محیط رسوبی و سنگ‌شناسی رسوبات کامبرین در بخشی از جنوب البرز مرکزی

نوشته‌ی:

بیژن اسفندیاری

دانشیار دانشکدهٔ علوم

چکیده :

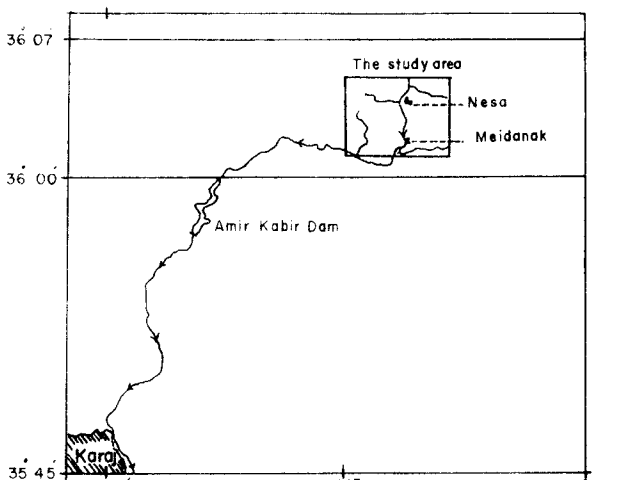
بمنظور این مطالعه بیش از ۱۶۰ مقطع میکروسکوپی و تعداد زیادی نمونهٔ ماکروسکوپی مورد مطالعه قرار گرفته و براساس آن مشخصات شرایط رسوبگذاری و حوضه رسوبی زمان کامبرین در این ناحیه توصیف شده است. نامگذاری سنگهای رسوبی در این مطالعه بروش فولک (R.L. Folk) صورت گرفته است. رسوبات کامبرین این ناحیه شامل تشکیلات لالون و میلا می‌باشد. تشکیلات لالون در این ناحیه شامل سه بخش با مشخصات سنگ‌شناسی متفاوت (بین کوارتزیت و آرکوز) میباشد. مطالعات نشان میدهد که در هنگام تشکیل این رسوبات شرایط اکسیدکنندگی در محیط حکمفرما بوده و هم‌چنین عمق حوضه رسوبی بتدریج افزایش می‌یافته است. این رسوبات را می‌توان از نوع پلات‌فرم دانست.

تشکیلات میلا در این ناحیه در اثر گسل‌خوردگی بطور کامل دیده نمیشود، بلکه بین بخشهای ۱ تا ٤ متغیر است. بررسی سنگ شناسی آن نشان میدهد که در این ناحیه تشکیلات میلا شامل ۳۸ قسمت مختلف میباشد. این تشکیلات بطور مسلم رسوبات دریائی با عمق متغیر است و شرایط احیاء کننده میباشد که عموماً در محیط احیاء کننده و کم انرژی برجای گذاشته شده‌اند.

موقعیت جغرافیایی و تاریخچهٔ مطالعات ناحیه مورد بررسی

ناحیه مورد مطالعه با مختصات جغرافیائی ´۱۶ و °۵۱ تا ´۲۱ °۵۱ طول شرقی °۳۶ تا °۰۷ و ۳۶ عرض شمالی در شمال میدانک واقع است و جاده کرج ـ چالوس با امتداد تقریباً شمال ـ جنوب از میان آن می گذرد (شکل ۱).

لورنس در سال ۱۹٦٤ زمین‌شناسی بین کرج تا کندوان را مطالعه نموده که ناحیه مورد مطالعه



شکل ۱ : موقعیت ناحیه مطالعه شده

قسمتی ازآن را شامل میشود . وی چینه شناسی ناحیه را به‌اختصارمطالعه کرده ولی واحدهای سنگ‌شناسی را بطورکامل از یکدیگر تفکیک ومشخص ننموده است.

واتان وياسيني نيز چينه شناسی البرز مرکزی را درسال ۱۹۶۸ براساس مطالعات انجام شده قبلی مورد بررسی کلی قرارداده‌اند. اخیراً بزرگ‌نیا (۱۹۷۳) از شرکت ملی‌نفت‌ایران پالئوزوئیک البرز مرکزی وشرقی را ازنظر بیواستراتیگرافی فرامنیفرها بررسی ومطالعه کرده است.

به‌منظور بررسی سنگ‌شناسی وچینه‌شناسی رسوبات کامبرین (تشکیلات لالون ومیلا) بیش از ۱۶۰ مقطع میکرسکپی و تعداد زیادی نمونه دستی مطالعه وبراساس مشخصات آنها شرایط رسوبگذاری و حوضه رسوبی آن زمان توصیف وتفسیر شده ونامگذاری سنگها نیز بروش فولک انجام گرفته است.

ماسه‌سنگ (تشکیلات) لالون

ماسه‌سنگ لالون (Lalun) که قبلا به‌غلط تحت عنوان «ماسه سنگ سرخ قدیمی» به‌سیستم دونین نسبت داده میشد ، اینک بعلت شناخت‌طبقات فسیل‌دار به‌سن کامبرین میانی ـ فوقانی دربالای‌آن، سن این تشکیلات را به کامبرین زیرین نسبت میدهند.

ماسه‌سنگ لالون بواسطه مقاوم بودن دربرابر فرسایش اغلب ارتفاعات را درناحیه مورد مطالعه بوجود آورده ودامنه این ارتفاعات کم و بیش بوسیله واریزه‌ها پوشیده شده است.

ساختمان چینه‌بندی مورب تقریباً در تمام‌این رسوبات چه به‌مقیاس‌بزرگ وچه کوچک دیده‌میشود ودرقسمت فوقانی آن (کوارتزیت فوقانی) آثار ریپل‌مارك نیز بچشم میخورد.

بررسی سنگ‌شناسی این رسوبات نشان میدهد که اندازه دانه‌های ماسه بتدریج به‌سمت بالای این

تشکیلات افزایش می‌یابد. درقاعده این تشکیلات قطر دانه‌ها بین $\frac{۱}{۱۶}$ تا $\frac{۱}{۸}$ میلیمتر بوده و دربالای آن به $\frac{۱}{۵}$ تا $\frac{۱}{۲}$ میلیمتر افزایش یافته است.

ماسه سنگ‌های ابتدای این تشکیلات دارای ماتریکس رسی وسیمان سیلیسی است که درقسمت فوقانی آن بتدریج سیمان سیلیسی افزایش یافته وسرانجام کاملا سیلیسی میگردد وسنگها نیز رنگ روشن تری بخود میگیرند.

فلدسپاتهای موجود درنمونه ها ازنوع آلکالن (ارتوکلاز ومیکروکلین) وکالکوآلکالن (پلاژیوکلاز) می‌باشند. فلدسپاتهای آلکالن اغلب به کائولن تجزیه‌شده وپلاژیوکلازها به‌سریسیت تبدیل گردیده‌اند.

کانیهای میکای سفید، کلریت و بیوتیت نیز به‌مقدار کم درآنها دیده میشود. کوارتز معمولی سازنده قسمت عمده ماسه‌سنگ‌هااست وکوارتز متامرفیک نیز درآنها به‌مقدار جزیی وجوددارد.

دربعضی قسمتها ماسه‌سنگ‌ها کمی رنگ‌سبز به‌خود گرفته که دراینگونه نمونه‌ها کمی گلوکونیت و کلریت دیده میشود. کانیهای سنگین ازقبیل گرونا، زیرکن واکسیدهای آهن و غیره نیز دراین رسوبات وجود دارد.

در طبقات ماسه سنگ لالون بطورمحلی چند دایک دولریتی وجود دارد که کمی تجزیه شده‌اند. این دایکها دارای بافت افی‌تیک بوده وکانیهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (اوژیت) وآمفیول، بیوتیت، کلریت، سریسیت و آپاتیت در آنها وجود دارد. آمفیبول، بیوتیت وکلریت حاصل تجزیه پیروکسن و سریسیت نتیجه تجزیه پلاژیوکلاز می‌باشد.

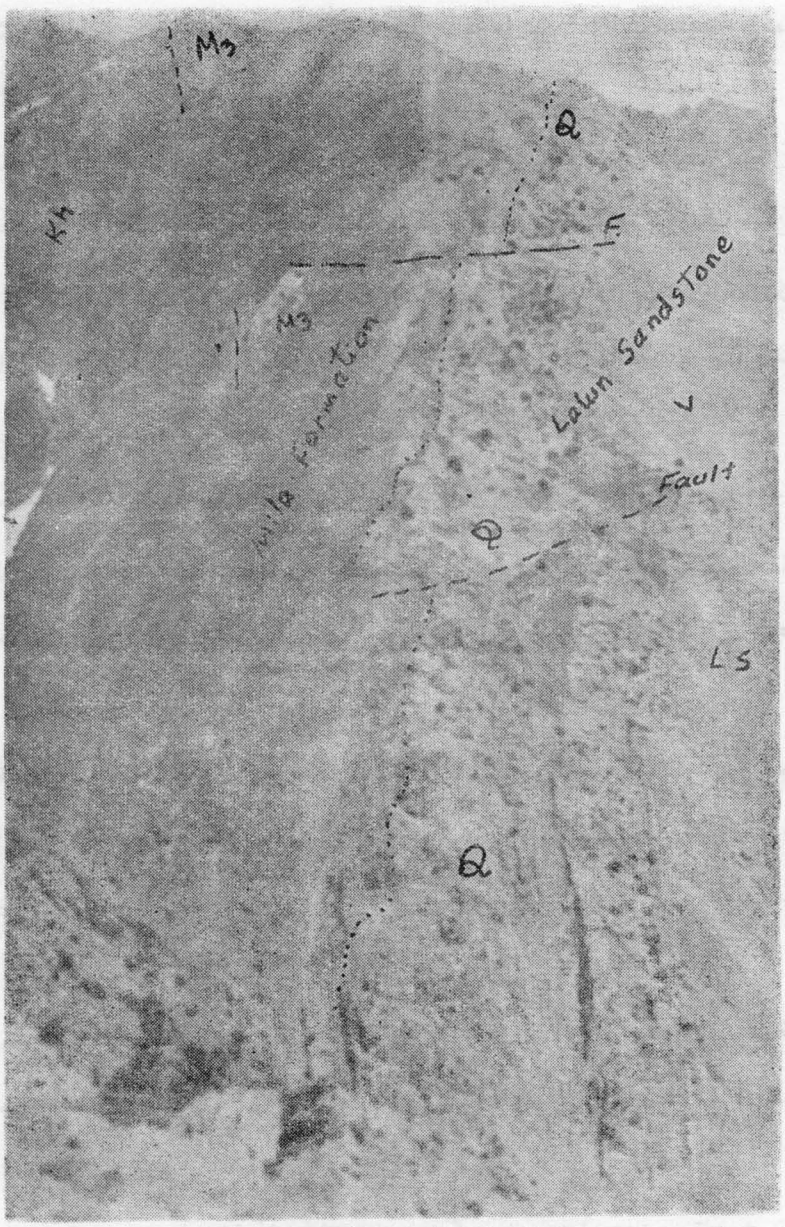
ازنظر سنگ‌شناسی تشکیلات لالون را می‌توان به‌ترتیب از پایین به‌بالا بسه‌بخش تقسیم کرد:

۱- ماسه‌سنگ به‌رنگ قرمز تیره تاصورتی، با دانه‌های ریز تامتوسط که ازنظر کانی شناسی این ماسه‌سنگ ساب آرکوز و آرکوز می‌باشد.

۲- شیلهای قرمز تیره با میان لایه‌های ماسه سنگی که به‌علت عدم مقاومت، فرسایش یافته و با داشتن توپوگرافی هموار ومتفاوت ازرسوبات زیرین وبالائی خود مشخص است.

۳- کوارتزیت سفیدرنگ که بنام Top Quartzite معروف است، بصورت طبقات کاملا مشخص در سراسر منطقه دیده میشود وجنس آن ماسه سنگ کوارتزیتی مچور بادانه‌بندی متوسط و سیمان سیلیسی است که دارای فلدسپات وکوارتز متامرفیک (باخاموشی موجی) بمقدار کم می‌باشد. حداکثر ضخامت این طبقه دراین ناحیه ۳۷ متر است.

بطور کلی ماسه سنگ لالون براساس ترکیب کانی شناسی بین کوارتزیت (بالغ =Mature) و آرکوز (نیمه‌بالغ =Submature) تغییر می‌نماید.

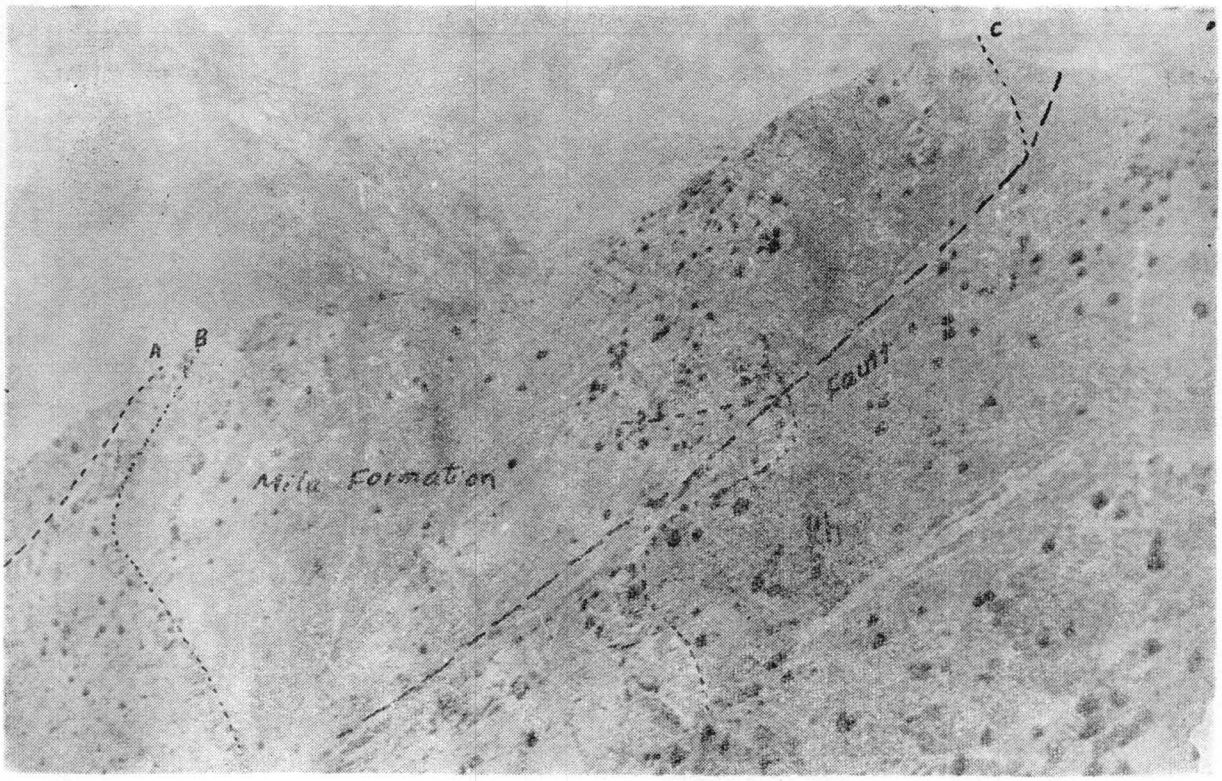


شکل ۲- وضع تشکیلات میلا وماسه‌سنگ لالون درشرق دره سرخدر

Q = کوارتزیت سفید فوقانی　　M_3 = ممبر ۳ تشکیلات میلا

LS = شیلهای بالای ماسه‌سنگ لالون　　kh = تشکیلات خوش ییلاق(جیرود)

درزیرماسه‌سنگ لالون ، تشکیلات زاگون (Zaigun) قرارگرفته‌است. درحدفاصل این‌دوتشکیلات رسوبات کنگلومرایی که دانه‌های آن ازجنس شیلهای قرمزرنگ متعلق به تشکیلات زاگون و باروت(؟) است ، وجوددارد. اندازه دانه‌های این کنگلومرا که اغلب حالت یاشکل ورقه‌ای دارد ازچند میلیمتر تا ۲ سانتی‌متر متغیر است و بوسیله ماتریکسی ازجنس تشکیلات لالون بهم متصل گشته است . ضمناً در داخل تشکیلات زاگون و تشکیلات زیر آن یعنی باروت دایکهائی وجود دارد که درقاعده ماسه‌سنگ لالون خاتمه‌یافته و اثری از ادامه آنها در تشکیلات لالون دیده نمی‌شود.



شکل ۳- وضع تشکیلات میلا و ماسه سنگ لالون درغرب دره سرخدر. ازهمین قسمت مقطع شکل ٤ اندازه گیری وتهیه شده است. AB = کوارتزیت سفید فوقانی BC = تشکیلات میلا
kh = تشکیلات خوش ییلاق (جیرود)

تشکیلات میلا

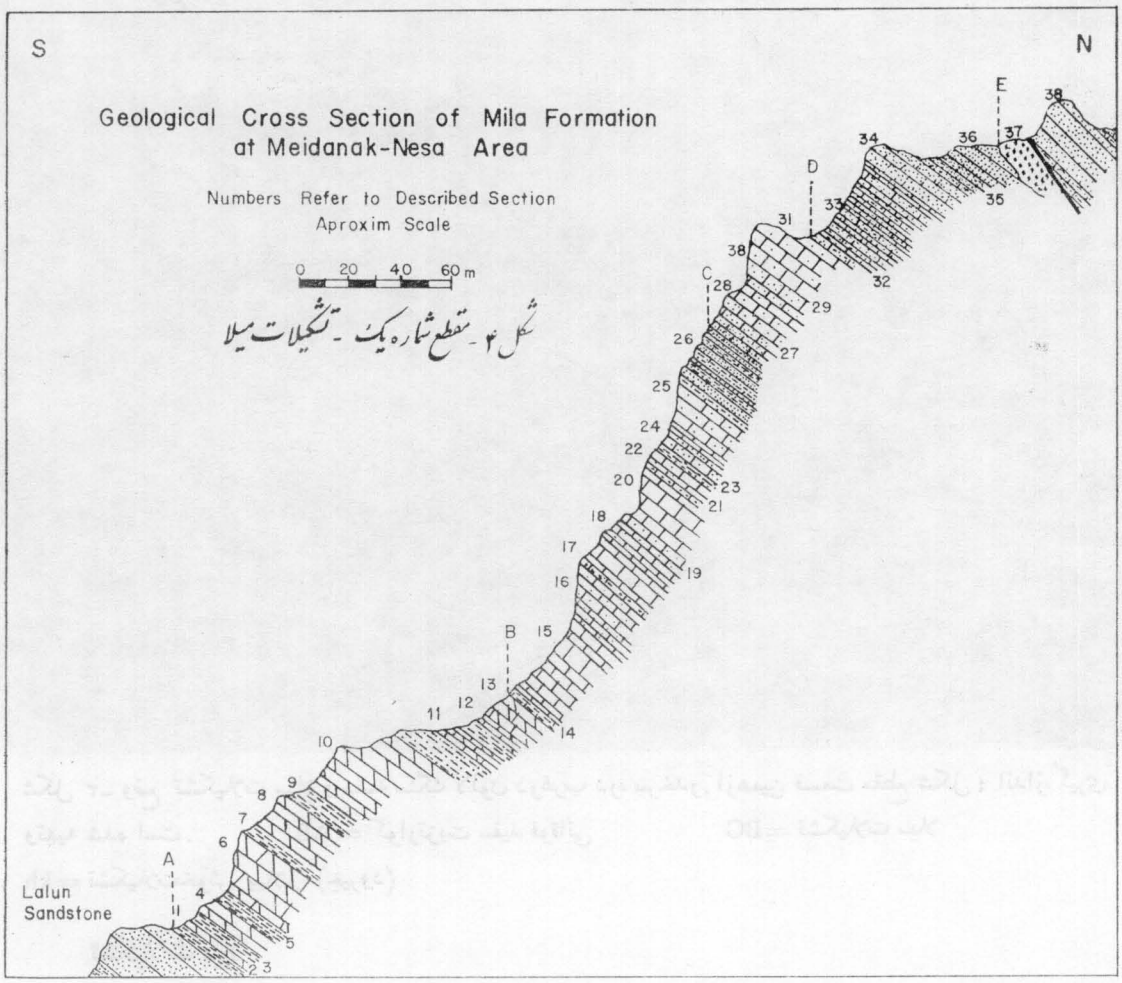
این تشکیلات در ناحیه مورد مطالعه دارای رخنمون بسیار متغیر بوده ولی در دامنه جنوبی کوه کتله و در دوطرف دره سرخدر دارای رخنمون نسبتاً بهتری‌است (شکل ۲ و۳). تشکیلات میلا (Mila) در این ناحیه دراثر گسل‌خوردگی بطور کامل دیده‌نمی‌شود بلکه بین بخش های (ممبر) یک تاچهار متغیراست. بهترین مقطعی که دراین ناحیه موجود است، در ارتفاعات شرق جاده کرج - چالوس وبین دره سرخدر و رودخانه کرج قرار دارد (شکل ۳). از همین قسمت، مقطع شماره یک اندازه‌گیری و تهیه شده است (شکل ٤).

سنگ‌شناسی این تشکیلات همانطورکه درمقطع شماره یک نشان داده شده، از قاعده بطرف بالا بشرح زیر است:

۱- مارن زردرنگ دگرسان‌شده.

۲- دولسپارایت (Dolosparite) زردرنگ با بلورهای نسبتاً درشت.

۳- مارن به‌رنگ زرد متمایل به‌خاکستری.



شکل ۴ ـ مقطع شماره یک ـ تشکیلات میلا

۴ـ دولسپارایت زردرنگ با آثار استروماتولیت(؟).

۵ـ مارن زردرنگ.

۶ـ اسپارایت (Sparite) دولومیتیزه بابلورهای درشت و کانیهای تیره (هماتیت) وسیدریت، به‌رنگ خاکستری تیره باطبقه‌بندی خوب وضخیم لایه.

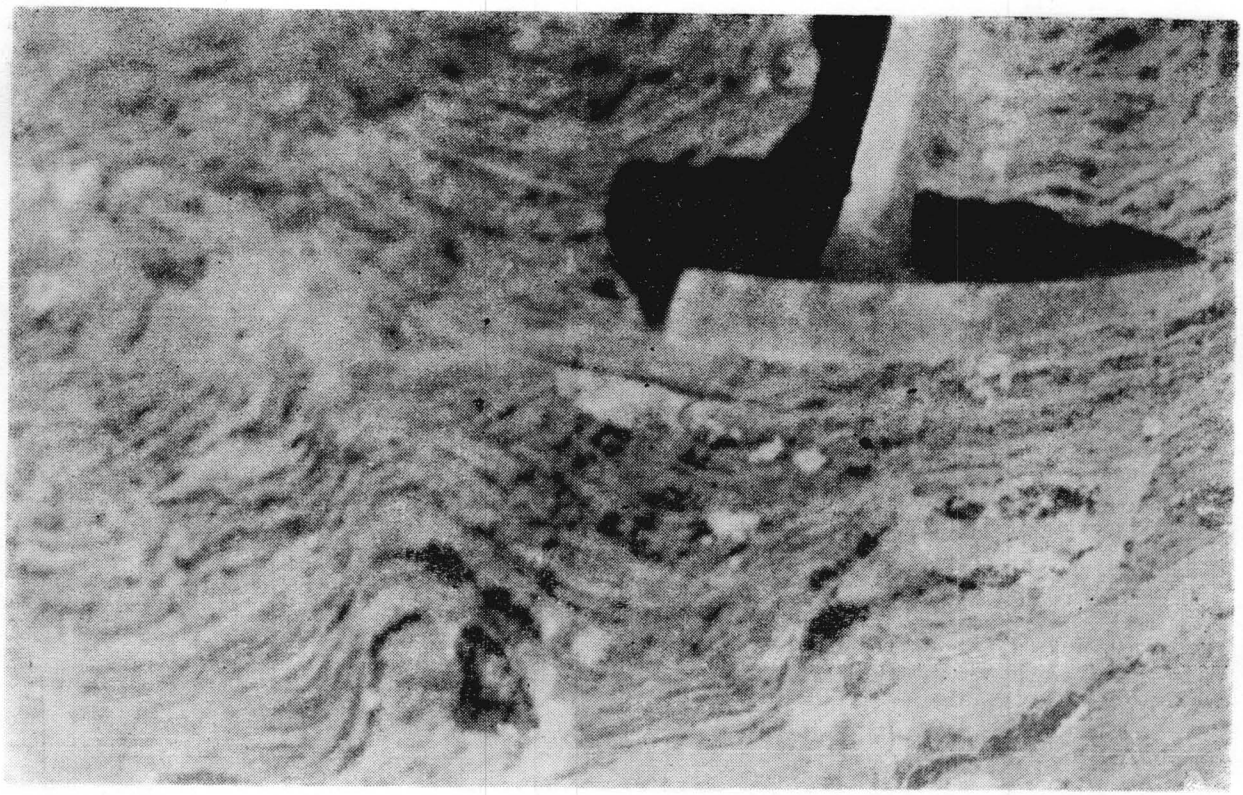
۷ـ مارن زردرنگ.

۸ـ دولسپارایت سیلیسی شده بابلورهای متوسط.

۹ـ مارن زردرنگ بالایه‌بندی خوب.

۱۰ـ دولسپارایت برنگ زرد تاخاکستری روشن ، ودرقسمت فوقانی آهک دولومیتی دارای‌چرت.

۱۱ـ تناوب مارن زردرنگ ، دولومیت خاکستری ومارن خاکستری مایل به آبی ، که درقسمت فوقانی دارای میان‌لایه‌های آهکی است.



شکل ٥ - ساختمان نوعی آلگ (استروماتولیت؟) درتشکیلات میلا

۱۲- میکروسپارایت (Microsparite) خیلی نازك لایه (۸ تا ۱۰ سانتی‌متر) به‌رنگ روشن ، دارای کانیهای تیره (اکسیدهای آهن مثل هماتیت ولیمونیت) که تدریجاً به‌آهک توده‌ای تبدیل میشود.

۱۳- میکرایت (Micrite) دولومیتی ومارنی.

۱٤- تناوب شیل ومارن خاکستری که بتدریج به‌میکرایت رسی ومارنی تبدیل میشود.

۱٥- میکرایت تبلور دوباره یافته و دارای ساختمانهای شبیه آلگ (احتمالا استروماتولیت شکل ٥) ، به‌رنگ خاکستری تیره بالایه‌های آهکی روشن رنگ.

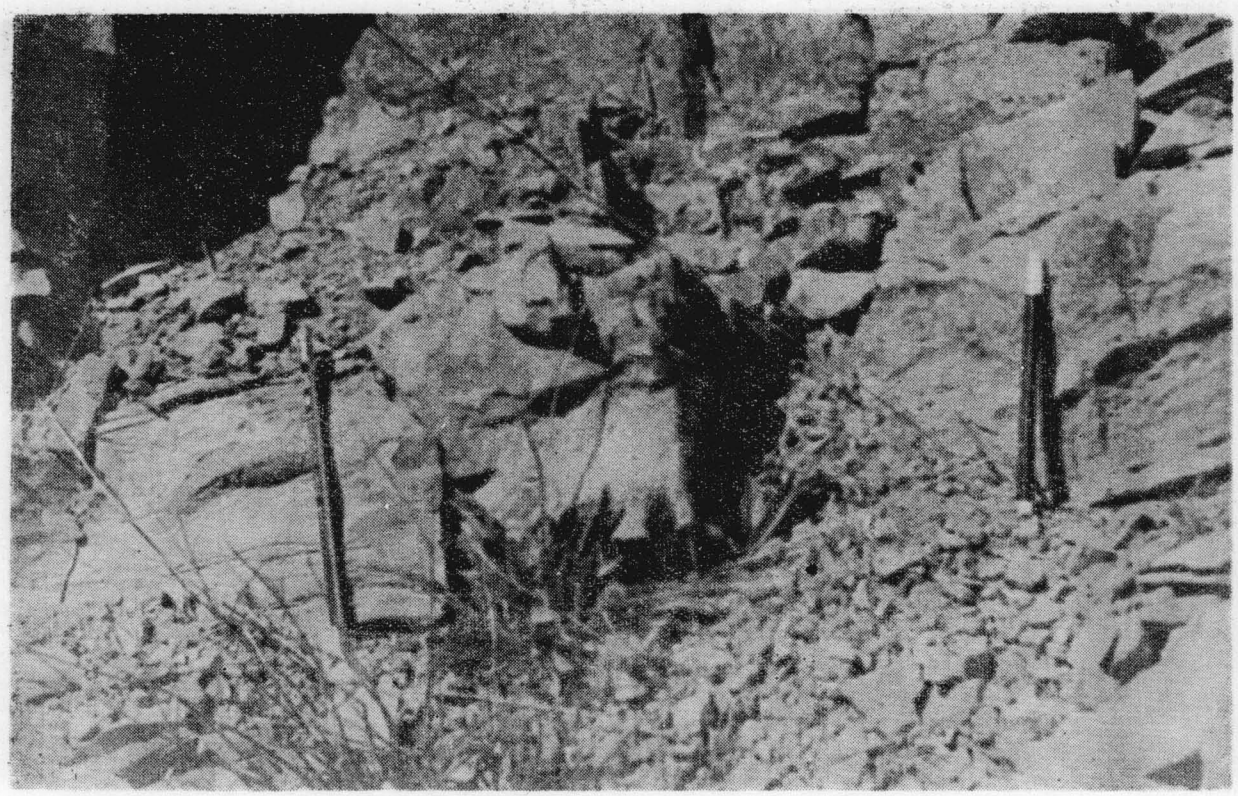
۱٦- میکرایت به‌رنگ روشن با لایه‌های بسیار نازکی از میکرایت رسی وسیلیسی ودارای چرت.

۱۷- میکرایت واسپارایت با کنکرسیونهای آهکی که به‌موازات سطح طبقه‌بندی قرارگرفته‌اند.

۱۸- اااینتراسپارایت (Oointrasparite) واااینتراسپارودایت (Oointrasparudite) دارای رگچه‌های کلسیت سفیدرنگ بالایه‌بندی خوب.

۱۹- اینتراسپارودایت (Intrasparudite) که بطور متوسط ماسه‌ای (Moderately Sandy) است.

۲۰- بایوانیتراسپارودایت (Biointrasparudite) و بایواینتراسپارایت (Biointrasparite) ، نیمه‌بالغ با آرایش دانه‌ای (Packing) خوب ، دارای خرده‌های تریلوبیت، به‌رنگ‌سیاه بالایه‌بندی‌خوب.



شکل ٦- کنکرسیونهای درشت آهکی درتشکیلات میلا

۲۱- سطح فوقانی طبقات مذکور به‌یک لایه نسبتاً نازك اینتراا‌اسپارایت با آرایش دانه‌ای‌ضعیف میرسد که بصورت سیمان کنکرسیونهای میکرایتی درشت (قطر ٦ تا ۱۰ سانتی متر) را دربر گرفته است (شکل ٦).

۲۲- اینتراا‌اسپاریت فسیل‌دار بالغ ، سیاه‌رنگ و تبلور دوباره‌یافته ، باآثار وخرده‌های تریلوبیت.

۲۳- تناوب شیل وآهک میکرایتی نازك لایه.

۲٤- اسپارایت میکرایتی واسپاری پل‌میکرایت دولومیتیزه ، کمی ماسه‌ای، سیاه رنگ بالایه‌بندی خوب که در بخش فوقانی به‌اسپارایت دولومیتی نیمه‌بالغ (ساب‌مچور) ، بسیارماسه‌ای (کوارتز معمولی) و کوارتزیت‌دولومیتی و کلسیتی‌بالغ (مچور) تبدیل‌می‌شود. دانه‌های‌ماسه خیلی‌ریزوگاهی‌درحدسیلت است.

۲۵- درقاعده‌این‌قسمت‌یک‌آهک‌مارنی روشن رنگ، کاملامتورق ونازك‌لایه‌به‌ضخامت ۸ سانتی‌متر وجود دارد . برروی این لایه یک طبقه اینتراسپارودایت مچور بابلورهای‌درشت و آرایش‌دانه‌ای (پکینگ) ضعیف ، دارای‌ماسه خیلی کم (کوارتز معمولی با گردشدگی و جورشدگی خوب) ماسیو، برنگ خاکستری روشن قرارگرفته است.

۲٦- تناوب شیل سیلتی و ماسه‌سنگ آهکی ، طبقات ماسه‌سنگ حدود ٦ متر وطبقات شیل نزدیک

به ۱/۵ متر ضخامت دارد . ماسه‌سنگها ازنوع کوارتزیت باسیمان آهکی زیاد ، نیمه بالغ تابالغ با آرایش دانه‌ای خوب تا متوسط ودارای خرده‌های تریلوبیت واکسیدهای آهن وگلوکونیت می‌باشد. دربالای این تناوب رسوبی یک لایه ماسه‌سنگ کنگلومرایی به‌ضخامت ۴ تا ۵ سانتی‌متر وجوددارد.

۲۷- بعد از ماسه سنگ کنگلومرایی مذکور ، طبقات رسوبی از میکرایت و اسپارایت میکرایتی واسپارایت فسیل‌دار باماسه (کوارتز معمولی) بسیار ، دارای اکسیدهای آهن و کمی گلوکونیت است . فسیلها آثاری شبیه به‌آثارکرمها وهمچنین خرده‌های تریلوبیت میباشند.

۲۸- اسپارایت بابلورهای درشت به‌رنگ خاکستری مایل به‌سبز بالایه‌بندی متوسط، دارای کمی ماسه (کوارتز معمولی) وگلوکونیت فراوان است. اکسیدهای آهن به‌مقدارکم درآنها دیده میشود.

۲۹- بایوسپارایت ایمچور با آرایش دانه‌ای متوسط ، دارای ماسه فراوان (کوارتز معمولی) و گلوکونیت . این طبقات درسطح طبقه بندی‌حالت ندولی‌دارد و به‌تدریج به‌آهک ماسیو (توده‌ای) تبدیل می‌شود. همچنین این قسمت دارای طبقات ماسه سنگ کوارتزیتی ساب‌مچور باسیمان آهکی زیاد و کانیهای تیره وگلوکونیت است.

۳۰- اسپارایت کمی میکرایتی دارای چرت ، کمی ماسه ، واندکی گلوکونیت و فسیل (خرده‌های تریلوبیت) که قسمتی از آن را می‌توان بایومیکرودایت (Biomicrudite) با آرایش‌دانه‌ای متوسط دانست .

۳۱- بایومیکرایت وبایومیکرودایت با آرایش دانه‌ای خوب وگلوکونیت فراوان ، که قسمتهایی از آن تبلور دوباره‌یافته وهمچنین دارای ذرات ریز ماسه وسیلت است . آهکها نازك لایه و بسیار خرد شده می‌باشد. آثار فسیلی آن خرده‌های تریلوبیت ، آثارکرمها وبراکیوپودها است.

۳۲- آهک نازك لایه باسطح فوقانی موج‌دار ودارای ماسه (ذرات کوارتز باخاموشی موجی ونیمه موجی وکالسدوئن بافاسیس اسفرولیتی) ، چرت ، کمی گلوکونیت ، که به‌شدت تبلور دوباره یافته است.

۳۳- اسپارایت تبلور دوباره‌یافته بالایه‌های نازك سیلتستون وماسه سنگ‌آهکی ، حاوی چرت که به‌عبارت دیگر تناوب اسپارایت وماسه‌سنگ دانه‌ریز باچرت وآهک فراوانست. آهکها حالت تورق داشته وآثار ریپل مارك درآنها دیده می‌شود. بین لایه‌های‌آهک وماسه‌سنگ لایه‌های شیل سیلتی نیز وجوددارد. لایه‌ها بتدریج نازکتر شده وسپس به‌لایه‌ای یک تا یک و نیم متری ماسه‌سنگ آهکی (شماره ۳۴) تبدیل می‌شود .

۳۴- ماسه‌سنگ کوارتزیتی دانه‌ریز، بسیارآهکی، دانه‌های کوارتز باخاموشی تقریباًموجی و حالت کالسدوئن . این ماسه‌سنگ‌ها مچور بوده وتعداد کمی نیز خرده‌های تریلوبیت درآنها دیده میشود.

۳۵- ماسه سنگ کوارتزیتی دانه‌ریز با سیمان سیلیسی ، ساب مچور ، دارای اکسیدهای آهن ، کلوکونیت وچرت.

۳۶- ماسه‌سنگ کوارتزیتی دانه‌ریز فوق بتدریج دارای گلوکونیت بیشتری شده و دانه‌های آن درشت‌تر میگردد. بطوریکه به کوارتزیت گلوکونیتی تبدیل میشود. ضخامت لایه‌ها بین ۵ تا ۲۰ سانتی‌متر تغییر میکند وچینه‌بندی مورب‌نیز درآنها دیده میشود.

طبقات فوق بتدریج به‌ماسه‌سنگ کوارتزیتی خاکستری مایل به‌سفید باسیمان‌سیلیسی وچرتی‌بالغ، بادانه‌بندی خوب تبدیل میشود. اندازه دانه‌های آن ریز تا متوسط است و درهمبری (کنتاکت) بلافصل آن یک دایک آذرین قراردارد.

۳۷- دایک آذرین ازجنس دلریت با بافت افی‌تیک ، دارای کانیهای اوژیت ، پلاژیوکلاز ، کوارتزکم وکانیهای کدر وهمچنین آمفیبول (اورالیت) که از تجزیه پیروکسن بوجودآمده است.

۳۸- درمجاورت دایک دلریتی مذکور به‌علت وجود گسل ، یک‌طبقه ماسه‌سنگ کوارتزیتی مچور باسیمان‌آهکی که نسبتاً ضخیم لایه نیز می‌باشد وجوددارد. این ماسه‌سنگ برنگ قهوه‌ای بوده ودرفاصله‌ای دورتر ازاین مقطع دروسط رسوباتی به‌سن مسلم دونین‌فوقانی قرارگرفته است. دراین مقطع رسوبات زیر این ماسه‌سنگ تحت تأثیر گسل گم شده‌اند.

دردامنه غربی کوه کتله (روبروی دهکده حسنکدر) بالای تشکیلات میلا یک‌لایه کربناته کاملا متبلور و سیلیسی وجود دارد که بخش فوقانی آن به کنگلومرای دانه درشتی ختم میگردد. دانه‌های این کنگلومرا دارای گردشدگی وجورشیدگی خوب بوده وبتدریج به‌سمت بالا اندازه دانه‌های‌آن‌افزایش‌مییابد. ضخامت تمام این لایه حدود یک متر است. بالای کنگلومرای مذکور رسوبات شیلی خاکستری تیره و متمایل به‌سبز وجوددارد که سن آنهاترمادوسین میباشد (بزرگ‌نیا ۱۹۷۳). چنین بنظر میرسد که در ناحیه مورد مطالعه بین تشکیلات میلا و رسوبات اردویسین دگرشیبی فرسایشی (Disconformity) مشخص وجود دارد، ولی بعلت گسله‌بودن ناحیه رسوبات‌شیلی و کنگلومرایی درنواحی مجاور تنها درقسمت کوچکی دارای رخنمون بوده ودرسایرنقاط دیده نمی‌شود.

بحث ونتایج

باتوجه به‌وجود طبقات کنگلومرایی درقاعده تشکیلات لالون و وجود دایکها درتشکیلات باروت و زاگون وعدم ادامه آنها درماسه‌سنگ لالون می‌توان چنین تصورکرد که شرایط حاکم دراینفراکامبرین تدریجاً به کامبرین انتقال‌نیافته ولااقل دراواخر پرکامبرین وآغازکامبرین دراین‌ناحیه فعالیت‌های‌تکتونیکی

که شاید همراه با گسله‌شدن ونفوذ دایکهای مذکور بوده بوقوع پیوسته است.

در کامبرین با گذشت زمان عمق حوضه رسوبی بتدریج افزایش یافته است و از این رو ماسه سنگ لالون را به‌عنوان یک واحد رسوبی قاعده‌ای برای سیستم کامبرین می‌توان قبول نمود. باتوجه به گسترش و جنس ماسه‌سنگ لالون که اغلب ازنوع آرکوز وساب‌آرکوز می‌باشند می‌توان چنین پنداشت که منشاء آنها مربوط به‌توده‌های سنگهای آذرین نفوذی است که با ماگماتیسم ناشی ازکوهزایی آسینتیک در ارتباط می‌باشد. رنگ قرمز ماسه سنگ لالـون بعلت وجود هماتیت ودیگر ترکیبات سه‌ظرفیتی آهن است کـه در رسوبات دانه‌ریزتر تمرکز بیشتری دارد. رنگ ماسه‌سنگهای‌دانه‌ریز قاعده این تشکیلات وهمچنین شیلهای قسمت فوقانی تیره‌تر از بقیه رسوبات این واحد سنگ‌شناسی است که علت آن‌نیز وجود رس وذرات ریزتـر از ماسه دراین رسوبات می‌باشد.

بطورکلی این رسوبات را می‌توان نوعی رسوبات پلاتفرم دانست که بعد ازکوهزایی آسینتیک و تحت‌شرایط اکسیدکننده راسب گشته است.

تشکیلات میلا بطورمسلم رسوبات دریایی است که قسمت AB مقطع شماره یک (شکل ٤) یعنی تناوب مارن و دولومیت در یک محیط کم‌انرژی برجای گذاشته شده و دولومیت‌های موجود حاصل پدیـده دولومی‌تیزاسیون می‌باشد. این کیفیت در تمام سنگها بطورکامل صورت نگرفته بطوریکه در بعضی از آنها عمل تبدیل کلسیت به‌دولومیت بطورناقص دیده می‌شود.

فاصله BC مقطع مذکور با تناوب شیل ومارن آغاز می‌شود. آهکهای این بخش ابتدا باسنگهائی ازنوع میکرایت است که بطرف بالای تشکیلات به اسپارایت تبدیل گشته و دربالاترین قسمت به‌ماسه‌سنگ آهکی وماسه‌سنگ کنگلومرایی ختم میگردد. این بخش با تغییر شرایط رسوبگذاری وکاهش عمق آغـاز شده است. میکرایت‌ها ومیکروسپارایت‌ها حاصل همین شرایط می‌باشند. دولومی‌تیزاسیون در سنگهای مذکور دیده‌نمی‌شود. بتدریج باکاهش عمق محیط رسوبی وافزایش انرژی، ذرات سیلت وهمچنین االیت درطبقات آهکی ظاهر میگردد. بطوریکه قسمت میانی این بخش از االینتراسپارایت و االینتراسپارودایت تشکیل شده است. در بعضی قسمت‌ها آلوکم‌های موجود درآهکها از حد االیت تجاوز نموده و بصورت کنکرسیونهایی به‌قطر ٦ تا ١ سانتی‌متر دیده میشود (شکل٦). کاهش عمق باظهور ذرات ماسه درطبقات آهکی وماسه‌سنگ کنگلومرایی تایید می‌شود. ماسه‌سنگها دارای سیمان آهکی بوده و درشتی دانه‌های آن عمق بسیارکم حوضه رسوبی را نشان میدهند.

بعداز طبقه ماسه‌سنگ کنگلومرایی کم ضخامت، رسوباتی وجوددارد که بطورکلی از بایوسپارایت گلوکونیتی تشکیل یافته است. بعداز تشکیل رسوبات بخش‌دو (BC)، محیط رسوبگذاری عمیقترشده‌است.

این وضعیت بواسطه وجود طبقات ماسه‌سنگ باسیمان آهکی درقاعده و کاهش مقدارماسه وافزایش آهک در طبقات بالاتر اثبات می‌شود. گلوکونیت‌درطبقات زیرین این بخش (CD) بیشتر است که شرایط احیا کنندگی محیط رسوبی را نشان میدهد.

بخش چهارم این تشکیلات یعنی فاصله DE مقطع شماره یک با کاهش عمق حوضه رسوبی آغاز گشته است. رسوبات این بخش آهکهای نازك لایه ماسه‌ای، سیلتستون ، لایه‌های نازك ماسه‌سنگ‌وآهک گلوکونیتی ومارن و بالاخره ماسه‌سنگ دانه‌ریزکوارتزیتی است که یک حوضه رسوبی بسیار کم عمقی را نشان میدهند. دراین رسوبات آثار چینه‌بندی‌اولیه نظیر چینه‌بندی مورب وریپل مارك دیده می‌شود.

بنظر میرسد که عمق دریای زمان کامبرین تدریجاً کاهش یافته وبالاخره بحدی رسیده است که شاید دراواخر کامبرین دریا این‌ناحیه‌را ترك کرده است زیرا کنگلومرای بسیاردانه‌درشت درقاعده‌تشکیلات لشکرك نشانه‌ای ازوجود دگرشیبی فرسایشی بین سیستم کامبرین واردوویسین زیرین (ترمادوسین) را نشان می‌دهد.

منابع

۱- احمدزاده هروی - محمود ، ۱۳۵۲ - تکوین زمانی و تکتونیکی کوهستانهای ایران : نوشته پروفسور دکتر آندریاس پیلگر (ترجمه) - نشریه شماره ۲٤ دانشکده فنی دانشگاه تهران - صفحه ۱۲۰ - ۱۵۲.

۲- واتان - آندره ، وپاسینی - ایرج - خصوصیات کلی زمین‌شناسی البرز در ناحیه تهران : نشریه شماره ۱۲ دانشکده‌فنی دانشگاه تهران ، ۱۳٤۷ - صفحه ۸۲-۱۰۱.

3- Bozorgnia, F., 1964,: Microfacies and Micro-oraganisms of Paleozoic through Tertiary Sedi-ments ot Iran, National Iranian Oil Co, Geological Laboratories, Tehran, 185 p.

4- Bozorgnia, F., 1973,: Paleozoic Foraminiferal Biostratigraphy of Central and East Alborz Mountains (Iran), National Iranian Oil Co., Geological Laboratories, Tehran, 135 p.

5- Cronoble, W.R., and Mankin, C.J., 1963,: Genetic Singnificance of Variations in the Limestones of Coffyville and Hogshooter Formations (Missourian), Northeastern Oklahoma, Journ. of Sedimentary Petrology, Vol. 33, No. 1, pp. 73-86.

6- Dunbar, C.O., and Rodgers, J., 1958,: Principals of Strasigraphy, John Wiley and Sons, Inc., New York, 356 p.

7- Folk, R.L., 1959,: Practical Petrographic Classification of Limestones, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., V. 43, No. 7, pp. 1-43.

8- Folk' R.L., 1965,: Petrology of Sedimentary Rocks, Hemphill's Book Co., 154 p.

9- Lorenz, Ch., 1964,: Die Geologie des oberen Karadj-Talesh (Zentral-Elborz), Iran, Thesis, Univ. of Zurich, 113 p.

10- Stocklin, J, A. Ruttner, and M. Nabavi, 1964: New data on Lower Paleozoic and Pre-cambrian of North Iran, Geol. Survey of Iran, Rep. No. 1, 44 p.

11- Stocklin, J., 1968,: Structural history and Tectonics of Iran, A review, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., Vol. 52, No. 7, pp. 1229-1285.

12- Stocklin, J., 1971,: Stratigraphic Lexicon of Iran, Part 1, Central and East Iran; Geol. Survey of Iran, Rep. No. 18, 338 p.