

چینه‌نگاری و فسیل‌شناسی سنگ‌های کربونیفر بالایی - پرمین در برش زلدو و مقایسه آن با سایر نواحی ایران

عزیزالله طاهری* و حسین وزیری مقدم**

* گروه زمین‌شناسی دانشگاه صنعتی شاهرود
** گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

توالی کاملی از سنگ‌های کربونیفر بالایی - پرمین در برش زلدو ناحیه ازبک کوه رخنمون دارد. در این برش سه بخش تشخیص داده شده است. بخش ۱ متشکل از کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل به رنگ سبز و قرمز با بین لایه‌هایی از آهک ماسه‌ای است. بخش ۲ شامل سنگ آهک است. بخش ۳ از دولومیت‌های ضخیم لایه تا توده‌ای تشکیل شده است. بخش ۲ حاوی فوزولینیدهای شاخص قزلین پسین مانند *Rauserites*, *Rushenzevites*, *Schellwienia* و جنسهای شاخص آسلین مانند *Pseudoschwagerina*, *Rugosofusulina* می باشد. بر این اساس در این منطقه از ایران مرز کربونیفر - پرمین پیوسته می‌باشد. این توالی کامل از سنگ‌های قزلین پسین - آسلین برای اولین بار از ناحیه ازبک‌کوه گزارش می‌شود. توالی فوق با سایر نواحی تیس جنوبی شباهت دارد.

واژه‌های کلیدی: کربونیفر بالایی، پرمین، فوزولینید، چینه‌نگاری، برش زلدو

حتی بعضی مواقع سنگ‌های قدیمی‌تر قرار می‌گیرند. این نبود در ایران معلول گسترش یخچال‌ها است که سراسر ایران را تحت تاثیر قرار داده است. کربونیفر ایران مرکزی با زیر سازند شیشتوی ۲، سازند سردر و پرمین با سازند جمال مشخص می‌شوند. برش الگوی سازند شیشتو در کوه‌های ازبک کوه واقع شده و شامل تناوبی از مارن

مقدمه

اطلاعات بیواستراتیگرافی پالئوزوئیک بالایی ایران حاکی از این است که در تمام نقاط ایران مرز کربونیفر و پرمین ناپیوسته بوده و سنگ‌های پیشرونده پرمین در سراسر ایران با ناپیوستگی فرسایشی روی سنگ‌های کربونیفر و

می‌کند.

موقعیت جغرافیایی و راههای دستیابی

برش زلذو در دره ای به همین نام و در کوه تیغ معدنو در دهکده گوشه کمر (گوشکمر) و ناحیه ازبک کوه

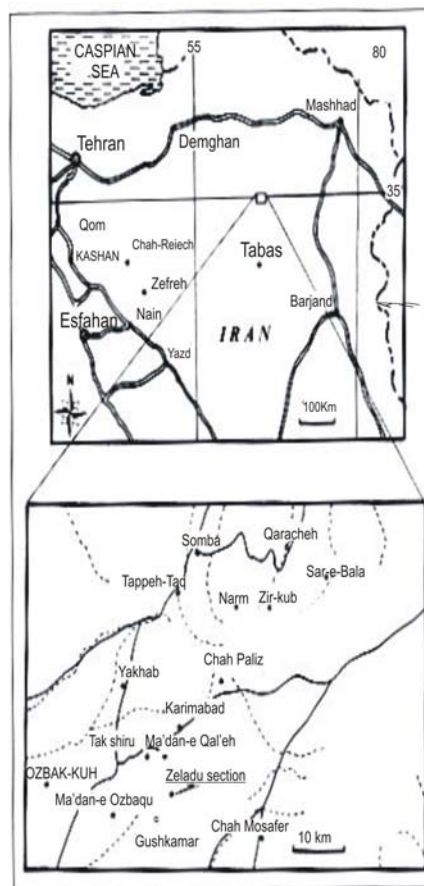
در شرق ایران قرار گرفته است. مختصات جغرافیایی آن $26^{\circ} 57'$ طول شرقی و $3^{\circ} 39' 34''$ عرض شمالی می باشد.

این برش در ۲۷ کیلومتری جاده آسفالته عشق آباد به درونه- بردسکن از طریق یک جاده خاکی (گوشه کمر) به طول ۱۸ کیلومتر در شمال روستای شیشتو قرار دارد. برش زلذو بین کوه آب شنی و آدم کوه واقع شده است (شکل ۱).

سنگ چینه‌نگاری برش زلذو

سنگ‌های برش زلذو به ضخامت تقریباً ۱۸۰ متر هستند. بخش قاعده‌ای آن با کنگلومرا شروع و با ناپیوستگی هم شیب شیل‌های سبز رنگ موسکون (سازند سردر) را می‌پوشاند. در بخش بالایی به واسطه یک افق لاتریتی و بوکسیتی به رسوبات معادل شمشک ختم می‌شود. بر مبنای شواهد صحرایی (لایه بندی و ساختمانهای رسوبی) می‌توان توالی زلذو 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).

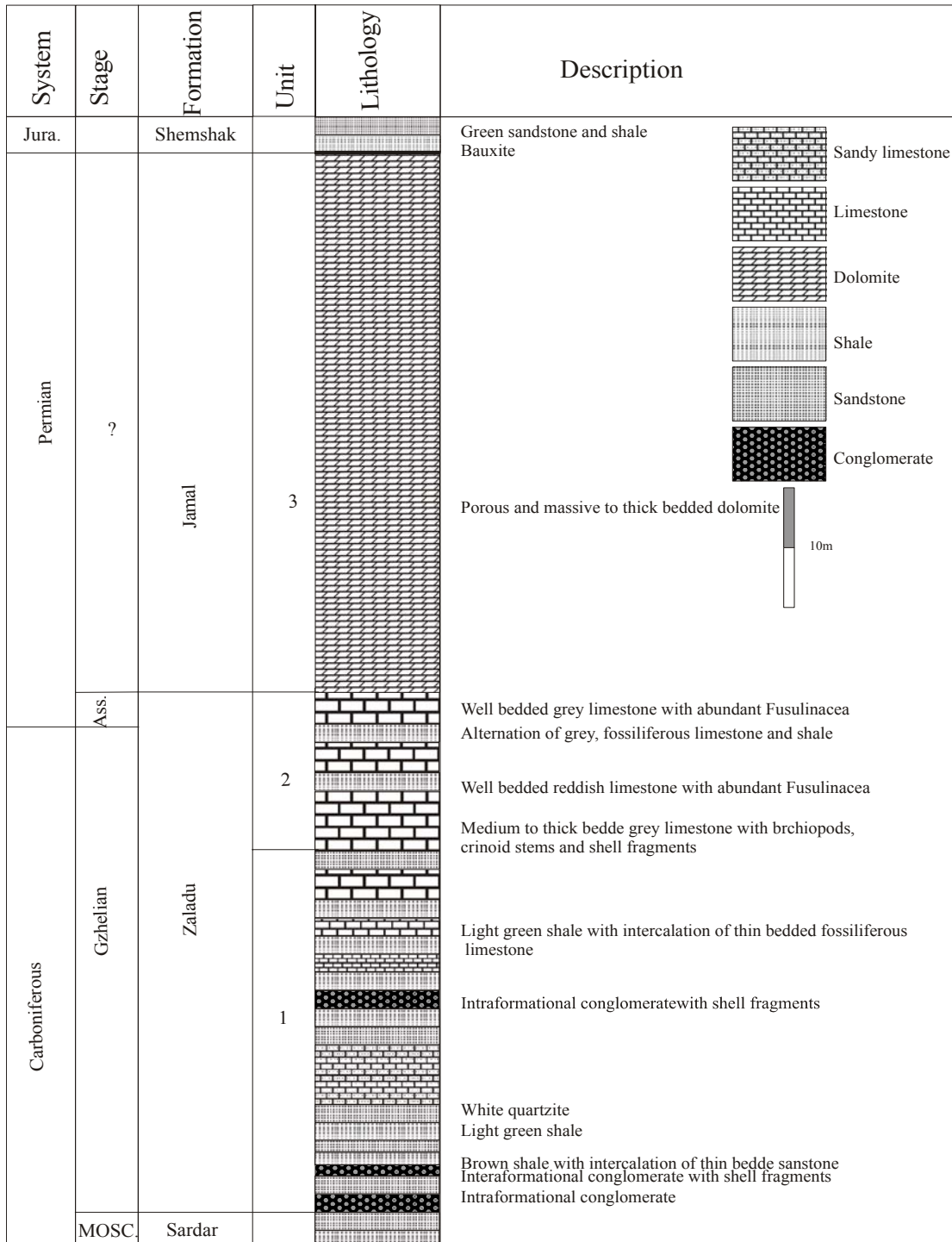


شکل ۱- موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه

و آهک است. (Ruttener et al., 1968). بخش اعظم سازند شیشتو متعلق به دونین بالایی است (شیشتوی ۱) ولی بخش بالایی آن متعلق به تورنیزین پسین - ویزین پیشین است. سازند سردر عمدتاً شیلی ماسه‌ای بوده و بر روی زیر سازند شیشتوی ۲ و در زیر آهکهای جمال قرار گرفته است. روتنر و همکاران (۱۹۶۸) این سازند را به دو زیر سازند سردر ۱ و سردر ۲ تقسیم نموده‌اند. مرز بین این دو دقیقاً تعیین نشده است.

(Stepanov (1971) با توجه به فونهای سردر ۱ سن آن را به ویزین پسین تا نامورین پیشین نسبت داده و برای سردر ۲ سن کربونیفر پسین تا پرمین پیشین را پیشنهاد

چینه‌نگاری و فسیل‌شناسی سنگ‌های کربونیفر بالایی - پرمین در ...



شکل ۲- ستون چینه‌نگاری سنگ‌های کربونیفر بالایی - پرمین در برش زلدو

واحد ۲. شامل سنگ آهک با لایه‌بندی متوسط حاوی مرجان‌های منفرد، بریوزوئتر، کرینوئید، جلبک سبز و فوزولینید فراوان است. ضخامت این واحد ۳۵ متر است.

واحد ۳. شامل دولومیت‌های ضخیم لایه تا توده‌ای و فاقد فسیل است و در نهایت افقی از بوکسیت و لاتریت آن را می‌پوشاند. ضخامت این واحد حدوداً ۹۵ متر است.

سنگ‌های ناحیه زلدو با افق فرسایشی مشخص (افق بوکسیتی و لاتریتی)، توسط شیلها 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 و پراکندگی فوزولیناسه آدر ۳۰ متر قاعده‌ای واحد ۲ در برش زلدو، گونه‌ها و جنس‌های زیر تشخیص داده شده است.

Rauserites variabilis Rozovskaya, *Rauserites postarcticus* (Rauser-Chernousova), *Rauserites tabasensis* n.sp., *Rauserites elongatissimus* (Rozovskaya) Schellwienia orenburgensis (Dobrokhotova), *Ruzhenzevites ferganensis ferganensis* (Dutkevitch), *Ruzhenzevites subcylindricus* (Bensh). *Quasitriticitis iranica*, *Pseudofusulina macilenta*, *Anderssonites anderssoni* (Konovalova), *Schellwienia modesta* (Scherbovich)

سن این بخش قزلین پسین است.

۵ متر بالایی واحد ۲ شامل فونهای زیر است :

Pseudoschwagerina velebitica Kochansky_ Devide, *Pseudoschwagerina robusta* (Meek), *Pseudoschwagerina parabeedi* Ross, *Ruzhenzevites zaladuensis zaladuensis*, *Ruzhenzevites parasolidus* (Bensh),

سن این قسمت آسلین تعیین شده است (شکل ۳ و ۴).

از آنجایی که دولومیت‌های پوشاننده توالی فوق

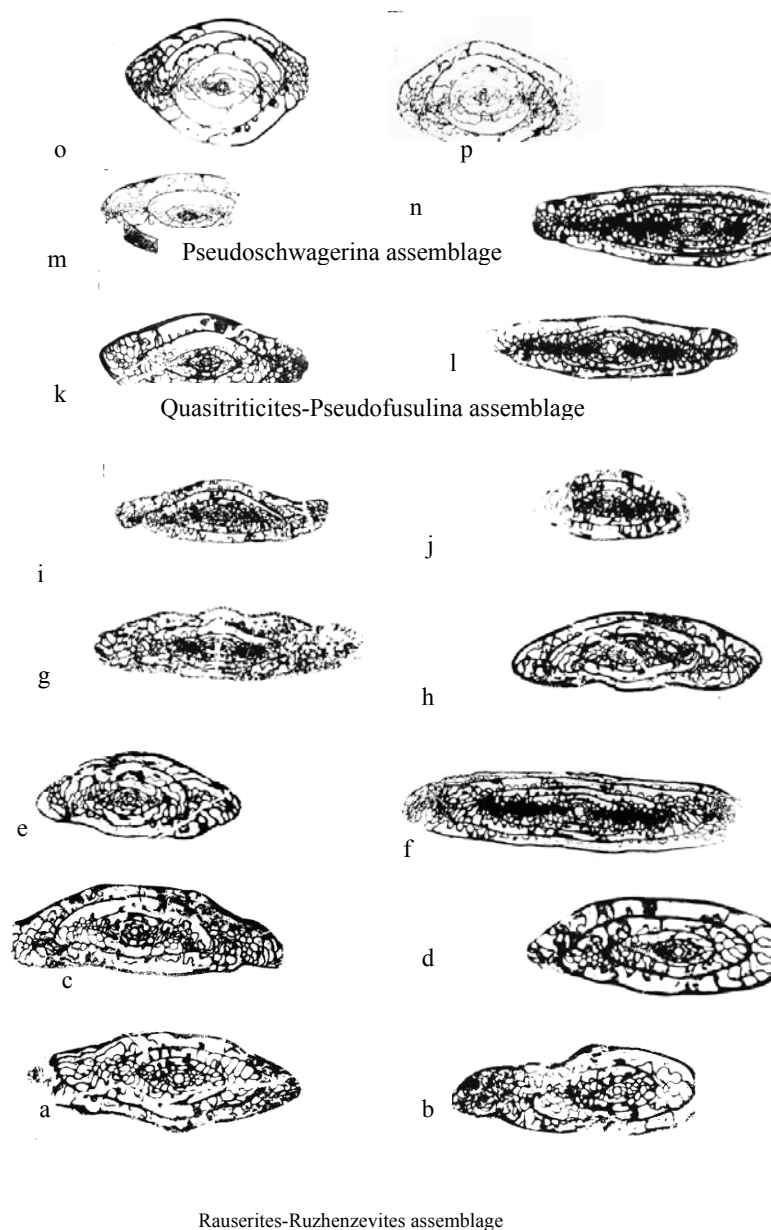
فاقد فسیل شاخص می‌باشد بنابراین نمی‌توان آن را به سازند جمال منتسب نمود، لذا پیوسته یا ناپیوسته بودن آن با توالی مطالعه شده مورد تردید می‌باشد.

مرز تحتانی سنگهای پرمین در نقاط مختلف ایران

در زون البرز سنگهای پرمین با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سنگ‌های کربونیفر یا واحدهای قدیمی تر قرار می‌گیرند. در دامنه جنوبی البرز (برش گوه سنگسر و کوه لاج در ناحیه سمنان) سازند دورود با قاعده کنگلومرا و ماسه سنگ بر روی سازند مبارک با ناپیوستگی فرسایشی قرار گرفته است (پرتو آذر، ۱۳۷۴). در کوه‌های بی‌بی شهربانو (جنوب شرق تهران) سنگهای پرمین (سازند روتِه) با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سنگهای کوارتزیتی ماسه سنگ لالون قرار می‌گیرد (لاسمی و مختارپور، ۱۳۷۲).

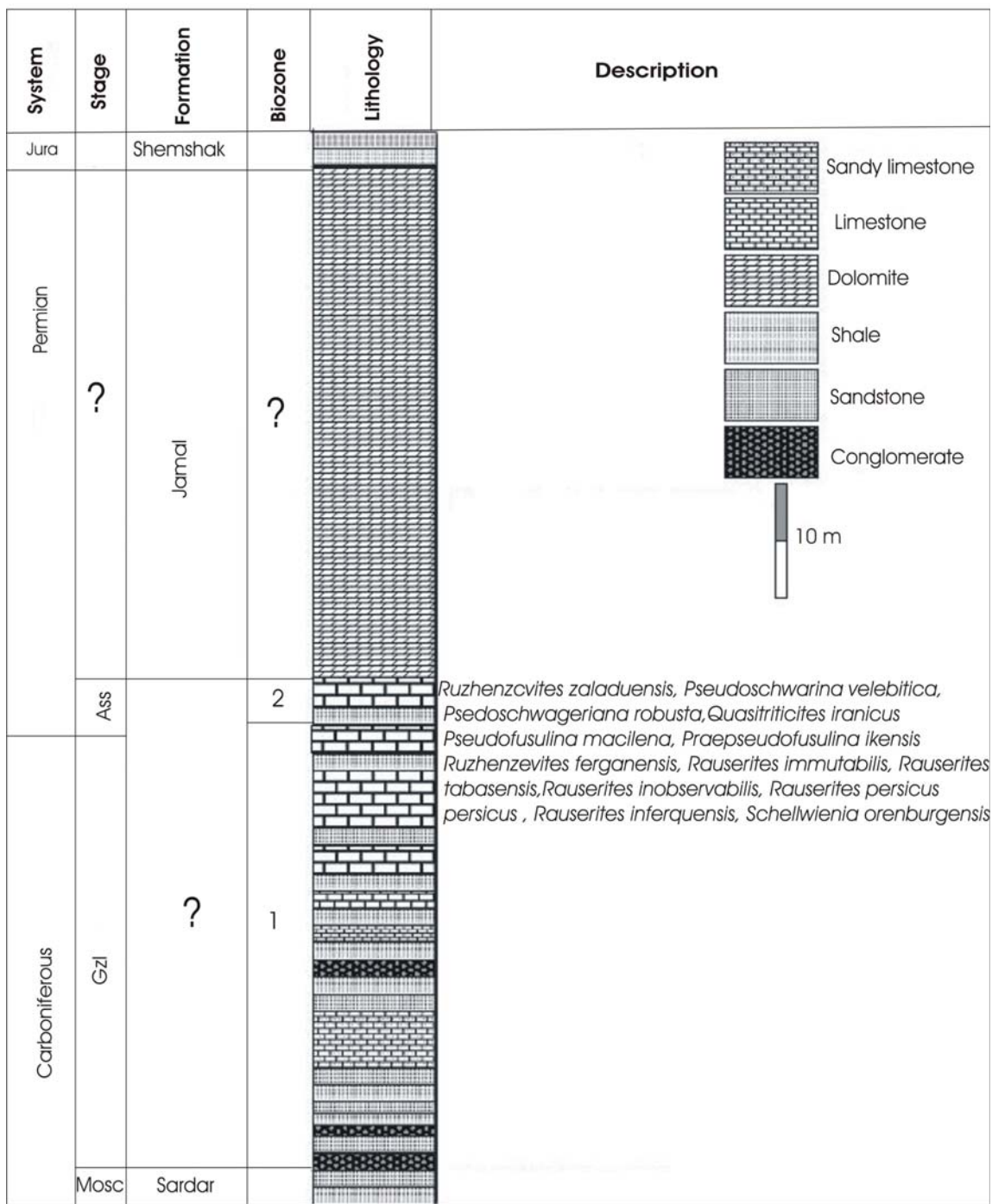
در البرز شرقی (ناحیه غزنوی) سازند دورود با قاعده ماسه سنگی - کنگلومرای بر روی سنگهای مبارک با ناپیوستگی فرسایشی قرار گرفته است (Stampfli, 1978) در جنوب فاضل آباد سازند دورود بر روی سنگهای سازند قزل قلعه با ناپیوستگی فرسایشی قرار می‌گیرد (Jenny, 1977) در زون زاگرس، سنگهای سازند فراقان به سن پرمین زیرین در ناحیه چالی شه با ناپیوستگی مشخص بر روی سازند ایللیک متعلق به سن اردوئین زیرین قرار گرفته است (قویدل سیوکی، ۱۹۸۸). در زاگرس لایه‌های آغازی سیستم پرمین با ناپیوستگی فرسایشی دونین پسین و گاهی سنگ‌های کامبرین را می‌پوشاند (آقانباتی، ۱۳۸۳).

در ایران مرکزی در ناحیه سه، برش نقله، پرمین زیرین با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند بهرام قرار



شکل ۳- انواع زونهای تجمعی تشخیص داده شده در برش زلندو

- a,b- *Rauserites variabilis*, c- *R. postarcticus*, d- *R. elongatissimus*, e- *R. lucidus*
 f- *Ruzhenzevites ferganensis*, g- *Rauserites persicus*. h- *R. immutabilis*
 i- *Schellwienia modesta*, j- *Anderssonites andersoni*, k- *Quasitriticites iranicus*
 l- *Pseudofusulina macilentata*, m- *Pseudoschwagerina velebitica*, n- *Ruzhenzevites zaladuensis*, o- *Pseudoschwagerina* sp., p- *P. parabeedei*, ALL X15.



شکل ۴: بیواستراتیگرافی سنگ‌های کربونیفر بالایی - پرمین در برش زلدو

دریا قلمداد گردیده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). بنابراین چرخه تکتونیکی، نوسانات بزرگ سطح آب دریا و تغییرات سطح آب ناشی از فعالیت یخچالی کربونیفر بالایی - پرمین زیرین در محیط رسوبگذاری مؤثر بوده و سبب ایجاد ناپیوستگی بین سنگهای پرمین و واحدهای قدیمی‌تر شده است.

مرز کربونیفر - پرمین در برش زلدو

پرتو آذر (۱۳۷۴)، سازند سردر را در برش زلدو به سه بخش که قابل تطابق به سه سیکل رسوبی می‌باشد، تقسیم کرده است. اولین سیکل با ماسه سنگ و کوارتزیت‌های قهوه‌ای مایل به قرمز شروع و به طور ناگهانی توسط آهکهای ارگانوژنیک جایگزین می‌گردد (واحدهای ۴-۱ پرتوآذر). دومین سیکل با کنگلومرای ریزدانه که به سمت بالا به شیل‌های سبز با بین لایه‌هایی از ماسه سنگ و آهک تبدیل می‌گردد، مشخص می‌شود (واحد ۵ پرتو آذر). قاعده سومین سیکل نیز با کنگلومرای قرمز شروع و به سمت بالا به ماسه سنگ، شیل و آهکهای حاوی فوزولینید ختم می‌شود (واحدهای ۶ و ۷ پرتوآذر). پرتو آذر (۱۳۷۴) سن سیکلهای اول و دوم را ویزین تا موسکون در نظر گرفته و رسوبات سیکل سوم را به آسلین - ساکمارین نسبت داده است. وی آنها را از سازند سردر جدا و واحد ۶ را تحت عنوان سازند باغ ونگ معرفی کرده است. کهلر (Kahler, 1974) با توجه به آهک‌های حاوی فوزولین برش زلدو، سن سازند سردر را کربونیفر - پرمین زیرین در نظر گرفته است. در این مطالعه سنگ‌های سومین سیکل رسوبی (واحد ۶ و ۷ پرتوآذر) متعلق به قزلین - آسلین هستند. ضخامت این توالی ۱۸۰ متر بوده و بر اساس پخش و پراکندگی فوزولینیدا مرز کربونیفر - پرمین در برش زلدو پیوسته است.

گرفته است (Zahedi, 1973) در جنوب ایبانه سازند جمال با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند بهرام واقع شده است (قبادی پور، ۱۳۷۷). در چاهریسه اصفهان پس از رسوبات دونین بالایی، سازند جمال با ناپیوستگی فرسایشی قرار می‌گیرد (قبادی پور، ۱۳۷۷). در ناحیه طبس سازند جمال با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند سردر واقع می‌شود (اشتوکلین، ۱۹۶۵). یزدی (۱۹۹۹) واحد ماسه سنگ کوارتزیتی سفید رنگ را در حوض دوره به آسلین و قاعده سازند جمال نسبت داده است. این رسوبات با ناپیوستگی بر روی سازند سردر قرار گرفته‌اند در کلمرد واقع در غرب طبس سازند خان با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند گچال به سن کربونیفر زیرین واقع شده است (آقنابتی، ۱۹۷۷). این نبود رسوبگذاری ناشی از حوادث تکتونیکی و تغییرات سطح آب دریا ناشی از فعالیت یخچالها هست. در کربونیفر بالایی - پرمین زیرین یخچالها بخش‌های زیادی از گندوانا را می‌پوشانده است. این امر سبب پائین آمدن سطح آب دریاها شده به نحوی که در طی این زمان ما شاهد پایین‌ترین حد سطح آب دریا هستیم. ولی برخی از سنگ‌های عربستان و نواحی مجاور به سن و ستفالین تا ساکمارین نهشته‌هایی با منشاء یخچالی هستند (Husseini, 1992). فعالیت یخچالی کربونیفر بالایی، پرمین زیرین از وستفالین تا آرتینسکین در حدود ۳۰ تا ۴۰ میلیون سال طول کشیده است. پایین آمدن سطح آب دریا در طی این دوره به دلیل فعالیت یخچالی سبب شده که زمین‌های هرسی نین در این زمان فرسایش یافته و هموار شوند. سنگ‌های کربونیفر بالایی و قاعده سازند درود و جمال سنگ‌های تخریبی هستند که منعکس کننده فرسایش در محیط‌های قاره‌ای تا دریا‌های حاشیه‌ای هستند. ناپیوستگیهای موجود در سنگ‌های پیش از پرمین و پرمین بیشتر ناشی از حرکات خشکی زایی یا تغییرات سطح آب

و ماسه سنگی تشکیل شده است. رخساره‌های کربناته در این نواحی (سمت جنوب) بوسیله رخساره‌های شیلی - ماسه سنگی جایگزین گردیده‌اند و یا توسط ناپیوستگی جداکننده آنها از سازند جمال از بین رفته‌اند.

حد فاصل سازندهای سردر و جمال در ناحیه حوض دوره قابل تطابق با سنگ‌های قزلین - آسلین ناحیه ازبک کوه است. به سمت جنوب با افزایش مواد آواری رخساره آهکی توسط مواد ماسه‌ای جایگزین گردیده و جدایش آن از ماسه سنگ و شیل سازند سردر دشوار است (شکل ۵).

طبق بررسی‌های صحرایی به عمل آمده بر روی این واحد ماسه سنگی یک افق خاکی به رنگ قرمز قرار دارد که مبین شرایط قاره‌ای و خروج حوضه از آب می‌باشد (گرگیچ، ۱۳۸۱). در این ناحیه آهک‌های قاعده‌ای سازند جمال به سن بلورین بوده و شاید ارتباط آنها با واحد تخریبی قاعده‌ای از نوع ناپیوستگی است. در خارج از ناحیه مورد مطالعه، توالی برش زلدو تقریباً از نظر سن و موقعیت چینه نگاری با سازند وژنان ناحیه آباءه و دورود در زون البرز قابل مقایسه است.

سازند وژنان از تناوب ماسه سنگ، شیل و آهک تشکیل شده و با سطح فرسایشی بر روی سنگ‌های مسکووین قرار می‌گیرد (1993, Baghbani). این سازند با شروع پیشروی توسط آهک‌های سازند سورمق که در قاعده دارای ماسه سنگ درشت دانه است، پوشیده می‌شود (Taraz, 1974; Iranian - Japanese Group, 1981). Pseudoschwagerina و Robustoschwagerina در بخش میانی و بالایی سازند وژنان نشانگر سن آسلین - ساکمارین است (باغبانی، ۱۳۶۹). بخش پایینی این سازند ممکن است متعلق به

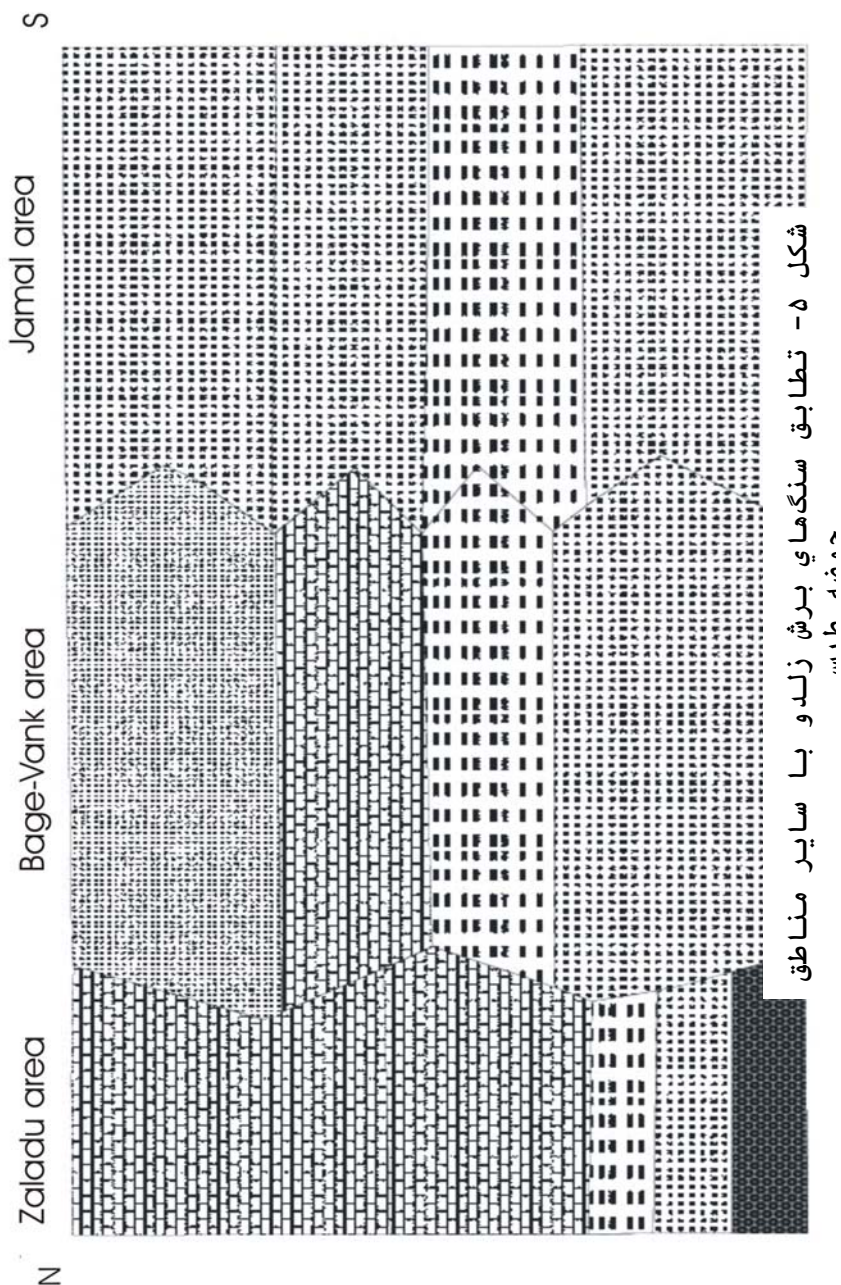
سن واحد دولومیتی (بخش ۳) نیز قابل بحث است. اگر تصور کنیم که آنها به طور پیوسته بر روی لایه‌های آسلین قرار می‌گیرند، بنابراین می‌توان سن آسلین - ساکمارین را برای آن در نظر گرفت.

پسروی مسکووین پسین - قزلین پیشین و میانی در بلوک طبس توسط پیشروی دریا در قزلین پسین - آسلین جایگزین شده و دوباره پسروی دریا در ساکمارین و یاختاشین رخ داده است.

توالی مورد مطالعه در ناحیه ازبک کوه به سن قزلین پسین - آسلین قابل تطابق با سنگ‌های سازند های سردر و جمال در حوضه طبس نمی‌باشد و می‌تواند در آینده با مطالعات بیشتر در سایر نواحی شاید به عنوان یک سازند جدید معرفی گردد.

تطابق سنگهای ناحیه مورد مطالعه با سایر نقاط ایران

مقایسه سنگهای ناحیه مورد مطالعه با سنگهای البرز، زاگرس و ایران مرکزی حاکی از آن است که سنگ‌های قزلین - آسلین، سازند وژنان و دورود حاکی از یک سیکل رسوبی متعلق به کربونیفر پسین - پرمن پیشین هستند که بر اثر پیشروی دریا ایجاد شده‌اند. شروع پیشروی در مکانهای مختلف همزمان نمی‌باشد. پیشروی بر اثر بالا آمدگی خشکی‌ها در بعضی نواحی تأثیر نداشته که این امر ممکن است سبب فقدان سنگهایی به سن باشکیرین، مسکووین و کاسیمووین همانند نواحی از البرز شده باشد. در همه نواحی سیکل رسوبی با تجمع سنگ‌های تخریبی به رنگ قرمز شروع و با سنگهای کربناته کم عمق زیست تخریبی خاتمه پیدا می‌کند. رخساره‌های کربناته قزلین - آسلین فقط در شمال ناحیه ازبک کوه رخنمون دارد. به سمت جنوب، رسوبات حد فاصل سازند سردر و سازند جمال از رخساره‌های شیلی



قزلین - آسلین

روته در البرز نهشته شده‌اند. در قاعده کربناتها لایه‌هایی از ماسه سنگ و کنگلومرا با ضخامت‌های متفاوت همراه با لایه‌های آهکی زیست تخریبی با فوزولینیدهای فراوان وجود دارد. بطور کلی این لایه‌ها را می‌توان به صورت

همانند نواحی دیگر تئیس پیشروی جدید در بلورین شروع شده و طی آن رسوبات کربناته ته نشست پیدا می‌کند (Leven, 1994, 1998) طی این زمان رسوبات قاعده سازند جمال در حوضه طبس، سورمق در ناحیه آباده و

نتایج

به طور کلی با مطالعه برش زلدو نتایج زیر به دست آمده است.

۱. سن سنگها در برش زلدو کربونیفر بالایی - پرمین پیشین است. بنابراین مرز کربونیفر - پرمین در این منطقه از ایران پیوسته است.
۲. این توالی پیوسته از سنگهای قزلین پسین - آسلین برای اولین بار از ناحیه ازبک کوه معرفی می شود
۳. مقاطع کربونیفر - پرمین شرق ایران مرکزی شباهت به مقاطع دیگر در سایر ایران و به طور کلی حوضه تیس جنوبی دارد.
۴. تشکیل و توسعه پلاتفرمهای کربناته مصادف با پیشروی دریا در بلورین است.

واحدهای چینه‌نگاری مستقلی همانند سازند باغ ونگ معرفی نمود. فوزولینیدهای پایین‌ترین لایه‌های سازند سورمق (*Pamirina, Misellina, Chalaroschwagerina, Darvasiteis*) (باغبانی، ۱۳۷۰، ۱۹۷۴، Taraz) شبیه به فوزولینیدهای سازند باغ ونگ در زون شرق ایران مرکزی هستند. آنها مشخص کننده سن بلورین هستند. سنگهای یاخشتین در ناحیه وجود ندارند. در ناحیه البرز آهک‌های پسودوشواگرینادار سازند دورود توسط ماسه سنگ کوارتزیتی بخش بالایی با سطح فرسایشی پوشیده می‌شوند. این سنگها نشانگر یک سیکل جدید رسوبی بوده و شاید متعلق به بلورین هستند. پوشیده شدن آنها توسط آهک‌های پرمین بالایی تأییدی بر این امر است. سنگهای بلورین تاکنون از حوضه زاگرس گزارش نشده است (باغبانی، ۱۳۶۹). پیشروی در کوبرگاندین پیشین توسعه بیشتری پیدا می‌کند در نتیجه در تعدادی مکان‌ها آهک‌های کوبرگاندین با سطح فرسایشی بر روی سنگهای قدیمی‌تر از بلورین قرار می‌گیرند. برای مثال در قفقاز بزرگ، سنگهای بلورین فقط در برش داوالی^{۱۱} مشاهده می‌شود. آنها در تمامی مقاطع دیگر غایب بوده و آهک‌های کوبرگاندین با بوکسیت قاعده‌ای بر روی رسوبات دونین و کربونیفر زیرین قرار می‌گیرند (Leven, 1998).

به طور مشابهی این ویژگی در افغانستان، جنوب چین و ژاپن مشاهده می‌شود (Leven, 1998, 1997). بنابراین سنگهای کربناته پرمین میانی و بالایی ایران و سایر نواحی فوق متعلق به پلاتفرم کربناته واحدی هستند.

1. Davali.

منابع

- 35.(1977)
10. Baghbani, D., , The Permian sequence in the Abadeh region, central Iran. In: A. E. M. Koroteev A. V. (Eds.). Contributions to Eurasian geology. Occasionar Publ. Earth. Sci. Res. Inst., Univ.South Carolina, N. S. 9B, p. 7-22 . (1993)
11. Baghbani, D., , Correlation charts of selected Permian strata from Iran. Permophiles, no. 30, pp. 24-25, Boise. (1997)
12. Berberian, M. and King. G. C. P., Toward a Paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can. Jour. Earth Sci. v. 18, pp. 210-265.(1981)
13. Ghavidel- Syooki, M., , Palynostratigraphy and paleoecology of the Faraghan Formation of southeastern Iran. Ph. D., Theses. Michigan State University. (1988)
14. Husseini, M. I., , Upper Paleozoic tectono-sedimentary evolution of the Arabian and adjoining plates. Jour Geol. Soc. London. v. 149, pp. 419-429. London. (1992)
15. Jenny, J.,. Geologie et stratgraphie de L'Elbourz Oriental, entre Aliabad et Shahrud, Iran NE. These. Univ. Geneve, 238 p. (1977)
16. Iranian- Japanese. Research, Group.,. The Permian and Lower Triassic systems in Abadeh region, Central Iran. Memories of the faculty of science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy. v. XL. VII, no.2, Kyoto. (1981)
17. Kahler, F., , Iranische Fusuliniden. Jahrb. Geol. B.-A., Bd. 117, s. 75-107, Wien. (1974)
18. Leven E. Ja. The Mid-Early Permian regression and
1. آقانباتی، ع، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه، ۱۳۸۳.
۲. باغبانی، د، بیواستراتیگرافی رسوبات پرمین حوضه زاگرس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، ۱۳۶۹.
۳. باغبانی، د. سکانس رسوبات پرمین در ناحیه آباد، ایران مرکزی، مجموعه مقالات دهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، صفحات ۹۶-۱۱۲، ۱۳۷۰.
۴. باغبانی، د، بیواستراتیگرافی رسوبات پرمین کمر بند آباد، شورجستان، شهرضا. پایان نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، ۱۳۷۵.
۵. پرتوآذر، ح، زمین‌شناسی ایران (سیستم پرمین در ایران) طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۲۲، ۳۴۰ صفحه، ۱۳۷۴.
۶. قبادی پور، م. تعیین مرز زیرین و میکرواستراتیگرافی سری رسوبات پرمین در نواحی شمال اصفهان، چاهریسه تا سه. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، ۱۳۷۷.
۷. گرگیچ، م، ن. چینه‌نگاری زیستی و سکانسی نهشته‌های کربونیفر در ایران مرکزی، پایان نامه دکترای، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ۱۳۸۱.
۸. لاسمی، ی، و مختارپور، ح. محیط رسوبی و توالی‌های سنگهای پرمین در منطقه بی‌بی شهربانو، جنوب شرق تهران. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۷، صفحات ۴۶-۵۷، ۱۳۷۲.
9. Aghanabati, A., Etude geologique de la region de Kalmard (W. Tabas). Geol. Surv. Iran. Rep. no.

22. Stepanov D. L. Carboniferous stratigraphy of Iran. *Compte Rendu*, v. 4, pp. 1505-1517.(1971)
23. Stocklin, J., Eftekhari-nezhad J., Hushmand-zadeh A. Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran). *Geol. Surv. Iran, Rep.* 3, pp. 1-65.(1965)
24. Taraz, H., Geology of the Surmag- Deh Bid area, Abadeh region, central Iran. *Geol. Surv. Iran, Rep.* 37, 148 p., Tehran. (1974)
25. Yazdi, M., Late Devonian-Carboniferous conodont from eastern Iran. *Rivista Italiana di Paleontologica e Stratigrafia*, v. 105, no. 2, pp. 167-200.(1999)
26. Zahedi, M., , Etude geologique de region de Soh (W de l Iran central). *Geol. Surv. Iran. Rep*, 27, 197 p., Tehran. (1973)
- transgression of the Tethys. In *Pangea: Global environments and resources*. Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem. 17, pp. 223-239. (1994)
19. Leven, E. Ja., Permian stratigraphy and fusulinid of Afghanistan with their paleogeographic and palotectonic implications. *Geol. Soci. Am. Special paper*. 316-134 p. (1997)
20. Leven E. Ja., Permian fusulinid assemblages and stratigraphy of the Transcaucasia. *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 104, no.3, pp. 229-328.(1998)
21. Stampfli, G., Etude geologique generale de l'Alborz oriental au s du Gonbade-Qabus, Iran NE. these, no. 1868. Univ, Geneve. 328 p., Geneve. (1978)