencev & Azaryan (Rostovtsev & Azaryan ؛1965؛ Ruzhencev *et al.* (1973) (Stoyanow ؛ Azaryan ؛1965؛ Kotlyar *et al.* (1973) (Stoyanow ؛ Kozur *et al.* (1973) (Stoyanov ؛ 1973) (Stoyanov ؛ 1973) (Inter (شکل)) نیز بیش از ۴۰ سال پیش شناخته شده و در ایران (شکل)) نیز بیش از ۴۰ سال پیش شناخته شده و در مثال: (Abich) (Stopanov *et al.*) (Stopanov) (Inter (Inter (Inter (Inter))) (Stopanov) (Inter)) (Stopanov) (Stopanov) (Inter)) (St

برخوردار شدهاند چرا که مطالعه رویداد انقراضی پرمین -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 - رس سنگی بوده و تطابق زیادی را با برشهای الگوی مرز پرمین - تریاس در چین نشان میدهند.

با وجود این واقعیت که همه برشهای دربردارنده مرز پرمین ـ تریاس در حوضه قفقاز میانی (برای مثال برشهای دور آشـام I و II، وِدی I و II، سووِتاشـن، آووش، آخـورا، کازانجـایلا،

أگبین و کاراباگلار) و شمال باختر ایران شباهتهای زیادی را نشان میدهند (شکل ۲)، اما تطابق دقیق آنها نامشخص و غیرواضح بوده و بحثهای زیادی را در مجامع علمی دربر داشته است (برای میثال: Mei & Mei، 1999، Sweet Baud، 2005، 2004، Kozur، 2002 و 2002؛ Baud، Baud، 2008، Kozur، 2002 و 2002؛ Baud، 2008) معده مشکلات شامل تطابق زمان چینه ای، 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)، اشكوب جلفين را براي طبقات پرمین پسین که در زیر لایه های دور آشامین قرار گرفته اند، 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 پلاتفرمي جنوب چين با عنوان ووچياپينگين معرفي نمودهانـد که این امر تخلف آشکار از اصول چینه شناسی و از رسمیت انداختن برش الگوی کامل و جهانی جلفین و جایگزینی آن با برشي است كه در قياس با اشكوب جلفين، تـوالي نـاقص-تری دارد (Kozur, 2005). آمونوئیدهای ووچیاپینگین (برای مثال: Jinjiangoceras و Konglingites در نوشته Isozaki et al., 2007) تقريباً بومي و محلي هستند در حالي کے آمونوئی۔دہای جلفین (برای مثال Araxoceras و Pseudogastrioceras) نه تنها در گستره دریای تتیس دیده شده که از نیمکره غربی نیز گزارش شدهاند ( Spinosa et (1973 و 1971) Rostovtsev & Azaryan .(al., 2007 و 1973)، برش الگوی اشکوب دورآشامین را در باختر جلفا و در

شمال رود ارس (برش دور آشام II) معرفی کردهاند، هرچنـد Furnish & Glenister)، 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 دور آشامین 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 گونه های محلی جنوب چین هستند، برخی از گونههای کنودونتی شاخص بیوزون ساز متعلق به دریای تتيس نيز در جنوب چين حضور نداشته و ناشناختهاند. بنابراین اشکوب چانگزینگین یک اشکوب ناحیـهای بـوده و دست کم در محدوده حوضه تتیس، اشکوب دور آشامین 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 ايران و کشورهاي حوضه قفقاز در دفاع از واقعيتهاي غیرقابل انکار برشهای دربردارنده مرز پرمین - تریاس منطقه، نقش بسیار مهمی در جایگزینی اسامی جلفین و دور آشامین با نامهای ووچیاپینگین و چانگزینگین و انتخاب نابهجای محل برشهای الگوی آنها در میشان چین داشته است.

# تطابق سنگ چینهای

Aba Stepanov et al. توالیهای پرمین - 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 تو پو گرافی خاص این کوهها بدین نام خوانده می شود) را مطالعه و آنها را در قالب ۸ واحد سنگی عمده شامل لایه های گنیشیک (واحد A)، لایه های خاچیک (واحد B)، لایه های جلفای پایینی (واحد C)، لایه های جلفای بالایی (واحد C)، لایه های دربردارنده مرز تدریجی پرمین - تریاس (واحد E)،

www.SID.ir





رنگ سازند على باشى بيش از لايه هاى جلفاى بالايى است. Partoazar (2002)، لايه هاى جلفاى پايينى و بالايى (2002) Partoazar و تنها را به عنوان سازند (1969, 1969) و سازند على باشى ( Stepanov et al., 1969) ( مار به عنوان سازند على باشى معرفى كرده است. اين سازند جديد معادل با على باشى معرفى كرده است. اين سازند جديد معادل با مازند همبست (1981 ,. 1981 ) در ناحيه آباده در ايران مركزى است. وى با تغيير نام لايه هاى گنيشيك به عضو سلگرد و لايه هاى خاچيك به عضو شامار و تركيب اين دو بخش با هم، سازند جديدى به نام سازند جلفا معرفى نموده كه معادل با سازند آباده (Taraz et al., 1981) در ايران مركزى است (جدول ۱).

لايه هاى سنگ آهكى حاوى آمونيت Paratirolites (واحد (واحد اليكاى پايينى (واحد G) و سازند اليكاى بالايى (واحد H) معرفى كردهاند (جدول ۱). پس از گروه تحقيقاتى (واحد H) معرفى كردهاند (جدول ۱). پس از گروه تحقيقاتى كوه على باشى را مورد بازبينى قرارداده و مجموعـه Stepanov *et al.* معرفى شده توسط .Stepanov *et al* (1969) را به عنوان سازندى جديد به نام سازند على باشى معرفى نمودهاند (جدول ۱). لايه هاى جلفاى بالايى و طبقات سازند على باشى با رنگ عمومى صورتى تا قرمز از ديد گاه سنگ شناختى تاحدى

NORTHWEST OF IRAN										CENTRAL IRAN																	
Stepanov et al., 1969			Teichert et al., 1973		Partoazar, 2002					Taraz et al., 1981		Partoazar, 2002															
Induan	Unit G	Lower Elikah Formation	Claria Beds	Claria Beds	Elikah Formation	Induan	Flibah	Formation	1414	UNITE	Claria I	3eds	Early Scytian	Lower Triassic	Unit a	Claria Beds	Early Scytian										
	Unit F	Paratirolites Limestone	Paratirolites	Paratirolites		ian	ian						an	au			an										
	Unit E	P-T Transitional Beds	Bernhardites	Shevyrevites	Ali Bashi Formation	Dorasham							ami				ami										
			Dzhulfites	Dzhulfites			ashi ation	1	Unit D	Ammonite Zone		Dorashi	oast ation	Unit 7	Unit 10	Dorash											
			Tompophiceras	Iranites																							
			Comelicania	Phisonites				li Bä						amt													
Dzhulfian	Unit D	Upper Julfa Beds	Haydenella- Pseudowellerella	Haydenella- Pseudowellerella (Vedioceras)	Julfa Beds	Julfa	Julfa	Julfa	Julfa	Julfa	Julfa	fian		r 5			Brachio Zon	opod	Late Dzhulfian	1 × &	Unit 6	Unit 9	Late Dzhulfian				
	Unit C	Lower Julfa Beds	Pseudogastrioceras- Permophricodothyris			Dzhul	Dzhulf Ifa ation	s	han	iammar Mem. (B) 곧			deh ation	Unit 5	Unit 8	rly Ifian											
			Araxilevis- Orthotetina																			Form	s	elg	gord Mem. (A) 법 관		
Guadalopian	Unit B	Khachic Beds	Codonofusiella		Khachic Beds		Khachic Beds		Khachic Beds		Khachic Beds		Curmad	Formation		71	πΠ	Π	Guadalopian		Unit 3	Unit 6					
	Unit A	Gnishik Beds			Guadalopian	Guadalopian	T							Surmag Formation	Unit 2	Unit 5	Guadalopian										
				Gnishik Beds	Gnishik Beds									Upper Part of Unit 1	Unit 4												

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

بنابر پیشنهاد Kozur (2005)، بهتر است توالیهای روی سنگ آهکهای حاوی Codonofusiella تا انتهای سنگ آهکهای حاوی Paratirolites را به عنوان سازند جلفا در نظر گرفت و بخشی را که توسط .Teichert et al (1973) به عنوان سازند علی باشی معرفی شده است، به عنوان عضو علی باشی معرفی نمود.

Shabanian & Bagheri (2008) با معرفی چھار توالی رسوبي عمده در پرمين شمال باختر ايران، رسوب گذاري لايه های گنیشیک یا سلگرد \_ واحد A در نوشته Stepanov et al. وواحد A در نوشته Partoazar (2002) و را ا به دومین توالی رسوبی پرمین شمال باختر ایران نسبت دادهاند. به باور آنها، این توالی متعلق به زمان کوبر گاندین \_ مورگابین از سری گوادالوپین بوده و معادل با سازند روته (Asserto, 1963) در حوضه البرز است، در حالي كه Partoazar (2002) این بخش را متعلق به جلفین پیشین و معادل با بخش ياييني سازند نسن (Glaus, 1964) در البرز و بخش پایینی سازند آباده در ایران مرکزی میداند. D و C ،B واحدهای (2008)، واحدهای B و C ،B واحدهای C ،B معرفی شده توسط .Stepanov et al (1969) را متعلق به زمان ميدين تا جلفين و معادل با سازند نسن در حوضه البرز و سازند آباده و بخش پاييني سازند همبست در ايران مرکزی دانستهاند. Partoazar (2002)، تنها واحد B را معادل با بخش بالايي سازند نسن ميداند و براي واحدهاي C و D در حوضه البرز معادلي معرفي ننموده است. Shabanian & Bagheri (2008)، چهارمین توالی رسوبی يرمين را متعلق به زمان دور آشامين و معادل با سازند على باشی معرفی شدہ توسط .Teichert et al (1973) مے دانند. از دیدگاه آنها این بخش معادل با بخش بالایی سازند همبست در ايران مركزي است.

همان طور که از مطالب فوق برمی آید، ارائه نامهای جدید محلي براي واحدهاي چينه شناسي قديمي كه اولين بار توسط .Stepanov et al (1969) نام گذاری و معرفی شده بودند و نیز معرفی سنهای متفاوت و تطابق سنگ چینهای نسبتاً پیچیدهای که توسط افراد مختلف انجام شده است، مشکلات موجود در درک چینه شناسی پرمین شمال باختر ايران را دوچندان نموده است. علاوه بر آن، تغيير اسامي سنتي و شناخته شده طبقات سنگي در حوضه قفقاز به اسامي جدید محلی، برقراری ارتباط بین توالیهای موجود در شمال باختر ایران با سایر برشهای منطقه قفقاز میانی را سخت تر کرده است. به همین دلیل، در این نوشتار، به دلیل پرهیز از به کار بردن اسامی مختلف برای واحدهای چینه شناسی موجود، سازند على باشي در همان مفهوم سنتي و اوليه خود که توسط .Teichert et al (1973) معرفی شده بود، مدنظر قرار گرفت؛ با این توضیح که طبقات مربوط به سنگ آهکهای حاوی Paratirolites به عنوان بخش انتهایی سازند على باشي درنظر گرفته شدهاند. در میان برشهای موجود در منطقه قفقاز، برش شناخته شده

در میان برشهای موجود در منطقه فقفار، برش سناخته شده دور آشام II (شکل ۳) می تواند به عنوان یک برش استاندارد برای همه توالیهای سنگ چینه ای مرز پرمین ـ تریاس در نظر گرفته شود. این برش در شمال باختری جلفا و سوی شمالی دره ارس، در جمهوری خود مختار نخجوان، در یک توالی از پایین به بالا توسط .Arakelyan *et al* (1965) به شرح زیر اندازه گیری 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

- ۶ ـ لایـههـای حـاوی Bernhardites بـه ضـخامت ۵/۵ متـر حاوی شیل و افقهایی از سنگ آهک مارنی
- ۷- لایه های 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
- ۳- لایه های حاوی Phisonites و Comelicania به ضخامت
  ۴/۵
  ۴/۵ متر حاوی شیل با لایه های اندک سنگ آهک قرمز تیره
- ۲۔ لایههای حاوی Tompophiceras به ضخامت ۲/۵ متر حاوی شیلهای خاکستری تیره و افقهایی از سنگ آهک خاکستری
- ۵ ـ لایههای حاوی *Dzhulfites* به ضـخامت ۷/۵ متـر حـاوی شیل و افقهایی از سنگ آهک مارنی



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

- et al. توالی سنگ چینهای کاملاً (1969) توالی سنگ چینهای کاملاً مشابهی را در کوههای علیباشی اندازه گیری و معرفی کردهاند (شکل۴) که ترتیب سنگ شناسی و محتوای فسیلی آن از پایین به بالا به شرح زیر است:
- ۱- شیل و مارنهای حاوی Phisonites و Comelicania به ضخامت ۵/۱ متر که به عنوان واحد سنگی شماره ۵۲ معرفی شدهاند.
- ۲\_ ش\_یلهای ح\_اوی Dzhulfites ، Tompophiceras و Bernhardites به ضخامت ۱۲/۷۵ متر که بـه عنـوان واحدهای سنگی شماره ۵۳ تا ۶۰ معرفی شدهاند.
- ۲- سنگ آهکهای حاوی Paratirolites به ضخامت ۳/۶ متر که به عنوان واحد سنگی شماره ۶۱ معرفی شدهاند.



شکل۳: نمایی از توالیهای ت برش اندازه گیری L ير را نشان میدهد که (1969) Stepanov *et al*. طبق بر برش شماره ۲ Teichert et al. ۴ است. در سمت چپ ستون چینه شناسی این برش قرار دارد که با انجام تصحیحات از .Kozur et al) و (1969) و .Kozur et al (1980) ترسيم شده است.

شماره ۴ آنها دارد در حالی که این دو برش در مکان بسیار نزدیکی نسبت به هم قرار گرفتهاند (شکل۴).

برش شماره ۲ Teichert *et al.* ۲ (1973) (که در فاصله ۵۰۰ متری جنوب خاور برش اندازه گیری شده توسط Stepanov برش et al. قرار گرفته است) تفاوت قابل توجهی با برش



شکل ۴: برشهای چهارگانه معرفی شده توسط .Teichert *et al*) در سوی خاوری کوه علی باشی (بدون رعایت مقیاس در گستره جانبی). همان طور که مشاهده می شود، مطابق با نوشته Teichert *et al. هیچ* اثری از واحد رس مرزی (واحد شماره ۲۱ برش شماره ۱۱) در برش شماره ۴ آنها دیده نمی شود. 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 علی باشی (Teichert et al., 1973) به ضخامت ۱۸/۸ متر است که از پایین به بالا دربردارنده توالیهای زیر است: ۱- شیل و سنگ آهک آرژیلی به ضخامت ۱۳ متر (لایه های شماره ۱ تا ۱۷) که تقریباً قابل مقایسه با واحدهای شماره ۵۲ تا ۵۸ Stepanov et al. ۵۸ است. ۲- سنگ آهکهای نودولار قرمز رنگ (سنگ آهکهای

حاوی Paratirolites) به ضخامت ۴/۷ متر. Teichert *et* متر. ۴/۷ متر. ۲۵ al. al.

داده و سنگ آهکهای قرمز رنگ لایه شماره ۵۹ Stepanov ۵۹ et al. (1969) وt al. رس سنگ و سنگ آهکهای رسی سبز زیتونی تا ۳\_رس سنگ و سنگ آهکهای رسی سبز زیتونی تا خاکستری به ضخامت ۱/۱ متر (لایه رس مرزی). این واحد توسط .ls ضخامت ۱/۱ متر (لایه رس مرزی). این واحد توسط .ls ضخامت ۱/۱ متر (لایه رس مرزی). این واحد سازند الیکا معرفی شده است. مقایسه و تطابق سنگ چینهای برشهای شماره ۱ و ۴ مقایسه و تطابق سنگ چینهای برشهای شماره ۱ و ۴ است:

۱-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 (شکل ۴).

۲\_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 (شکل ۴).

این تفاوتها سبب شده تا برخی محققان که تا به حال حتی این برشها را از نزدیک هم ندیدهاند (برای مثال: & Sweet & Shen & Mei ،2008، Henderson *et al.* ،1999، 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 می دهند. جالب تر 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 ریزرخساره های سنگ آهکهای سازنده بخش بالایی و ریزرخساره های سنگ آهکهای سازنده بخش بالایی لایه های جلف ای بالایی با سنگ آهکهای حاوی 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 را مرتکب شده است. این در حالی است که برخلاف تصور وی، لایه های جلف ای بالایی غنی از اسپیکول اسفنج و کرینوئید و سنگ آهکهای حاوی Paratirolites غنی از آمونوئید هستند و این امر در صحرا کاملاً قابل شناسایی آمونوئید هستند و این امر در صحرا کاملاً قابل شناسایی



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

آمونوئیدی گزارش شده توسط .Teichert et al (1973) از سازند علیباشی نابرجا بوده و لذا آنها نمی توانسته اند 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 \_ تریاس حوضه تتیس غنی از ماکروفسیل نیستند. حتی از برشهای مشهور و کلاسیک نزدیک دور آشام هم که توسط گروههای تحقیقاتی روسی در زمانهای مختلف مورد بررسی قرار گرفتهاند تنها ۴۴۷ آمونوئید جلفین و ۱۸۲ نمونه آمونوئید Ruzhencev & آمونوئید جلفین و ۱۸۲ نمونه آمونوئید دور آشامین به دست آمده است ( & Ruzhence 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)، نمونه های بیشتری جمع آوری 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 جمع آوری نشدهاند. همچنین تغییرات دقیق گونهای آنها در افقهای مشخص مطالعه نشده است. برای مثال، فونای آمونوئیدی سنگ آهکهای حاوی مثال، فونای آمونوئیدی سنگ آهکهای حاوی Paratirolites تفکیک نشده و تماماً به عنوان بیوزون حاوی لایه ها بر مبنای کنودونتها توسط 2007) (2007) به ۶ بیوزون کنودونتی جداگانه تفکیک شدهاند. 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 پیش تر 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 لایه های جلفا (Julfa Beds) مىرسد. نكته قابل توجه در اين جا ترکیب سنگ شناختی ۴ متر بالایی لایه های جلفاست که عمدتاً از سنگ آهکهای مطبق مارنی قرمز رنگ تشکیل شده و به لحاظ سنگ شناختی کاملاً مشابه سـنگ آهکهـای حاوى Paratirolites در بخش انتهايي سازند على باشي هستند. هرچند ریزرخساره های کربناته سنگ آهکهای حاوى Paratirolites اندكى متفاوت از طبقات بالايي لايههاي جلفاست به طوري كه نسبت بـه لايـههـاي جلفـا بـه میران بیشتری نودولار بوده و حاوی اینتراکلاستهای فراوان ترى است. به علاوه لايه هاى جلفا حاوى فسيلهاى اسپیکول اسفنج، کرینوئید و استراکود فراوان است در حالی که سنگ آهکهای حاوی Paratirolites غنبی از آمونوئید هستند (شکل۵). هـر دو بـرش توسـط واحــد رس مـرزي به ضخامت حدود ۸/۰ تا ۱/۵ متر يوشيده مي شوند (شكل ۶). 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 ( سوی .Teichert et al ( 1973 ) که از بهترین چینه شناسان زمان خود بوده اند، نامشخص و مبهم است. جالب تر آن که آنان از نتایج مطالعات .Teichert et al ( 1969 ) در این منطقه نیز مطلع و آگاه بوده اند. لازم به ذکر است تقریباً تمامی نمونه های



شکل۶: الف) محل برشهای چهارگانه .Teichert *et al*) بر روی تصویر ماهوارهای منطقه؛ ب) محل برشهای مذکور در کوههای علی باشی و تطابق سـنگ 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.



شکل ۷: نمونههای شاخص آمونوئیدهای paratirolitid انتهای دور آشامین 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؛ *Is zarz 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 به ضخامت چندین مده 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 Shevyrev & Shevyrev کونه دور آشامین را (1965) ۴۲ گونه آمونوئید جلفین و ۱۴ گونه دور آشامین را معرفی کردهاند، Teichert *et al.*) الگوی کاملاً متفاوتی را برای معرفی تنوع آمونوئیدهای پرمین پسین ارائه

کردهاند. برای مثال، آنها جنسهای آمونوئیدی دور آشامین خانواده Dzulfitidae Shevyrev, 1965 شامل جنسهای *خانواده Abichites و Paratirolites و ۱۰گونه معرفی شده برای این جنسها را در قالب تنها یک جنس به نام شده برای این جنسها را در قالب تنها یک جنس به نام شده برای این جنسها را در قالب تنها یک جنس به نام محتطنا و معرفی مذکور، خود (جدول ۲). جالب این جاست که ۳ گونه مذکور، خود (جدول ۲). جالب این جاست که ۳ گونه مذکور، خود توسط Paratirolites (جدول ۲). جالب این جاست که ۳ گونه مذکور، خود (و معرفی شدهاند. به نظر می رسد .(Intraspecific) بودهاند، اما نبود فسیلهای کافی مانع بزر گی برای بررسی چنین فرضیهای بوده است (Ghaderi et al., 2011)* 

۲ – چینه شناسی: Shevyrev & 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 نمی رسد. برای مثال سنگ آهکهای حاوی teratirolites انتهای پرمین در حدود ۴ متر ضخامت دارند و به واحدهای کوچکتری تقسیم نشدهاند. .Teichert *et al* 

(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 لایه ها برداشت شده و غالب فرمهای معرفی شده ایشان نابرجا هستند. نمونه برداری در برش آباده ایران مرکزی متراکم تر و با فواصل حدوداً یک متری انجام شده است (1981 , 1981)، ولی همانند مطالعات ناحیه جلفا از کیفیت لازم برای آنالیز دقیق کمی و بررسی الگوی انقراضی برخوردار نیست.

**۳ هم پوشانی بیوزونها:** نمودار انتشار قائم آمونوئیدهای پرمین پسین در نوشته Ruzhencev & Shevyrev (1965) نشان میدهد تقریباً هیچ هم پوشانی بین محدوده حضور جنسهای شاخص هفت بیوزون آمونوئیدی وجود ندارد به

ط وری ک هفت جنس شاخص Araxoceras (Phisonites Vedioceras Tompophiceras =) Tompophiceras (Phisonites Vedioceras Bernhardites (= Shevyrevites) (Dzhulfites Iranites) و Dzhulfites (= Shevyrevites) حود محدود شدهاند. و Paratirolites المحاد 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 هم پوشانی 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 مورت شناگر و در محیطهای پلاژیک وسیع زندگی می کردهاند.

	Shevyrev (19	55)	Teichert & Kummel (1973)					
	Paratirolites	kittli		Paratirolites	kittli			
		waageni			spinosus			
		dieneri			mojsisovicsi			
		trapezoidalis						
Family		vediensis	Family Dzhulfitidae					
Dzhulfitidae	Dzhulfites	nodosus						
		spinosus						
	Abichites	mojsisovicsi						
		stovanowi						

abichi

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

توالی رو به بالا به ترتیب شامل بیوزونهای Clarkina C. nodosa به ضخامت ۱۹۰ سانتی متر، bachmanni Zone C. changxingensis - C. سانتی متر، Zone C. zhangi به ضخامت ۱۰۵ سانتی متر، deflecta Zone به ضخامت ۹۰ سانتی متر، C. iranica Zone به ضخامت ۲ به ضخامت ۱۰ سانتی متر و C. hauschkei Zone به ضخامت ۲

# زیست چینه نگاری بر مبنای کنودونتها

تاکنون مطالعات زیست چینهای معدودی در برشهای موجود در کوههای علی باشی بر مبنای کنودونتها انجام شده است (2005, 2005, Kozur, 2004, 2005 و 2007) در سنگ آهکهای حاوی Paratirolites انتهای پرمین برش شماره ۳ Teichert *et al.* ۲ این بیوزونها در یک بیوزون کنودونتی را معرفی کرده است. این بیوزونها در یک

سانتی متر می باشند. وی در بالای بیوزونهای کنودونتی موجود در سنگ آهکهای حاوی Paratirolites و پیش از بیوزون Hindeodus parvus که شاخص جایگاه مرز پرمین - تریاس است، Kina Clarkina جایگاه مرز پرمین - تریاس است، meishanensis-Hindeodus praeparvus ضخامت ۹۰ سانتی متر و -meishanensis ultima به ضخامت ۵۰ سانتی متر را در واحد رس مرزی تشریح نموده است. همان طور که مشخص است، ضخامت این بیوزونها بسیار متفاوت بوده و از مشخص است. متر در تغییر است.

زون بندی دیگری نیے برای سے آهکھای حاوی Paratirolites و طبقات بالايي آنها در ناحيه جلفا و ايران مرکزی توسط Shen & Mei (2010) ارائه شده است. این زون بندی بر اساس کنودونتهای معرفی شده از برش شماره Kummel د (1973) کے توسط Kummel و Teichert در اواخر دهه ۶۰ میلادی جمع آوری شده بودند بنا شده است. این فسیلها پیش تر توسط Sweet (در نوشته (1999) Sweet & Mei ونيز (Teichert et al., 1973) ونيز مطالعه شده بودند. Shen & Mei (2010) لايه شماره ۱۹ برش شماره ۲ Teichert et al. ۱ (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. nodosa Zone ،C. bachmanni Zone و C. yini Zone تقسيم كردهاند. به باور ايشان، تمام لايه شماره ۲۱ برش شماره ۱ که معادل با واحد رس مرزی (واحد F در نوشته Stepanov et al., 1969) است، معادل با بيوزون كنودونتي C. abadehensis Zone است. همچنين از ديدگاه آنها، آخرين بيوزون كنودونتي يرمين شمال باختر

برش الگوی مرز پرمین - تریاس در میشان چین (.Yin et al)، برش الگوی مرز پرمین - تریاس در میشان چین (.Yin et al) کی 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 - تریاس در منطقه محدودی همچون کوههای علی باشی و نیز در مقیاسهای بزرگتر ناحیهای یا جهانی حل شود.

#### محيط رسوبى

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*) بخش بالایی

M	lran (Julfa)		CONODONT ZONATION			CONODONT ZONATION	
SYSTE			Kozur (2005) Shen & mei (2010)		Chin (Meish	Joachimski et al., (2012)	
Induan	mation	Claria Beds	Hindeodus parvus	Hindeodus parvus	ormation	Hindeodus parvus	
	Elika For	oundary	Merrillina ultima- Stepanovites? mostleri	Clarkina hauschkei	nkeng Fo	Hindeodus changxingensis	
		Clay Bo	Clarkina meishanensis- Hindeodus praeparvus	Clarkina abadehensis	Yi	Clarkina meishanensis	
			Clarkina hauschkei	Clarking vini		Clarking vini	
gian)		stone	Clarkina iranica	Clarking yim		Clarkina yili	
ghsin		lime	Clarkina zhangi	Clarkina nodosa			
Chan	u	lites	Clarkina changxingensis -	Clarkina bachmanni	rmation	Clarkina changxingensis	
ian (	matio	ratiro	Clarking podosa				
ham	i For	Раг			lg Fo	Clarkina subcarinata	
oras	Bash			Clarkina changxingensis	Changxir		
	Ali I	own shale nestone	Clarkina subcarinata				
		let-bı nd lir		Clarkina subcarinata			
		Viol	Clarkina wangi	Clarkina wangi			

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

قرمز رنگ حاوی Paratirolites است. این ریزر خساره ها در محدوده واحد رس مرزی به مادستون و گاهی و کستون دارای آشفتگیهای زیستی حاوی استراکود و اسپیکول اسفنج تبدیل می شوند. با شروع توالیهای کربناته سازند الیکا، رخساره رسوبی ابتدا به صورت مادستون آهکی تا و کستون و بایندستون بوده و در ادامه به لایه های میکروبیالیت تبدیل می شود. هیچ شاهد رسوبی مهمی مبنی بر تغییر سطح شدید آب دریا در محدوده افق انقراضی و مرز پرمین - تریاس ناحیه جلفا وجود ندارد. همچنین هیچ مدر کی وجود ندارد که نشان دهد ردیف رسوبات این محدوده در معرض فرسایش جوی قرار گرفته اند. علاوه بر آن اثری از سیمانهای

سازند آباده و تمام سازند همبست را به محیط لاگون و بین جزرومدی تا بالای جزرومدی منتسب می کنند. برومین این ایوستگی Davoudzadeh & Weber Diefenbach (1987) مرز پرمین این ایوستگی Golshani *et al.* مورت ناپیوستگی دور آشامین این ناحیه را از نوع رخساره های نزدیک به ساحل می دانند.

مطالعه محیط رسوبی توالیهای رسوبی محدوده مرز پرمین ـ تریاس در شمال باختر ایران، نشان دهنده ریزرخساره های بیوکلاست مادستون آهکی، بایوکلاست وکستون و بالاخره اسفنج وکستون آمونوئید و استراکوددار در سنگ آهکهای

www.SID.ir

ودوز 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 س\_خت (hardgrounds)، اینتر اکلستها (شکل ۸لف)، ریزتر کها (microcracks)، قشرهای آهن و منگنزدار، قشرهای زیست زادی (biogenic encrustation) و آشفتگیهای زیستی از پایین به سمت انتهای این واحد و نیز كاهش ميزان توليد كربنات كلسيم به سمت واحد رس مرزی است. فراوانی آثار انحلالی، برشی شدن درونی و شیکافهای باریک همزمان با رسوب گذاری در سنگ آهکهای متراکم پلاژیک نشان از کاهش نرخ رسوب گذاری 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 پبلی در ۴۵ سانتیمتر پایانی سنگ آهکهای حاوی Paratirolites نشان دهنده گلهای کربناته تاحدی سخت شده هستند که پس از رسوب گذاری 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 می کند. ۲ سانتی متر پایانی سنگ آهکهای حاوی Paratirolites را ریزر خساره اسفنج پکستون تشکیل داده که بلافاصله به واحد رس مرزی و ریزر خساره مادستون ختم می شود (شکل ۸ث). این مرز، دربردارنده افق انقراض عظیم انتهای پرمین است که با نابودی انبوه آمونوئیدهای عمراه است.

برخی رنگ قرمز این سنگ آهکها را ناشی از فعالیتهای باکتریایی در حد محیطهای کم اکسیژن/بی اکسیژن نزدیک سطح آب \_رسوب می دانند (برای مثال: ./Preat *et al*، مثال: ./Preat *et al*، مطح آب \_رسوب می دانند (برای مثال: ./OOS، 2003 و 2006، 2006 و 2008؛ Preat & Preat، 2003، 2006 و 2006)؛ هرچند ./Preat *et al* هما، (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 می دهند. تجمع استراکودهای کف زی در برش آباده می دهند. تجمع استراکودهای کف زی در برش آباده پایینی ستون آب طی زمان رسوب گذاری سنگ آهکهای سرخ رنگ سازند همبست می باشد.

به نظر می رسد 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 فتوسنتز کنندهای 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 بـا ضـخامت متفـاوت حـدود ۶۰ تـا ۱۹۰ سانتـیمتر و رخسـاره غالـب گـل سنـگی و چنـد لایه نازک

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 (A) 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)، ثار ریزرخساره اسفنج وکستون در ۲ سانتیمتر پایانی سنگ آهکهای حاوی Paratirolites ج) ریزرخساره اسفنج -استراکود وکستون در واحد رس مرزی (همه تصاوی PPL).

ســنگ آهـک مـارنی نــودولار بــه ضــخامت حــداکثر ۱۰ سانتیمتر، دربردارنـده ریزرخسـارههـای مادسـتون و گـاهی

اسفنج \_استراکود وکستون است (شکل ۸ج). این واحد دارای گذر کاملاً مشخص با سنگ آهکهای حاوی

Paratirolites بوده و حضور آن نشان دهنده افت 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 سنگ آهکی حاوی Paratirolites نشان دهنده دورهای با تجمع بسیار آرام کربنات کلسیم و واحد رس مرزی نشان دهنده دورهای با نرخ نسبتاً ثابت رسوب گذاری 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 انقراض انبوه در مرز واحد رسی با سنگ آهکهای حاوی Paratirolites

Mohtat et al. (2009) رسوب گذاری 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 محيط نيمه اكسيژندار ميباشد. با وجود اين، نمونه برداری بسیار متراکم از واحد رس مرزی، نشان دهنده چند لامینه سرشار از پوستههای کامل و گاهی منفصل استراکود در ریزرخساره اسفنج \_استراکود وکستون این واحد در برش شماره ۱ است (شکل ۹ب). تجمع این پوسته ها می تواند نشان دهنده جابهجایی و حرکت پوسته ها و لذا رخسارههای طوفانی دور از ساحل باشد.

**سازند الیکا** بخش کربناته سازند الیکا با لایـههای سـنگ آهکـی نـازک لایه زرد تـا خاکسـتری رنـگ شـروع مـیشـود. ریزرخسـاره

اسپیکول اسفنج و کستون (شکل ۹ت) و اسفنج ۔استراکود وکستون (شکل ۹ث) ابتدای سازند الیکا در محدوده زیر اثر امواج يك شلف عميق تشكيل شده و رژيم پلاژيك مشابهی با بخش بالایی سنگ آهکهای حاوی Paratirolites دارد. ریزرخساره های بلروفونتید و کستون (شـــكل ۹ج) و بايوكلاســـتيك وكســتون حــاكي از رسوب گذاری در محیط کم انرژی و دریای باز پلاتفرم داخلی (open marine platform interior) است ( Kaim & 2005 Fraiser et al. 2004 & Bottjer Nützel؛ 2011). ريزرخساره پلوئيـدال بايندسـتون لامينـهاي (در فاصله ۲ تا ۳ متری از قاعده سازند الیکا در برش شماره 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 رسوب گذاری اندک محیط رو به دریای باز پلاتفرم داخلی نهشته شدهاند. ریزرخساره آنکوئید و کستون \_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 پرانرژی تری 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 تشكيل شدهاند (Richoz, 2006). گسترش سنگ آهکهای میکروبیال پس از انقراض پرمین ـ ترياس همزمان با پيشروي وسيع اقيانوسها بر روي محيطهاي حاشیه قارهای کم عمق در نواحی بین دو پهنه گرمسیری

(inter-tropical) روی داده است (Baud *et al.*, 2007). Kershaw *et al.* (2007)، میکر وییالیتهایی را که یس از



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 - 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 - 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 پـرمین تشکیل شـدهانـد بـه اختصـار ETMs (Earliest Triassic Microbialites) معرفـــی

کردهاند. اشکال مختلف این میکروبیالیتها (استروماتولیت و ترومبولیت) از چند برش مختلف دربردارنده مرز تدریجی



شکل ۱۰ : الف) پلوئید بایندستون لامینهای حاوی خردههای اندک اکینوئید در فاصله ۲/۷۰ متـری از افـق انقـراض، ب) آنکوئید فلوتسـتون بـا هسـتهای 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 برای مثال: 2003، Rershaw *et al.* 2005، Baud *et al.* 2003، al. 4003، Kershaw *et al.* 2005، Baud *et al.* 2003، al. 4003، Wang *et al.* 2007). حداقل مرحله از نهشت لایههای میکروبیال شناسایی شده است (Baud *et al.*, 2007). در شمال باختر و مرکز ایران نیز لایههای میکروبیال شناسایی شده است. اولین توصیف ارائه شده برای میکروبیال شاسایی بیشین منطقه آباده در ایران مده برکزی توسط . 1981) ارائه شده است. انواع مرکزی توسط . 2003 (1981) ارائه شده است. انواع شهرضا توسط . 2003 (2003) اولاه مده است. انواع مختلفی از نهشتههای میکروبیالی بعدها از ناحیه آباده و توصیف و برسی شده اد.

به نظر می رسد، 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 و کستون حاوی بلروفونتید به سنگ آهکهای میکروبیال نمی تواند ناشی از تغییر عمق محیط باشد. فراوانی غیرعادی میکروبیالیتها پس از انقراض پرمین - تریاس، مییتواند مینعکس کننده یک رویداد اقیانوسی

Baud et al., 2007) و یا حتی واکنش زیستی نسبت به تغییر غیرعادی شیمی آب اقیانوسها (.Kershaw et al) باشد. 1999؛ Lehrmann et al، یاشد.

نتيجه گيري

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 چینه ای و زیست چینه ای 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 چینه ای و چگونگی تکامل زیستی در این بازه زمانی مهم و بحرانی ایفا می کنند. بنابراین لازم است مطالعات سنگ چینه نگاری و نیست چینه نگاری جدیدی بر مبنای کنودونتها و سفالو پودها انجام شود. در اولین قدم از مطالعات جدیدی که در منطقه کوههای علی باشی انجام شده است، مشخص گردید برش شماره ۲ آنهاست و برخلاف باور برخی، هیچ گونه انقطاع یا ناپیوستگی درباره این دو برش وجود ندارد.

www.SID.ir

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 می توانند در راه رسیدن به این اهداف یاری رسان باشند.

سپاس گزاری نگارندگان از جناب آقای دکتر عادل نجف زاده معاونت محترم فرهنگی، اجتماعی و گردشگری سازمان منطقه آزاد تجاری - صنعتی ارس و همچنین آقایان مهندس مهدی عباسی و مهندس حسین حُبی به جهت همکاریهای مهدی عباسی و مهندس حسین حُبی به جهت همکاریهای مهدی عباسی و مهندس حسین حُبی به جهت همکاریهای مهدی عباسی و مهندس حسین حُبی به جهت همکاریهای مهدی عباسی و مهندس حسین حُبی به جهت همکاریهای مهدی عباسی و مهندس حسین حُبی به جهت همکاریهای مهدی عباسی و مهندس حسین حُبی به جهت همکاریهای مهدی میان کمال تشکر را دارند. از جناب آقای دکتر اسلامی واحد خوراسگان که زمینه بازدید از برشهای شمال آباده را فراهم نمودند، صمیمانه سپاس گزاری می نمایند. همچنین از آقایان داوود راهدان و بابک ایمانپور به دلیل همکاری در انجام عملیات صحرایی قدردانی می نمایند.

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 ىالا قرار كرد، كاملاً غلط و غير منطقى است. همچنين، توالهای در بر دارنده رویداد انقراضی انتهای پالئوزوئیک و مرز پرمین ۔ تریاس، دریک رژیم کاملاً دریایی و نسبتاً عمیق نهشته شدهاند و هیچ گونه ناپیوستگی رسوبی و یا شاہدی که نشان دہندہ کاہش عمق محبط رسوبی باشد وجود ندارد. بر این اساس، بابد ادعا نمود برشهای منطقه جلفای ایران، با توجه به رخنمون سیار خوب و پیوستگی سنگ چینهای، فراوانی میکروفسیلها و ماکروفسیلها و کاربرد قابل قبول برای تطابق جهانی، برخلاف تصور گروهی از چينه شناسان، همچنان بهترين رخنمونهاي موجود در حوضه تتيس مركزي و حتى دنيا براي ايـن مـرز مهـم چينه شناسي هستند. در عین حال، با توجه به اختلاف نظرهای موجود دريارہ تاكسونومي ماكروفونياي آمونوئيدي حوضه قفقاز میانی و ایران مرکزی، انجام مطالعات جدید و بازنگری

#### 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

- 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. 6<sup>th</sup> 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 Italiana*, 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

- 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 volcanisminduced 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.

- 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

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 multiepisode 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.

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

Ghaderi, A<sup>1</sup>\*. Ashouri, A.R.<sup>2</sup>, Korn, D.<sup>3</sup>, Mahmoudi Gharaie, M.H.<sup>4</sup>, Leda, L.<sup>5</sup>

Ph.D. Student in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
 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.