

بررسی فوزولیناسه‌آی بلوک طبس و اهمیت آنها در تفسیر جغرافیا و آب و هوای گذشته قاره سیمیری

عزیزالله طاهری^{۱*}، حسین وزیری مقدم^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

* مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: ataheri@shahrood.ac.ir

(دریافت: ۸۴/۷/۲۴؛ پذیرش: ۸۶/۲/۱۸)

چکیده

فوزولیناسه‌آ در سنگ‌های کربونیفر بالایی-پرمین بلوک طبس از فراوانی و تنوع زیادی برخوردار هستند. مقایسه فوزولیناسه‌آی این ناحیه با قاره سیمیری حاکی از آن است که طی پالئوزوئیک بالایی بلوک طبس قسمتی از غرب قاره سیمیری بوده است. در قاره سیمیری تنوع و فراوانی فوزولیناسه‌آ در زمان و مکان به تدریج از پرمین پیشین تا انتهای پرمین میانی و از شرق به غرب افزایش پیدا می‌کند. این تنوع ناشی از مهاجرت به سمت شمال قاره سیمیری در طی پرمین و قرارگیری آن در عرض‌های جغرافیایی پایین است. فوزولیناسه‌آ در شرق قاره سیمیری به دلیل قرارگیری مایل قاره نسبت به عرض جغرافیایی قدیمه از تنوع پایینی برخوردار هستند. بنابراین بخش غربی قاره سیمیری نزدیکتر به قلمرو گرمسیری تیتیس نسبت به شرق آن بوده است. بر اساس توزیع و پراکندگی فوزولیناسه‌آ توالی رسوبی بلوک طبس قابل تقسیم به چندین سکانس رسوبی به سن‌های قزلین-پسین-آسلین، بلورین، کوبرگاندین-مرغابین و میدین -دوراشامین می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: فوزولیناسه‌آ، پالئوزوئیک، تیتیس، چینه نگاری، پالئوژئوگرافی.

مقدمه

در میان روزناران پالئوزوئیک پسین روخوانده فوزولیناسه‌آ گروه متنوع و مشخصی محسوب می‌گردند. این امر ناشی از تکامل سریع آنها در طی کربونیفر و پرمین است. فوزولیناسه‌آ در رخساره‌های کربناته عمومیت داشته و شاخص محیط‌های دریایی گرم و کم عمق هستند. بر اساس پخش و پراکندگی آنها طی پرمین ایالت‌های فونی متعددی تشخیص داده شده است (Ross 1995). ایالت فونی تیتیس بزرگترین و پیچیده‌ترین قلمرو جغرافیایی زیستی پرمین بوده و در آن فوزولیناسه‌آ متنوع و فراوان هستند. جهت مقایسه فوزولیناسه‌آی بلوک طبس با سایر نواحی حوضه تیتیس دو برش چینه‌نگاری زلدو و باغ ونگ مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته اند (شکل ۱). بلوک طبس بخشی از خرده قاره شرق ایران مرکزی است که بین گسل‌های نایبند در شرق و کلمرد در غرب قرار گرفته است (آقانباتی ۱۳۸۳). ضرورت مطالعه سنگ‌های کربونیفر بالایی-پرمین در دو برش جداگانه ناشی از کامل نبودن توالی پرمین در برش زلدو است. در برش باغ ونگ توالی کاملی از سنگ‌های پرمین (سازند جمال) وجود دارد. در این ناحیه پیشروی دریا سبب ته‌نشست سکانس کربناته ضخیم سازند جمال شده است.

چینه‌نگاری سنگ‌های کربونیفر بالایی و پرمین در برش زلدو و

باغ ونگ

ضخامت سنگ‌های برش زلدو تقریباً ۱۸۰ متر می‌باشد. بخش قاعده‌ای آن با کنگلومرا شروع و با ناپیوستگی هم شیب شیل‌های سبز رنگ موسکون (سازند سردر) را می‌پوشاند. مرز بالایی آن با رسوبات معادل شمشک به صورت ناپیوستگی فرسایشی است. بر مبنای شواهد صحرایی (لایه بندی و ساختمانهای رسوبی) می‌توان توالی زلدو را به واحدهای زیر تقسیم نمود (شکل ۲).

واحد ۱: این واحد متشکل از کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل به رنگ سبز و قرمز و بین لایه‌هایی از آهک ماسه‌ای است. سنگ آهک ماسه‌ای حاوی براکیوپود، مرجان و بریوزوئر می‌باشد. ضخامت این واحد ۵۰ متر بوده و تحت عنوان سازند باغ ونگ نامگذاری شده است (پرتو آذر ۱۳۷۴).

واحد ۲: شامل آهک با لایه بندی متوسط و حاوی مرجانهای منفرد، بریوزوئر، کرینوئید، جلبک سبز و فوزولینید فراوان است. ضخامت این واحد ۳۵ متر است.

واحد حدوداً ۹۵ متر بوده و تحت نام سازند جمال معرفی گردیده است (پرتوآذر ۱۳۷۴).

سنگهای ناحیه زلدو با افق فرسایشی مشخص (افق بوکسیتی و لاتریتی) توسط شیله‌ها و ماسه سنگهای ژوراسیک پوشیده می‌شود. وجود لاتریت و بوکسیت نشانگر فرسایش شدیدی است که موجب کاهش ضخامت سنگهای پرمین و نبود سنگهای تریاس شده است.

سنگواره و سن

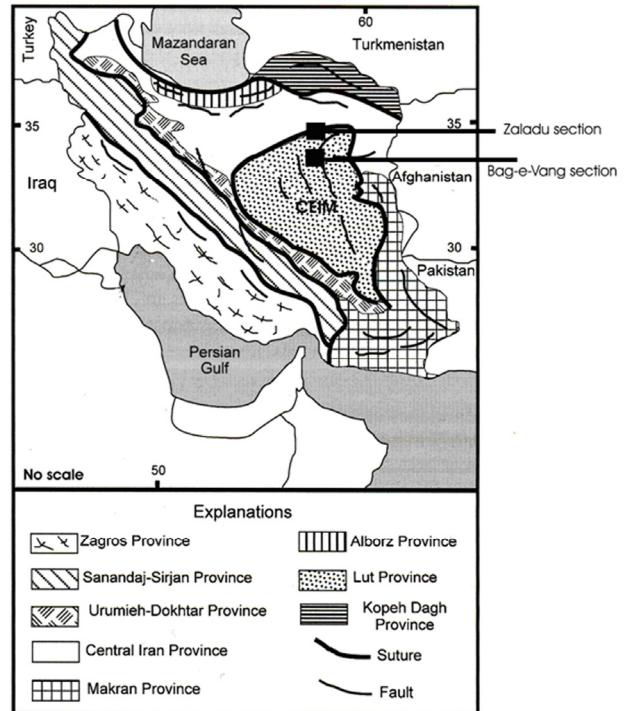
بر اساس پخش وپراکندگی فوزولیناسه آ ۳ زون تجمعی تشخیص داده شده است.

زون تجمعی ۱

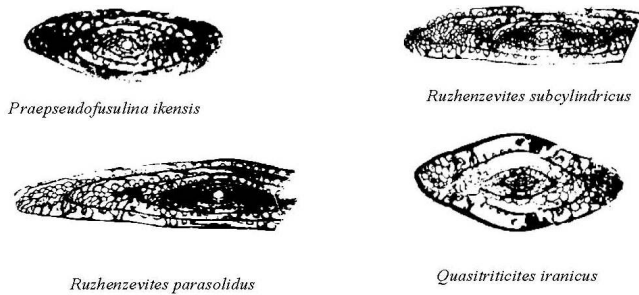
این زون ۳۰ متر قاعده ای واحد ۲ برش زلدو را در بر گرفته و شامل گونه های زیر می‌باشد.

Rauserites exilis Rozovskaya, *Rauserites quentillus* (Zolotova), *Rauserites infrequentis* Leven, *Rauserites jucundus* Leven

سن این بخش قزلین پسین است (شکل ۳).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و تکتونیکی ناحیه مورد مطالعه، خرده قاره شرق ایران مرکزی، CEIM، اقتباس از (Heydari et al. 2003).



شکل ۳- فسیل‌های شاخص زون تجمعی ۱ در برش زلدو ALL X15.

زون تجمعی ۲

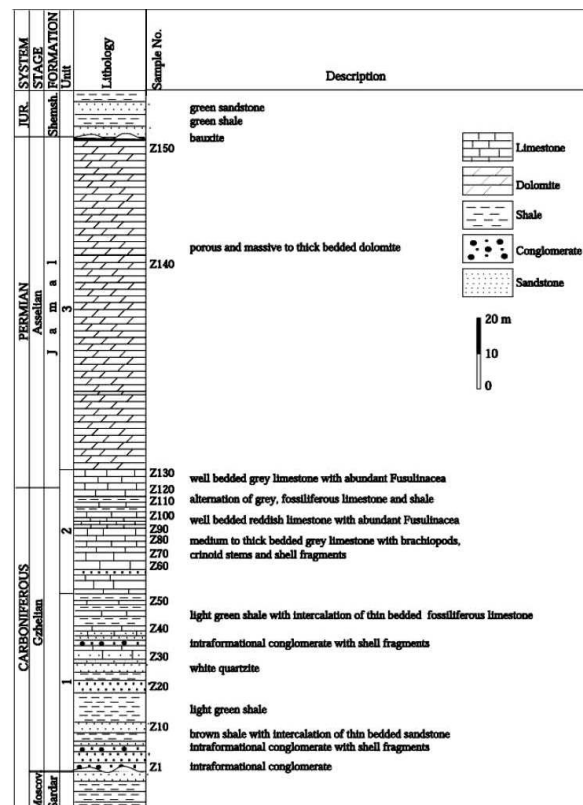
این تجمع نمونه Z125 را در برگرفته و شامل جنسها و گونه‌های زیر است.

Praepseudofusulina ikensis (Dobrokhotova), *Ruzhenxevites subcylindricus* (Bensh), *Ruzhenxevites parasolidus* (Bensh), *Quasitriticites iranicus* Leven

با توجه به فراوانی *ikensis* (Dobrokhotova) *Praepseudofusulina* که شاخص بالاترین بخش قزلین و شروع آسلین است و از طرفی پوشیده شدن این رسوبات توسط زون تجمعی ۳ که شاخص آسلین میانی است، سن این تجمع به آسلین پیشین نسبت داده می‌شود (شکل ۴).

زون تجمعی ۳

این زون شامل ۵ متر بالایی واحد ۲ است و دارای فونهای زیر است. *Pseudoschwagerina velebitica* Kochansky_Devide, *Pseudoschwagerina robusta* (Meek), *Pseudoschwagerina parabeedi* Ross



شکل ۲- ستون چین‌نگاری سنگ‌های قزلین پسین و آسلین در برش زلدو.

واحد ۳: شامل دولومیت‌های ضخیم لایه تا توده ای و فاقد فسیل است و نهایتاً افقی از بوکسیت و لاتریت آن را می‌پوشاند. ضخامت این

ضخامت ۸۰ متر.

واحد ۱۰) دولومیت و آهک دولومیتی، ضخیم لایه تا توده‌ای، خاکستری تیره به ضخامت ۱۰ متر.

سنگواره و سن

در این مطالعه ۴ بیوزن به شرح زیر برای سازند جمال تشخیص داده شده است.

بیوزون ۱

Pamirina-Mesoschubertella assemblage zone

این زون در بخش زیرین سازند جمال شناسایی شده و فوزولیناسه‌آی شاخص آن عبارتند از:

Yangchienia compressaeformis Leven, *Mesoschubertella thompsoni* Kanum and Sakagami, *Biwaella europae* Kochansky-Devide and Milanovic, *Schubertella longiuscula* Leven, *Pamirina (Pamirina) darvasica* Leven, *Pamirina (Levenella) aff. leveni* Kobayashi.

سن این زون پرمین پیشین (بلورین) بوده و ۱۰ متر قاعده‌ای رسوبات را در بر می‌گیرد.

بیوزون ۲

Misellina-Chalartoschwagerina assemblage zone

گونه‌های همراه این زون عبارتند از:

Chalartoschwagerina (Cuniculina) vulgarisiformis (Morkawa), *Misellina (Brevaxina) dyhrenfurthi* (Dutkevich), *Leeina fusiformis* (Schellwien and Dyhrenfurth), *Darvasites ordinatus* (Chen), *Darvasites minutes* Leven, *Misellina (Misellina) aff. termieri* (Deprat), *Misellina (Misellina) parvicostata* (Deprat).

سن این زون بلورین بوده و در برگیرنده بخش بالایی واحد ۴ و واحدهای ۵ و ۶ است. ضخامت این زون ۵۰ متر است.

بیوزون ۳

Pamirina-Armenina assemblage zone

فوزولین‌های شاخص این زون عبارتند از:

Armenina urtzensis Leven, *Armenina* sp., *Misellina (Misellina) megalocula* Wang and Sun, *Neofusulinalla lantenoisi* Deprat, *Misellina (Misellina) aff. claudiae* (Deprat), *Misellina (Misellina) caucasica* Leven.

سن این زون کوبرگاندین بوده و در بر گیرنده بخش قاعده‌ای و میانی واحد ۷ است. ضخامت آن ۱۰۰ متر است.

سن این قسمت آسلین میانی تعیین شده است (شکل ۵).



Rauserites exilis



Rauserites quintillus



Rauserites inferaentis

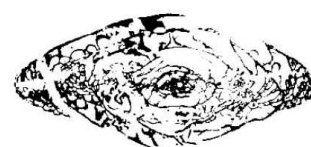


Rauserites jucundus

شکل ۴- فسیل‌های شاخص زون تجمعی ۲ در برش زلدو ALL X15.



Pseudoschwagerina robusta



Pseudoschwagerina parabeedei

شکل ۵- فسیل‌های شاخص زون تجمعی ۳ در برش زلدو ALL X15.

لیتواستراتیگرافی سنگهای پرمین در برش باغ ونگ

ضخامت تقریبی رسوبات پرمین در برش باغ ونگ ۳۰۰ متر است. بخش قاعده‌ای آن با ناپیوستگی هم شیب شیل و ماسه سنگهای سبز سازند سردر را پوشانده و با پیوستگی توسط رسوبات سازند سرخ شیل پوشیده می‌شود.

برمبنای شواهد صحرایی (لایه بندی و ساختمانهای رسوبی) می‌توان توالی پرمین را به واحدهای زیر تقسیم نمود (شکل ۶).

واحد ۱) آهک بیوکلاستیک، اینتراکلاستیک، خاکستری با لایه بندی متقاطع جناغی شکل، به ضخامت ۱ متر.

واحد ۲) کنگلومرای آهکی، خاکستری در بخش میانی قرمز رنگ، به ضخامت ۱ متر.

واحد ۳) شیل قرمز به ضخامت ۳ متر.

واحد ۴) مارن با آهک رسی خاکستری به ضخامت ۱۵ متر.

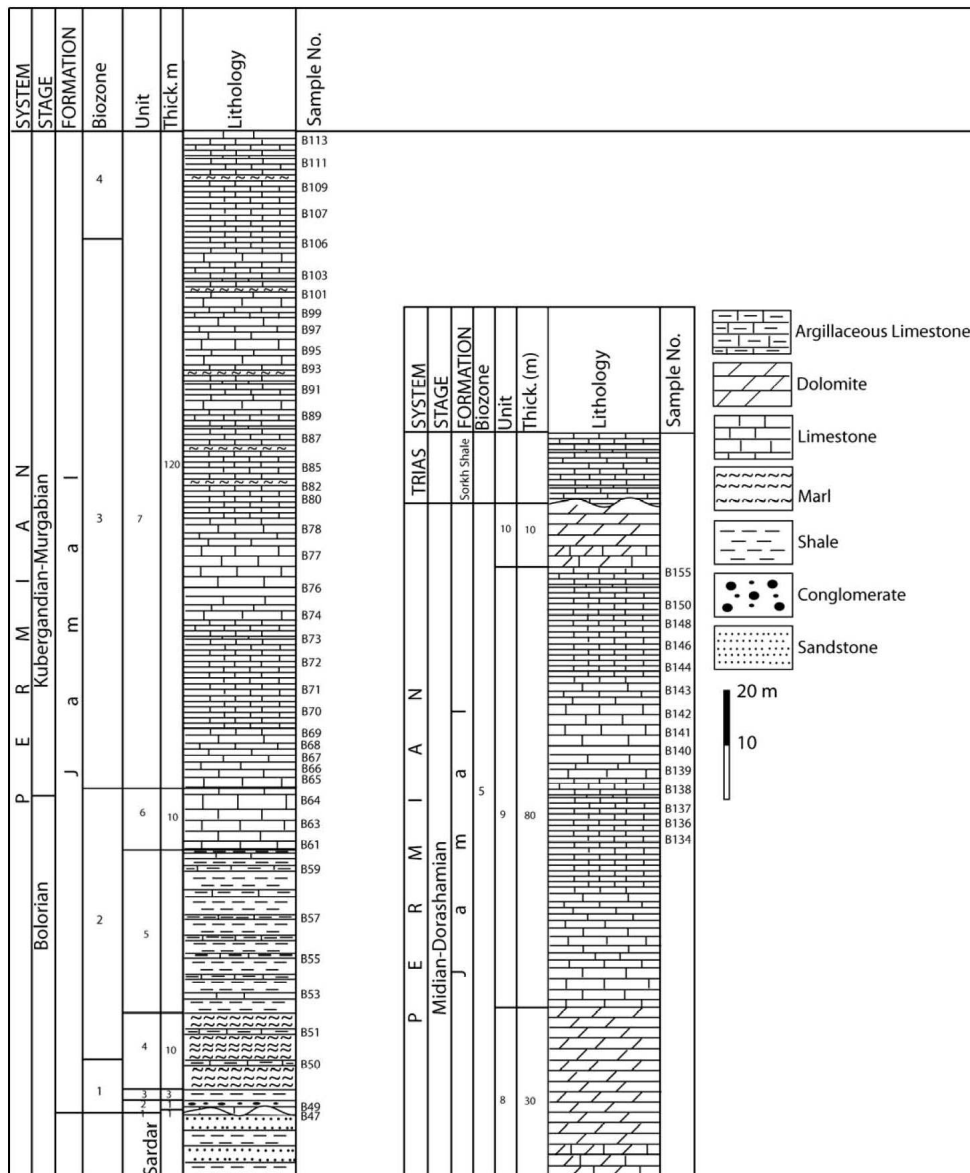
واحد ۵) شیل با آهک رسی خاکستری نازک لایه به ضخامت ۳۰ متر. بخش بالایی این واحد شامل فوزولینید، مرجان، براکیوپد و گاستروپد فراوان است. این واحدها توسط پرتوآذر (۱۳۷۴) تحت عنوان سازند باغ ونگ نامگذاری شده است.

واحد ۶) آهک توده‌ای در قاعده دارای لایه بندی، خاکستری تا زرد به ضخامت ۱۰ متر. بخش قاعده ای آن خرد شده است.

واحد ۷) آهک با لایه بندی خوب، خاکستری، دارای بین لایه هایی از مارن و باند و ندول‌های چرتی به ضخامت ۱۲۰ متر.

واحد ۸) آهک دولومیتی و دولومیت ضخیم لایه تا توده‌ای، زرد تا خاکستری با ندول و باندهای چرتی به ضخامت ۳۰ متر.

واحد ۹) آهک با لایه بندی خوب، خاکستری تیره، حاوی چرت به



شکل ۶- ستون چینهننگاری سنگ‌های پرمین در برش باغ‌ونگ.

Reichelina-Paradoxiella assemblage zone

بعد از میدین فوزولیناسه‌آی درشت با ساختمان داخلی پیچیده از بین می‌روند. از آنجائیکه این فوزولیناسه‌آ با جلبک‌ها همزیست بوده‌اند، لذا اعتقاد بر این است که انقراض آنها ناشی از بین رفتن جلبک‌های همزیست آنها می‌باشد (Ross 1995). رسوبات ناحیه مورد مطالعه نیز از این امر مستثنی نبوده و بعد از میدین اثری از فوزولیناسه‌آی بزرگتر از ۶ میلی‌متر با ساختمان دیواره پیچیده مشاهده نمی‌شود. از مهمترین فوزولیناسه‌آی کوچک با ساختمان اسکلتی ساده می‌توان به:

Richelina sp., *Paradoxiella insueta* Leven; *Reichelina pulchra* K. M-Maclay; *Reichelina turgida* Sheng

و از فرامینفرهای کوچک غیر فوزولیناسه‌آ می‌توان به:

Dagmarita sp., *Lasiodiscus* sp., *Colaniella parva* (Colani), *Fronicularia* sp., *Pseudowanganella* sp., *Hemigordius* sp., *Pseudoglandulina* sp., *Dagmarita changhsingiensis* Reitlinger, *Tuberitina* sp., *Stipulina* sp.

بیوزون ۴

Neoschwagerina-Sumatrina assemblage zone

در این زون به دلیل افزایش عمق در حوضه رسوبگذاری از فراوانی فوزولیناسه‌آ کاسته شده و بالعکس فرامینفرهای کوچک غیر فوزولین از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. از مهمترین فونهای آن می‌توان به جنسهای

Globivalvulina vonderschmitti Reichel; *Neodiscus* sp., *Cornuspira* sp., *Protonodosaria* sp., *Climacammina major* Morozova; *Endothyra* sp.

از فوزولیناسه‌آ می‌توان به (*Neoschwagerina* sp., *Sumatrina* sp.)

اشاره نمود. سن این زون کوبرگاندین - مرغابین است. این بیوزون در برگیرنده بخش بالایی واحد ۷ و به ضخامت ۲۰ متر می‌باشد.

بیوزون ۵

فوزولیناسه‌آی مرغابین-میدین بلوک طبس، قفقاز و ترکیه به طور مشخصی تنوع جنسی بالاتری نسبت به سایر بلوک‌ها از خود نشان می‌دهند.

باید به این امر توجه نمود که کمربندهای بیوفاسیسی فقیر از فوزولیناسه‌آ می‌توانند حتی در بلوک‌های غربی سیمری که در عرض‌های جغرافیایی پایین قرار داشته‌اند مشاهده شود.

Altiner *et al.* (2000) بیوفاسیسی‌هایی از کمربند تورید ترکیه به سن پرمین میانی گزارش نمودند که فقیر از فوزولیناسه‌آ هستند. آنها دو کمربند بیوفاسیسی در کرینات‌های پرمین میانی-پسین ترکیه تشخیص دادند. کمربند بیوفاسیسی شمالی شامل رسوبات بخش‌های حاشیه و خارجی پلاتفرم بوده و غنی از فوزولیناسه‌آ می‌باشد. رسوبات کمربند بیوفاسیسی جنوبی در بخش کم انرژی پلاتفرم داخلی نهشته شده و فقیر از فوزولیناسه‌آ است. این امر حاکی از شرایط مختلف رسوبی درون یک ایالت جغرافیای زیستی گذشته منفرد می‌باشد.

در یک مقیاس وسیع تنوع جنس‌های فوزولیناسه‌آ طی پرمین در قاره سیمری در زمان و مکان به تدریج از پرمین پیشین به سمت انتهای پرمین و از شرق به غرب افزایش پیدا می‌کند. بلوک‌های شرق سیمری نشانگر حداقل تنوع جنسی در پرمین پیشین هستند، در حالیکه بلوک‌های غرب سیمری (بلوک طبس) نشانگر حداکثر تنوع فوزولیناسه‌آ در پرمین میانی هستند. این فراوانی و تنوع در فوزولیناسه‌آ طی پرمین بر اساس مهاجرت به سمت شمال قاره سیمری بعد از کافت پرمین پیشین و جدایش آن از گندوانا توضیح داده می‌شود (شکل ۸). همانطور که نتوتتیس در طی پرمین توسعه پیدا می‌کرده قاره سیمری از حاشیه گندوانا حرکت و به عرض‌های جغرافیایی پائین‌تر نزدیک می‌شده است. افزایش تدریجی فوزولیناسه‌آ به سمت غرب سیمری احتمالاً نشانگر قرارگیری غیر موازی بلوک‌ها نسبت به عرض جغرافیایی دیرینه است. بر این اساس بلوک‌های غربی قاره سیمری نسبت به بلوک‌های شرقی نزدیک‌تر به نواحی گرمسیری-استوایی بوده‌اند (Ueno 2003). این امر سبب ترکیب جنسی متفاوتی از فوزولیناسه‌آ در این نواحی طی پرمین پیشین-میانی شده است.

تفسیر فوق با محدود بودن رسوبات یخچالی پرمین پیشین در بلوک‌های شرقی قاره سیمری تایید می‌گردد (Staufer & Lee 1986, Jin 1994, Yin 1997).

اشاره نمود. سن این زون میدین - دوراشامین بوده و در بر گیرنده واحدهای ۸، ۹ و ۱۰ و به ضخامت ۱۲۰ متر است (شکل ۷).

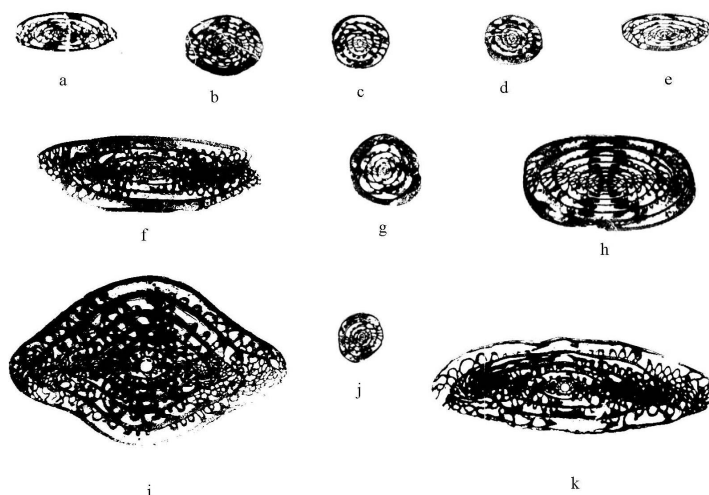
جغرافیای زیستی پرمین قاره سیمری و نواحی همجوار

قاره سیمری، نوار قاره‌ای کشیده و باریکی است که از قطعات قاره‌ای کوچک (بلوک‌ها یا میکروقاره‌ها) تشکیل شده و در شرایط فعلی از ترکیه تا سوماترا توسعه دارد (Sengor 1979).

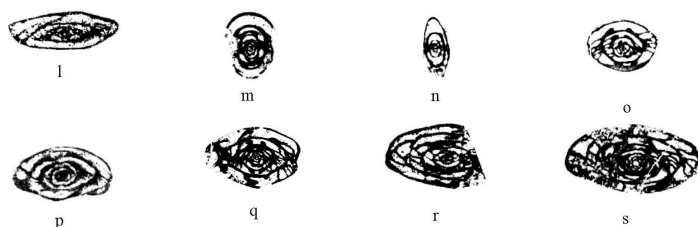
این قاره ابتدا در حاشیه شمالی گندوانا قرار داشته و با شروع کافت‌زایی در ابتدای پرمین در عرض تتیس به سمت شمال حرکت نموده و در نهایت در انتهای تریاس-ژوراسیک پیشین با قاره کاتازین/آسیایی برخورد کرده‌است (Metcalf 1999). نواحی سیمری به طور اساسی بوسیله مجموعه‌ای از تاکسای گندوانایی و تتیسی (معمولاً در حد جنس) با درجات متفاوت مشخص می‌گردند. تغییر موقتی از تجمعات گندوانایی آب‌های سرد به تجمعات تتیسی نواحی گرم و گرمسیری در طی پرمین یکی از مهمترین مشخصات این نواحی از نظر جغرافیای زیستی گذشته است (Ueno 2003).

از فونای غالب و مشخص در اطراف قاره سیمری فوزولیناسه‌آ می‌باشند که جغرافیای گذشته آنها در طی کربونifer و پرمین توسط افراد مختلفی مورد بررسی قرار گرفته است (Ross 1967, Ross 1979, Ross 1995, Ross & Ross 1985, Ueno 2003).

شکل ۸ نشانگر تغییرات زمانی و مکانی فوزولیناسه‌آ در حد جنس در چندین بلوک اصلی از قاره سیمری می‌باشد. در ابتدای پرمین، قبل از جدایش قاره سیمری از گندوانا، این بلوک‌ها در طول حاشیه شمالی گندوانا در عرض‌های جغرافیایی جنوبی میانی قرار داشته‌اند (Wang *et al.* 2001). بر اساس الگوی پخش و پراکندگی Neoschwagerinide و Verbeekinide در قاره سیمری می‌توان آن را به دو زیر ناحیه سیمری شرقی و سیمری غربی تقسیم نمود. زیر ناحیه غربی به دلیل حضور فوزولیناسه‌آی نواحی گرمسیری-استوایی، سیمری تتیسی و زیر ناحیه شرقی، سیمری گندوانایی نامیده می‌شوند. زیر ناحیه سیمری گندوانایی معادل زیر ایالت سیبوماسو است (Ueno 2003). زیر ناحیه سیمری تتیسی شامل ایالت هیمالیا، ایالت پامیر و ایالت ایرانی واژه‌های مرتبط با جغرافیای گذشته فوزولیناسه‌آ، زیر ناحیه سیمری تتیسی تقریباً معادل با زیرایالت تتیس غربی (Ozawa 1987) و ایالت A (Kobayashi 1997, Kobayashi 1999) می‌باشد. در بلوک‌های شرق سیمری تنوع فوزولیناسه‌آ بسیار کم می‌باشد. بالعکس در بلوک‌های غرب سیمری مانند جنوب پامیر، جنوب افغانستان، قفقاز بزرگ، ترکیه و ایران مرکزی تنوع جنسی بسیار بیشتر از بلوک‌های شرقی در طی پرمین پیشین-میانی است.



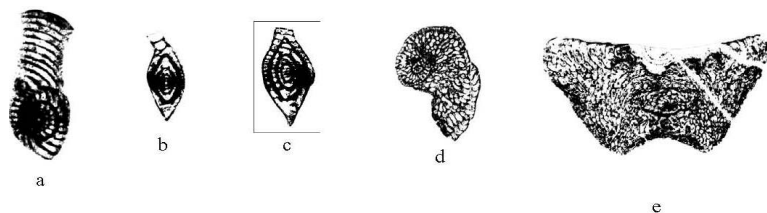
Misellina-Chalaroschwagerina assemblage zone



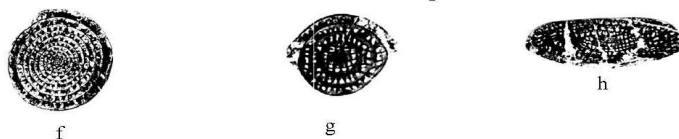
Pamirina-Mesoschubertella assemblage zone

شکل ۷- فرمهای شاخص انواع زونهای تجمعی تشخیص داده شده در برش باغ ونگ.

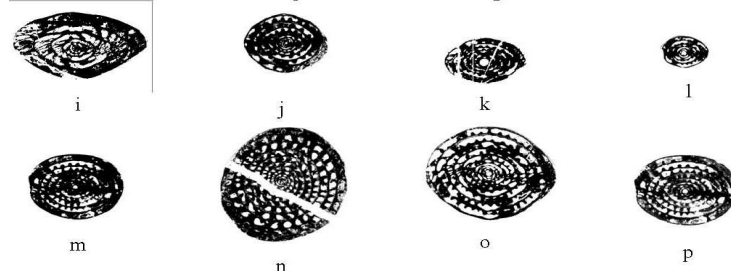
a,e, *Darvasites minutus* Leven, X10. b, *Misellina (Misellina)* aff. *termieri* (Deprat), X15. c,d, *Misellina (Misellina)* *parvicostata* (Deprat), X15. k,f, *Leeina fusiformis* (Schellwien and Dyhrenfurth), X10. h, *Darvasites ordinatus* (Chen), X10. J,g, *Misellina (Brevaxina)* *dyhrenfurthi* (Dutheovich), X15. I, *Chalaroschwagerina (Cuniculina)* *vulgarisiformis* (Morkawa), X10. l, *Schubertella longiuscula* Leven, X30. m, *Pamirina (Pamirina)* *darvasica* Leven, X30. n, *Pamirina (Levenella)* aff. *leveni* Kobayashi, X30. p, *Yangchienia compressaeformis* Leven, X40. q,o, *Mesoschubertella thompsoni* Kanum and Sakagami, X20. r,s, *Biwaella europae* Kochansky-Devide and Milanovic, X30.



Reichelina-Paradoxiella assemblage zone



Neoschwagerina-Sumatrina assemblage zone



Misellina-Armenina assemblage zone

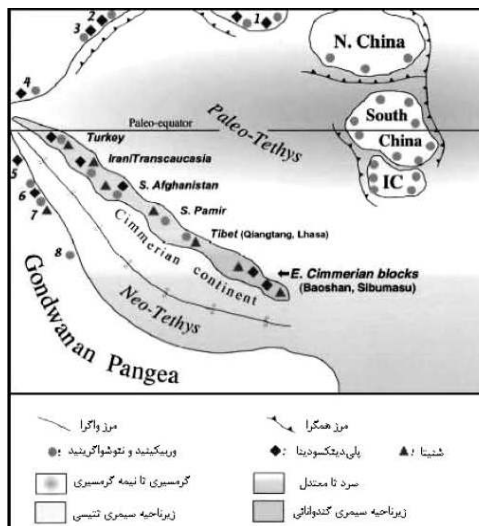
ادامه شکل ۷.

a,b, *Reichelina pulchra* K. Miklukho-Maclay, X50. c, *Reichelina turgida* Sheng, X50. d,e, *Paradoxiella insueta* Leven, X30. f,g, *Neoschwagerina* sp., X15. h, *Sumatrina* sp., X15. . i, *Neofusulinalla lantenoisi* Deprat, X20. j, *Misellina (Misellina)* aff. *Claudia* (Deprat), X15. k,l, *Misellina (Misellina)* *caucasica* Leven, X15. m, *Armenina urtzensis* Leven, X15. n, *Armenina* sp., X15. o,p, *Misellina (Misellina)* *megalocula* Wang and Sun, X15

عرض جغرافیایی گذشته طی پرمین و دیگری مهاجرت به سمت شمال قاره از عرض‌های جغرافیایی میانی حاشیه گندوانا به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین و گرمسیری بعد از کافت ابتدای پرمین است. بر اساس پخش و پراکندگی فوزولیناسه‌آ در بلوک طبس که بخشی از قاره سیمیری طی کربونیفر و پرمین بالایی است، جغرافیای زیستی و رویدادها قابل شناسایی هستند (شکل ۹).

نتایج

در بلوک طبس که قسمتی از غرب قاره سیمیری است، تنوع و فراوانی فوزولیناسه‌آ در زمان و مکان به تدریج از پرمین پیشین تا انتهای پرمین میانی افزایش پیدا می‌کند. این امر ناشی از مهاجرت قاره سیمیری به سمت شمال و قراگیری آن در عرض‌های جغرافیایی پایین است. بر اساس پخش و پراکندگی فوزولیناسه‌آ سنگ‌های کربونیفر بالایی-پرمین بلوک طبس قابل تقسیم به چندین سکانس رسوبی به سن‌های قزلین پسین-آسلین، بلورین، کوبرگاندین-مرغابین و میدین-دوراشامین هستند.



شکل ۸- بازسازی جغرافیای گذشته حوضه تبتیس در پرمین میانی، ۱ تا ۸ نشانگر مکان‌های مهم حاوی فوزولین در طول سکوی پانگه‌آ هستند. ۱- کونلون و کینگای در چین ۲- شمال پامیر، ۳- شمال افغانستان، ۴- کریمه، ۵- هاکاری در جنوب شرق ترکیه، ۶- زاگرس در ایران، ۷- عمان، ۸- سالت رنج در پاکستان (اقتباس از Unco 2003).

به طور کلی دو عامل در پخش و پراکندگی فوزولیناسه‌آی قاره سیمیری حائز اهمیت است. یکی قرارگیری مایل قاره سیمیری نسبت به

System	Stage	Characteristic Fauna	Biogeography	Climate	Event
P E R M I A N	Dorashanian	<i>Reichelina-Paradoxiella</i> Fauna	Cimmerian	Warm	Drifting northward Regressive event
	Djulfian				
	Midian				
	Murgabian	<i>Neoschwagerina-Sumatrina</i> Fauna	Cimmerian	Warm	
	Kubergandian				
	Eolorian				
	Yakhtashian	<i>Pamirina-Mesoschubertell</i> <i>Misellina-Chalareschwagerina</i> Fauna	Cimmerian	Warm	
	Sakmarian				
	Asselian	<i>Pseudoschwagerina</i> Fauna	Cimmerian	Warm	
	Gzhelian	<i>Rauserites-Ruzhenevites</i> Fauna	Perigondwanan?		

شکل ۹- تغییرات فونا، جغرافیای زیستی و آب و هوایی طی قزلین-پرمین در بلوک طبس.

منابع

- پرتوآذر ح، ۱۳۷۴: زمین شناسی ایران (سیستم پرمین در ایران) طرح تدوین کتاب. سازمان زمین شناسی کشور. شماره ۲. ۳۴۰ صفحه.
آقائباتی ع، ۳۸۳: زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۵۸۶ صفحه.
- Altiner D., Ozkan-Altiner S., Koczigit A. 2000: Late Permian foraminiferal biofacies belts in Turkey: palaeogeographic and tectonic implications. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geol. Soc. Spec. Publ.* **173**: 83-96.
- Archbold N.W., Shi G.R. 1996: Western Pacific Permian marine invertebrate palaeobiogeography. *Aust. J. Earth Sci.* **43**: 635-641.
- Grunt T.A., Shi G.R. 1997: A hierarchical framework of Permian global marine biogeography. In: Jin, Y.G., Dineley, D. (Eds.). *Proceedings of the 30th International Geological Congress, Beijing, China. Palaeontology and Historical Geology.* **12**: 2-17.
- Heydari E., Hassanzadeh J., Wade W.J., Ghazi AM. 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.
- Jin X.c. 1994: Sedimentary and paleogeographic significance of Permo-Carboniferous sequence in western Yunnan, China. *Sonderveröffentlichungen Geol.Inst.Univ.Koln.* **99**: 1-136.
- Kobayashi, F., (1997): Middle Permian biogeography based on fusulinacean faunas. In: Ross, C.A., Ross, J.R.P., Brenckle, P.L. (Eds.), *Late Paleozoic Foraminifera: Their Biostratigraphy, Evolution, and Paleocology; and the Mid-Carboniferous Boundary. Cushman Found. Foraminif. Res. Spec. Publ.* **36**, pp. 17-20.
- Kobayashi F. 1999: Tethyan uppermost Permian (Dzhulfian and Dorashamian) foraminiferal faunas and their paleogeographic and tectonic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **150**: 279-307.
- Metcalfe I. 1999: Gondwana dispersion and Asian accretion: an overview. In: Metcalfe, I. (Ed.), *Gondwana Dispersion and Asian Accretion (IGCP 321 Final Results Volume)*. Balkema, Rotterdam. 9-28.
- Ozawa T. 1987: Permian fusulinacean biogeographic provinces in Asia and their tectonic implications. In: Taira, A., Tashiro, M. (Eds.), *Historical Biogeography and Plate Tectonic Evolution of Japan and Eastern Asia*. Terra Sci. Publ.Co., Tokyo. 45-63.
- Ross C.A. 1967: Development of fusulinid (Foraminiferida) faunal realms. *J. Paleontol.* **41**: 1341-1354.
- Ross C.A. 1979: Evolution of Fusulinacea (Protozoa) in Late Paleozoic space and time. In: Gray, J., Boucot, A.J. (Eds.), *Historical Biogeography, Plate Tectonics, and the Changing Environment*. Oregon State Univ. Press, Corvallis. 215-226.
- Ross C.A. 1995: Permian Fusulinaceans. In: Scholle, P.A., Peryt, T.M., Ulmer-Scholle, D.S. (Eds.), *The Permian of Northern Pangea, 1. Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*. Springer, New York. 167-185.
- Ross C.A., Ross J.R.P. 1985: Carboniferous and Early Permian biogeography. *Geology.* **13**: 27-30.
- Sengor A.M.C. 1979: Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature.* **279**: 590-593.
- Stauffer P.H., Lee C.P. 1986: Late Paleozoic glacial marine deposits in Southeast Asia and its implications. *Bull. Geol. Soc. Malaysia.* **20**: 363-397.
- Ueno K. 2003: The Permian fusulinoidean faunas of the Sibumasu and Baoshan blocks: their implications for the paleogeographic and paleoclimatologic reconstruction of the Cimmerian Continent. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **193**: 1-24.
- Wang X.D., Ueno K., Mizuno Y., Sugiyama T. 2001: Late Paleozoic faunal, climatic, and geographic changes in the Baoshan Block as a Gondwana-derived continental fragment in Southwest China. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **170**: 197-218.
- Yin J.X. 1997: Stratigraphic Geology of Gondwana Facies of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and Adjacent Areas. *Geol. Publ. House*. Beijing (in Chinese).