فصلنامه علمی- پژوهشی زمین شناسی محیط زیست
سال هفتم، شماره ۲۲، بهار ۱۳۹۲

# تطابق چینه‌شناسی و تغییرات محیطی نهشته‌ای سازند روته در البرز

**معصومه الیاسی راد[۱]، جعفر قمی اویلی[۲]**

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد چینه شناسی و فسیل، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد چالوس Masoomehelyasirad@yahoo.com
۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد چالوس

تاریخ دریافت مقاله : ۱۳۹۰/۸/۹ تاریخ تصویب :۱۳۹۱/۸/۱۲

## چکیده

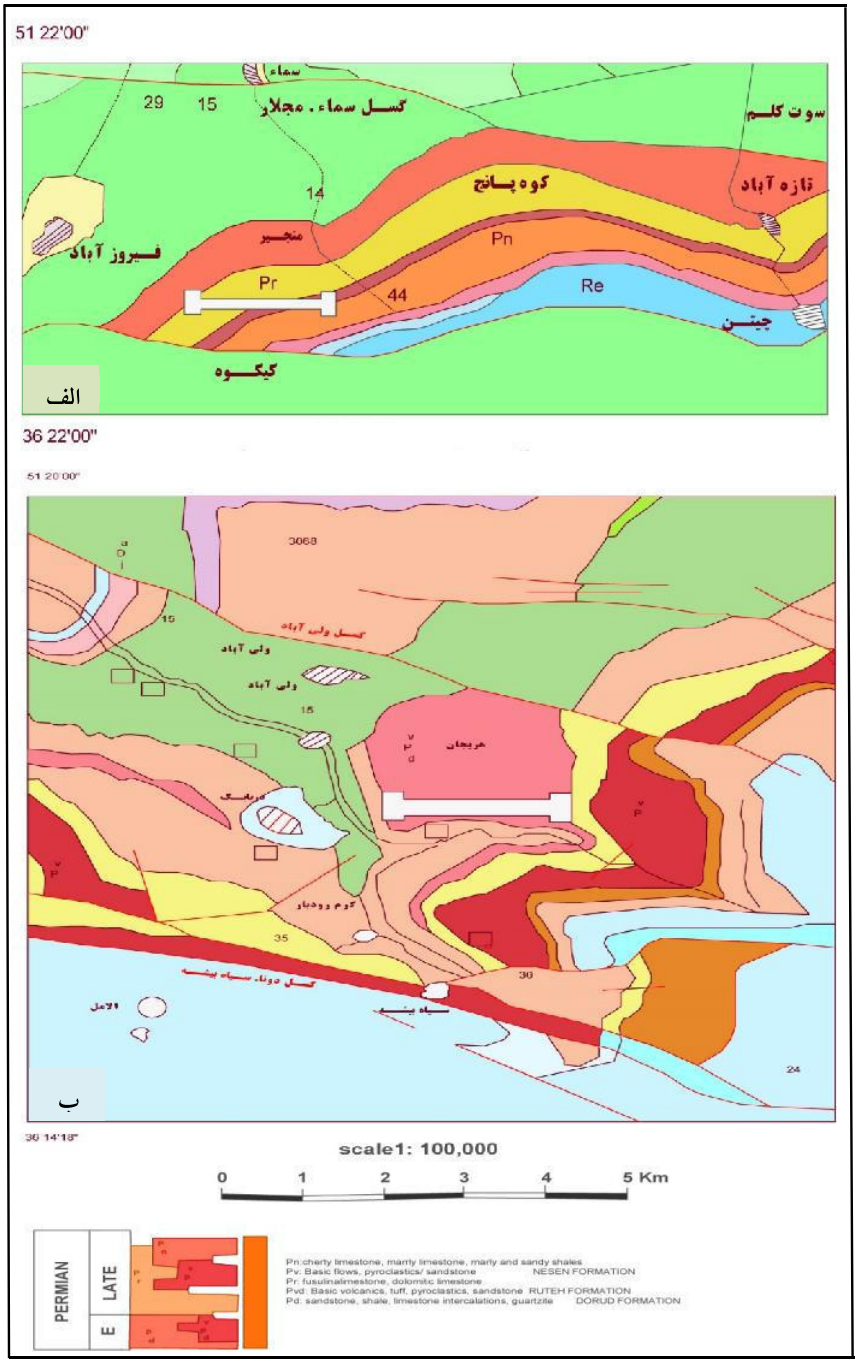
برای بررسی تطابق چینه‌شناسی و تغییرات محیطی نهشته‌های سازند در حوضه البرز چهار برش چینه‌شناسی در ناحیه البرز مرکزی (جنوب نوشهر، چالوس و آمل) و البرز شرقی (غزنوی) مورد مطالعه قرار گرفته است. لیتولوژی سازند روته در حوضه البرز اغلب از سنگ آهک صخره ساز بوده و نهشته‌های این سازند با رخساره‌های آواری و رخساره‌های کربناته (سنگ آهک و دولومیت) مشخص می‌شوند. این نهشته‌ها ضخامت زیادی داشته که در برش‌های مختلف این ضخامت متغیر بوده است، به گونه‌ای که ضخامت سازند روته در مقطع منجیر (جنوب نوشهر) ٤٩٣ متر، در برش شمال‌غربی هریجان (چالوس) ۲۰۰ متر، در مقطع آمل ٤٨٠ متر و در برش غزنوی (البرز شرقی) این ضخامت به ۱۱۵ متر می‌رسد. سن سازند روته با توجه به فسیل‌های به‌دست آمده در این برش‌ها آرتینسکین- مرغابین تعیین شده است. براساس مطالعات صحرایی و مقاطع نازک ٤ مجموعه رخساره‌ای که عبارتند از: پهنه جزر و مدی (Tidal Flat)، لاگون (Lagoon)، سدی (Barrier) و دریای باز (Open Marine) مورد شناسایی قرار گرفتند.

**واژگان کلیدی**: سازند روته، البرز، تطابق چینه شناسی

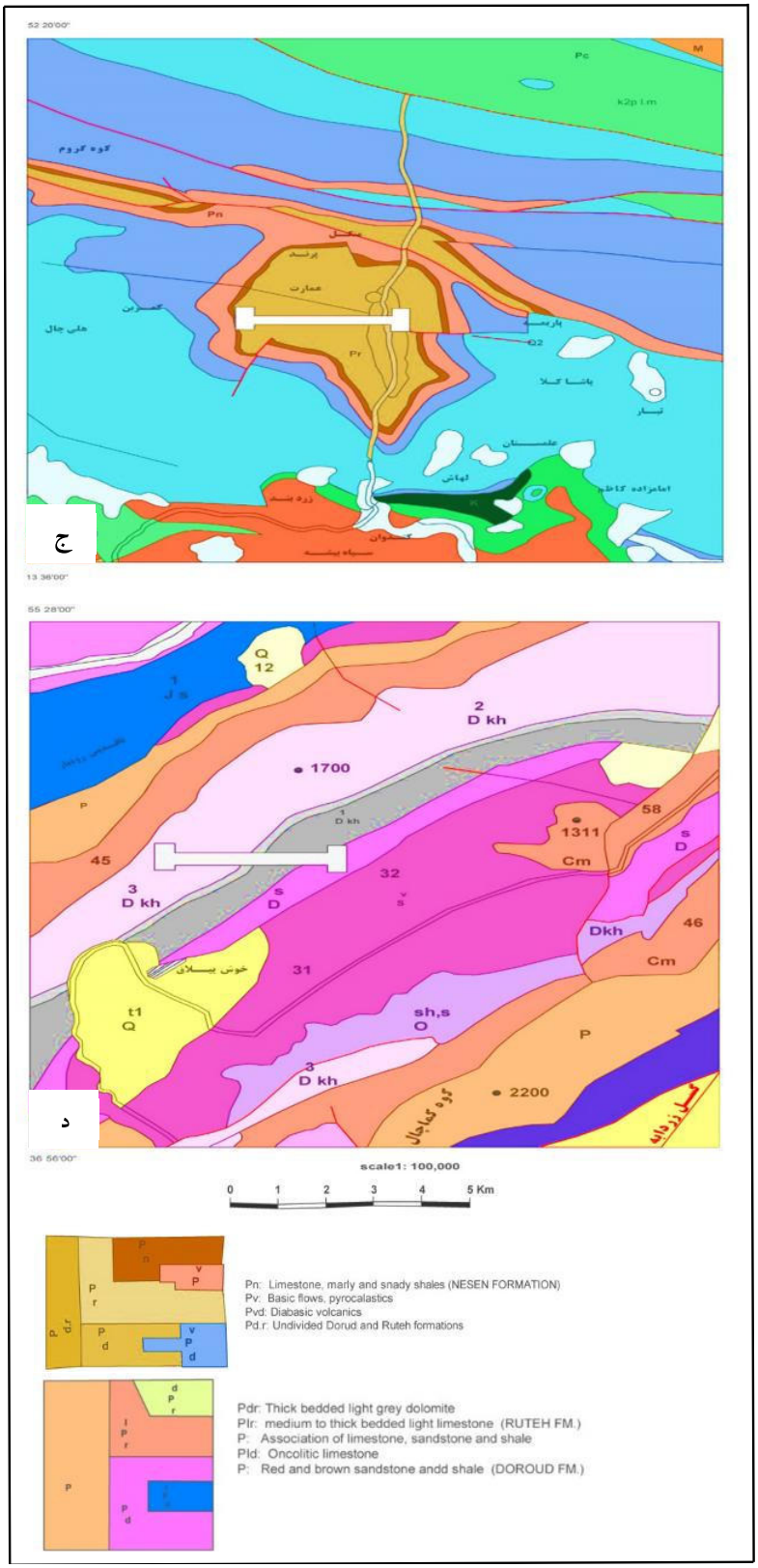
## مقدمه

با نگرش بر زمین‌شناسی ایران در می‌یابیم که رشته کوه‌های البرز از نظر زمین‌شناسی از مناطق پیچیده‌ای به شمار می‌آید و سیستم پرمین در البرز شامل نهشته‌های آواری و کربناته ضخیمی بوده که به ترتیب از پایین به بالا دارای واحدهای سنگی دورود، روته و نسن می‌باشد [۱، ٤، ٦ و ۹]. از بین این واحدهای سنگی از سازند روته به‌منظور بررسی تطابق چینه‌شناسی و تغییرات محیطی نهشته‌ای در ناحیه البرز مرکزی و البرز شرقی مورد مطالعه قرار گرفته است. سازند روته در البرز مرکزی شامل برش منجیر، برش شمال غربی هریجان، برش آمل و در البرز شرقی برش غزنوی مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. برش منجیر در ۵۰ کیلومتری شهرستان نوشهر و مختصات جغرافیایی ″۰۰ ′۲۲ °۵۱ ,۰۰ ″۰۰ ′۲۲ °۳٦ ,۰۰ طول شرقی و عرض شمالی، برش شمال غربی هریجان از نظر جغرافیایی در ″۰۰ ′۲۰ °۵۱ ,۰۰ طول شرقی و ″۱۸ ′۱٤ °۳٦ ,۱۸ عرض شمالی و در ۸ کیلومتری جنوب شرق ولی‌آباد واقع در شرق جاده چالوس برش آمل در ۳۰ کیلومتری شهر آمل و ۵۰۰ متری شمال روستای منگل و به مختصات جغرافیای طول شرقی ″۰۰ ′۲۰ °۵۱ ,۰۰ ″۰۰ ′۳٦ °۱۳ ,۰۰ عرض شمالی و در آخر برش غزنوی در ۳۰ کیلومتری شهر آزادشهر

در منطقه فارسیان در استان گلستان ۵۰۰ متر جنوب پل غزنوی و به مختصات جغرافیایی ″۰۰,۲۸′,۵۵° طول شرقی و ″۰۰,۵۶′,۳۶° عرض شمالی قرار گرفته است. (شکل۱- موقعیت مناطق مورد مطالعه (الف: برش منجیر [۱۲]، ب: برش شمال‌غربی هریجان [۱۲]، ج: برش آمل [۱۱]، د: برش غزنوی [۵]، مقیاس نقشه‌های برش منجیر و برش شمال‌غربی هریجان و برش غزنوی: ۱/۱۰۰۰۰۰ و مقیاس نقشه برش آمل: ۱/۲۵/۰۰۰۰).




شکل ۱- موقعیت مناطق مورد مطالعه، الف) برش منجیر، ب) برش شمال غربی هریجان [۱۲]




ادامه شکل ۱- موقعیت مناطق مورد مطالعه، ج) برش آمل، د) برش غزنوی [۱۱،۵]

**مطالعات سنگ- چینه‌ای**

**سازند روته در برش شمال‌غربی هریجان:** این سازند درواقع یک سازند کربناتی است که در برش مورد مطالعه دارای ۲۰۰ متر ضخامت بوده و سازند دورود با رسوبات تخریبی در زیر و سازند نسن با سنگ‌های کربناتی و شیلی به‌صورت ناپیوستگی فرسایشی در بالای سازند روته قرار می‌گیرند. در اینجا این سازند براساس تغییرات سنگ چینه‌ای و همچنین ویژگی‌های سنگی تقسیم شده است که به طور خلاصه عبارتند از: تناوبی از سنگ آهک خاکستری تیره نازک تا متوسط لایه همراه با لایه‌های شیلی خاکستری سبز رنگ سنگ آهک خاکستری تیره ضخیم لایه به همراه میان لایه‌های از سنگ آهک مارنی خاکستری، سنگ آهک خاکستری تیره ضخیم لایه تا توده‌ای. با توجه به فسیل‌های شناسایی شده سازند روته در این برش سن آرتینسکین- مرغابین برای آن در نظر گرفته شده است.

**سازند روته در برش منجیر:** این سازند در این برش از لایه‌های سنگ آهک بیوژنیک خاکستری و خاکستری تیره و لایه‌های دولومیتی تشکیل شده است. این واحد سنگی به‌صورت صخره‌ساز بوده و فصل مشترک زیرین آن با سنگ‌های تخریبی سازند دورود به‌صورت ناهمسازی فرسایشی و فصل مشترک بالای آن به‌وسیله لایه دیابازی و افق کارستی و لاتریتی از سازند نسن جدا می‌شود. ضخامت سازند روته در برش منجیر (جنوب نوشهر) ۴۹۳ متر و ضخامت لایه دیابازی ۲ متر می‌باشد. با مطالعات فسیل‌شناسی سن سازند روته در این ناحیه مرغابین تعیین شده است.

**سازند روته در برش آمل:** سازند روته در این برش روی سیلت سنگ‌ها و شیل‌های رسی و بین لایه‌های ماسه سنگی خاکستری تا قرمز مربوط به سازند دورود واقع است. فصل مشترک زیرین این واحد با ماسه سنگ‌های دورود با ناهمسازی فرسایشی و فصل مشترک بالایی با سازند نسن نیز به‌صورت ناهمسازی فرسایشی و با افق لاتریتی مشخص شده است. ضخامت این سازند در این ناحیه ۴۸۰ متر بوده و بخش اعظم آن را سنگ آهک بیوژنیک تیره که حاوی فسیل‌ها و خرده‌های فسیلی بازوپایان جلبک‌های آهکی، روزن بران، شکم‌پایان، خارپوستان بریوزوآها، استراکدها، کلسی‌اسفیر، ساخت‌های جلبکی و سوزن اسفنج‌های آهکی تشکیل داده است. سن این سازند در این برش مرغابین تعیین شده است.

**سازند روته در برش غزنوی:** از ویژگی‌های سازند روته در این برش تناوب لایه‌های سنگی از نازک تا ضخیم لایه و تشکیل چرخه‌های رسوبی است. بخش بالایی سنگ‌های روته نازک تا متوسط لایه بوده و به افق لاتریت- بوکسیت ختم می‌گردد. ضخامت این سازند در این ناحیه ۱۱۵ متر بوده و فصل مشترک زیرین این سازند با واحد ۲ سازند دورود به صورت ناهمسازی فرسایشی است و فصل مشترک بالایی آن نیز با سازند الیکا با ناهمسازی فرسایشی- کارستی و با افق‌های بوکسیت و لاتریت مشخص می‌شود. سن سازند روته در این ناحیه مرغابین تعیین شده است.

**تطابق سازند روته در نواحی البرز:** ضخامت سازند روته در نواحی مختلف البرز متغیر است، به‌گونه‌ای که در برش منجیر ۴۹۳ متر، بر شمال‌غربی هریجان ۲۰۰ متر، جنوب آمل ۴۸۰ متر و در برش غزنوی در البرز شرقی ۱۱۵ متر رخنمون دارد. فصل مشترک زیرین این سازند در برش شمال‌غربی هریجان و ناحیه غزنوی به صورت ناهمسازی فرسایشی، اما در برش منجیر و جنوب آمل به صورت تدریجی است که در برش‌های مطالعه شده بر روی سازند دورود قرار گرفته‌اند. فصل مشترک بالایی آن در برش غزنوی با ناهمسازی فرسایشی- کارستی و با افق های بوکسیت و لاتریت زیر سازند الیکا (تریاس) واقع شده است. ولی در برش منجیر با افق آذرینی زیرسازند نسن و در برش منجیر با افق آذرینی زیرسازند نسن و در برش شمال‌غربی هریجان با ناپیوستگی هم شیب در زیر آهک‌های چرتی خاکستری تیره سازند نسن و در برش آمل با ناهمسازی فرسایشی و با افق لاتریتی در زیر سازند نسن قرار گرفته است.

آهک‌های سازند روته در این برش‌ها حاوی مرجان‌ها بازوپایان، جلبک‌ها، بریوزوآ و فوزولین‌ها و روزن بران می‌باشند که معرف بخش زیرین پرمین بالایی (مرغابین) هستند (شکل ۲).

**رخساره‌های میکروسکوپی و محیط رسوبی سازند روته در البرز:** بررسی محیط رسوبی سازند روته در مناطق گوناگون البرز [۱، ۹ و۱۰] نشان داد که کربنات‌های سازند روته در پلت فرم نوع رمپ و در حاشیه واگرای تتیس کهن نهشته شده‌اند. با توجه به رخساره‌های سنگی، دیرینه‌شناسی و رخساره‌های میکروسکوپی، در سنگ آهک‌های سازند روته چهار دسته رخساره‌ای پهنه‌های جزر و مدی (A) تالابی(B)، سدی (C) و دریای باز (D) تشخیص داده شده است [۹، ۱۰، 14، 15، 16، 19 و 20]. با مطالعاتی که بر روی محیط رسوبی برش‌های منجیر آمل و غزنوی [۹] و همچنین مطالعات صورت گرفته بر روی نهشته‌های رسوبی برش شمال‌غربی هریجان نشان داده که سازند روته در این برش‌ها شامل رخساره‌های کربناته بوده و از چهار مجموعه رخساره‌ای زیر تشکیل شده‌اند:

۱- مجموعه رخساره‌های A، پهنه‌های کشندی (Tidal Flat Microfacies)

$A_1$- رخساره مادستون استراکد دار (Bioclastic (Ostracod) Mudstone) (این رخساره در محیط بین کشندی تشکیل شده است.) (شکل ۳)

$A_2$- رخساره مادستون لامینه ای (Laminated Mudstone).

۲- مجموعه رخساره ای B، لاگونی (Lagoon Microfacies).

$B_1$- رخساره پکستون بیوکلاستی (Bioclastic Packston) (این رخساره در بخش‌های مجاور سد تشکیل شده است.) (شکل ۵)

$B_2$- رخساره وکستون بیوکلاستی (Bioclastic Wackestone) (این رخساره در بخش‌های عمیق‌تر لاگون تشکیل شده است) (شکل ٦)

Ploid/Calceareousbioclast/Packstone/Grain) (stone

۳- مجموعه رخساره گرینستون اائیدی (Ooid Grainstone) (این رخساره در عمق کم‌محیطی تشکیل شده است) (شکل ۷).

$C_1$- رخساره گرینستون اائیدی (Ooid Grainstone) (این رخساره در محیط رسوبی سد (بار) تشکیل شده است) (شکل ۸).

$C_2$- رخساره گرینستون بیوکلاستی (Bioclastic Grainstone) (این رخساره در بخش‌های رو به دریا و یا رو به لاگون تشکیل شده است.) (شکل ۹).

٤- مجموعه رخساره‌های D، دریای باز (Open Marina Microfacies).

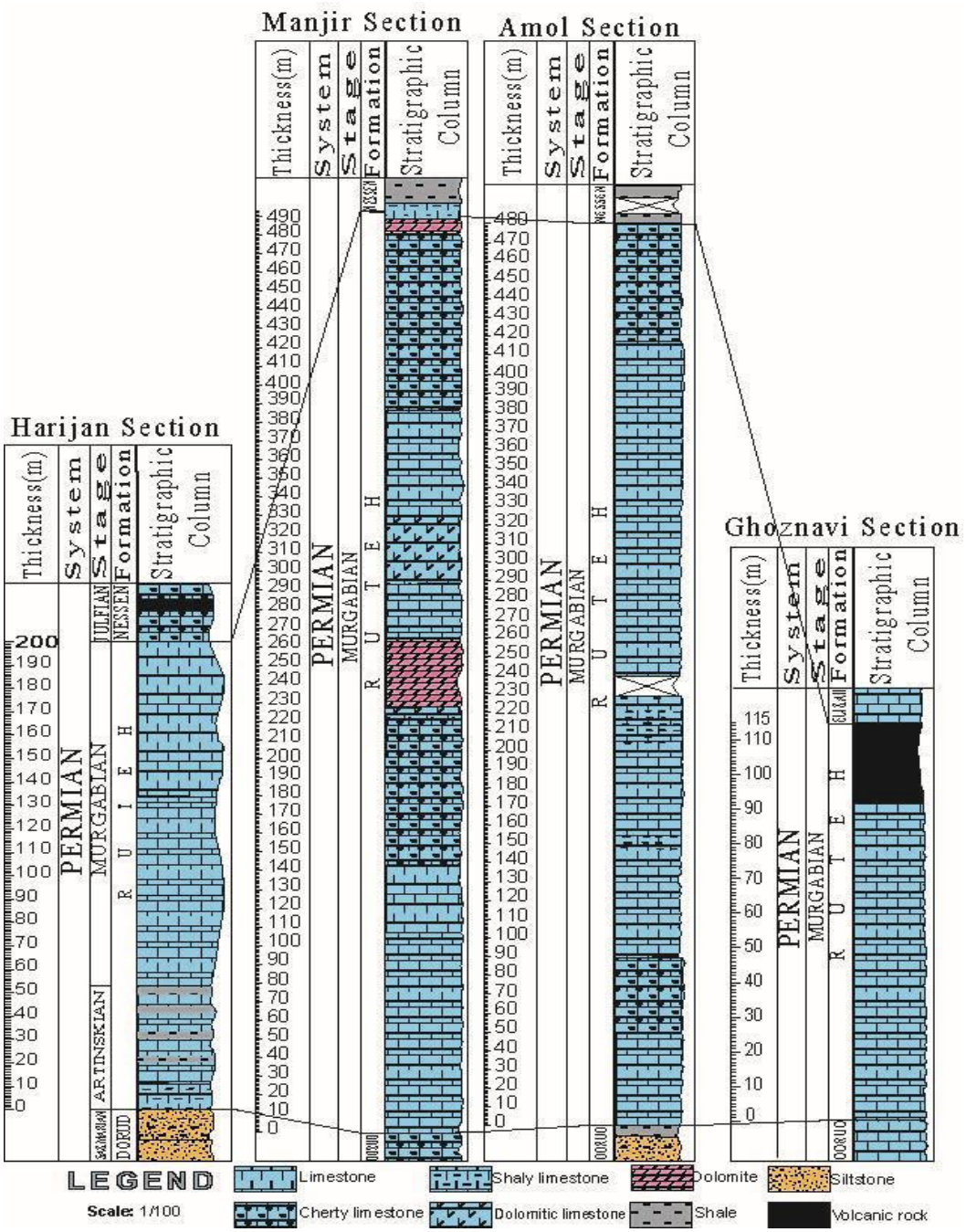
$D_1$- رخساره مادستون بیوکلاستی (Bioclastic Mudstone) رخساره در عمیق‌ترین بخش دریای باز تعیین شده است فرق بین زیر رخساره‌های لاگون و دریای باز در بابوکلاست‌های آن می‌باشد.) (شکل ۱۰).

$D_2$- رخساره وکستون بیوکلاستی (Bioclastic Wachestone) (این رخساره در بخش میانی دریای باز تشکیل شده است.) (شکل ۱۱).

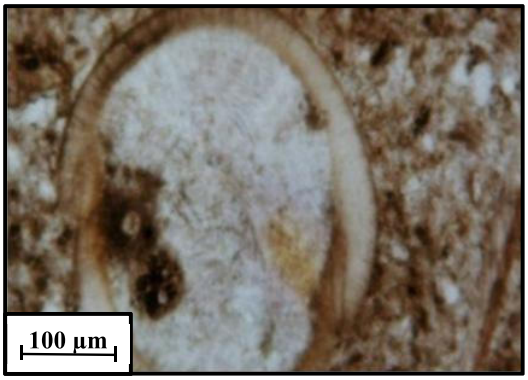
$D_3$- رخساره پکستون بیوکلاستی (Bioclastic Packston) (این رخساره در بخش‌های فوقانی دریای باز تشکیل شده است.)

**تحلیل چرخه‌های رسوبی روته در البرز:** گسترش روسبات پرمین در ایران بیشتر از کربونیفر است. در این دوره آرامش نسبی حکم فرما بوده و شرایط لازم برای پیشروی گسترده دریا کم ژرفا فراهم بوده است. نبودهای رسوبی در پایان همراه با تشکیل افق‌های بوکسیت و لاتریت و با نهشت رسوبات تبخیری همراه بوده است. رسوبات پرمین ایران نشانگر سه چرخه رسوبی بزرگ است. هر چرخه با رسوبات آواری پیش‌رونده آغاز و به دنبال آن با افزایش ژرفا ردیف‌های کربناتی- آهکی- دولومیتی و سرانجام با نهشته‌های آواری پس رونده چرخه رسوبی سرانجام می‌گیرد. رخساره‌های رسوبی پرمین زیرین به دلیل گسترش یخچال‌ها و پایین افتادن سطح آب (در یک بیان خلیج فارس است که در دریای کم ژرفا انباشته شده‌اند. چرخه‌های کم‌ژرفا شونده در مقیاس متر (پاراسکانس‌ها) که در روی چرخه‌های بزرگ سازند روته جای دارند شاید نشانگر تغییرات سطح آب دریا به‌دلیل ریتم‌های میلانکوویچ‌اند. [۱]، بیشتر تبخیری‌اند و در محیط‌های قاره‌ای تا حد واسط نهشته شده‌اند [۱، ٤ و ۹]. اگر به سکانس‌های رسوبی البرز مرکزی (برش‌های منجیر، آمل، شمال‌غربی هریجان) و البرز شرقی (برش غزنوی) توجه کنیم، ضخامت سنگ‌های پرمین از غرب به شرق کاسته می‌شود تا جائیکه با نبود سازند نسن و جانشینی سازند الیکا به جای این سازند بر روی سازند روته در برش غزنوی مواجه می‌شویم (شکل ۱۳). با استفاده از نمودارهای مقایسه‌ای [13] و پس از تعیین درصد اجزاء تشکیل‌دهنده رخساره‌های میکروسکوپی منحنی‌های مربوط به تغییرات عمودی رخساره‌های میکروسکوپی در کنار ستون چینه‌شناسی سازند روته در نواحی مختلف مورد مطالعه ترسیم گردیده است. در سمت راست هر ستون ابتدا منحنی تغییرات اجزاء تشکیل‌دهنده و در حاشیه آن منحنی تغییرات عمق رسم شده است. بنابراین با توجه به تغییرات عمق سازند روته، ناحیه منجیر از ٤ چرخه

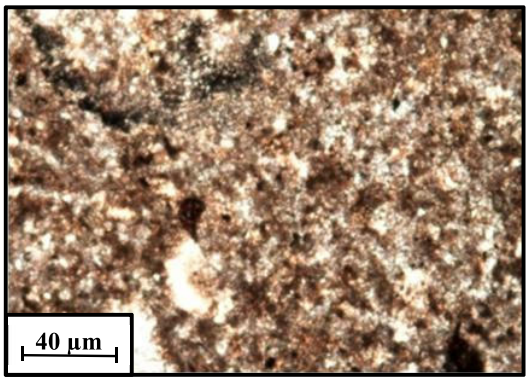
بزرگ پسرونده، ناحیه آمل از ٦ چرخه بزرگ پسرونده برش شـــمال‌غربی هریجان ۲ چرخه بزرگ پســـرونده و ناحیه غزنوی از دو چرخه بزرگ پســـرونده تشـــکیل شـــده‌انـد. هر یـک از این چرخـه‌های بزرگ از تعداد زیادی چرخه‌هـای کوچـک پسرونـده در مقـیاس مـتر (پاراسـکانس‌ها) تشـکیل شـده‌اند. بنابراین با بررسـی بر روی اجزاء تشـــکیـل دهنـده و تغییر عمق هـای نهشـــته‌های پرمین نواحی مورد مطالعه با هم مقایســـه (Correlation) گردیده‌اند (شکل ١٤).



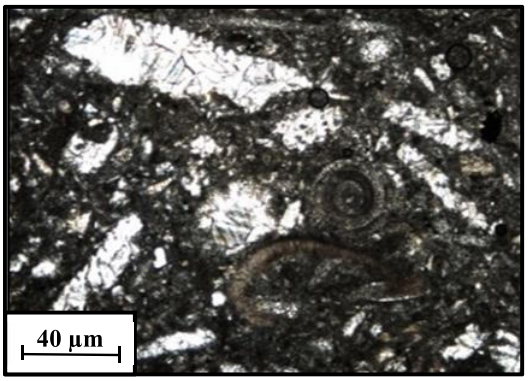

شکل ۲- تطابق سازند روته در نواحی مختلف البرز



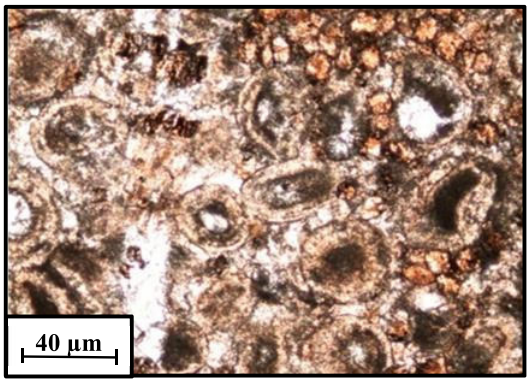

شکل ۳- $A_1$- رخساره مادستون استراکددار (X100)




شکل ٤- $A_2$- رخساره مادستون لامینه ای (X 40)

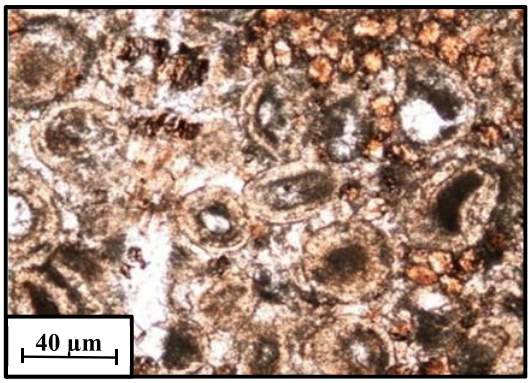



شکل ۵-$B_1$- رخساره پکستون بیوکلاستی (X 40)

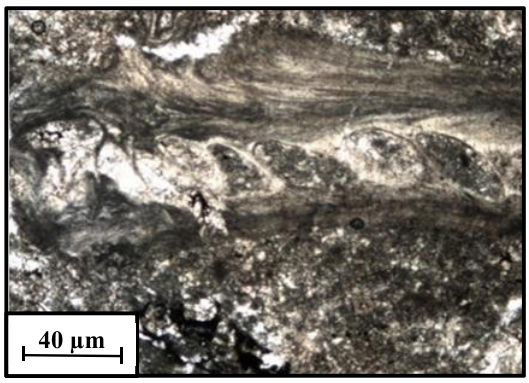



شکل ٦- $B_2$- رخساره وکستون بیوکلاستی (X 40)

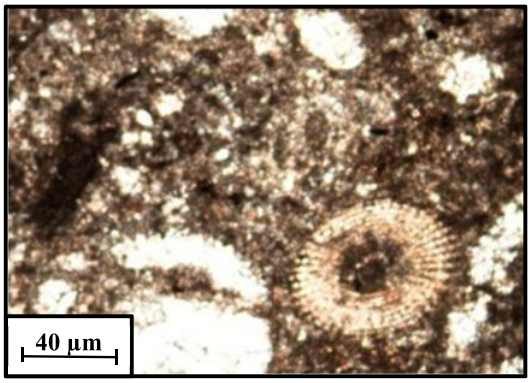
شکل ۷- $B_3$- رخساره گرینستون/ پلت، بیوکلاست دار همراه باجلبک آهکی (X 40)



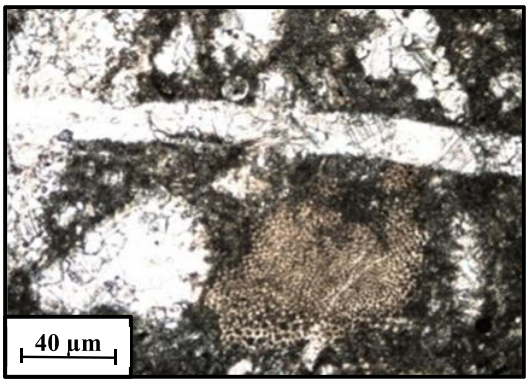

شکل ۸- $C_1$- رخساره گرینستون اائیدی (X 40)



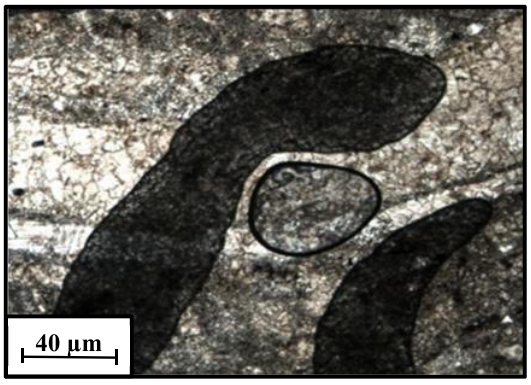

شکل ۹- $C_2$- گرینستون بیوکلاستی (X 40)



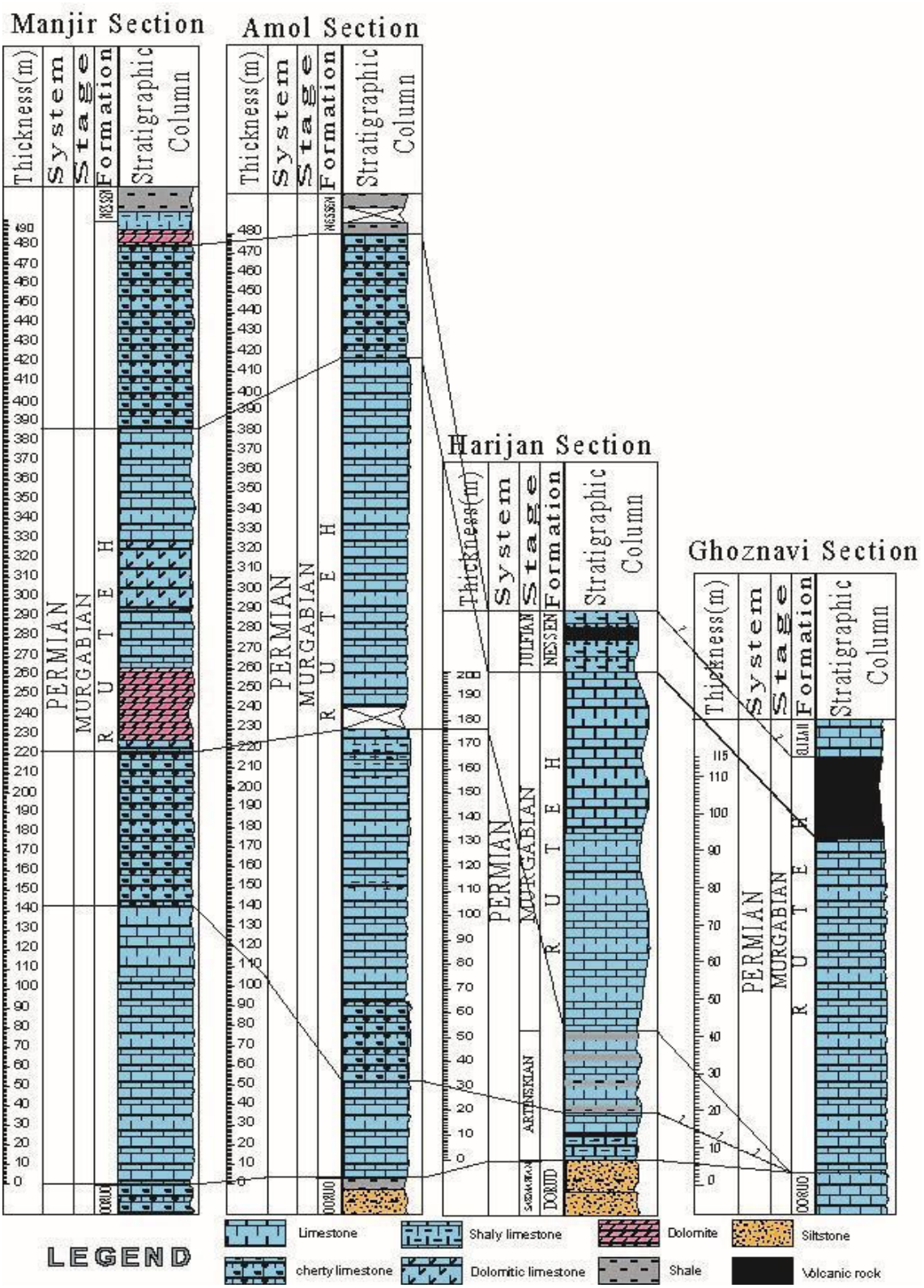

شکل ۱۰- $D_1$- رخساره مادستون بیوکلاستی(X 40)



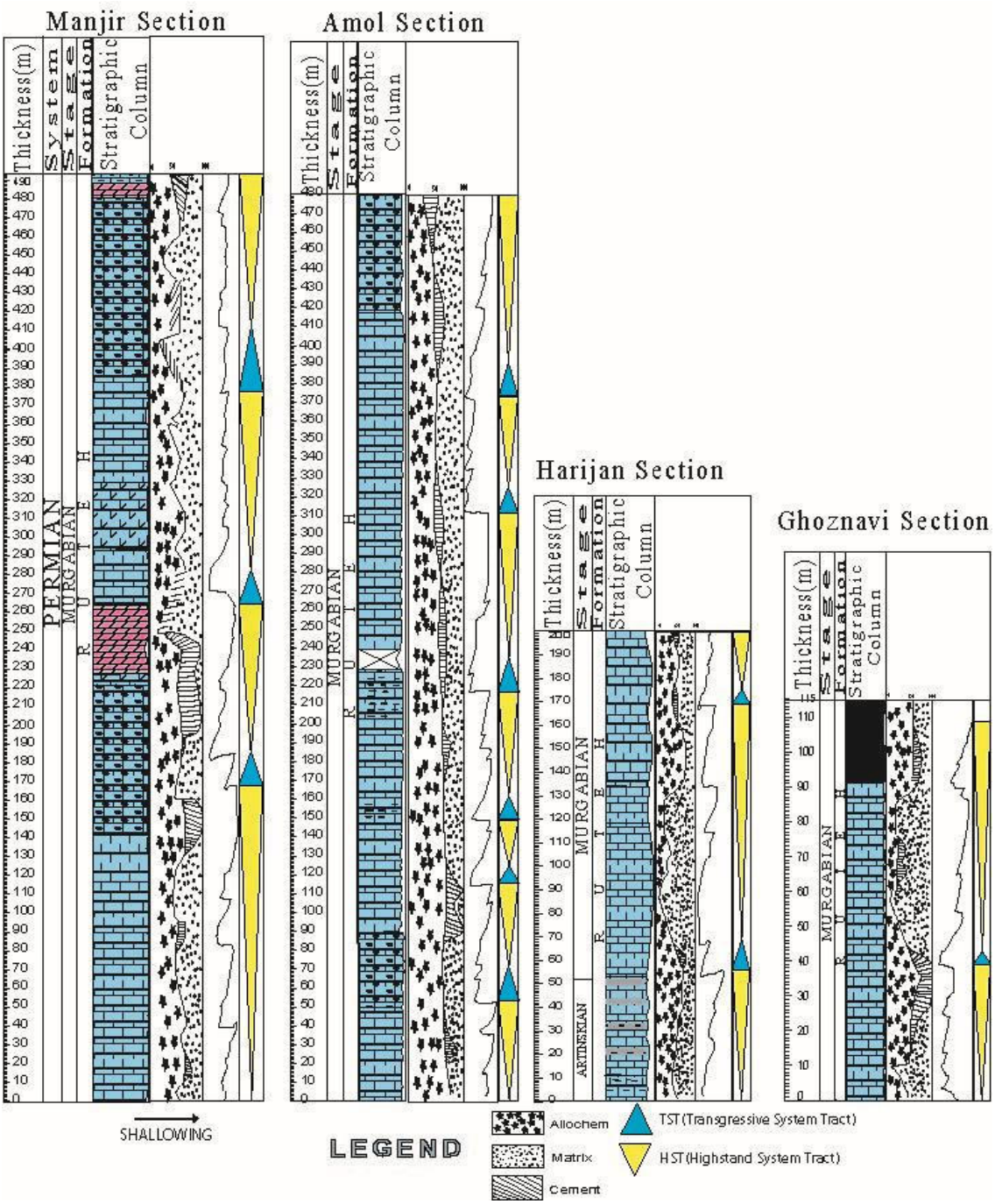

شکل ۱۱- $D_2$- رخساره وکستون بیوکلاستی (X 40)




شکل۱۲- $D_3$- رخساره پکستون/ گرینستون بیوکلاستی (X 40)




شکل ۱۳- تطابق سکانس های رسوبی سازند روته در نواحی البرز




شکل ١٤- منحنی تغییرات عمق و اجزاء تشکیل دهنده سازند روته در نواحی مورد مطالعه

## نتیجه‌گیری

۱- سازند روته با توجه به فسیل‌های به دست آمده در برش شمال‌غربی هریجان آرتینسکین- مرغابین و در سایر برش‌ها مرغابین تعیین شده است، نهشته‌های سازند روته ضخامت زیادی داشته که در برش‌های مختلف این ضخامت متغیر بوده است.

۲- تغییر ضخامت از غرب به شرق موجب حذف سازند نسن و کاهش ضخامت سازند روته در منتهی‌الیه منطقه مورد مطالعه در بخش البر شرقی (برش غزنوی) می‌شود.

۳- نهشته های سازند روته با رخساره‌های آواری و رخساره های کربناته (سنگ آهک و دولومیت) مشخص می‌شوند.

٤- نهشته‌های بخش زیرین پرمین بالایی در رمپ های کربناته همراه با حاشیه سدی رسوب‌گذاری کرده است، به طوری که محیط دریای باز از لاگون شلفی و پهنه کشندی با گرین استون اائیدی بیوکلاستی حاشیه پلاتفرم جدا شده است.

۵- چرخه‌های HST & TST بیانگر چرخه‌های بزرگ پسرونده می‌باشد، به طوری که در منجیر ٤ چرخه بزرگ پسرونده، ناحیه آمل ٦ چرخه بزرگ پسرونده برش شمال غربی هریجان ۲ چرخه بزرگ پسرونده و در نهایت ناحیه غزنوی دو چرخه بزرگ پسرونده را داریم.

## منابع


۱- آقانباتی، ع، (۱۳۸۷)، فرهنگ چینه‌شناسی ایران، جلد دوم (دونین- پرمین)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور ۱۲۹۷ ص.

۲- افتخارنژاد، ج، (۱۳۵۹)، تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی، وزارت صنایع و معادن سازمان زمین‌شناسی کشور، انجمن نفت، شماره ۸۲، ۱۹-۲۸ ص.

۳- اطلس راه های ایران، (۱۳۸٤)، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰، ۳۰۵ ص.

٤- پرتوآذر، ح، (۱۳۷٤)، سیستم پرمین در ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، شماره ۲۲، ۳٤۰ ص.

۵- جعفریان، م. ب، جلالی، ع، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ خوش‌ییلاق سازمان زمین‌شناسی کشور.

٦- خسرو تهرانی، خ، (۱۳٦)، اطلس رخساره‌های میکروسکوپی انتشارات دانشگاه تهران، جلد دوم، ۲۹۲ ص.

۷- درویش‌زاده، ع، (۱۳۸۳)، زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر، چاپ چهارم، ٤۳٤ ص.

۸- فیض‌نیا، س، (۱۳۸۸)، سنگ‌های رسوبی کربناته، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ دوم با تجدید نظر و اضافات ٤۷۱ ص.

۹- قمی اویلی، ج، (۱۳۸۰)، بررسی میکروفاسیس و محیط رسوبی نهشته های کربناته پرمین در بخش شمالی البرز مرکزی، رساله دکتری زمین شناسی(Ph.D.) دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، ۱۹۰ ص.

۱۰- لاسمی، ی و مختارپور، ح، (۱۳۷۱)، مطالعه سنگ‌شناسی محیط رسوبی و توالی‌های پسرونده سنگ های پرمین در منطقه بی‌بی شهربانو، یازدهمین گرده همائی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.

۱۱- وحدتی دانشمند، ف، (۱۳٦۵)، نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش آمل، سازمان زمین‌شناسی کشور.

۱۲- وحدتی دانشمند، ف، (۱۳۷۹)، نقشه ۱:۱۰۰/۰۰۰ ورقه مرزن‌آباد، ٦۲-٦۲، سازمان زمین‌شناسی کشور.

13- Asserto E. (1963), The Paleozoic formations in central Alborz (Iran) preliminary note: Rive.ital, paleont.Stratgr.Vol.69, No. 4, pp 503-543.

14- Bozorgnia, F. ,( 1973), Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz mountains, Iran, Tehran, Nation Iranian Oil company, Geological aboratories,185 p.

15- Flugel, E, (1982), Microfacies analysis of limestone, Springer, Berlin, 633 p.

16- Folk, R.L., (1974), petrology of sedimentary Rocks, Hemphills, Austin Texas.182 p.
17- Frey, R. (1978), Behavioral and ecologic implications of trace fossils, In Trace fossilconc epts, (ed. P. B. Basan), soc. paleont, Mineral. Short ours , No.5, pp 49-75.
18- Harris, P. M, Moore, c. H, and Wil-son, J. L, (1985), carbonate depositional environments, modern and ancient, part 2: Carbonate plat forms, C olorado school of mines Quar terly.Vol.80, No.460 P.
19- Tucker. M.E. (1991) Sedimentary petrology. Blackwell scientific publications. 260 P.
20- Wilson, J.L., (1975), carbonate facies in geologic History, Springer verlag, New York, 471 P.