نشریه علمی ـ پژوهشی رخساره‌های رسوبی
زمستان ۱۳۹۰، ۴ (۲): ۱۶۲-۱۷۲

Sedimentary Facies
Winter 2012, 4 (2): 162-172

مطالعه محیط دیرینه الیگوستژینیدهای سازند سروک در برش تنگ چناربashi، جنوب شرق ایلام

جهانبخش دانشیان[1*]، کامیار یونسی[2]، سید علی معلمی[3]

۱ـ دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، تهران، ایران

۲ـ دانشجوی کار شناسی ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، تهران، ایران

۳ـ استادیار پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

*پست الکترونیک: jdaneshian@yahoo.com

تاریخ دریافت: ۹۰/۶/۱۹ **تاریخ پذیرش: ۹۰/۱۱/۱۷**

چکیده

برش تنگ چناربashi با ۷۱۲ متر ضخامت یکی از برشهای با رخساره پلاژیک سازند سروک است و شامل میکروفسیلهایی از روزن داران پلانکتونیک و الیگوستژینیدهای آلبین میانی تا سنومانین می‌باشد. بررسی الیگوستژینیدهای این سازند نشان می‌دهد که این فسیلها در محیطهای عمیق و محیطهای کم عمق پرانرژی وجود ندارند یا دارای فراوانی بسیار کمی هستند. بهترین محیط احتمالی برای الیگوستژینیدها بخشهای ابتدایی حاشیه شلف عمیق است. در این پژوهش جنسهای *Cadosina* و *Colomiosphaera* برای اولین بار از ایران گزارش می‌شوند و به نظر می‌رسد با اعماق زیاد سازگاری دارند.

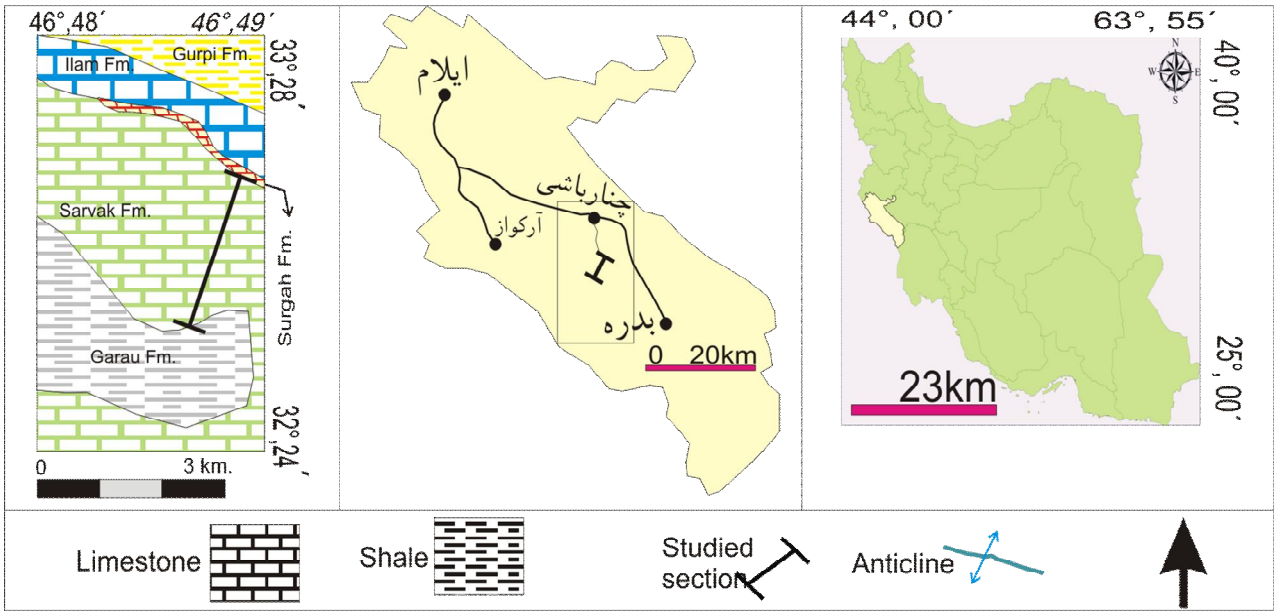
واژه‌های کلیدی: الیگوستژینید، سازند سروک، تنگ چناربashi، ایلام.

مقدمه

حوضه رسوبی زاگرس به عنوان حوضه‌ای نفتی از دیرباز مورد توجه بوده است. واحدهای سنگی زاگرس عمدتاً حاوی ذخایر هیدروکربنی بوده که یکی از مهمترین آنها گروه بنگستان شامل سازندهای کژدمی، سروک، سورگاه و ایلام است. سازند سروک در این گروه غالباً نقش سنگ مخزنی کربناته را بازی می‌کند و شامل دو رخساره نریتیک در فارس و خوزستان و رخساره پلاژیک در لرستان است که این دو رخساره با هم ارتباط بین انگشتی دارند. الیگوستژینیدها در هر دو ریزرخساره حضور دارند، ولی در رخساره پلاژیک حضوری پررنگ‌تر دارند (مطیعی، ۱۳۷۲؛ آقانباتی، ۱۳۸۵؛ James & Wynd, 1965؛ Adames *et al.*, 1967). سازند سروک در برش تنگ چناربashi متشکل از ۷۱۲ متر تناوب سنگ آهک رسی، سنگ آهک تمیز، سنگ آهک گلوکونیتی و شیل آهکی است که با سیمایی مقاوم و صخره ساز بر روی تناوب شیل و سنگ آهک سازند گرو قرار گرفته و از بالا نیز به سنگ آهکهای زودفرسا با سیمای پست سازند سورگاه ختم می‌شود. هدف از انجام این تحقیق، بررسی محیط دیرینه الیگوستژینیدها به

همراه معرفی چند جنس جدید الیگوستژینید برای اولین بار از ایران است.

اولین بار James & Wynd (1965) سازند سروک را معرفی کردند و سن آلبین پسین تا تورونین پیشین را برای آن پیشنهاد نمودند. Wynd (1965) بر اساس روزن داران پلانکتون و بنتوز، جلبکها و رادیولرها، زونهای زیستی شماره ۲۰ تا ۲۹ را برای آن در نظر گرفت که زون زیستی ۲۵ دارای بهترین گسترش در لرستان است. Adames *et al.*, (1967) با مطالعه الگوستژینیدهای سازند سروک در لرستان زیر گونه جدید *Calcisphaerula innominata lata* را معرفی نمودند و زون زیستی *Stomiosphaera* – *Rotalipora* Assemblage zone به سن آلبین ـ تورونین با دو زیر زون زیستی *Bonetocardiella conoidea* Assemblage zone به سن آلبین پسین؟– سنومانین و *Clicisphaerula innominata* Assemblage zone را به سن تورونین در لرستان معرفی نمودند. اله بخش غیاثوند (۱۳۸۵) نیز بر پایه روزن داران به مطالعه زیست چینه‌ای و تطابق زیستی گروه بنگستان در میادین نفتی سرکان و ماله کوه پرداخت و سن آلبین پسین ـ تورونین را پیشنهاد داد.



شکل ۱: راههای دسترسی به برش چناربashi و وضعیت زمین شناسی برش مورد مطالعه
(نقشه زمین شناسی برگرفته از Macleod & Roohi, 1970؛ با اندکی تغییرات).

روش مطالعه

به منظور مطالعه ریزرخساره‌های زیستی الیگوستژینیدهای سازند سروک در برش تنگ چناربashi ۱۴۸ نمونه سخت که توسط کارشناسان شرکت نفت برداشت شده بود، مطالعه شدند. در ضمن شماره اصلی نمونه‌ها با پیشوند Sv-Tch-Kb آغاز شده که در این مطالعه این پیشوند حذف و شماره‌ها نیز عوض شده و از ۱ تا ۱۵۳ شماره گذاری شده‌اند. مثلاً شماره اصلی نمونه ۱۵۰ به صورت Sv-Tch-Kb–500 بوده است.

شناسایی زونهای زیستی روزن داران پلانکتونیک بر اساس Caron (1985)، Caron & Robaszynski (1995) و Sliter (1999) بوده است.

شناسایی و تفسیر محیط دیرینه الیگوستژینیدها نیز بر اساس Adames *et al.*, (1967)، Bolli (1974)، Garlicka & Tarkowski (1980)، Hart (1991)، Rehakova *et al.*,

(1996)، Dias-Brito (2000) و Rehakova *et al.*, (2009) صورت گرفته است. همچنین سن ارائه شده در این مقاله بر اساس کار دانشیان و همکاران (۱۳۹۰) بوده است.

گسترش چینه شناسی الیگوستژینیدهای سازند سروک در برش تنگ چناربashi

همان گونه که در شکل ۲ دیده می‌شود الیگوستژینیدها در تمام ضخامت ستون چینه شناسی حضور دارند، ولی بر اساس ریزرخساره‌هایی که شناسایی شده بیشترین تعداد آنها در اواخر آلبین تا سنومانین میانی حضور دارند. در بخشهای پایینی ستون که رخساره‌های عمیق‌تر غالبند جنسهایی مثل *Cadosina* و *Colomiosphaera* حضور دارند و با کاهش عمق گونه‌هایی چون *Pithonella ovalis* ظاهر و فراوان می‌شوند.

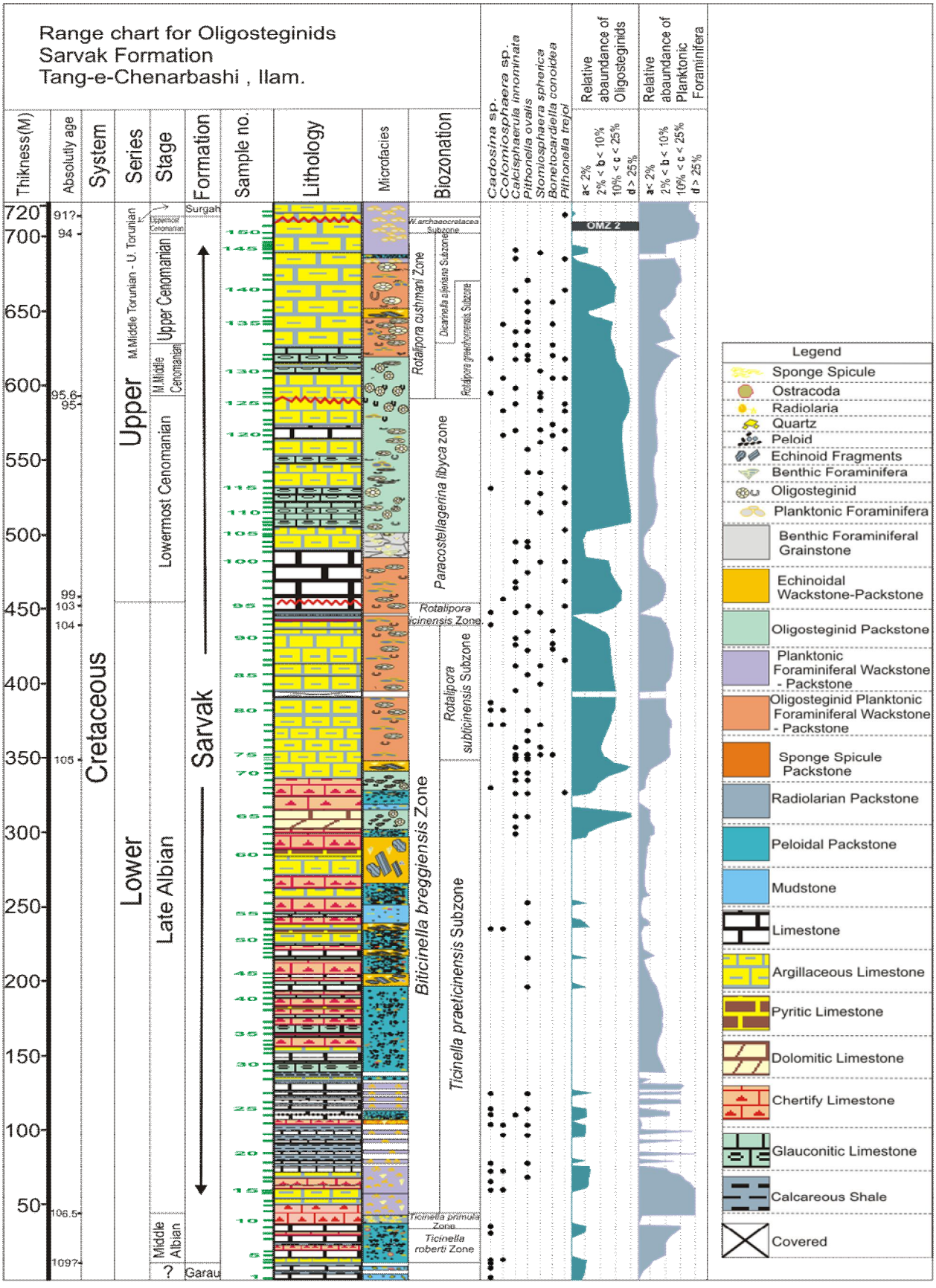
بحث

Allaby & Allaby (1990) کلسی اسفرها را شامل کره‌های کلسیتی کوچک با دیواره تیره و اندازه بالای ۵۰۰ میکرون دانسته‌اند که عموماً در سنگ آهکهای پالئوزوئیک حضور داشته و احتمالاً منشأیی جلبکی دارند. این تعریف جامع نیست چرا که کلسی اسفرها در کرتاسه نیز دیده شده و دارای دیواره‌ای روشن هستند. در تعریفی دیگر از Dias Brito (2000) الیگوستژینیدها به عنوان "تک سلولیهای کلسیتی و پلانکتونیک، دارای دهانه یا فاقد آن، با اندازه‌ای بین ۴۰ تا ۱۰۰ میکرون، دارای اشکال گرد، نیمه گرد، تخم مرغی و بیضوی" تعریف می‌شوند. این فسیلها به لحاظ سیستماتیک جایگاه نامشخص (Incertae sedis) دارند. به هر جهت امروزه انواع پالئوزوئیک را به علت تفاوت آشکار در نحوه زندگی از فرمهای مزوزوئیک جدا می‌دانند (Bolli , 1974).

تاکنون نظریات مختلفی برای منشأ این تک سلولیها ارائه شده است. در جدیدترین نظر، کلسی اسفرها را به دینوفلاژله‌های آهکی و پیتونلیدها را به سیست جلبکهای سبز آهکی داسی‌کلادسه یا دینوسیستهای آهکی نسبت می‌دهند (Robaszynski *et al.*, 2010). برخی محققان برای الیگوستژینیدها منشأ پروتوزوآئی در نظر گرفته‌اند (Banner, 1972; Adames *et al*; 1967). در نظری دیگر آنها را به سیست جلبکها نسبت می‌دهند (Bonet, 1956; Rupp, 1968).

نظریات در مورد نحوه زندگی و محیط دیرینه آنها نیز متنوع است. عده‌ای کلسی اسفرها را به محیط دریای باز با شوری معمولی و دمای ۲۰ تا ۲۵ درجه سلسیوس نسبت داده‌اند (Hart, 1991; Urey *et al.*,1951; Lowenstam & Epstein, 1954). این در حالی است که Dias Brito (2000) رخساره‌های پلاژیک حاوی پیتونلیدها را مربوط به لبه حاشیه سکو در قالب سیستمهای پیش روی محیطهای اپی‌کنتیننتال و دارای انرژی کم، کربنات کلسیم نه چندان زیاد و محیط گرم تتیس می‌داند.

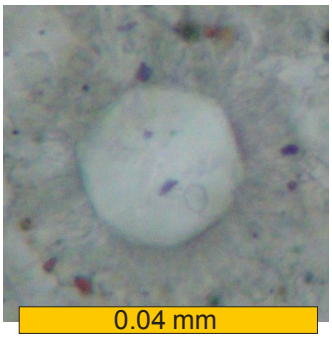
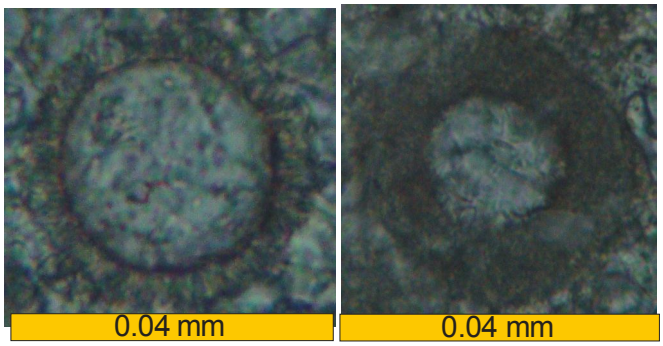
عده‌ای دیگر از پژوهشگران آنها را صرفاً به محیطهای عمیق دریا نسبت داده‌اند (Bonet, 1956; Adames *et al.*, 1967; Bishop, 1972)، اما به عنوان مثال Villain (1981) جنس *Pithonella* را از محیط شلف خارجی گزارش نموده و Bein & Reiss (1972) به طور کلی الیگوستژینیدها را از ریفهای کربناته گزارش کرده‌اند. Masters & Scott (1978) نیز موارد انگشت شماری از الیگوستژینیدها را از محیط لاگون پشت سد گزارش نموده‌اند.



شکل ۲: گسترش چینه شناسی الیگوستژینیدهای سازند سروک در برش چناربashi (سن مطلق برگرفته از Ogg *et al.*, 2008).

پس از بررسی مقاطع نازک برش چنارباشی گونه‌های الیگوستژینیدی چون *Bonetocardiella conoidea*، *Cadosina* sp.، *Calcisphaerula innominata*، *Colomiosphaera* sp.، *Pithonella ovalis*، *Pithonella trejoi* و *Stomiosphaera spherica* از سازند سروک شناسایی شدند. مطالعه و بررسی پیشینه مطالعاتی و مقایسه با گونه‌ها و جنسهای شناسایی شده در این تحقیق نشان می‌دهد که گونه های *Cadosina* sp. و *Colomiosphaera* sp. برای اولین بار از آلبین تا سنومانین ایران گزارش می‌شوند. در جدول ۱ این دو با رده بندیشان بر اساس Bolli (1974) ارائه شده‌اند. این دو گونه تاکنون از تیتونین تا والانژینین اتریش (Rehakova *et al.*, 1996, 2009)، آکسفوردین میانی جنوب لهستان (Garlicka & Tarkowski, 1980) و آکسفوردین تا سنومانین جزایر بالرس (Baleares) اسپانیا (Colom, 1994) گزارش شده‌اند.

جدول ۱: رده بندی و معرفی *Cadosina* & *Colomiosphaera* (تصاویر مربوط به همین مطالعه هستند).

Family: CALCISPHAERULIDAE Bonet, 1956 Genus: *Colomiosphaera* Nowack, 1968	Family: CADOSINIDAE Wanner, 1940 Genus: *Cadosina* Wanner, 1940
پوسته کروی و با سطحی نه چندان صاف، اندازه پوسته بین ۳۰ تا ۵۰ میکرون و ضخامت دیواره بین ۳ تا ۱۰ میکرون است. آرایش بلورهای کلسیت سازنده دیواره شعاعی بوده و چندان فشرده و کنار هم نیستند و رنگ پوسته نسبتا روشن است.	پوسته کلسیتی کروی و به ندرت تخم مرغی با سطحی صاف، اندازه پوسته بین ۱۹ تا ۷۰ میکرون و ضخامت دیواره بین ۵ تا ۱۲ میکرون متغیر است. بلورهای کلسیتی سازنده دیواره متراکم به طوری که منظره‌ای تیره به پوسته می‌دهد، پوسته بدون دهانه و به ندرت ممکن است در برخی گونه ها دهانه باشد.
	

با مطالعه نهشته‌های سازند سروک در تنگ چنارباشی مشخص شد که بخشهای پایینی این سازند به دلیل غالب بودن ریزرخساره‌های مادستون، پکستون پلوئیدی، پکستون اسپیکول دار و پکستون رادیولری که مربوط به حوضه (Basin) تا ابتدای حاشیه شلف عمیق (Deep Shelf Margin) می‌باشند (Flugel, 1982)، دارای الیگوستژینیدهای بسیار کمی بوده و در این جا جنسهای *Cadosina* و *Colomiosphaera* در این ریزرخساره‌های عمیق حضور دارند (شکل ۲ب). این در حالی است که دیگر الیگوستژینیدها یا وجود ندارند و یا دارای تنوع و فراوانی کمی هستند. با کم شدن عمق حوضه رفته رفته دیگر الیگوستژینیدها نظیر *Bonetocardiella conoidea*، *Calcisphaerula innominata*، *Pithonella ovalis*، *Pithonella trejoi* و *Stomiosphaera spherica* حضور چشم گیری پیدا می‌کنند (شکل ۲الف) تا جایی که ریزرخساره‌های پکستون اکینوئیدی و گرینستون حاوی روزن داران بنتیک ظاهر می‌شوند که خود از ریزرخساره‌های انرژی بالا هستند. در این دو ریزرخساره

الیگوستژینیدها بسیار کم می‌شوند که نشان می‌دهد اینها با انرژی بالای محیط سازگاری ندارند.

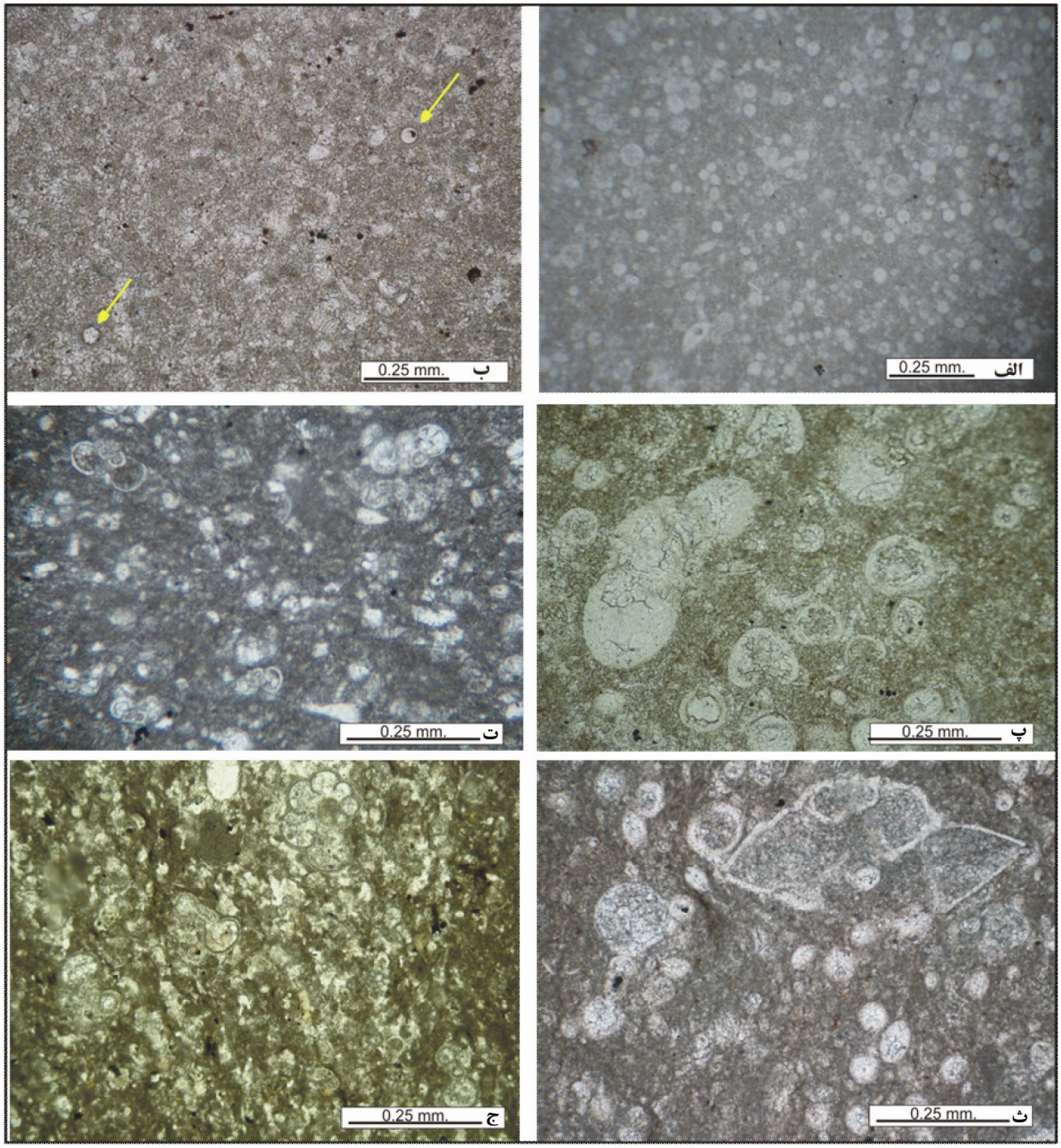
گونه‌های *Pithonella trejoi* و *Stomiosphaera spherica* نسبت به سایر الیگوستژینیدها کمترین فراوانی را در برش مورد مطالعه دارند. به نظر Dias Brito (2000)، گونه *Stomiosphaera spherica* از سازگارترین جانداران کرتاسه دریای تتیس نسبت به تغییرات شرایط محیطی بوده است و درمناطق کم عمق و محیطهای داخلی نریتیک زیست کرده و تحمل شرایط استرسی بالایی را داشته است. فراوانترین الیگوستژینیدها در این تحقیق به ترتیب شامل *Calcisphaerula innominata* و *Pithonella ovalis* می‌باشند. گونه *Bonetocardiella conoidea* نیز که از نظر فراوانی در رتبه بعدی قرار دارد، بیشترین همراهی را با گونه‌های *Clavihedbergella simplex*، *Rotalipora cushmani*، *Rotalipora greenhornensis* و *Rotalipora ticinensis* دارد که به باور Hart (1980)، این گونه‌های روزن‌داران مربوط به مورفوتایپ ۳ هستند.

برای درک هر چه بهتر سازگاری این گونه با اعماق نسبتاً زیاد شاید بهترین راه مراجعه به نظر Fischer & Arthur (1977) باشد. آنها در مورد تکامل شاخصه‌های پوشاننده دهانه در روزن‌داران پلانکتون این گونه بیان می کنند که با افزایش عمق حوضه، لبه (Lip) ابتدا به پورتیسی (Portici) و سپس به تگیلا (Tegilla) تبدیل می‌شود. به عبارتی تگیلا حداکثر پوشش را به دهانه روزن‌داران پلانکتون داده و سبب تعدیل فشار آب در اعماق دریا می‌شود. گونه *Bonetocardiella conoidea* الیگوستژینیدی است که دهانه‌ای با لبه دارد (شکلهای ۳پ و ۴). *Stomiosphaera spherica* نزدیکترین گونه قابل مقایسه با این گونه بوده که دهانه آن بدون لبه است (شکل ۳). بدین صورت که احتمالاً الیگوستژینید گرد بدون دهانه *Calcisphaerula innominata* طی زمان به *Stomiosphaera spherica* گرد دهانه دار تبدیل شده و در نهایت به *Bonetocardiella conoidea* کلاه خودی دهانه دار تبدیل شده است (شکل ۴). از طرفی به نظر می‌رسد شکل کلاه خودی *Bonetocardiella conoidea* باعث سنگین تر شدن پوسته می‌شود. از این رو می‌توان این استدلال را برای زیست این گونه در اعماق بیشتر پذیرفت.

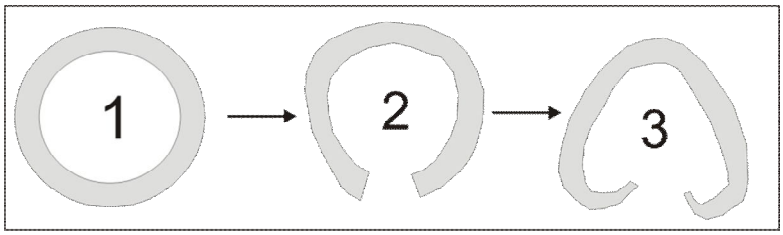
حداکثر فراوانی *Pithonella* در برش مورد مطالعه در سیستمهای پیش روی آب دریا است (شکل ۲). Dias Brito (2000) اشاره داشته که این گروه، جانداران پلانکتون گرمادوست و شاخص تتیس هستند که در عرضهای ۴۰ درجه شمالی و جنوبی گسترش دارند و مربوط به آبهای گرم با کربنات کلسیم نه چندان زیاد و انرژی کم در محیط حاشیه شلف هستند. به باور وی گسترش پیتونلیدها به گرما و عوامل محیطی ـ رخساره‌ای وابسته است و عموماً در اکوسیستمهای مزوتروفیک و الیگوتروفیک حضور دارند.

بررسی روزن داران در برش مورد مطالعه نشان می‌دهد که در بخش انتهایی برش ریزرخساره روزن داران پلانکتونی دارای فرمهای کارن دار است، در حالی که در قاعده برش این ریزرخساره حاوی روزن داران پلانکتونی بدون کارن است و الیگوستژینیدها نیز بسیار کم هستند و در نهایت الیگوستژینیدها ناپدید می‌شوند. ریزرخساره روزن داران پلانکتونی دارای کارن در رأس برش چینه شناسی و نزدیک به مرز سنومانین ـ تورونین دیده می شوند، جایی که زون حداقل اکسیژن (OMZ2) به وقوع پیوسته است (Jarvis *et al.*,1988; Groshney *et al.*, 2006). برای شکل گیری زون حداقل اکسیژن، ابتدا لازم بوده در سطح آب فیتوپلانکتونهای زیادی حضور یافته و در نتیجهاکسیژن و مواد غذایی زیادی را تولید نمایند که خود از تولیدکنندگان فسفات محسوب می‌شوند. حضور جانداران مصرف کننده در زیر زون غنی از اکسیژن و مواد غذایی سبب ایجاد تعادلی میان تولید اکسیژن و مواد غذایی و

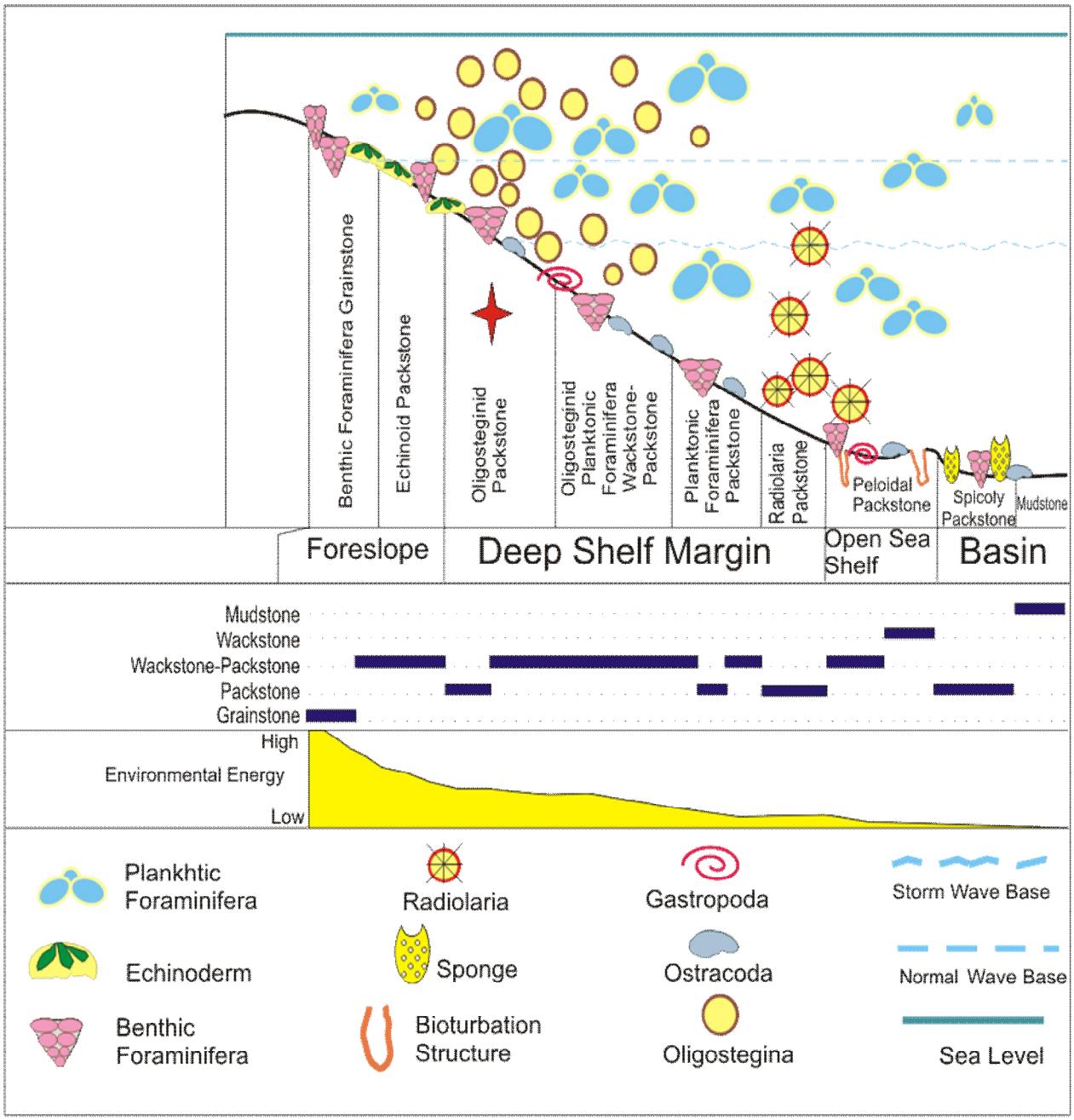
مصرف آنها می‌شود. حال اگر تنها مصرف کنندگان وجود داشته باشند و چنین زونی به واسطه نبود تولیدکنندگان اکسیژن نباشد و اکسیژن به هر ترتیب به علت عملکرد ناقص نرسد، اکسیژن بسیار کاهش می‌یابد (Jarvis *et al.*, 1988; Haydon *et al.*, 2008).



شکل ۳: ریزرخساره‌های دارای الیگوستژینید یا بدون ان؛ الف) ریزرخساره غنی از الیگوستژینید؛ ب) ریزرخساره پلوئیدی حاوی Cadosinids؛ پ) *Bonetocardiella conoidea* کنار *Clavihedbergella simplex*؛ ت) ریزرخساره روزن‌داران پلانکتون در ابتدای ستون حاوی *Ticinella* و *Muricohedbergella* و نیز دارای موارد انگشت شمار الیگوستژینید؛ ث) الیگوستژینیدها در کنار *Rotalipora cushmani*؛ ج) ریزرخساره روزن‌داران پلانکتون در ابتدای ستون حاوی *Ticinella* و پلوئید فراوان و بدون الیگوستژینید.



شکل ۴: مقایسه شماتیکی گونه‌های *Calcisphaerula innominata* (1)، *Stomiosphaera spherica* (2) و *Bonetocardiella conoidea* (3). احتمالاً روند تکاملی بین این سه گونه وجود دارد.



شکل ۶: نمایش شماتیک ریزرخساره‌ها و محیط دیرینه سازند سروک در این مطالعه. هدف ارائه شکلی برای نشان دادن بهترین جایگاه احتمالی الیگوستژینیدها (علامت ستاره) در این مطالعه است. شکل فسیلها اشاره به تاکسای خاصی نیست.

در واقع الیگوستژینیدها وابسته به جریانهای عمودی آب هستند (Dias Brito , 2000). از طرفی همان طور که در شکل ۲ دیده می‌شود، در قبل و بعد از OMZ در بالای برش مورد مطالعه روزن داران پلانکتونی (عمدتاً مربوط به مورفوتایپ ۳) زیاد و الیگوستژینیدها ناپدید شده‌اند. در قاعده برش مورد مطالعه در ریزرخساره روزن داران پلانکتون فاقد کارن، نبود و حضور ضعیف الیگوستژینیدها را احتمالاً می‌توان به ناتوانی آنها در رقابت با روزن داران پلانکتون دانست (شکلهای ۳ پ و ت). در این مورد Dias Brito (2000)، اشاره می کند که وجود الیگوستژینیدها همراه با روزن داران پلانکتونی به ویژه فرمهای کارن دار مربوط به پیشرفت (Thrived) آنها به محیط زیست آنهاست. همان گونه که در قسمتهای بالا اشاره شد حضور الیگوستژینیدها به دو عامل گرما و ویژگیهای محیطی – رخساره‌ای بستگی دارد. پس با این تفاسیر، این که چرا با افزایش روزن داران پلانکتون، الیگوستژینیدها کاهش یا ناپدید می‌شوند، مربوط به شرایط محیطی است که برای درک صحیح آن نیاز به آنالیز ژئوشیمی رسوبی سنگ حاوی ریزرخساره روزن‌داران پلانکتونی است تا میزان دقیق شوری، دما و دیگر عوامل مهم برای زیست الیگوستژینیدها مشخص شود.

با توجه به مطالب بالا بهترین محیط پیشنهادی برای الیگوستژینیدها ابتدای حاشیه شلف عمیق است، جایی که نه انرژی بالایی مثل ریزرخساره‌های پکستون اکینوئیدی و گرینستون حاوی روزن داران پلانکتون و نه عمق زیادی مثل ریزرخساره‌های پکستون پلوئیدی و مادستون دارد.

نتیجه‌گیری

دو جنس *Cadosina* & *Colomiosphaera* برای اولین بار از ایران از گزارش می‌شوند. الیگوستژینیدها عموماً در حاشیه شلف عمیق حضور پررنگی دارند و حداکثر فراوانی آنها در بخشهای کم عمق‌تر حاشیه شلف عمیق در نزدیکی حوضه جلو ریف است. به عبارتی نه با اعماق بسیار زیاد و نه با محیطهای کم عمق‌تر انرژی دار سازگاری دارند. *Cadosina* و *Colomiosphaera* استثنا بوده و حتی در حوضه (Basin) و شلف دریای باز (Open Sea Shelf) حضور داشته و در محیطهای کم عمق‌تر کم می‌شوند. در نزدیکی OMZ الیگوستژینیدها ناپدید می‌شوند که نشان می‌دهد اکسیژن و Upwelling برای زیست الیگوستژینیدها بسیار مهم و حیاتی بوده است. برای درک بهتر نبود یا کاهش الیگوستژینیدها در ریزرخساره روزن داران پلانکتونی بهترین راه رجوع به داده‌های ژئوشیمی رسوبی است.

منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات کشور*، ۵۸۶ ص.

اله‌بخش غیاثوند، گ.، ۱۳۸۲. بیواستراتیگرافی و تطابق چینه‌ای گروه بنگستان درمیادین نفتی سرکان و ماله‌کوه. *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.*

دانشیان، ج.، یونسی، ک.، آزاد، ع.، معلمی، س.ع.، ۱۳۹۰. زیست چینه نگاری سازند سروک بر مبنای روزن داران پلانکتونیک در برش تنگ چناربashi، جنوب شرق ایلام. پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.

مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه شناسی زاگرس. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۵۸۹ ص.

Adams, T.D., Khalili, M., & Khosravi-Said, A., (1967). Stratigraphic significance of some oligosteginid assemblages from Lurestan Province, northwest Iran. *Micropaleontology,* 13: 55-67.

Allaby, A., & Allaby, M., 1990. The Concise Oxford Dictionary of Earth Sciences. *Oxford University Press*, Oxford, 410p.

Banner, F.T., 1972. *Pithonella ovalis* from the Early Cenomanian of England. *Micropaleontology,* 18: 278-284.

Bein, A., & Reiss, Z., 1976. Cretaceous *Pithonella* from Israel. *Micropaleontology,* 22: 83-91.

Bishop, B.A., 1972. Petrography and origin of Cretaceous limestones, Sierra de Picachos vicinity, Nuevo Leon, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology,* 42: 270-286.

Bolli, H.M., 1974. Jurassic and Cretaceous Calcisphaerulidae from DSDP Leg 27, eastern Indian Ocean. *In:* Veevers, J.J., Heitzler, J.R., *et al*. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project,* 27: 843–907.

Bonet, F., 1965. Zonificacion microfaunistica de las calizas cretacicas del este de mexico. *ASOC. Mex. Geol. Petr., Bol.*, 8 (7-8): 389-488.

Caron, M., 1985. Cretaceous Planktonic Foraminifera. *In*: Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch-Nielsen, K., (Eds.), Plankton Stratigraphy. *Cambridge University Press*. pp 17-87.

Colom, G., 1994. Sobre la presencia deorganismos esferoidales "incertaea sedis" en el Jurrasico-Cretacico de las Baleares. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, XXVI, 3: 5-23.

Dias-Brito, D., 2000. Global Stratigraphy, paleobiogeography and paleoecology of Albian – Maastrichtian pithonellid calcispheres, impact on Tethys configuration. *Cretaceous Research*, 21: 315 – 349.

Fischer, R.G., & Arthur, M.A., 1977. Secular variations in the pelagic realm. *SEPM, spec, publ*., 24: 19-50 .

Flugel, E., 1982. Microfacies Analysis of limestone. *Springer, Heidelberg* , NewYork. 633p.

Garlicka, A., & Tarkowski, E., 1980. Biostratigraphy and Microfacies Development of the Lower and Middle Oxfordian at Zalas near Cracow. *Bulletin de l'academie polonaise des science Serie des Sciences de la Terre*, XXVIII (1): 59-68.

Groshney, D., Beaudoin, B., Morel, L., & Desmares, D., 2006. High-resolution biotratigraphy and chemostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary event in the Vocontian Basin, southeast France. *Cretaceous Research*, 27: 629-640.

Hart, M.B., 1980. A water depth model for the evolution of the planktonic Foraminiferida. *Nature,* 286: 252–254.

Hart, M.B., 1991. The late Cenomanian Calcisphere global bioevent. *Read at the Annual Conference of the Ussher Society.* pp.413-417.

Haydon, P., Mort, H.P., Adatte, T., Keller, G., Bartels, D., Follmi, K.B., Steinmann, P., Berner, Z., & Chellai, E.H., 2008. Organic carbon deposition and phosphorus accumulation during Oceanic Anoxic Event 2 in Tarfaya, Morocco. *Cretaceous Research*, 29: 1008 – 1023.

James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bullten*, 49: 2118-2245.

Jarvis, I., Carson, G.A., Cooper, M.K.E., Hart, M.B., Leary, P., Tocher, B.A., Horne, D., & Rosenfeld, A., 1988. Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. *Cretaceous Research*, 9: 3–103.

Lowenstam, H., & Epstein, S., 1954. Palaeotemperatures of the post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope method. *Journal of Geology,* 62: 207-248

Macleod, J.H., & Roohi, M., 1970. Kuh-e-Varzarin geological compilation map in scale 1:100000. *NIOC.*

Masters, B.A., & Scott, R.W., 1978. Microstructure, affinities and systematic of Cretaceous calcispheres. *Micropaleontology,* 24: 210-221.

Ogg, G., Ogg, L., & Gredestein, J., 2008. Concise of Geologic Time Scale. *Cambridge University Press.* P. 170

Rehakova, D., Halásová, E., & Lukeneder, A*.,* 2009. The Jurassic-Cretaceous boundary in the Gresten Klippenbelt (Nutzhof, Lower Austria): Implications for Micro and Nannofacies analysis. *Ann. Naturhist. Mus. Wien.*, 110 (A): 345–381.

Rehakova*,* D., Michalik, J., & Ožvoldova, L., 1996. New microbiostratigraphical data from several lower cretaceous pelagic sequences of northern calcareous Alps, Austria (Preliminary results). *Geol. Palaont. Mitt. innsbruc.*, 4: 57-81.

Robaszynski, F., & Caron, M., 1995. Foraminiféres planctoniques du crétacé: commentaire du la zonation Europe-Méditerranée. *Bulletin de la Societe Geologiquede France*, 166: 681 – 692.

Robaszynski, F., Faouzi Zagrarni, M., Caron, M., & Amédro, F., 2010. The global bio-events at the Cenomanian – Torunian transition in the reduced Bahloul Formation of Bou Ghanem (Central Tunisia). *Cretaceous Research*, 31: 1 – 15.

Rupp, A.W., 1968. Origin, Structure and environment significance of the Recent and fossil Calcisphere (Abstract). *Geological Society of America*, Special paper, 101: 186.

Sliter, W., 1999. Cretaceous Planktonic Foraminiferal biostratigraphy of the Calera limestone, northern California, USA. *Journal of Foraminifera Reaserch.* 29 (4): 318 – 339.

Urey, H.C., Epstein, S., Lowenstam, H.A., & McKinney, C.R., 1951. Measurement of palaeotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and the South-eastern United States. *Bulletin of the Geological Society of America,* 62: 399-416.

Villain, J.M., 1981. Lee Calcisphaerulidae: Interet Stratigraphique et Paleoecologique. *Cretaceous Research,* 2: 435-438.

Wynd, J.G., 1965, Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement area. *Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division*, Report 1082, 89 p.

Study of Oligosteginids palaeoenvironment of the Sarvak Formation in Tang-e-Chenarbashi, Southwest Ilam

Daneshian, J.,[1*] Younesi,[1] K.,[2] Moallemi, S.A.[3]

1- M.Sc. Student in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran

2- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran

3- Assistant Professor, Research Institute of Petroleum Industry, Tehran, Iran

***E-mail: jdaneshian@yahoo.com**

Abstract

712 meters succession of the Sarvak Formation in Tang-e-Chenarbashi indicates a pelagic facies and contains encompasses Middle Albian to Cenomanian planktonic foraminifera and Oligosteginids. In this study, Oligosteginids indicated that they are not present in deep and high energy shallow water, or they have a very low abundance in such environments. Therefore, best probable depth for oligosteginids is upper portions of shelf margin. The genera *Cadosina* & *Colomiosphaera* are reported for the first time from Iran and it seems that they adapted to high depths.

Keywords: Oligosteginid, Sarvak Formation, Tang-e-Chenarbashi, Ilam.