مجلة پژوهشي دانشگاه اصفهان(علوم پايه)
جلد ۳۴- شماره۵- سال ۱۳۸۷
صص۷۸-۵۵

چينه‌نگاري زيستي، ريز رخساره‌ها و محيط رسوبي سازند آسماري در شمال تاقديس مختار، شمال غرب ياسوج

مژگان ريخته‌گرزاده، علي صيرفيان، امرالله صفري و حسين وزيري مقدم
گروه زمين شناسي دانشگاه اصفهان

چكيده

سازند آسماري در شمال تاقديس مختار، ۱۵ كيلومتري شمال غرب ياسوج داراي ضخامت ۲۹۴ متـر مـي‌باشـد. در ايـن تحقيـق زيست چينه نگاري، ريز رخساره ها و محيط رسوبي سازند آسماري مورد بررسي قرار گرفته است. مطالعه فرامينيفرهاي بنتيك در اين ناحيه منجر به شناسايي ۳۱ جنس و ۲۰ گونه شد. بر اساس پخش و پراكندگي فرامينيفرها سه زون تجمعي مورد شناسايي قرار گرفت. فرامينيفرهاي شناسايي شده سن اليگوسن پسين(شاتين) - ميوسن پيشين(آكي تانين- بورديگالين) براي سازند آسماري در منطقه مورد مطالعه پيشنهاد مي‌كند. بر اساس مطالعات آزمايشگاهي ۹ ريز رخساره آهكي در سه زير محـيط لاگـون، سـد و دريـاي بـاز شناسـايي گرديد. نهشته هاي سازند آسماري در منطقه مورد مطالعه در يـک پلتفـرم كربناتـه دريـايي اپـي كانتينتـال از نـوع رمـپ هموكلينـال رسوبگذاري كرده است.

واژه‌هاي كليدي: سازند آسماري، زيست چينه نگاري، ريز رخساره ها، اليگوسن - ميوسن.

Biostratigraphy, Microfacies and Depositional Environment the Asmari Formation in North of the Mokhtar Anticline, Northwest Yasuj

M. Rikhtehgarzadeh, A. Seyrafian, A. Safari, H. Vaziri-Moghaddam
Geology Department,the Univercity of Isfahan

Abstract

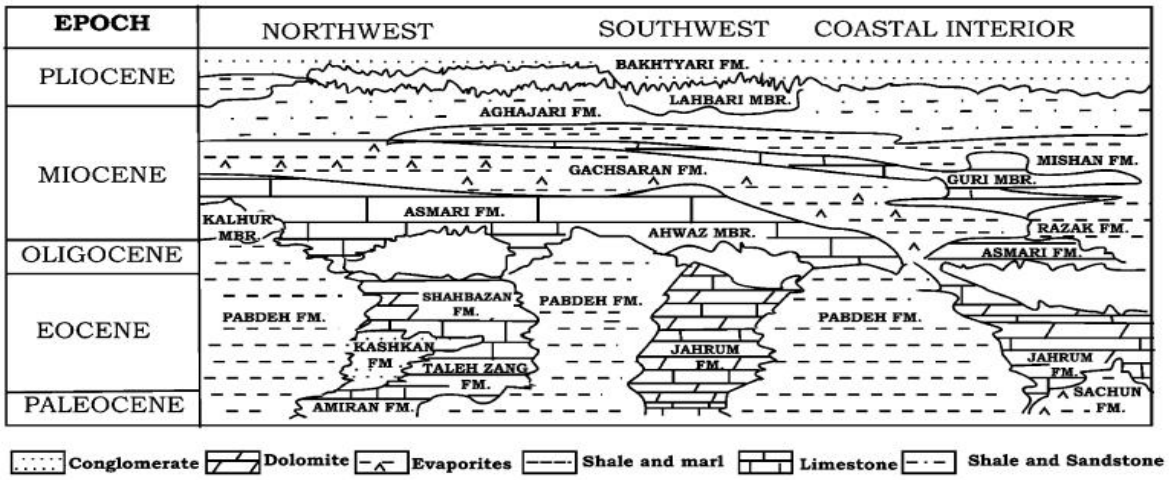
The Asmari Formation with a thickness of 294m located at the north of Mokhtar Anticline 15 km northwest Yasuj.This formation was studied from biostratigrarphy, microfacies and sedimentary environment point of view. Study of benthic foraminifera led to recognition of 31 genera and 20 species. Based on the distribution of foraminifera, three assemblage zones were identified. The Late Oligocene(Chattian) - Early Miocene(Aquitanian-Burdigalian) is suggested for the Asmari Formation at the study area. Based on laboratory studies, 9 microfacies related to 3 subenvironments(lagoon, bar and open marine) were identified. This study revealed that, the Asmari Formation deposited on an homoclinal epicontinental carbonate ramp.

Keywords: Asmari Formation, Biostratigraphy, Microfacies, Oligocene – Miocene.

مقدمه

سازند آسماري(اليگو - ميوسن) در نواحي مختلف زاگرس گسترش دارد. اين سازند براي نخستين بار در تنگ گل ترش واقع در كوه آسماري مورد شناسايي قرار گرفت(ريچاردسون، ۱۹۲۴). در برش نمونه ضخامت اين سازند ۳۱۴ متر مي باشد، كه از نظر سنگ شناسي شامل سنگ آهك هاي مقاوم كرم تا قهوه اي رنگ است. در برش نمونه قسمت پاييني سازند آسماري با سن اليگوسن ديده نمي شود و به نظر مي رسد كه قسمت پايين آن با مارنها و شيلهاي سازند پابده جانشين شده است(مطيعي،۱۳۷۲؛ واينـد، ۱۹۶۵). سازند آسماري به طور عمده متشكل از آهك هاي نازك، متوسط و ضخيم لايه و گاهي توده اي مي باشد. در نواحي جنوب غرب زاگرس رخساره هاي ماسه سنگي(بخش ماسه سنگ اهواز) و در نواحي غرب و جنوب غرب رخساره هاي تبخيري(بخش كلهر) جايگزين سنگ آهك هاي زيرين و بعضاً مياني سازند آسماري مي گردد(شكل۱). سازند آسماري محتوي ذخاير هيدروكربوني فراوان بوده و لذا مطالعه آن در جاي جاي زاگرس جهت شناخت بيشتر آن حائز اهميت مي باشد.(مطيعي، ۱۳۷۲).

هدفهاي اصلي اين پژوهش عبارتند از: ۱ــ زيست چينه نگاري سازند آسماري، تعيين بيوزون ها و پي بردن به سن سازند آسماري، ۲- تشخيص و طبقه‌بندي ريز رخساره‌ها به منظور پي بردن به شرايط رسوبگذاري و ارايه مدل رسوبي براي تشكيل سازند آسماري و ۳- درک بيشتر از جغرافياي ديرينه مرتبط با سازند آسماري.

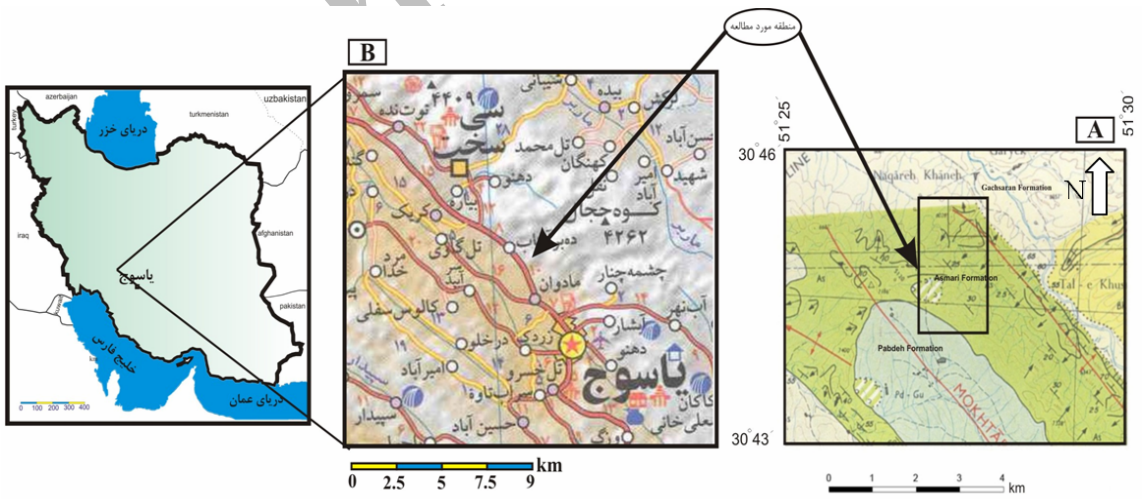


شكل ۱: نمودار تطابق رسوبات ترشياري در جنوب غرب ايران(**Ala, 1982**).

روش مطالعه و موقعيت منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در ۱۵ كيلـومتري شـمال غـرب ياسوج با مختـصات جغرافيـايي ″ ۲۴ ´ ۴۵ °۳۰ شـمالي و ″ ۳۰ ´ ۲۷ °۵۱ شرقي قرار دارد(شكل۲). در مرحله نخست برش مورد نظر بر روي زمين مطالعه گرديد. با توجـه بـه ۲۹۴ متر ضخامت سازند تعداد ۱۲۷ نمونه به طور مـنظم و با در نظر گرفتن تغييرات رخساره‌اي برداشت و از آنها مقطع نازك تهيه شد.

اين مقاطع از نظرسنگ شناسي و تعيين ميزان ونـوع آلوكم و ارتوكم ها براي شـناخت ميكروفاسـيس‌هـا و از ديدگاه تعيين ميكروفسيل ها براي پي بردن به بيوزون هـا صورت گرفت.



شكل۲: **A**- نقشه زمين شناسي ناحيه مورد مطالعه(شركت ملي نفت ايران، ۱۳۵۷) و **B**- موقعيت جغرافيايي و نقشه راه‌هاي دستيابي به آن ناحيه)اطلس راههاي ايران، شركت گيتاشناسي، ۱۳۸٤(. ناحيه مورد مطالعه با چهار ضلعي مشخص شده است.

كارهاي پيشين

نام آسماري توسط باسك و مايو(۱۹۱۸) براي اولين بار به يک توالي از سنگهاي آهكي با سن كرتاسه تا ائوسن داده شد. ريچاردسون(۱۹۲۴)، ون بوئك و ليز(۱۹۲۴) و ليز(۱۹۳۳) با بازنگري كارهاي قبلي سن اليگوميوسن را براي آسماري پيشنهاد دادند و توماس(۱۹۴۸) نخستين تعريف از سازند آسماري را ارايه كرد. مطالعه دقيق و معرفي رسمي سازند توسط جيمز و وايند(۱۹۶۵) انجام شد. آدامز و بورژوا(۱۹۶۷)، ولز(۱۹۶۷)، كلانتري(۱۳۷۱) و جلالي(۱۹۸۷) ضمن بررسي پژوهش‌هاي قبلي ويژگي‌هاي سنگ‌شناختي و ميكروفوناي آسماري را توصيف كردند.

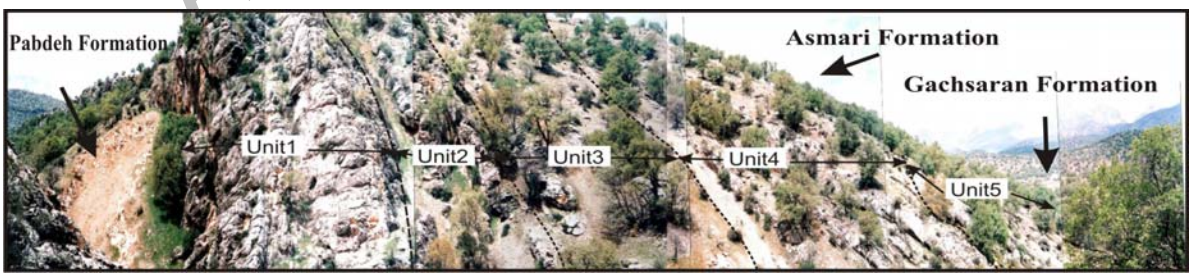
در سالهاي اخير با مطالعه برش‌هايي از سازند آسماري، چينه نگاري زيستي و محيط هاي رسوبي آن توسط صيرفيان و همكاران(۱۹۹۶)، صيرفيان و همداني(۲۰۰۳-۱۹۹۸)، صيرفيان(۲۰۰۰) و صيرفيان و موجي خليفه(۲۰۰۵) مورد كاوش قرار گرفته است. همچنين محيط رسوبي و چينه نگاري سكانسي اين سازند در فروافتادگي دزفول جنوبي(رئيسي و لاسمي، ۱۳۷۹؛ ملكي خيمه سري، ۱۳۷۸)، در شمال شرق لالي(وزيري مقدم و همكاران، ۲۰۰۶) پتروگرافي، ميكروفاسيس و محيط رسوبي مخزن آسماري ميدان آغاجاري(اميري بختيار و ناصح، ۱۳۸۲)، در بيرون زدگي خويز و گچساران(غبيشاوي، ۱۳۸۳)، و در تنگ گرگدان و چمن بلبل(امير شاه كرمي و همكاران، ۲۰۰۷) مورد مطالعه قرار گرفته است.

سنگ چينه نگاري سازند آسماري در ناحيه مورد مطالعه

ضخامت سازند آسماري در شمال غرب ياسوج ۲۹۴ متر مي باشد. سازند آهكي آسماري در مقطع مورد مطالعه بر روي سازند شيلي و مارني پابده قرار دارد كه مرز آن با سازند آسماري پيوسته و تدريجي مي باشد. سازند گچساران با ليتولوژي عمده مارن و انيدريت با مرز ناپيوسته در بالاي سازند آسماري قرار مي گيرد.

در اين مطالعه، سازند آسماري بر اساس وضعيت لايه بندي، تغيير ضخامت لايه ها به ۵ واحد سنگي به شرح زير تفكيك شده است(شكل۳).

سازند آسماري(آكي تانين) را در بر مي گيرد. واحدهاي ۳، ٤ و ۵ معادل بخش بالايي سازند آسماري بوده و سنگهاي متشكه آن داراي سن بورديگالين مي باشد.



شكل۳: واحدهاي سنگ چينه اي سازند آسماري در مقطع مورد مطالعه

واحد ۱:

اين واحد سنگ چينه اي با ۸۷ متر ضخامت از چند توالي تشكيل شده است هر توالي در پايين نازك لايه بوده كه به سمت بالا متوسط تا ضخيم لايه و در رأس آن توده اي مي گردد. لايه هايي از آهك مارني و نودولار در قاعده اين واحد ديده مي شود. در بعضي لايه ها بايوكلاست به فراواني يافت مي شود و همچنين لپيدوسيكلينا‌هاي بزرگ قابل مشاهده است. همچنين آثاري از بارو در اين واحد ديده مي شود. رنگ لايه هاي مذكور خاكستري بوده كه به سمت بالا متمايل به كرم مي شود. در بخش ميانی اين واحد حضور لايه هاي آهكي ضخيم و بعضاً توده اي در قسمت بالايي اين واحد سنگ چينه اي چشمگير مي باشد.

واحد ۲:

اين واحد با ٤٧/٥ متر ضخامت و از چند توالي تشكيل شده است. در قاعده هر توالي آهك هاي نازك لايه حضور دارد، به سمت بالا آهك ها متوسط تا ضخيم لايه و در رأس به صورت توده اي مي گردد. در لايه هاي زيرين اين واحد بايوكلاست به فراواني يافت مي شود. رنگ لايه كرم روشن مي باشد. تمايز واحد ۱ و ۲ با توجه به نبود و كاهش چشمگير در لايه هاي آهک مارني مربوط به واحد ۲ صورت گرفته است.

واحد ۳:

اين واحد با ۴۷ متر ضخامت مشخص مي شود و از چند توالي تشكيل شده است. هر توالي از آهك هاي نازك لايه تا متوسط لايه در قسمت پايين تشكيل شده كه به سمت بالا به آهك هاي متوسط تا ضخيم لايه تبديل مي شود. در آهك هاي ضخيم لايۀ بخش مياني اين واحد بايوكلاست به فراواني يافت مي شود. رنگ لايه ها كرم بوده كه گاهي به قهوه اي تبديل مي شود. تمايز واحدهاي ۲ و ۳ بر اساس عدم حضور لايه هاي آهک توده اي در رأس توالي ها مي باشد.

واحد ۴:

اين واحد با ۵۲ متر ضخامت از چند توالي از آهك هاي عمدتاً نازك لايه و مارني تشكيل شده كه در رأس هر توالي لايه هاي آهكي متوسط لايه تا ضخيم لايه ديده مي شود. رنگ لايه ها كرم متمايل به صورتي است. افزايش لايه هاي نازک آهک و آهک مارني در قسمت پاييني توالي و كاهش لايه هاي ضخيم در بالاي هر توالي و همچنين حضور يک لايه ضخيم از مارن در قاعده واحد ۴، سبب تمايز آن نسبت به واحد ۳ شده است.

واحد ۵:

اين واحد با ۶۰/۵ متر ضخامت از چند توالي از آهك هاي نازك لايه و گاهي متوسط لايه به سمت بالا تشكيل شده است. به سمت بالا آهك هاي متوسط لايه تا نازك لايه مارني توسعه يافته است. رنگ لايه ها روشن بوده وعمدتاً كرم روشن متمايل به صورتي است. آثاري از دوكفه اي در بخش تحتاني وهمچنين آثاري از باروي افقي در بخش بالايي اين واحد مشاهده مي شود. كاهش ضخامت توالي ها از پايين به سمت بالا و افزايش

مارن و آهک نازک لايه مارني سبب تفکيک واحد ۵ از واحد ۴ شده است.

بر اين اساس، سازند آسماري در ناحيه مورد مطالعه به ۵ واحد سنگ چينه اي قابل تفکيک مي باشد. به طوري که در قاعده آن سنگ آهك هاي نازك، متوسط، ضخيم و گاهي توده اي تشکيل شده که به سمت بالا به آهك هاي نازك تا متوسط لايه و در رأس به سنگ آهك هاي نازك مارني تبديل مي شود. مطالعات آزمايشگاهي نشان داد که واحد ۱ بخش زيرين سازند آسماري (شاتين) و قسمت پايين بخش مياني سازند آسماري (آکي تانين) را شامل مي شود. واحد ۲ قسمت بالايي بخش مياني سازند آسماري (آکي‌تانين) را در بر مي‌گيرد. واحدهاي ۳، ٤ و ۵ معادل بخش بالايي سازند آسماري بوده و سنگ‌هاي متشکه آن داراي سن بورديگالين مي‌باشد.

زيست چينه نگاري مقطع مورد مطالعه

آدامز و بورژوآ (۱۹٦۷) تجمع فسيلي براي سازند آسماري به خصوص در مناطق نفت خيز زاگرس ارائه داده و نشان دادند که سن سازند آسماري از اليگوسن (روپلين) تا ميوسن (بورديگالين) متغير مي باشد. اين تحقيق به منظور بررسي زيست چينه نگاري سازند آسماري در ناحيه مورد مطالعه بر اساس روزنداران بزرگ بوده تا درک بيشتري از سن سازند آسماري در ناحيه مورد مطالعه به دست آيد.

زون تجمعي شماره۱

از قاعده تا ضخامت ۳۹/۶۵ متري ميکروفسيلهاي زير که شامل ۱۳ جنس و ۵ گونه مي باشد حضور دارند (شکل۴):

Lepidocyclina sp., Eulepidina elephantina, Eulepidina dilatata, Nephrolepidina tournoueri, Operculina sp., Operculina complanata, Ditrupa sp., Heterostegina sp., Rotalia sp., Rotalia viennoti, Amphistegina sp., Onychocella sp., Valvulinid sp., Pyrgo sp., Globogerina sp., Tubucellaria sp.

در تحقيق حاضر، اين مجموعه را با توجه به حضور جنس و گونه هاي زير

Lepidocyclina sp., Eulepidina elephantine, Eulepidina dilatata, Nephrolepidina tournoueri.

مي توان به صورت Lepidocyclina spp. assemblage zoneناميد که مي تواند با زون (شماره ۵۶ وايند، ۱۹۶۵، Lepidocyclina- Operculina- Ditrupa)قابل تطبيق باشد. وايند (۱۹۶۵) سن زون مذکور را از روپلين تا چاتين در نظر گرفته است. يادآور مي گردد که در ناحيه مورد مطالعه، در اين حد فاصل (از قاعده تا ضخامت ۳۹/۶۵ متري) نومولیت ها حضور ندارند. به عبارت ديگر، سن اين زون (Lepidocyclina spp. assemblage zone) مي‌تواند حتي جوانتر بوده و معادل بخش بالايي چاتين در نظر گرفته شود.

زون تجمعي شماره٢

از ضخامت ٣٩/٦٥ تا ١٣٠/٦٥ متـر ميكروفـسيلهاي زير كه شامل ١٢ گونـه و ٢١ جـنس مـي باشـد حـضور دارند(شكل٥):

Archaias kirkukensis, Archaias asmaricus, Valvulinid sp., Schlumbergerina sp., Amphistegina sp., Miogypsinoides sp., Miogypsina sp.,Elphidium sp., Dendritina rangi, Meandropsina iranica, Borelis sp., Borelis pygmaea, Nephrolepidina tournoueri, Ditrupa sp., Faverina asmaricus, Austrotrillina howchini, Austrotrillina asmariensis, Peneroplis thomasi, Peneroplis evolutus, Planorbulina sp., Discorbis sp., Asterigerina sp., Tubucellaria sp., Lepidocyclina sp., Heterostegina sp., Shpaerogypsina sp., Rotalia sp., Rotalia viennoti.

اين مجموعه با توجه به حضور:

Valvulinid sp., Archaias kirkukensis, Archaias asmaricus.

مي تواند با زون زيستي شماره ٢(آدامز و بورژوا، ١٩٦٧)

Miogypsinoides-Archaias-Valvulinid sp.1 assemblage zone.

مطابقت كند. اين تجمع هم ارز سازند آسماري مياني بوده و سن آن معادل ميوسن پيشين(آكي تانين) مي باشد.

زون تجمعي شماره٣

از ضخامت ١٣٠/٦٥ تا ٢٩٤ متر ميكروفسيلهاي زير كه شامل ١٣ گونه و ١٧ جنس مي باشد حضور دارند(شكل٦):

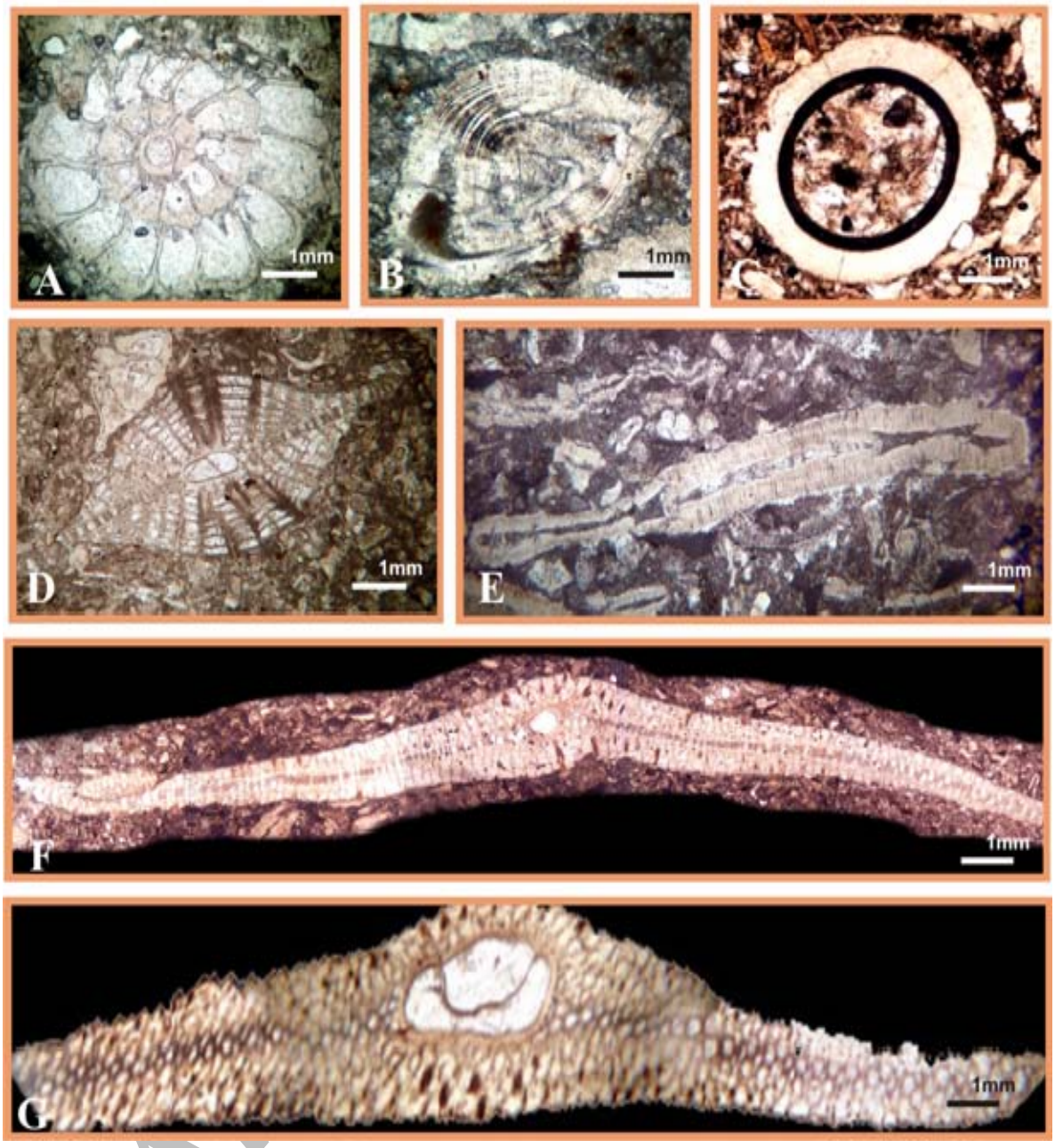
Borelis sp., Borelis melo curdica, Dendritina rengi, Miogypsina cf. irregularis, Elphidium sp., Discorbis sp., Meandropsina iranica, Peneroplis thomasi, Peneroplis evolutus, Bigenerina sp., Rotalia sp., Schlumbergerina sp., Valvulinid sp., Miogypsinoides sp., Triloculina trigonula, Pseudotaberina malabarica, Triloculinatri tricarinata., Austrotrillina howchini, Austrotrillina asmariensis, Archaias kirkukensis, Archaias asmaricus.

اين تجمع فسيلي با زون زيستي شماره ١(آدامز و بورژوا، ١٩٦٧)

Borelis melo group-Meandropsina iranica assemblage zone

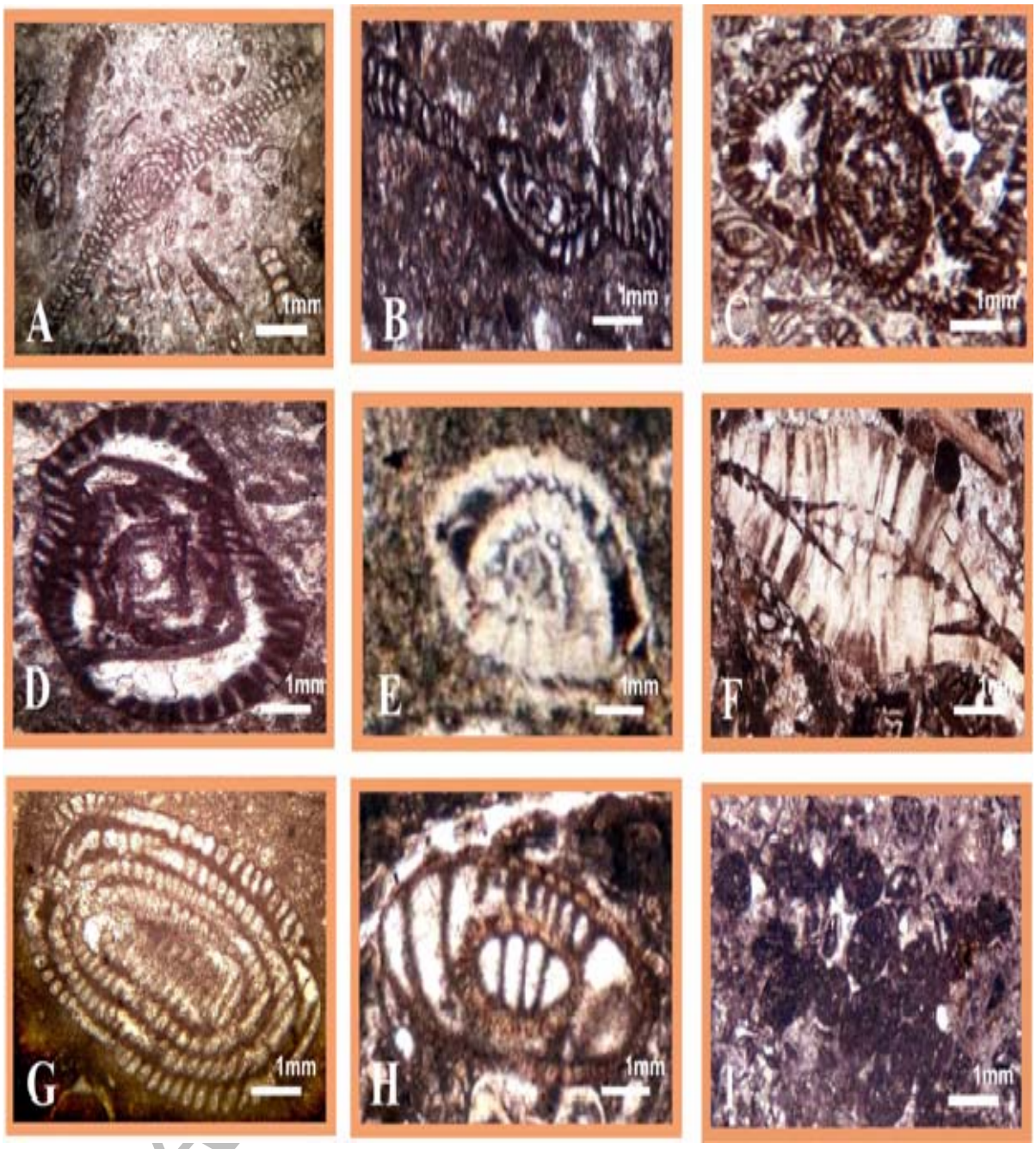
مطابقت مي نمايند. تجمع مذكور سن آن معادل ميوسن پيشين(بورديگالين) و هم ارز سازند آسماري بالايي مي باشد.

در كل مقطع مورد مطالعه در شـمال غـرب ياسـوج معـادل سـازند آسـماري پـاييني(قـسمت بـالاي بخـش زيرين)، بخـش ميـاني و بـالايي بـوده و سـن اليگوسـن پسين(شاتين) - ميوسن پيشين(آكي تانين - بورديگـالين) را نشان مي دهد(شكل٧).



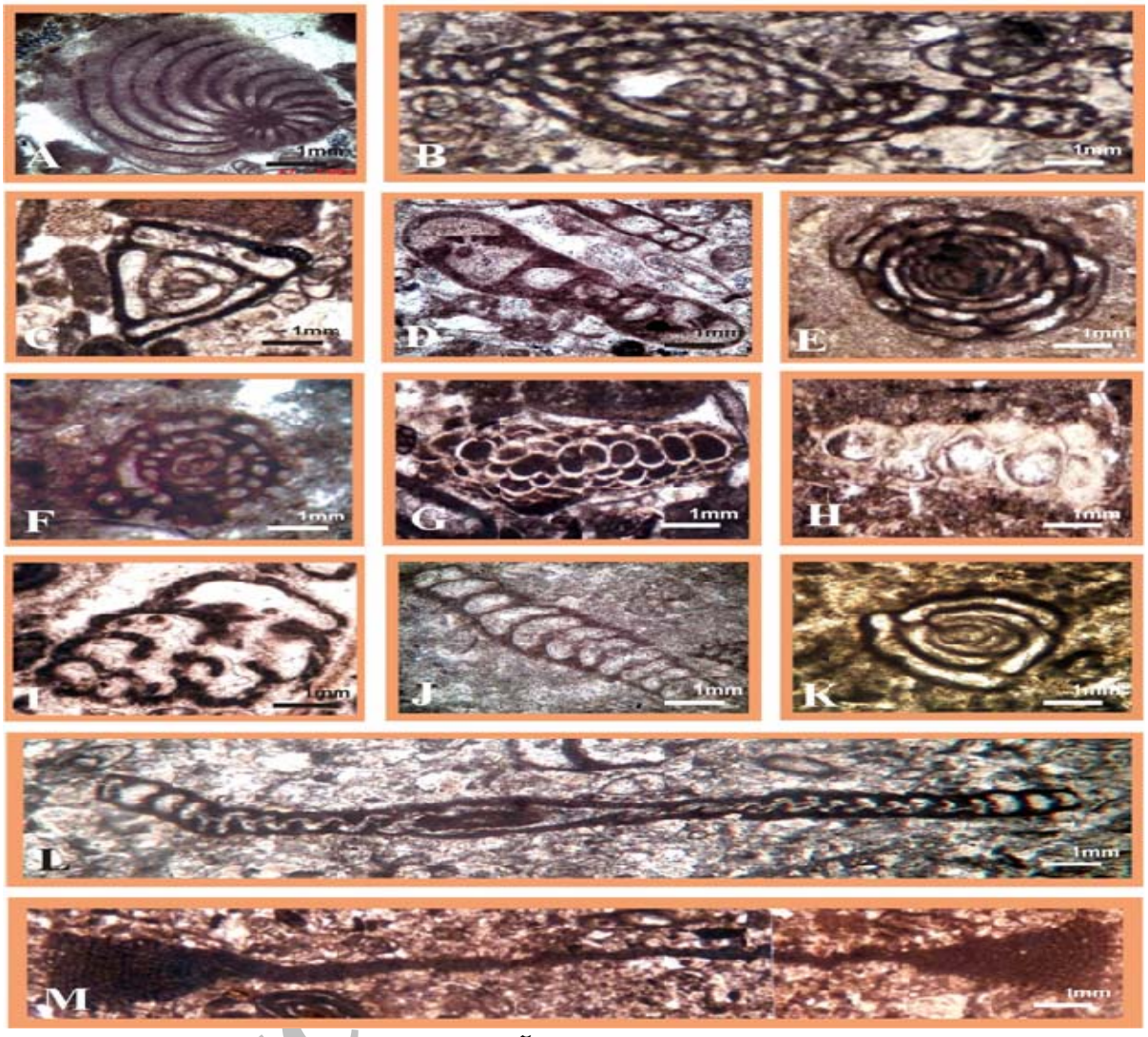
شكل٤: ميكروفسيل هاي شناسايي شده بخش زيرين سازند آسماري

A: Rotalia viennoti(Greig) 1935, X40
B: Amphistegina sp. X40
C: Ditrupa sp., X 25
D: Nephrolepidina tournoueri,(Lemoine and Douville) 1904, X40
E: Operculina complanata, X 40
F: Eulepidina elephantine,(Lemoine and Douville) 1904, X25
G: Eulepidina dilatata,(Lemoine and Douville) 1904, X25



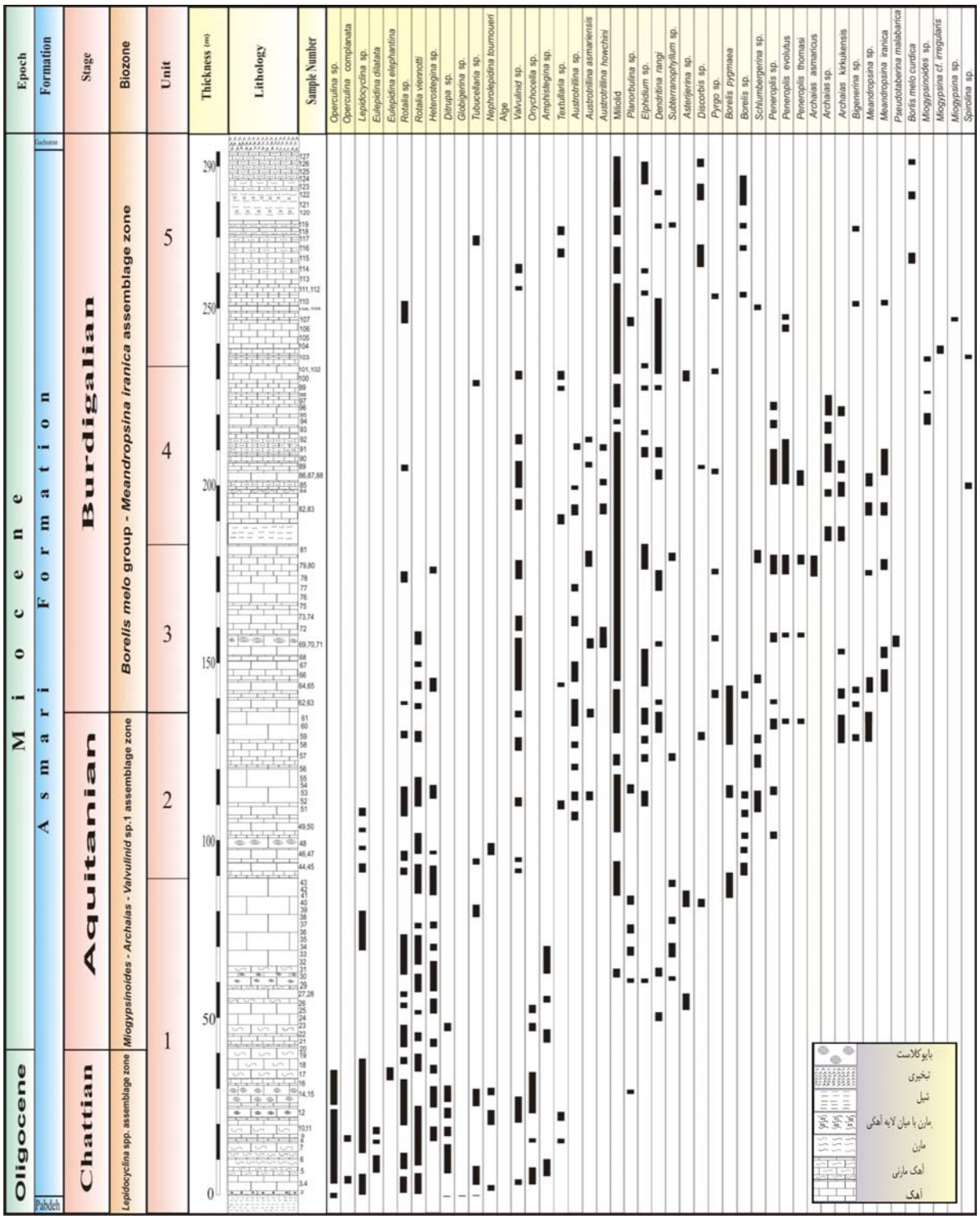
شكل٥: ميكروفسيل هاي شناسايي شده بخش مياني سازند آسماري

A: Archaias kurkukensis, X25
B: Archaias asmaricus, X40
C: Austrotrilina howchini, X25
D: Austrotrillina asmariensis, X40
E: Asterigerina sp., X40
F: Heterostegina sp., X40
G: Borelis pygmaea, Hanzawa 1930, X100
H: Elphidium sp., X 40
I: Faverina asmaricus, X25



شكل٦: ميكروفسيل هاي شناسايي شده بخش بالايي سازند آسماري

A: Peneroplis evolutus, X100
B: Peneroplis thomasi, X25
C: Triloculinatri trigonula, d, Orbigny 1826, X40
D: Dendritina rangi, X100
E: Borelis sp., X40
F: Borelis melo(Fichtel and Moll) curdica(Reichel) 1937, X40
G: Borelis pygmaea, Hanzawa 1930, X100
H: Miogypsinoides sp., X40
I: Valvulinid sp., X40
J: Bigenerina sp., X40
K: Triloculinatri tricarinata, d, Orbigny 1826, X100
L: Meandropsina iranica, X40
M: Pseudotaberina malabarica, X25



شكل٧: ستون چينه شناسي و تقسيمات زماني سازند آسماري در شمال تائديس مختار(شمال غرب ياسوج)

ريز رخساره ها

براي بررسي ريز رخساره ها از نامگذاري سنگ ها به روش دانهام(١٩٦٢) و امبري و كلوان(١٩٧١) و همچنين طبقه‌بندي ريز رخساره‌ها نيز از روش كاروزي (١٩٨٩) استفاده گرديد. همچنين ريز رخساره ها با مدل ارائه شده توسط ويلسون(١٩٧٥) مقايسه شد. طي اين مطالعه ٩ ريز رخساره وابسته به محيط‌هاي درياي باز (O)، سد(B) و لاگون(L) مورد شناسايي گرديد.

گروه ريزرخساره‌هاي كربناته

گروه(**O**): ريز رخساره‌هاي درياي باز:

نومولیتیده بایوکلاست وکستون- پکستون(**O1**)

در اين ريز رخساره خرده هاي نومولیتیده بخش اصلي را تشكيل مي دهد، كه شامل اپركولينا و هتروستژينا مي باشند(شكل ٨A). فرامينيفرهاي پلانكتوني موجود در اين ريز رخساره از نوع گلوبي ژرينها مي باشند كه از اجزاء فرعي اين ريز رخساره محسوب مي گردد. ساير فسيل ها مثل قطعات بريوزوئر و اكينيد نيز وجود دارد كه از اهميت كمتري برخوردارند. دانه هاي فراوان و ميزان كم گل در زمينه بافت وكستون تا پكستون را بوجود آورده است.

تفسير: حضور نومولیتیده ها(مثل اپركولينا) در يك زمينه با درصد نسبتاً متوسط گل، جورشدگي بد اجزاء، و اندازه تقريباً كوچك دانه ها نشان دهنده منطقه اي با انرژي متوسط و رسوبگذاري در بالاي قاعده تاثير امواج آرام مي باشد(راسر و همكاران، ٢٠٠٥). اپركولينا ها جزء منفذ داران همزيست دار مي باشند كه از نظر عمق تا پايين تر از قاعده زون نوري زندگي مي كنند. به عبارتي پيدايش اپركولينا ها منطبق بر حد پاييني ناحيه نوراني(رومرو و همكاران، ٢٠٠٢) در آبهاي آرام است. شكل پهن و كشيده اپركولیناها جهت تطبيق با اين شرايط مي‌باشد(گيل، ٢٠٠٠). با عنايت به اين تجمع نتيجه مي‌گيريم كه محيط تشكيل اين ريز رخساره به ناحيه نوري پاييني و بالاي قاعده تاثير امواج طوفاني تعلق دارد.

نومولیتیده لپیدوسیکلینا پکستون(**O2**)

فرامينيفرهاي اين ريز رخساره شامل لپيدوسيكلیناهاي بزرگ و كشيده به همراه اپركولينا و هتروستژينا مي‌باشد(شكل ٨B). روتاليا، آمفيستژينا و كورالينا‌سه آ هم با در صد خيلي پاييني نيز موجود مي‌باشد. خرده هاي اكينيد و ديتريا هم وجود داشته كه از اهميت كمتري برخوردارند. گل در زمينه سنگ كم بوده و بافت پكستون است.

تفسير: حضور لپيدوسيكيناهاي بزرگ و كشيده كه اغلب سالم و بدون آثار شكستگي مي باشند نشان دهنده محيطي آرام و به دور از اثر امواج است. اين رخساره از گل آهكي و دانه هاي اسكلتي تشكيل شده، ولي ميزان

آلوكم به‌قدري است كه بتوان بافت آن را دانه پشتيبان(Grain supported) ناميد. كشيدگي لپيدوسيكيناهاي و انواع ميكروسفريك بزرگ نشان دهنده بخش هاي عميق تر محدوده زيستي اين دسته از روزن داران درياي باز مي باشد(گيل، ٢٠٠٠). لپيدوسيكيناهاي بزرگ و كشيده نيز در رخنمون مربوط به ميكروفاسيس O2 قابل مشاهده مي باشند.

لپيدوسيكلينا كورالينا‌سه آ روتاليا پكستون - گرين استون(**O3**)

از اجزاء اصلي اين ريز رخساره مي توان به روتاليا و لپيدوسيكلينا در اندازه كوچک و كورالينا‌سه آ اشاره نمود(شكل ٨C).

اجزاء فرعي آن اپركولينا، آمفيستژينا، هتروستژينا و آستريژرينا مي باشد. خرده هاي بريوزوئر و اكينيد نيز وجود دارد. زمينه سنگ درصد گل پايين بوده و بيشتر سيمان اسپاري مي باشد.

تفسير: حضور سيمان اسپاري و درصد پايين گل در زمينه سنگ نشانگر رسوبگذاري در محيط پر انرژي تر مي باشد. با توجه به تجمع فراوان كورالينا‌سه آ و همراهي آنها با روتالياها و لپيدوسيكلينا در اندازه كوچک و نبود ميكروفسيلهاي شاخص لاگون اين ريز رخساره را مي توان به بخش كم عمق درياي باز به سمت سد نسبت داد(پومار، ٢٠٠١).

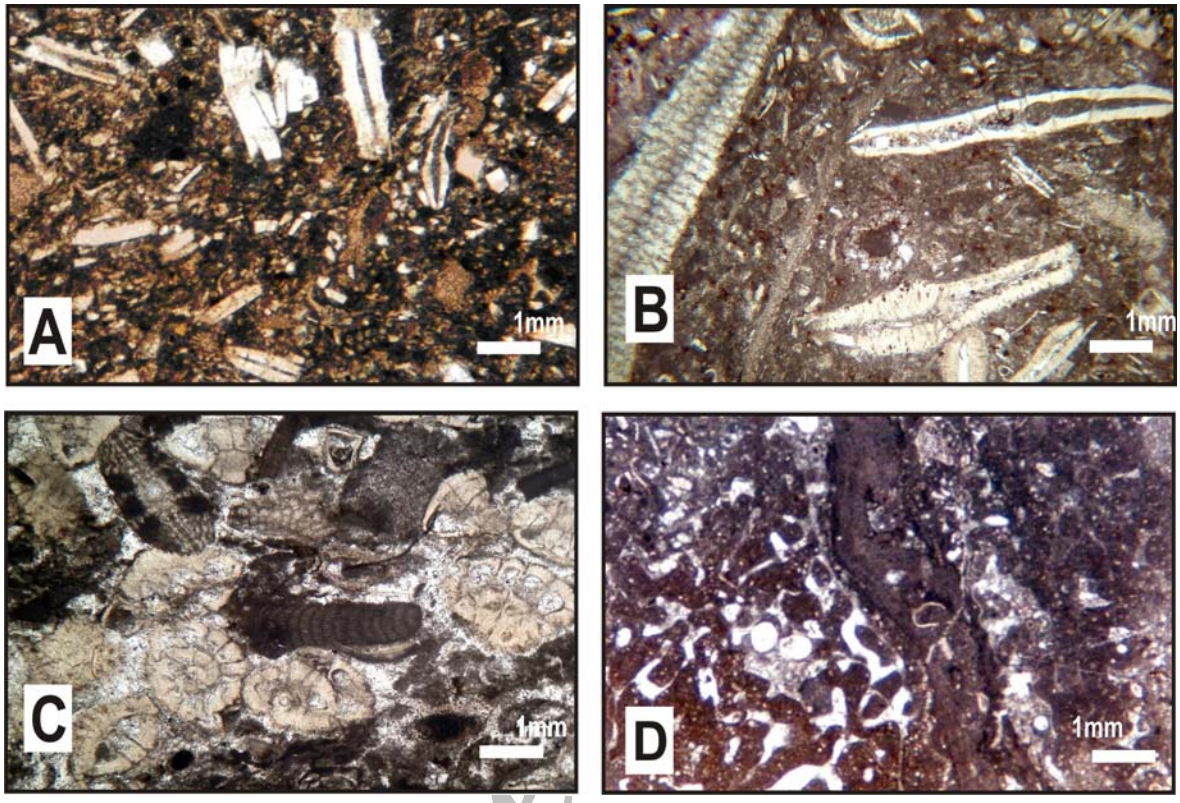
كورال كورالينا‌سه آ رودستون - فلوتستون(**O4**)

قطعات درشت مرجان و كورالينا‌سه آ متشكلين اصلي اين ريز رخساره مي باشند(شكل ٨D). از اجزاء فرعي اين ريز رخساره مي‌توان لپيدوسيكلينا، هتروستژينا، خرده هاي اكينيد و بريوزوئر اشاره نمود.

تفسير: تجمع مرجان ها و كورالينا‌سه آها و بافت رودستون - فلوتستون نشان دهنده نور كافي و انرژي زياد در محيط مي باشد. لذا اين ريز رخساره در كم عمق ترين بخش درياي باز به سمت سد تشكيل شده است(ويلسون، ١٩٧٥).

اين ريزرخساره از دانه‌هاي گرد و جور شده االئيد تشكيل شده است. فرامينيفرهايي نظير ميليوليد, دندرتينا, آستروتريلينا و پنرويليس به عنوان عناصر فرعي اين ريز رخساره مي‌باشند(شكل ٩E).

تفسير: با توجه به حضور فراوان دانه‌هاي االئيد به عنوان آلوكم اصلي تشكيل دهنده اين ريزرخساره و همچنين بر اساس ميكروفاسيسهاي استاندارد كه توسط ويلسون(١٩٧٥) و فلوگل(٢٠٠٤) تعيين شده اند آن را مي‌توان به زير محيط سد االئيدي نسبت داد. آثار لاميناسيون و يا لايه بندي مورب در رخنمون مربوط به ريز رخساره مذكور مشاهده نگرديد.



شكل٨- تصاوير ميكروسكوپي از مقاطع نازك نمونه ميكروفاسيس‌هاي درياي باز(مقياس ترسيمي ١ ميلي‌متر)

A- نومولیتیده بایوکلاست وکستون - پکستون(O1, X40)، B- نومولیتیده لپیدوسیکلینا پکستون(O2, X40)، C- لپیدوسیکلینا کورالیناسه آ روتالیا پکستون - گرین استون(O3, X40)، D- کورال کورالیناسه آ رودستون - فلوتستون (O4, X25)

گروه(B): ریز رخساره هاي سد:

بایوکلاست اائید گرین استون(B1)

گروه(**L**): ريز رخساره‌هاي لاگون:

فرامینیفرا(هیالین و پرسلانوز) پکستون- گرین استون (**L1**)

در اين ريز رخساره مخلوط فرامينيفرهاي بنتيك با ديواره هيالين و پرسلانوز به همراه كورالیناسه آ ها ديده مي شود(شكل ٩F). از فرامينيفرهاي با ديواره پرسلانوز به ميليوليد، دندريتينا، پنروپليس، آستروتريلينا، مئادرويسينا و بورليس و از فرامينيفرها با ديواره هيالين به ديسكوربيس، الفيديوم، روتاليا و هتروستژينا مي‌توان اشاره نمود. اجزاء فرعي شامل مرجان، اكينيد، مولوسكا و بريوزوئر مي باشد. بافت سنگ پكستون مي باشد كه در بعضي نمونه ها تا گرين استون تغيير مي نمايد(كوردا و براندانو، ٢٠٠٣).

تفسير: فراواني فوناي پورسلانوز و هيالين در كنار يگديگر حاكي از شرايط محيطي بوده كه امكان زيست فرام هاي هيالين و پورسلانوز در آن ميسر مي‌باشد. دانه پشتيبان بودن اين ريز رخساره نشان‌دهنده انرژي لازم جهت شستشوي بخشي يا تمام گل كربناته از محيط مي‌باشد. ولي قادر به شستن تمامي آن و پراكنده ساختن دانه‌هاي كربناته(جورشدگي ضعيف) نبوده است. ريز رخساره مورد نظر مربوط به بخش هاي بالايي زون يوفوتيك مي‌باشد. لذا با توجه به فوناي موجود و بافت سنگ مي توان يك لاگون باز با انرژي متوسط تا زياد را در قسمت داخلي پلاتفرم و محيطي مناسب براي تشكيل اين ريز رخساره بيان نمود(گيل، ٢٠٠٠ و رومرو و همكاران ٢٠٠٢).

فرامينيفرا(آركياس، پنروپليس، آستروتريلينا، دندريتينا، ميليوليد) پكستون - گرين استون(L2)

ميليوليد، آركياس، پنروپليس، دندريتينا و آستروتريلينا بخش عمده روزنداران را در اين ريز رخساره تشكيل داده اند. خرده هايي از مئادروپسينا، الفيديوم، ولولينيد، جلبك قرمز، اكينيد و بريوزوئر جزء اجزاء فرعي مي باشند و از اهميت كمتري برخورداربوده و درصد كمتري را شامل مي شوند(شكل 9G).

تفسير: حضور متنوعي از فرامينيفرهاي بنتيک بدون منفذ و عدم حضور فوناي هيالين نشان دهنده حاكميت يک لاگون محصور مي باشد. با توجه به دانه پشتيبان بودن ريز رخساره مذكور و حضور قطعات نسبتاً سالم فرامينيفرا، وجود جريان هايي با انرژي متوسط كه توانسته بخشي از گل كربناته را از محيط خارج كند را نشان مي‌دهد. با توجه به حضور كم گل در زمينه سنگ مي‌توان بخش پر انرژي تر از محيط لاگون را در تشكيل اين ريز رخساره معرفي نمود(ويلسون، ١٩٧٥).

بيوكلاستيک وكستون - پكستون(L3)

در اين ريز رخساره دانه‌هاي اسكلتي شامل مولوسكا، اكينيد، كورالينا‌سه آ، بريوزوئر و در كنار اين عناصر فوق روزنداران فرامينيفر از قبيل ميليوليد، روتاليا و دندريتينا حضور دارند(شكل 9H).

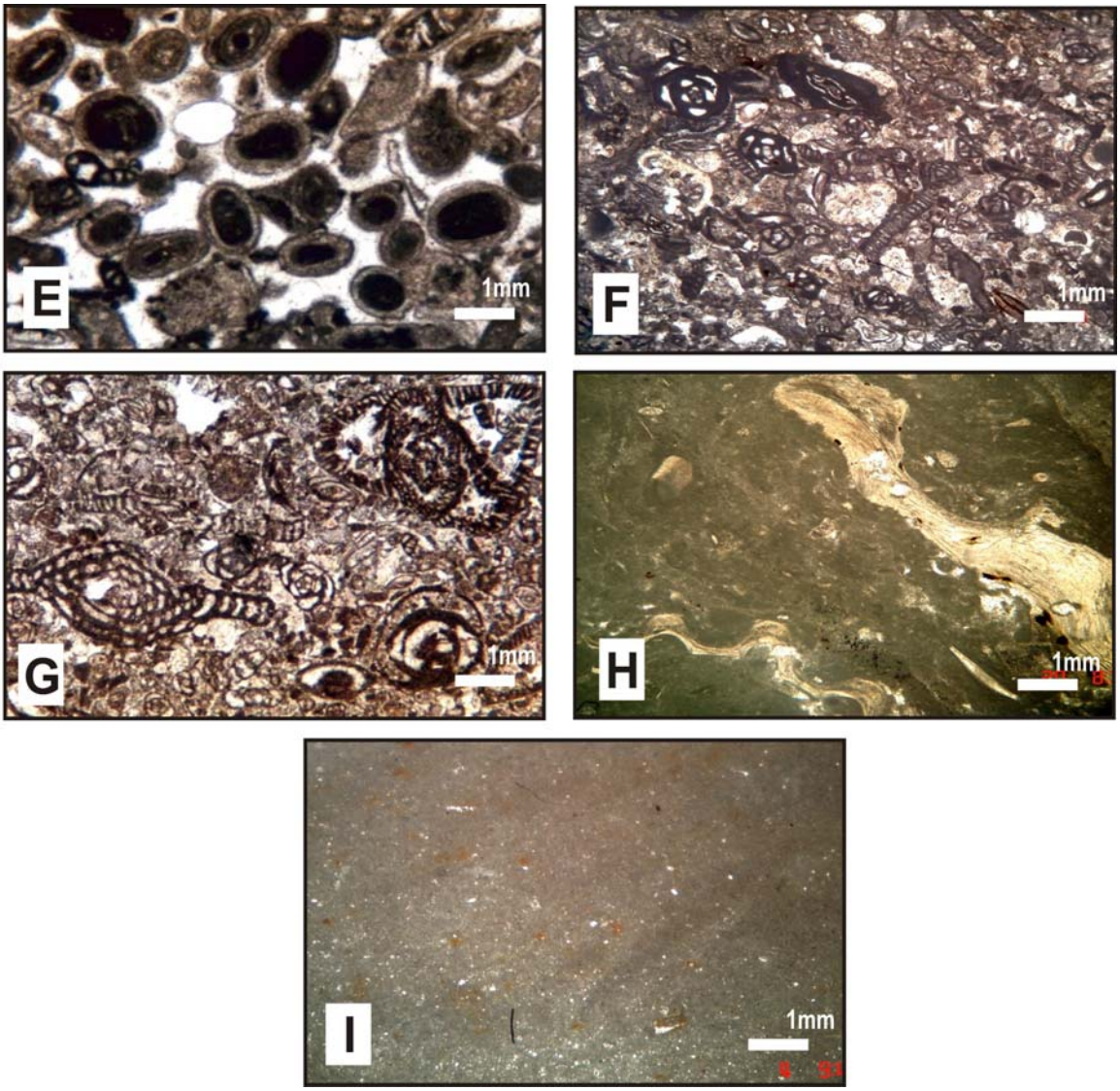
تفسير: حضور همزمان عناصر اسكلتي مربوط به محيط لاگون(ميليوليد) و عناصر غير اسكلتي مربوط به محيط درياي باز(اكينيد، كورالينا‌سه آ، بريوزوئر) حاكي از رسوبگذاري در يک لاگون نيمه محصور مي‌باشد (ويلسون، ١٩٧٥).

مدستون كوارتزدار(L4)

اين رخساره از گل آهكي با بافت مادستون تشكيل شده است. دانه‌هاي كربناته و غير كربناته با درصد كمي وجود دارند. از دانه‌هاي غير كربناته مي‌توان به كوارتز اشاره نمود.

تفسير: عدم مشاهده نشانه هاي خروج از آب(مانند ساختمان هاي چشم پرنده اي، تركهاي گلي و ريشه

گياهان)، فراواني گل كربناته و جايگاه چينه شناسي آن با رخساره‌هاي تالاب حاكي از تشكيل اين رخساره در محيط لاگون مي باشد(شكل ۹I). ستون ريز رخساره‌هاي سازند آسماري در شمال تاقديس مختار، شمال غرب ياسوج در شكل۱۲ مشاهده مي شود.



شكل۹- عكس‌هايي از مقاطع نازك نمونه ميكروفاسيس‌هاي سد و لاگون(مقياس ترسيمي ۱ ميلي‌متر)

E-بايوكلاست ائيد گرين استون(B1,X25)، F- فرامينيفرا(هيالين و پرسلانوز) پكستون- گرين استون(L1, X40)، G- فرامينيفرا(آركياس، پنروپليس، آستروتريلينا،دندريتينا، ميليولید) پكستون- گرين استون(L2, X25)، H- بيوكلاستيک وكستون – پكستون(L3, X40)، I- مدستون كوارتزدار(L4, X25).

بررسي برخي از عوامل مهم در نحوه توزيع روزنداران بزرگ بنتيک در منطقه مورد مطالعه

عوامل متعددي در پخش و پراکندگي روزنداران بزرگ بنتيک نقش دارند. در ذيل تاثير شوري و تحرک آب را به چگونگي پخش و پراکندگي روزنداران بزرگ بنتيک در ناحيه مورد مطالعه پرداخته مي شود.

شوري

در لاگون‌هاي محدود و نواحي نزديک به ساحل ميزان شوري بالا مي‌باشد و هرچه از ساحل دور مي‌شويم درصد آن کاهش مي يابد تا که به درياي باز مي‌رسيم که شوري نرمال مي باشد. شوري آب عامل مهمي در توزيع روزنداران مي‌باشد، درصد بالاي شوري آب عامل محدود کننده‌اي براي روزنداران بزرگ مي باشد در صورتي که درصد متوسط شوري آب تاثير چنداني در توزيع روزنداران ندارد(بيوينگتون - پني وراسي، ۲۰۰۴). در محيط لاگون محصور در منطقه مورد مطالعه چون درصد شوري بالا مي باشد فقط روزنداران بدون منفذ قادر به زندگي در اين محيط مي باشند و همچنين نبود روزنداران بزرگ بنتيک خود حاکي از اين نکته مي باشد، اين حالت در رخساره فرامينيفرا(آرکياس، پنروپليس، آستروتريلينا، دندريتينا، ميليوليد) پکستون - گرين استون مشاهده مي شوند(شکل 9G). ولي در لاگون نيمه محصور چون درصد شوري کمتر است به علت مرتبط بودن با درياي باز اين روزنداران بزرگ را مي‌توان مشاهده نمود که در رخساره فرامينيفرا(هياليين و پرسلانوز) پکستون- گرين استون ديده مي‌شود(شکل 9F). به سمت درياي باز در منطقه مورد مطالعه چون شوري نرمال مي‌شود روزنداران بزرگ بنتيک حضور دارند که مي‌توان رخساره نومولیتيده لپيدوسيکلينا پکستون را در اين منطقه نام برد(شکل 9B).

تحرک آب

تحرک آب در شکل پوسته روزنداران تاثير بسزايي دارد، افزايش شدت نور و تحرک آب باعث ضخيم تر شدن پوسته مي شود و در شرايطي که اين دو عامل کاهش يابند سرعت رشد کمتر شده و ضخامت پوسته کاهش مي يابد(بيوينگتون - پني وراسي، ۲۰۰۴).

در منطقه مورد مطالعه در بخش هاي عميق درياي باز(پلاتفرم داخلي به سمت حوضه) به علت کاهش نور و تحرک آب روزنداران ديواره نازک داشته، سرعت رشد کند شده و اندازه پوسته بزرگ تر مي شود که از جمله آنها مي توان لپيدوسيکلیناها، اپرکولیناها و هتروستژیناها را نام برد که در رخساره نومولیتيده لپيدوسيکلينا پکستون مشاهده مي شوند(شکل 9B)، ولي در بخش هاي کم عمق درياي باز در منطقه مورد مطالعه چون سرعت تحرک آب زيادتر شده و ميزان انرژي بالا مي باشد روزنداران پوسته هايشان ضخيم تر، رشد سريع تر و اندازه کوچک تر مي باشد که از جمله اين روزنداران در منطقه مي توان به روتاليا، لپيدوسيکلیناها، اپرکولیناها و هتروستژیناهاي کوچکتر با پوسته ضخيم تر اشاره نمود

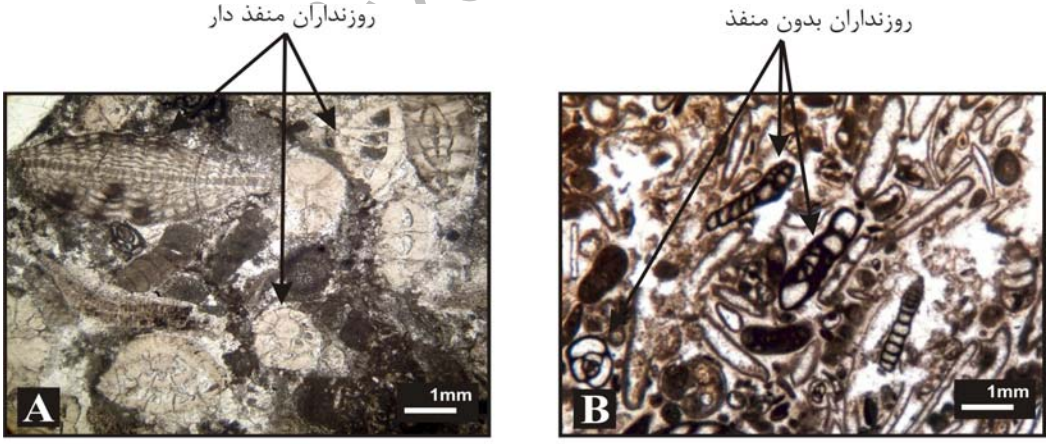
که در رخساره لپيدوسيکلينا کورالينا‌سه آ روتاليا پکستون - گرين استون مشاهده مي شوند(شکل 9C).

بررسي عوامل شاخص درتعيين محيط زندگي روزنداران در منطقه مورد مطالعه

جنس پوسته:

موجودات داراي اسکلت آهکي يا پوسته اي از قطعات آگلوتينه هستند که توسط سيمان حاصل از ارگانيزم هاي آن به هم متصل مي شود. روزن داران داراي پوسته آهکي را مي توان به دو دسته منفذ دار(که پوسته آهکي داراي چندين منفذ کوچك است) و غير منفذ دار تقسيم کرد. انواع منفذ دار در مناطقي که تمرکز کربنات به درجه شوري نرمال اقيانوس نزديك است فراوان هستند ولي دسته ديگر در آبهاي گرم با درجه شوري نرمال تا هيپرسالين همانند مناطق کم عمق پشت ريف که درجه اشباع کلسيت بالا ست فراوان‌تر مي‌باشند (گيل، ۲۰۰۰).

روزن داران آگلوتينه داراي کلسيت با ميزان کم هستند و اين کيفيت آنها را به زندگي در مناطق با تمرکز بسيار کم کربنات کلسيم قادر مي سازد(دروگر، ۱۹۹۳). در ناحيه مورد مطالعه اپرکولينا، لپيدوسيکلينا‌ها، روتاليا‌ها و هتروستژينا با پوسته آهکي داراي منفذ در آبهاي گرم با درجه شوري نرمال ديده مي شوند و همچنين آستروتريلينا‌ها، آرکياس ها، پنروپليس ها، بورليس ها و ميليوليد ها با پوسته آهکي بدون منفذ در آبهاي فوق شور در نواحي لاگوني ديده مي شوند(شکل۱۰).



شکل ۱۰: بررسي جنس پوسته(**A**- نمونه شماره ٤٤ و **B**-نمونه شماره ٦١)

شکل پوسته:

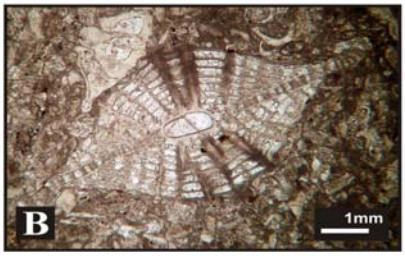
روزنداران آبهاي کم عمق جهت محافظت از همزيست جلبکي شان در مقابل نور و جلوگيري از تخريب پوسته در آبهاي آشفته پوسته هاي تخم مرغي شکل با ديواره ضخيم توليد مي کنند و هر چه عمق زياد نور کاهش يافته و ديواره هاي پوسته در روزنداران، نازک

تر، پهن تر و كشيده تر مي شود(بيوينگتون - پني وراسي، ۲۰۰۴). در منطقه مورد مطالعه ديواره پوسته در جنسهاي لپيدوسيكينا، اپركولينا، رتاليا و هتروستژينا در آبهاي عميق نسبت به آبهاي كم عمق نازك تر و پهن تر و كشيده تر مي باشد(شكل۱۱).

اندازه پوسته:

اندازه پوسته بستگي به نوع توليد مثل دارد چرا كه دو نوع توليد مثل وجود دارد يكي جنسي و ديگري غير جنسي مي باشد در توليد مثل جنسي افراد داراي حجره جنيني كوچك و پوسته بزرگ(ميكروسفريک) مي باشند در صورتي كه در توليد مثل غير جنسي حجره جنيني بزرگ ولي پوسته كوچك(مگالوسفريک) مي باشد. در شرايط محيطي مساعد يعني فراواني مواد غذايي توليد مثل غير جنسي مي باشد. فراواني فرمهاي مگالوسفريک نشانگر محيط مساعد بلوغ و توليد مثل زودرس است، در صورتيكه در شرايط نامناسب(نور وحرارت كم و كمبود مواد غذايي) رشد افراد كندتر و بلوغ در اندازه بزرگ تر مي باشد(بيوينگتون- پني وراسي، ۲۰۰۴). در منطقه مورد مطالعه در بخش‌هاي عميق درياي باز چون نور و حرارت كاهش يافته و همچنين كمبود مواد غذايي را داريم توليد مثل جنسي رواج مي‌يابد و روزنداراني با حجره جنيني كوچک و پوسته‌اي بزرگ بوجود مي‌آيد(شكل ۱۱A) و در بخش هاي كم عمق درياي باز و محيط لاگوني چون نور و حرارت به اندازه كافي بوده و كمبود مواد غذايي نمي باشد توليد مثل از نوع غير جنسي است و روزنداراني كه زندگي مي كنند پوسته هاي كوچک و حجره جنيني بزرگ دارند(شكل ۱۱B).

لپيدوسيكينا با ديواره پوسته نازک، پهن وكشيده مربوط به آبهای عميق



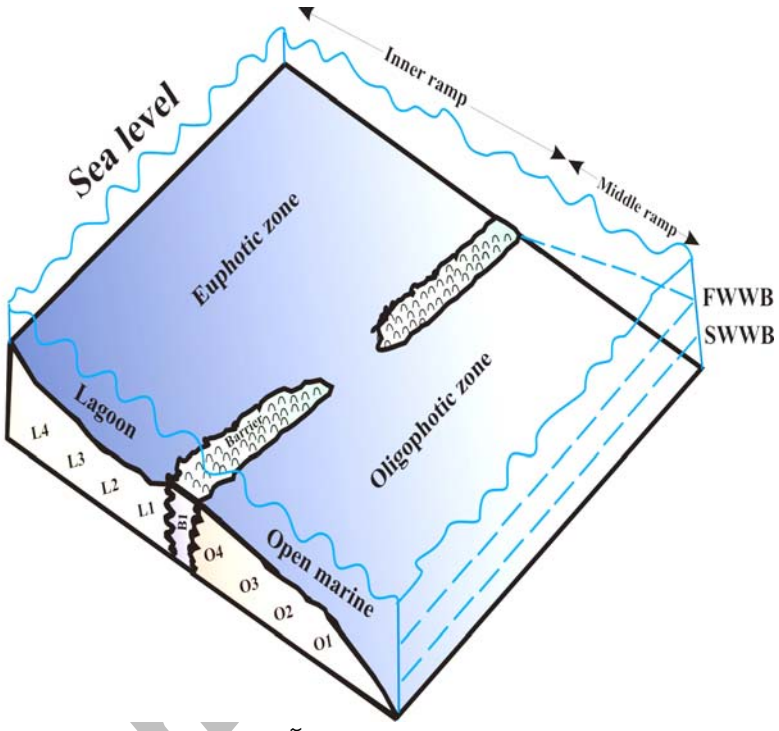
لپيدوسيكينا با ديواره پوسته ضخيم مربوط به آبهای كم عمق

شكل۱۱: بررسي اندازه و شكل پوسته در جنس لپيدوسيكلينا(**A**- نمونه شماره ۱۷، **B**-نمونه شماره ۱۲)

تعبير و تفسير محيط و مدل رسوبي

در مقطع مورد مطالعه عدم حضور قابل توجه موجودات چارچوب ساز(مانند مرجانهاي ريف ساز) در زون يوفوتيك و همچنين عدم حضور رخساره هاي متعلق به جريان هاي آشفته، حضور پلاتفرم حاشيه دار را رد مي كند. توليد و تراكم اندك رسوبات در بخش‌هاي

بالايي زون يوفوتيك(شامل رسوبات دانه ريز و گل كربناته)، پراكنده شدن دانه‌ها در بخش‌هاي عميق تر زون يوفوتيك و كم عمق اليگوفوتيك، نهايتاً تجمع رسوبات دانه درشت‌تر در بخش‌هاي عميق زون اليگوفوتيك و كم عمق زون افوتيك، و عدم حضور رودوليت‌ها و رخساره‌هاي توربيديتي(نشاندهنده رمپ‌هاي داراي شيب انتهايي) و دانه ريز بودن اكثريت ذرات وجود يك پلاتفرم كربناته از نوع رمپ با شيب ملايم(رمپ هموكلينال) مي‌باشد(شكل١٢).



شكل١٢: مدل رسوبي پيشنهاد شده براي تشكيل رسوبات كربناته سازند آسماري در ناحيه تافديس مختار(با اصلاحات پومار، ٢٠٠١)

وجود رخساره‌هاي لاگون، رخساره بار(وجود سدهاي بايوكلاستي و االوئيدي)، بخش‌هاي كم عمق و عميق درياي باز وجود نيمرخ رسوبي از نوع رمپ هموكلينال را در اين ناحيه بر اساس روش ويلسون (ويلسون، ١٩٧٥) مشخص مي نمايد. از طرفي همراهي بسيار محدود فوناي مربوط به پلاتفرم داخلي(لاگون) همانند روزن داران غير منفذ دار با فوناي معمول درياي باز، نبود تغييرات تدريجي در فونا از پلاتفرم داخلي به سمت پلاتفرم مياني مي تواند دليلي براي وجود يك محيط نيمه محدود در پلاتفرم داخلي باشد كه احتمالاً توسط سد االوئيدي ايجاد شده است.

نتيجه‌گيري

- با توجه به ويژگيهاي ليتولوژي ۵ واحد سنگ چينه اي در سازند آسماري در ناحيه مورد مطالعه شناسايي شده است كه به طور عمده شامل آهک، آهک مارني، آهک ندولار مي باشند.

- مطالعات انجام شده برروي ميكروفسيلهاي سازند آسماري سبب شناسايي ۳۱ جنس و ۲۰ گونه شناسايي شد كه شامل جنس وگونه هاي كف زي بودند.

- بر اساس مطالعات زيست چينه نگاري سه تجمع فوني زير در منطقه مورد مطالعه شناسايي شدند:

تجمع فوني شماره۱:

Lepidocyclina spp. assemblage zone

سن تجمع مذكور را اليگوسن پسين(چاتين) معادل با بخش بالائي آسماري زيرين مي توان در نظر گرفت.

تجمع فوني شماره۲: اين تجمع فوني با زون زيستي شماره ۲(آدامز و بورژوا، ۱۹٦۷)

Miogypsinoides-Archaias-Valvulinid sp.1 assemblage zone

قابل مقايسه مي باشد. اين تجمع هم ارز سازند آسماري مياني بوده و سن آن معادل ميوسن پيشين (آكي تانين) مي باشد.

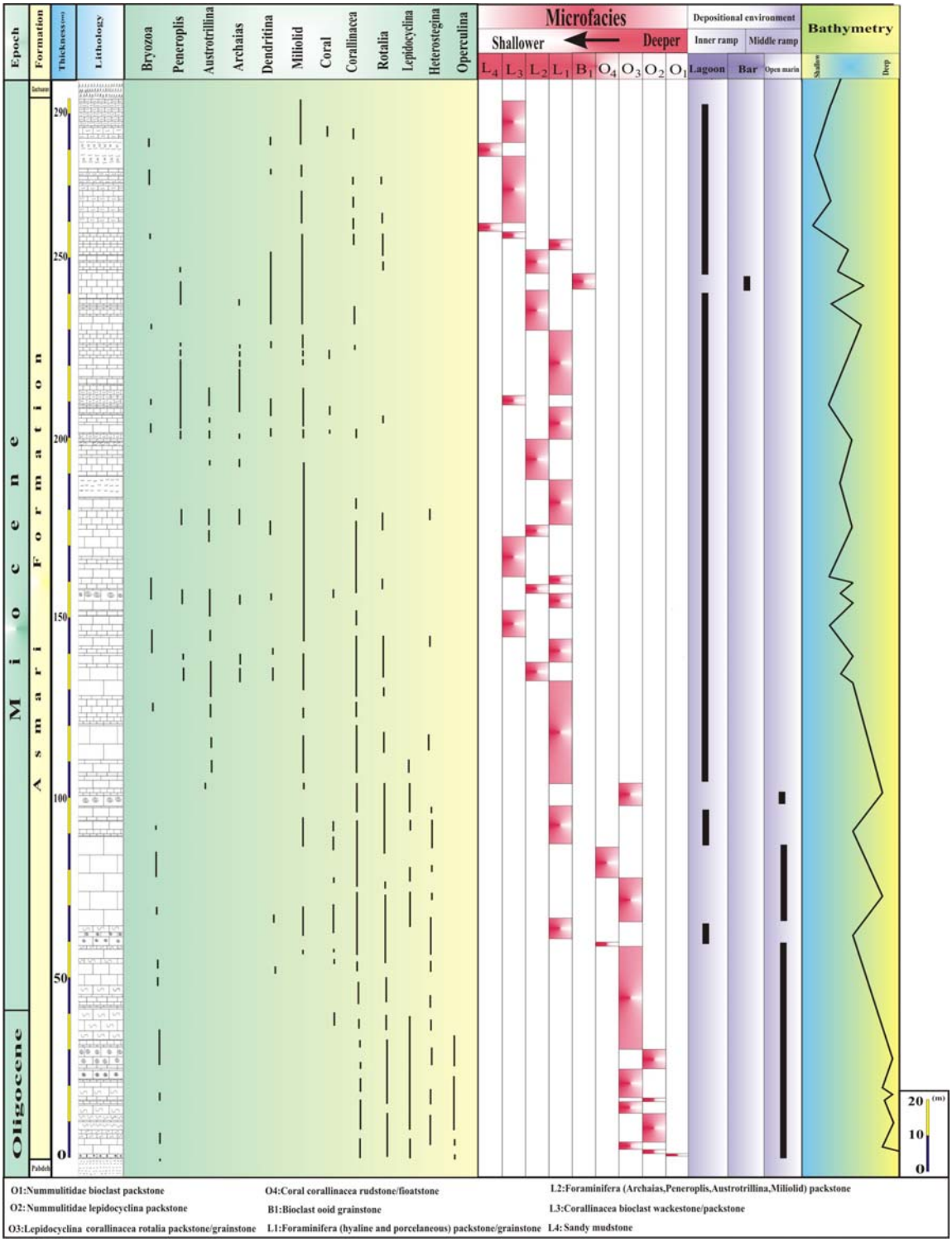
تجمع فوني شماره۳: اين تجمع فوني با زون زيستي شماره ۱(آدامز و بورژوا، ۱۹٦۷)

Borelis melo group-Meandropsina iranica assemblage zone

قابل مقايسه مي باشد. اين زون هم ارز سازند آسماري بالايي بوده و سن آن معادل ميوسن پيشين(بورديگالين) مي باشد. با وجود تجمعات فوني موجود سن چاتين - بورديگالين براي سازند آسماري در هر دو چاه در نظر گرفته مي شود.

- مطالعات آزمايشگاهي منجر به شناسايي ۹ ريز رخساره آهكي در سه زير محيط لاگون، سد و درياي باز گرديد. ريز رخساره هاي شناسايي شده سازند آسماري در منطقه مورد مطالعه شامل: نومولیتیده بایوکلاست وکستون- پکستون، نومولیتیده لپیدوسیکلینا پکستون، لپیدوسیکلینا کورالیناسه آ روتالیا پکستون - گرین استون، کورال کورالیناسه آ رودستون - فلوتستون، بایوکلاست االئید گرین استون، فرامینیفرا(هیالین و پرسلانوز) پکستون- گرین استون، فرامینیفرا(آرکیاس، پنروپلیس، آستروتریلینا، دندریتینا، میلیولید) پکستون - گرین استون، بیوکلاست وکستون- پکستون و مدستون کوارتزدار مي‌باشد. ريز رخساره هاي معرفي شده بيشترين فراواني را در محيط هاي درياي باز و لاگون نشان مي دهند.

ريز رخساره هاي مربوط به حوضه مشاهده نگرديد. بر اساس شواهد بدست آمده از اين مطالعه و با توجه به روند تدريجي اختلاف در نهشته هاي سازند آسماري، يک پلتفرم كربناته دريايي اپي كانتيننتال از نوع رمپ هموكلينال جهت رسوبگذاري سازند آسماري در ناحيه مورد مطالعه پيشنهاد مي شود.



شکل۱۳: ستون ریز رخساره ها نهشته شده سازند آسماري در ناحيه شمال تاقديس مختار(شمال غرب ياسوج)

منابع

۱- اميري بختيار، ح. و ناصح م.، ۱۳۸۲، پتروگرافي، ميكروفاسيس و محيط رسوبي مخزن آسماري ميدان آغاجاري: گزارش شماره پ- ۵۲۷۸، شركت ملي نفت ايران – مناطق نفت خيز جنوب.

۲- رئيسي، ع. و لاسمي ي.، ۱۳۷۹، بررسي ميكروفاسيس ها محيط رسوبي و سكانس هاي سازند آسماري (اليگوميوسن) در فروافتادگي دزفول جنوبي: خلاصه مقالات چهارمين همايش انجمن زمين شناسي ايران، صفحه۱۷۹-۱۸۱.

۳- غبيشاوي، ع.، ۱۳۸۳، سكانس استراتيگرافي سازند آسماري در بيرون زدگي خويز و ميدان گچساران: پايان نامه كارشناسي ارشد، دانشكده علوم طبيعي، دانشگاه تبريز، ۱۲۱ صفحه.

٤- كلانتري، ا.، ۱۳۷۱، سنگ چينه‌اي و رخساره‌هاي ميكروسكوپي زاگرس: انتشارات شركت ملي نفت ايران، ٤۲۱ صفحه.

۵- مطيعي، ه.، ۱۳۷۲، زمين شناسي ايران، چينه شناسي زاگرس: انتشارات سازمان زمين شناسي كشور، ۵۳٦ صفحه.

٦- ملكي خيمه سري، س.، ۱۳۷۸، تفسير محيط رسوبي سازند آسماري در حاشيه شمالي فرو افتادگي دزفول: پايان نامه كارشناسي ارشد، دانشگاه شهيد بهشتي، دانشكده علوم زمين.

۷- موسسة جغرافيايي و كارتوگرافي گيتاشناسي، ۱۳۸٤، اطلس راه هاي ايران ۱۰۰۰/۰۰۰: ۱.

۸- شركت ملي نفت ايران، ۱۳۵۷، نقشه زمين شناسي سي سخت ۱۰۰/۰۰۰: ۱، شماره ۲۰۸۳۷.

9- Adams, T. D., and F. Bourgeois, 1967, Asmari biostratigraphy: Geological and Exploration, IOOC Report, no. 1074, unpublished.

10- Ala, M. A., 1982, Chronology of trap formation and migration of hydrocarbons in Zagros sector of southwest Iran: AAPG Bull. 66, p. 1536 – 1542.

11- Amirshahkarami, M., H. Vaziri-Moghaddam, and A. Taheri, 2007, Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at the Chaman-bolbol, Zagros basin: Jornal of Earth Science, v. 29, p. 947-959.

12- Beavington-Penney, S. J. and A. Racey, 2004, Ecology of extant Nummulitids and other larger benthic foraminifera, applications in Palaeoenvironmental analysis: Earth-Science, v.67, p. 219-265.

13- Busk, H. G., and H. T. Mayo, 1918, Some notes on the geology of the Persian oilfields, J. Inst. Petrol. Tech., no. 5, v. 17, p. 5 – 26.

14- Carozzi, A. V., 1989, Carbonate rocks depositional model: Pentice Hall Newjersy, 604p,

15- Corda, L., and M. Brandano, 2003, A photic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy: Sedimentary Geology, no.161, p. 55-70.

16- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham,W. E.(Ed.): Classification of Carbonate Rocks: Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1, p. 108 - 121.

17- Drooger, C. W., 1993, Radial Foraminifera; morphometrics and evolution: Verh. K. Ned. Akad. Wet. Afd. Natuurkd., le Reeks, v. 41, 242 p.

18- Embery, A. F., and Klovan, J. E., 1971, A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: Canadian Petroleum Geology Bulletin, v. 19, p. 730-781(revision of Dunham classification).

19- Fichtel, L., J. P. C. Moll, 1937, Testacea microscopica, aliaque minuta ex generibus Argonauta et Nautilus, ad naturom picta et descripta (Microscopische und andere klein Schalthiere aus den geschlechtern Argonaute und Schiffer), Vienna: Camesina.

20- Flugel, E., 2004, Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 976 p.

21- Geel, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern

Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 179, p. 43 - 56.

33- Seyrafian, A., 2000, Microfacies and depositional environment of the Asmari Formation at Dehdez area: Carbonates and Evaporites, v. 15, no. 2, p. 121 - 130.

Seyrafian, A., H. Vaziri, and H. Torabi, 1996, Biostratigraphy of the Asmari Formation, Burujen area, Iran: J. Sci., I. R. Iran, v. 7, no. 1, p. 31 - 48.

34- Seyrafian, A., and A. Hamedani, 1998, Microfacies and depositional environment of the Upper Asmari Formation(Burdigalian), north-central Zagros Basin, Iran: N. Jb. Geol. Palaont. Abh., no. 210, p. 129 - 141.

35- Seyrafian, A., and A. Hamedani, 2003, Microfacies and paleoenvironmental interpretations of the Lower Asmari Formation(Oligocene), north-central Zagros Basin, Iran: N. Jb. Geol. Palaont. Mh., no. 3, p. 164 - 174.

36- Seyrafian, A., and A. R., Mojikhalifeh, 2005, Biostratigraphy of the Late Paleogene-Early Neogene succession, North-central border of the Persian Gulf: Carbonates and Evaporites, v. 20, no. 1, p. 82 - 90.

37- Thomas, A. N., 1948, The Asmari Limestone of southwest Iran: AIOC Report, no. 706,(unpubl).

38- Van Boecha, H. D. E., Lees, G. M., and Richardson, F. D. S, 1924, Contribution to the stratigraphy and tectonic of Iranian ranges. - The structure of Asia, London: 85-177.

39- Vaziri-Moghaddam, H., M. Kimiagari, and A. Taheri, 2006, Depostional environment and sequence stratigraphy of the Oligo- Miocene Asmari Formation in SW Iran: Facies, v. 52, p. 41-51.

40- Wells, A. J., 1967, Lithofacies and Geological history of lower Tertiary sediments in Southwest Iran IOOC Report no. 1108,(unpub.).

41- Wilson, J. L., 1975, Carbonate Facies In Geologic History: New York, Springer - Verlag, 471 p.

42- Wynd, J. G., 1965, Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area: IOOC Report, no. 1082, 40 Plates, 80 p., unpublished.

Spain: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, no. 155, p. 211 - 238.

22- Greig, D. A., 1935, Rotalia viennoti an important foraminiferal species from Asia Minor and Western Asia, Journal of Paleontology, p. 523 – 526.

23- Hanzawa, S., 1930, Note on Foraminifera found in the lepidocyclina limestone from pabehusan, Java. Sci, Rep. Tohoka Imp, Univ., Sendai, S, 2,(Geol), 14(1): 85 – 95.

24- Jalali M. R. 1987, Stratigraphy of Zagros Basin. –National Iranian Oil Company, Expl. And Prod. Div. Report, no. 1249 and 1072.

25- James. G. A., and J. G. Wynd, 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreememt Area: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 49, P. 2182- 2245.

26- Lees, G. M., 1933, The reservoir rocks of Persian oil fields. –Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 17, no. 3, 229-240.

27- Lemoine, P., Douville, R., 1904, Sur Le Genere Lepidocyclina Gumbel: Societe Geologique de France, Memoires Paleontologie, Paris 12, fasc. 2(32), 5 – 41.

d , Orbigny, A., 1826, Tableau methodigue de la classe des cephalopodes, Annales des Sciences Naturelles v. 7, p. 245-314.

28- Pomar, L., 2001, Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands: Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., v. 175, p. 249 - 272.

29- Rasser, M. W., Scheibner, C. and Mutti, M. , 2005, A palaeoenvironmental standard section for early Ilerrdian tropical carbonate factories,(Corbieres, France, Pyrenees, Spain): Facies, 51, 217-232.

30- Reichel, 1936-1937, Etude sur les alveolies Soc. Paleont Suiss Mem. 57 and 59.

31- Richardsons, R. K., 1924, The geology and oil measures of southwest Persia: J. Inst. Petrol. Tech., v. 10, no. 43, p. 256 - 283.

32- Romero, J., E. Caus and J. Rosell, 2002, A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin(NE Spain): Palaeogeography,