

پالئواکولوژی، ریز رخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری سازند سورگه بر مبنای روزن بران پلانکتون در منطقه پلدختر استان لرستان

محمد حدادی، محمد وحیدی نیا*، محمدحسین محمودی قرائی؛

دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی،

میثم شفیعی اردستانی؛ مؤسسه علم و صنعت مشهد

پذیرش ۹۸/۱۲/۲۶

دریافت ۹۷/۰۷/۲۸

چکیده

در این پژوهش پالئواکولوژی و محیط رسوب‌گذاری سازند سورگه در یکی از چاه‌های میدان نفتی ماله‌کوه، به ضخامت ۸۲ متر با لیتولوژی سنگ آهک رسی، آهک شیلی بامیان لایه‌هایی از سنگ آهک بررسی شده است. بر اساس بررسی روزن بران شناور، سن رسوبات مذکور انتهای تورونین میانی تا سانتونین پیشین تعیین شد. با بررسی آماری گروه‌های مورفوتایپ مربوط به دریا‌های برقره‌ای (ESF)، فرم‌های مربوط به آب‌های کم ژرف (SWF) و فرم‌های مربوط به مناطق ژرف و مشخص شد که قسمت اعظم فونای این سازند، جزو گروه مورفوتایپی مربوط به آب‌های مناطق ژرف و نشان‌دهنده شرایط خاص الیگوتروفی بوده است و همچنین بالا بودن نسبت روزن بران شناور به کفزی مؤید رسوب‌گذاری در آب‌های نیمه‌عمیق تا عمیق در این زمان است. با بررسی فراوانی *Whiteinella* و *Muricohedbergella*، میزان نوسانات شوری در چاه مذکور بررسی شده و در محدوده انتهای تورونین تا ابتدای سانتونین آب دریا کم‌ترین میزان شوری را دارد. در نهایت ۴ ریز رخساره شناسایی شده و بر اساس جای‌گاه رخساره‌ای و زیستی روزن بران پلانکتون سازند مزبور در بخش‌های نیمه‌عمیق تا عمیق رمپ خارجی تا دریای باز گذاشته شده است.

واژه‌های کلیدی: میدان نفتی ماله‌کوه، سازند سورگه، پالئواکولوژی، ریز رخساره، روزن بران شناور

مقدمه

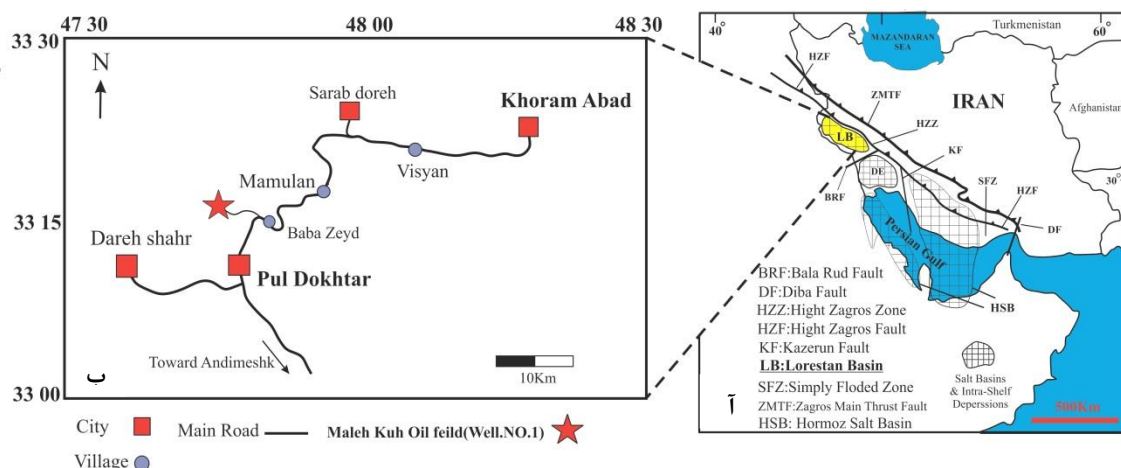
میدان نفتی ماله‌کوه در حوضه رسوبی زاگرس در شهر پلدختر استان لرستان و در فاصله ۱۳۰ کیلومتری شمال‌غربی اندیمشک قرار دارد و سطح زمین ناودیسی از سازند آسماری است. این میدان در سال ۱۳۴۷ با حفر چاه شماره ۱ به‌وسیله کنسرسیوم کشف شد و تا کنون دو حلقه چاه از آن حفاری شده است. مخزن اصلی در این میدان بنگستان بوده است و مقدار سولفور آن کم‌تر از یک درصد است [۱].

در این پژوهش یکی از مهم‌ترین اهداف، استفاده از شکل هندسی روزن بران شناور برای بررسی تغییرات عمق حوضه رسوبی و تعیین تغییرات سطح آب دریا در کنار نسبت روزن بران شناور به کفزی است. روش‌های مختلفی تاکنون به‌وسیله محققان در این باره ارائه شده است. در چاه بررسی شده با استفاده از مدل لیک [۲] که بر اساس مورفوتایپ‌های روزن بران شناور (ESF, SWF, DWF) و نسبت روزن بران شناور به کفزی (P/B) است روند تغییرات نسبی سطح دریا بررسی شد. بسیاری از محققان تنها از نسبت روزن بران شناور به کفزی برای محاسبه عمق رسوب‌گذاری رسوبات دریایی استفاده کرده‌اند [۳]. پژوهش‌های ابتدایی در این زمینه به کارهای فلاگر [۴]. گرمسدال

و مورخون [۵] و گیبسون [۶] برمی‌گردد که در آن به رابطه بین عمق و نسبت (P/B) اشاره شده است. در این تحقیق سعی شد که با استفاده از تغییرات موجود در گروه‌های مورفوتاپی خصوصاً گروه عمق‌زی روند تغییرات نسبی سطح آب دریای قدیمه در منطقه مطالعه شده بررسی و ترسیم شود. همچنین در این پژوهش با استفاده از گروهی از روزن بران شناور تغییرات شوری به‌طور نسبی تخمین زده شده است. بر این اساس از دو گروه از جنس‌های روزن بران شناور به نام *Whiteinella* و *Muricohedbergella* برای تعیین شوری دیرینه استفاده شده [۶]، [۷] و سپس ریز رخساره‌های این سازند بر اساس مشاهدات میکروسکوپی معرفی شده است. شناسایی روزن بران بر اساس منابعی مانند [۸]، [۹]، [۱۰]، [۱۱]، [۱۲]، [۱۳]، [۱۴] انجام شده است و بر اساس آن زون‌بندی انجام شده و در نهایت سن این سازند تعیین شده است.

موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

میدان نفتی ماله کوه در قسمت جنوب تا جنوب شرق استان لرستان قرار گرفته است. چاه مورد نظر در میدان نفتی ماله کوه در شهرستان پلدختر (جاده خرم‌آباد- پلدختر) در این استان و در مجاورت رودخانه کشکان قرار دارد (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه زون‌های ساختاری زاگرس دو ناحیه ساختاری زاگرس مرتفع و چین‌خورده [۱۵]، (ب) نقشه موقعیت چاه مورد نظر

چینه‌شناسی و جایگاه زمین‌شناسی منطقه بررسی شده

کمبرند کوهزایی زاگرس با یک توالی ضخیم رسوبی ۷ تا ۱۲ کیلومتری در حاشیه شمال شرقی ورقه عربی با راستای شمال غربی جنوب شرقی از ترکیه تا تنگه هرمز به‌طول بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر گسترش یافته [۱۶]، [۱۷] و در آن رسوبات دوره کرتاسه در این حوضه دارای ضخامت بالا و توالی کاملی هستند. برش نمونه سازند سورگاه که تاکنون بدون تغییر است در تنگ گراب واقع در یال جنوب غربی کوه سورگاه و شمال غربی کوه و ۱۲ کیلومتری جنوب غربی شهرستان ایلام انتخاب شده و ۱۷۵/۵ متر ضخامت دارد. لیتولوژی آن که غالباً شامل شیل‌های خاکستری روشن تا تیره، پیریت‌دار با فرسایش نرم همراه با تناوبی از آهک‌های ریزدانه است [۱۸]. در این چاه سازند آهکی سروک حد پایینی سازند سورگاه را تشکیل داده و ضخامت آن ۲۵۹ متر است. حد بالایی آن نیز سازند ایلام است که ۳۰۹ متر ضخامت دارد. لیتولوژی سازند ایلام در این چاه آهکی است [۱۹]. بر اساس پژوهش غبیشاوی و همکاران [۲۰] در

برش‌های سطح‌الارضی تنگ بولفارس و تنگ بند با توجه به شواهد فسیلی و صحرایی مرز بالا و پایین این سازند ناپیوسته گزارش شده است. لیتولوژی سازند سورگه در چاه بررسی شده غالباً سنگ آهک رسی و سنگ آهک شیلی، شیل به‌همراه میان لایه‌هایی از سنگ آهک و در برخی نمونه‌ها به‌همراه پیریت و گلاکونیت است. تاکنون پژوهش‌های متعددی روی گروه بنگستان و سازند سورگه انجام شده است. از جمله مهم‌ترین این پژوهش‌ها می‌توان به این موارد اشاره کرد: وایند [۲۱] در پژوهش‌های زیست‌چینه‌نگاری زاگرس سن کنیاسین را برای سازند سورگه معرفی کرده‌اند. منجزی و وزیري مقدم [۲۲] در پژوهش سازند سورگه در برش الگو سن تورونین پسین تا سانتونین پسین را گزارش کرده‌اند. رازیانی و صادقی [۲۳] نیز بر مبنای روزن بران شناور سن تورونین پسین تا سانتونین پیشین را برای این سازند تعیین کرده‌اند. غیبشای و همکاران [۲۰] پژوهش‌هایی روی چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی گروه بنگستان در تاقدیس بنگستان و میدان نفتی پارسی انجام داده و ۹ ریزرخساره و محیط شلف باز و سه بیوزون به سن کنیاسین تا سانتونین را برای سازند سورگه و ایلام تعیین کردند. حدادی و همکاران [۲۴]، [۲۵] سن سازند را انتهای تورونین میانی تا سانتونین میانی تعیین کرده‌اند. آزاد بخت و همکاران [۲۶] برای این سازند سن تورونین تا سانتونین، کاظمی و همکاران [۲۷] سن تورونین پسین تا ابتدای سانتونین پسین، دانشیان و همکاران [۲۸] سن تورونین میانی تا سانتونین پسین را بر اساس پژوهش روزن بران در این سازند اعلام کرده‌اند. سازند سورگه از نظر حفظ‌شدگی و تنوع روزن بران شناور غنی و با توجه به شرایط و حضور مواد آلی فراوان نقش سنگ منشأ را دارد. در مقاطع چینه‌شناسی سطح‌الارضی نیز وجود لایه‌هایی با مواد آلی فراوان مشهود است. از این رو تا کنون پژوهش‌های متعددی در مورد تعیین سن سازند سورگه و پالئوآکولوژی آن انجام شده است. اغلب این تعیین سن‌ها محدودۀ تورونین پسین تا سانتونین پیشین تا پسین را در بر می‌گیرد. البته باید به این نکته توجه داشت که اختلاف نظر در مورد سن‌های اعلام شده به‌علت استفاده از منابع متفاوت و تغییرات در شناسایی جنس و گونه‌های مختلف است.

روش پژوهش

در این پژوهش ۵۵ نمونه مقطع نازک حاصل مغزه‌های حفاری از سازند سورگه بررسی شد. داده‌های لاگ حفاری و گزارشات موجود در زمان حفاری از جمله تغییرات لیتولوژی، تغییرات در لاگ سونیک و ستون چینه‌سنگی بررسی شده‌اند. ابتدا با توجه به منابع موجود زیست‌چینه‌نگاری سازند انجام شده است [۸]، [۱۲]. سپس از مقاطع نازک استفاده و در هر مقطع شمارش و نسبت (P/B) به‌دست آمد. سپس برای تعیین تغییرات سطح آب نیز روزن بران شناور شمارش و هر کدام در گروه‌های مورفوتاییبی خود قرار گرفته‌اند. گروه‌های مورفوتاییبی در سه گروه دریا‌های برقراره‌ای (ESF^۱)، فرم‌های مربوط به آب‌های کم‌عمق (SWF^۲) و فرم‌های مربوط به مناطق عمیق (DWF^۳) تفکیک شده‌اند. سپس تغییرات عمق آب به‌صورت نسبی حاصل شد. در مرحله بعد میزان شوری دیرینه به‌صورت نسبی بررسی شد. از این‌رو، در این پژوهش با شمارش تمامی گونه‌های *Whiteinella* و گونه *Muricohedbergella planispira* و *Planoheterohelix* به‌همراه چند جنس دیگر شمارش و پس از محاسبه درصدی (جدول ۲) و روند تغییرات به‌دست آمد. سپس نمودار مربوط به تغییرات جنس‌های ذکرشده در سازند سورگه و تغییرات میزان شوری در آن رسم شد. در

1. Epicontinental Sea Forms
2. Shallow Water Fauna
3. Deep Water Forms

مرحله آخر شناسایی رخساره‌های این سازند انجام شد. شایان ذکر است نمونه‌های برداشت شده از چاه موردنظر به‌ویژه از نظر میزان و نوع اجزای اسکلتی، خمیره و ویژگی‌های بافتی بررسی شده و سپس نمونه‌ها بر اساس رده‌بندی دانهام [۲۹] نام‌گذاری شده‌اند. در توصیف و تفسیر ریز رخساره‌ها از منابع مختلفی به‌ویژه کروز و فلوگل [۳۰] و [۳۱] استفاده شده است.

بحث

زیست‌چینه‌نگاری رسوبات سازند سورگه در چاه موردنظر

قبل از بررسی پالئوآکولوژی، تعریف و شناسایی ریز رخساره‌ها، شناسایی میکرو فسیل‌ها بسیار اهمیت دارد. با توجه به شناسایی دقیق می‌توان شمارش جنس و گونه‌ها را انجام داد. در قسمت ذیل به‌اختصار بیوزوناسیون سازند سورگه در چاه موردنظر بررسی و رنج چارت آن ارائه می‌شود. مهم‌ترین منبع تعیین جنس و گونه‌ها در مقاطع نازک [۱۲] و تفکیک بیوزون‌ها بر اساس [۸] بوده است.

در این چاه سازند سورگه ۸۲ متر ضخامت داشته و از عمق ۱۳۲۶ (4349F) متری آغاز و تا عمق ۱۴۰۸ (4620F) متری ادامه دارد. سازند سورگه در این چاه از نظر لیتولوژی شامل سنگ آهک رسی و با میان‌لایه‌هایی شیل به‌همراه پیریت و گلاکونیت است. در بررسی زیست‌چینه‌نگاری چاه مذکور ۳۷ گونه متعلق به ۱۰ جنس از روزن بران شناور و غیرروزن برانی مانند الیگوستیژینیدها شناسایی و محدوده حضور آن‌ها در این برش تحت‌الارضی تعیین شده است (شکل ۴-۶).

زون زیستی ۱

Marginotruncana sigali-Dicarinella primitiva Zone

Category: Partial Range Zone

Age: Latest middle Turonian to Late Turonian

Author: Caron (1978)

این بیوزون در حد فاصل اعماق ۱۴۰۸ تا ۱۳۹۳ متری شناسایی شده و ۱۵ متر از قاعده سازند سورگه در این چاه را به‌خود اختصاص داده است. محدوده این زون از آخرین حضور گونه *Helvetoglobotruncana helvetica* تا اولین حضور گونه *Dicarinella concavata* را در برگرفته و نشان‌دهنده بخش انتهایی میانی تورونین پسین تا انتهای تورونین پسین است.

زون زیستی ۲

Dicarinella concavata Zone

Category: Interval Zone

Age: Late Turonian to Late Coniacian

Author: Sigal (1995)

این بیوزون در حد فاصل اعماق ۱۳۹۳ تا ۱۳۶۵/۵ متری شناسایی شده و ۲۷/۵ متر از سازند سورگه را بعد از زون زیستی ۱ به خود اختصاص داده است. این بیوزون از اولین حضور گونه *Dicarinella concavata* تا اولین حضور

گونه *Dicarinella asymetrica* وجود داشته و دربرگیرنده محدوده سنی این زون تورونین پسین تا کنیاسین پسین است.

زون زیستی ۳

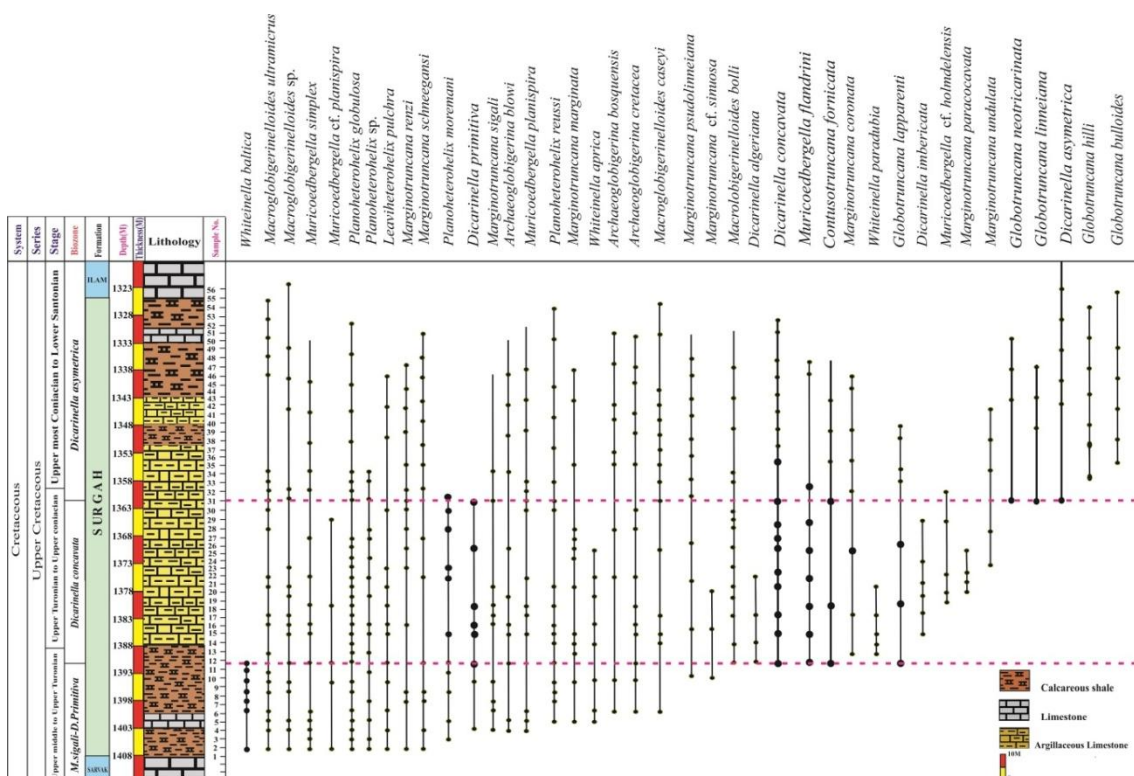
Dicarinella asymetrica Zone

Category: Total Range Zone

Age: Latest Coniacian to Santonian

Author: Postuma (1971)

این بیوزون در حد فاصل اعماق ۱۳۶۵/۵ تا ۱۳۲۶ متری شناسایی شده و ۳۹/۵ متر انتهایی سازند سورگاه را دربر می‌گیرد و شامل تمام ضخامت رسوباتی است که گونه *Dicarinella asymetrica* در آن حضور دارد. با توجه به آن که در این زیست زون گونه‌هایی مانند *Globotruncanita elevata*, *Contusotruncana patelliformis* و همچنین انقراض *Marginotruncanids* مشاهده نشده است می‌توان گفت که این زیست زون در برش بررسی شده دربردارنده محدوده سنی انتهایی ترین حد کنیاسین تا قاعده سانتونین است.



شکل ۲. ستون چینه‌نگاری و محدوده روزن بران شناور در سازند سورگاه در میدان نفتی ماله کوه

یکی از روش‌های بررسی و تعیین مقدار حرکات عمودی کف حوضه رسوبی بازسازی تغییرات عمق دیرینه است. عمق دیرینه را می‌توان از روی الگوی پراکندگی فونا تخمین زد که در این زمینه روزن بران شناور ابزاری مفید به‌شمار می‌روند. پژوهش‌های گوناگون در نقاط مختلف دنیا روی انواع روزن بران شناور اعم از امروزی و انواعی که در گذشته زیست می‌کرده‌اند (*Marginotruncanids*) نشان می‌دهد که هر یک از این تک‌سلولی‌ها به اعماق به‌خصوصی از ستون

آب تطابق و سازگاری پیدا کرده‌اند [۳۲]. در روش دیگر، به‌وسیله جارویس و همکاران [۳۳] سه گروه مورفوتایپی ارائه شد که بر این اساس با کاهش اکسیژن (OMZ) به سمت بالای ستون آب ابتدا انواع عمیق زی حذف شده، سپس انواع ساکن در مناطق متوسط و نهایتاً انواع سطحی از بین می‌روند. روزن بران کف زی فاکتور مناسبی برای تخمین عمق هستند. باید در نظر داشت که پراکندگی عمقی روزن بران کف زی عهد حاضر ممکن است در حوضه‌های مختلف، متفاوت باشد به‌علاوه بسیاری از تاکسون‌ها قادر به جابه‌جایی و انتقال در اعماق مختلف را در شرایط محیطی متغیر نشان می‌دهند. روش دیگر عمق‌سنجی، نسبت بین روزن بران شناور به کف زی است. غالباً درصد روزن بران شناور در محیط‌های باتیال و آبیسال به ۱۰۰ درصد می‌رسد. گسترش روزن بران شناور به چگالی و دمای آب بستگی دارد. این گروه از روزن بران در ژرفای معینی زندگی می‌کنند و بر این اساس دارای ریخت‌شناسی متفاوتی هستند. به‌طور معمول فرم‌های عمیق‌تر سطح پوسته صاف‌تری دارند، زیرا پوسته آن‌ها باید شرایط محیط عمیق‌تر و اثرات ناشی از آن، از قبیل انحلال کربنات کلسیم و فشار را تحمل کند [۲]، [۳۴]، [۳۵]، روزن بران شناور را می‌توان بر اساس عمق به سه دسته، شامل فرم‌های مربوط به دریا‌های برقاره‌ای (ESF)، فرم‌های مربوط به آب‌های کم‌عمق (SWF) و فرم‌های مربوط به مناطق عمیق (DWF) تقسیم کرد [۳۵]، [۳۶] بر این اساس فرم‌هایی که در هر یک از این گروه‌ها قرار می‌گیرند عبارت‌اند از:

۱. فونای مربوط به دریا‌های برقاره‌ای (ESF):

نمونه‌های مربوط به این عمق دارای پوسته مستقیم (دو ردیفی و سه ردیفی) نظیر *Planoheterohelix* و *Guembelitra* هستند (پلیت ۱) [۲]، [۳۷]، [۳۸] طبق نظر روباژینسکی و کارن [۱۰] شکل‌های (r-selected) که ساکن اعماق کم‌اند در شرایط متغیر آب‌های کم‌عمق که ناشی از تغییر در شوری، دما، عمق و مواد غذایی است، دارای قدرت تولید مثلی بالایی هستند.

۲. فونای مربوط به آب‌های کم‌عمق (Shallow Water Fauna= SWF):

نمونه‌های مربوط به این اعماق دارای پوسته‌های تروکوسپایرال با حجرات کروی، بدون کارن، سبک و دارای تزئینات کم مانند *Muricohedbergella delrioensis* هستند [۲]، [۳۷] و یا دارای پوسته‌های سنگین با سطح خاردار مانند *Whiteinella* هستند (پلیت ۱). گونه *W. baltica* مخصوص مناطق کم‌عمق است و حتی بررسی‌های ایزوتوپی انجام‌گرفته تأییدی بر کم‌عمق زی بودن این گونه است [۳۹] همچنین بخش بزرگی از نمونه‌های کوچک *Planispiral* مانند جنس *Macroglobigerinelloides* مرتبط با فونای دریا‌های نسبتاً کم‌عمق اپیریک یا دریا‌های حاشیه‌ای هستند [۴۰]، [۴۱]، [۴۲]. این دو گروه مورفوتایپی به دریا‌های برقاره‌ای نسبت داده می‌شوند. جنس‌های متعلق به این دو گروه از توالی‌های دریایی کم‌عمق (برقاره‌ای) کرتاسه گزارش شده‌اند [۴۰]، [۴۳].

۳. فونای مربوط به مناطق عمیق (DWF):

نمونه‌های مربوط به این اعماق دارای پوسته‌های تروکوسپایرال با حجره‌های فشرده و کارن‌های ابتدایی نظیر *Praeglobotruncana* و یا دارای پوسته تروکوسپایرال با حجره‌های فشرده و دارای کارن مانند *Marginotruncanids* است (پلیت ۱). این گروه جزو گروه (K-sceleted) بوده که مراحل لاروی خود را در اعماق پشت سر گذاشته و با رشد

پوسته به تدریج به اعماق بیشتر وارد می‌شوند و به عبارتی مراحل رشدشان طولانی است و اندازه‌ای بزرگ دارند [۱۴]. البته به‌استثنای گونه *Marginotruncana sinuosa* که در زون نوری دارای هم‌زیست داینوفلاژله است [۲]، [۳۷]، [۴۴]، [۴۵]. تنوع و فراوانی شکل‌های کارن‌دار به سمت مناطق عمیق، بیش‌تر و به سمت مناطق ساحلی کم‌تر می‌شود [۴۶] (جدول ۱).

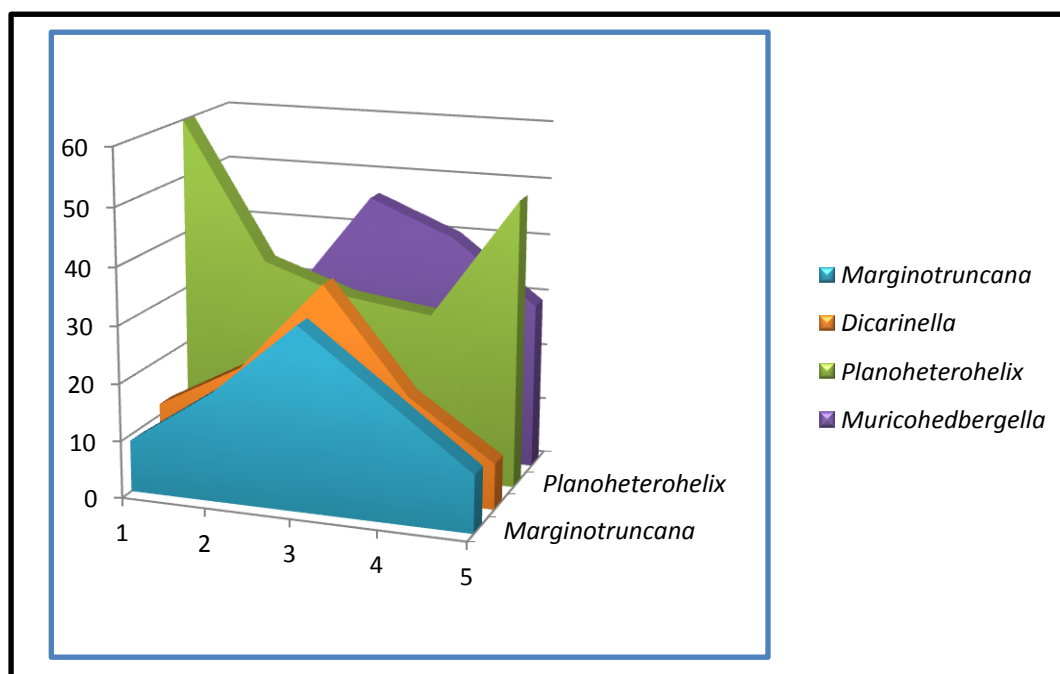
جدول ۱. انواع مختلف گروه‌های مورفوتایی در روزن بران شناور طبق نظر لکی [۲]

| ESF% | SWF% | DWF% |
|-------------------------|--------------------------------|------------------------|
| <i>Planoheterohelix</i> | <i>Muricohedbergella</i> | <i>Marginotruncana</i> |
| <i>Laeviheterohelix</i> | <i>Whiteinella</i> | <i>Dicarinella</i> |
| <i>Pseudotextularia</i> | <i>Macroglobigerinelloides</i> | <i>Globotruncana</i> |
| <i>Guembelitria</i> | <i>Archaeoglobigerina</i> | <i>Globotruncanita</i> |

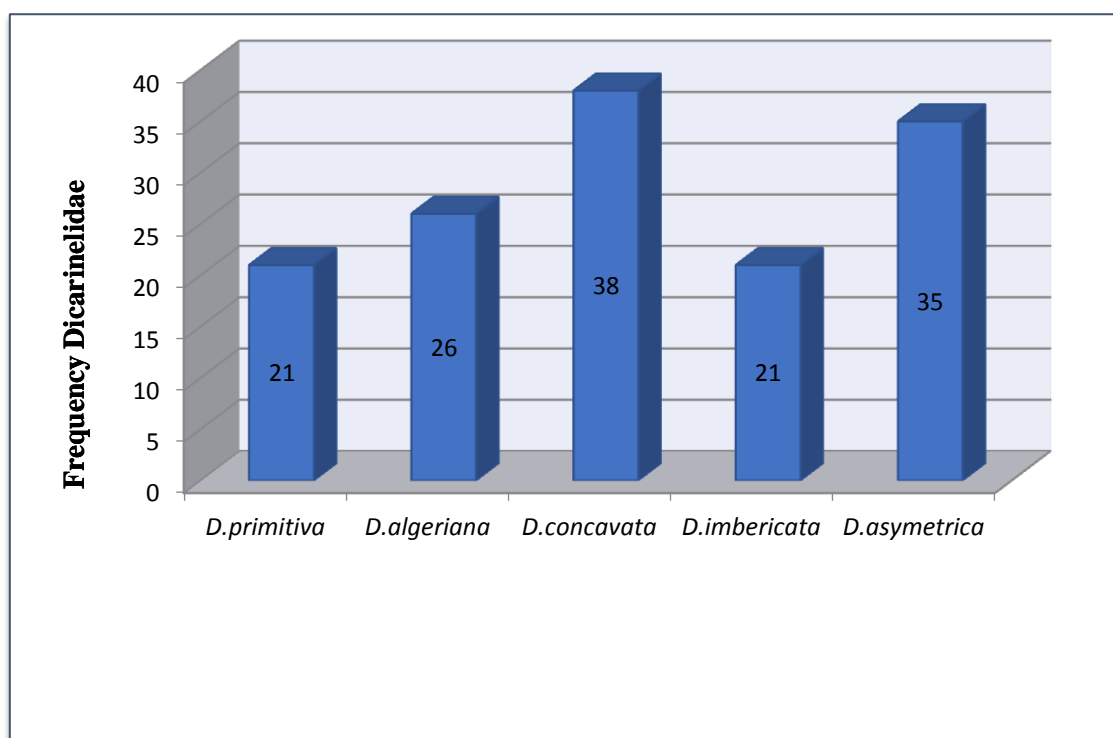
بر اساس نکات ذکرشده، از مقاطع نازک تهیه‌شده حاصل از مغزه‌های حفاری از چاه موردنظر استفاده شد که بعد از شناسایی فسیل‌ها و تعیین سن آن‌ها، ابتدا به صورت کاملاً تصادفی ۳۰۰ میکروفسیل در هر مقطع شمارش و نسبت (P/B) به دست آمد و سپس برای تعیین تغییرات سطح آب نیز روزن بران شناور شمارش و هر کدام در گروه‌های مورفوتایی خود قرار گرفته و در نهایت مقدار آن‌ها به صورت درصدی (جدول ۲) در نمونه‌های بررسی شده محاسبه شد. پژوهش‌های آماری نشان می‌دهد که در قاعده سازند سورگه در زمان انتهای تورونین میانی اعضای گروه مورفوتایپ مربوط به دریا‌های برقاره‌ای (ESF) و فرم‌های مربوط به آب‌های کم‌عمق (SWF) غالب بوده است و شامل: *Planoheterohelix globulosa*, *Planoheterohelix moremani*, *Laeviheterohelix pulchra* است که نشان‌دهنده عمق کم حوضه است ولی از زمان تورونین پسین تا اوایل سانتونین اعضای گروه مورفوتایپ فرم‌های مربوط به آب‌های کم‌عمق (SWF) و فرم‌های مربوط به مناطق عمیق (DWF) غالب و نیز میزان تنوع روزن بران شناور به میزان چشم‌گیری نسبت به زمان تورونین میانی افزایش پیدا می‌کنند (شکل ۲) که می‌توان روند افزایش عمق را از قسمت‌های انتهایی سازند سروک و سورگه به سمت میانه سازند مشاهده کرد که همراه با تغییر در سیستم نافی روزن بران شناور از lip به porticus است [۴۷]. در واقع بالا رفتن تنوع در روزن بران می‌تواند نشان‌دهنده مساعد بودن شرایط برای تکثیر و رشد گونه‌های متفاوت است و کاهش آن ناشی از نامساعد بودن شرایط بوم شناختی برای گونه‌های متنوع است و می‌توان گفت افزایش عمق باعث افزایش تنوع و کاهش عمق باعث کاهش تنوع در روزن بران شناور شده است [۴۸]. فرم‌هایی که در این زمان افزایش پیدا می‌کنند شامل: *Marginotruncana sigali*, *Marginotruncana sinuosa*, *Marginotruncana schneegansi*, *Whiteinella baltica*, *Dicarinella concavata* این مجموعه غالباً نشان‌دهنده افزایش عمق آب هستند. از ابتدای سانتونین تا سانتونین پسین دوباره از عمق حوضه رسوبی به مقدار

اندکی کاسته شده و اشکال دو ردیفی متعلق به مجموعه مورفوتایپی ESF فراوان شده (شکل‌های دو ردیفی Heterohelicids به‌همراه الیگوسترینیدها) و از فراوانی گروه‌های مورفوتایپی SWF, DWF کاسته می‌شود و دو گروه *Globotruncana* و *Globotruncanita* متعلق به آب‌های حدواسط تا عمیق و از نظر جغرافیایی محدود به کمربند استوایی - نیمه استوایی تیس در طول کرتاسه‌اند [۴۹].

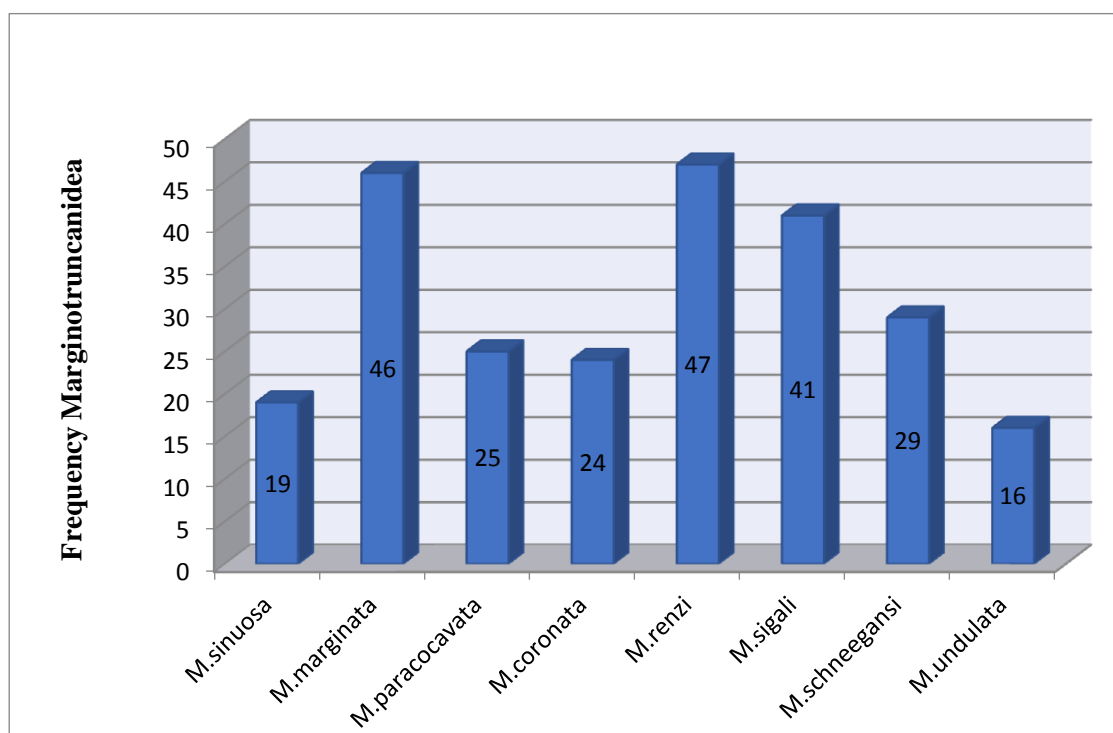
در چاه موردنظر پس از شمارش گروه‌های مختلف مورفوتایپی به‌صورت نمودار (نمودار ۱) رسم شد. در نمودار ۲ و ۳ نیز به‌ترتیب فراوانی جنس‌های *Dicarinella* و *Marginotruncana* که مربوط به مورفوتایپ سه هستند مشخص شده است. افزایش تعداد گروه‌های مورفوتایپی ۲ و ۳ در قسمت میانی سازند با لیتولوژی شیل نشان‌دهنده عمق بیش‌تر رسوب‌گذاری و فراوانی گروه مورفوتایپی ۱ در ابتدا و انتهای سازند سورگه با لیتولوژی سنگ آهک شیلی و سنگ آهک نشان‌دهنده عمق کم‌تر و نیمه‌عمیق بودن حوضه رسوبی با حضور بیش‌تر گونه *Planoheterohelix* است که یکی از اعضای مهم دریا‌های قاره‌ای سطح‌زی و در زون نوری زیست می‌کند و از آن‌جایی که جزو گروه روزن بران شناور با دوره تولید مثلی کوتاه است (r-scelete) سریعاً مراحل رشد خود را پشت سر گذاشته و در جای‌گاه زیستی اصلی خود قرار می‌گیرند. البته ذکر این نکته نیز ضروری است با توجه به این‌که تغییرات سطح آب دریا اثر مستقیمی روی تکامل روزن بران شناور دارد به‌طوری‌که روزن بران شناور در پاسخ به تغییرات سطح آب با تغییر شاخصه‌های شکل‌شناسی زمینه تکامل خود را فراهم می‌کنند ولی گسترش چینه‌شناسی و فراوانی آن‌ها صرفاً وابسته به تغییرات سطح آب دریا نیست بلکه عوامل رخساره‌ای و محیطی مثل شوری، دما، اکسیژن و نوع استراتژی زیستی آن‌ها (نوع r یا k) بودن نیز دخیل است [۲۸].



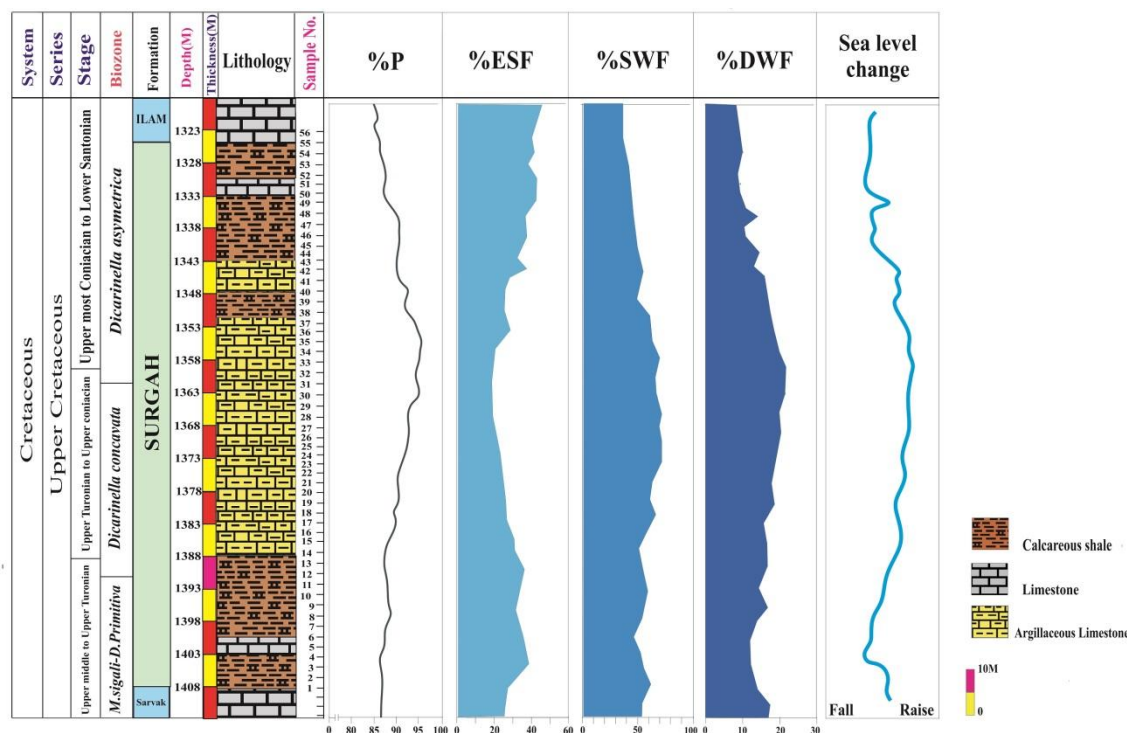
شکل ۳. نمودار فراوانی مورفوتایپ گروه ۲ و ۳ در چاه بررسی شده



شکل ۴. نمودار فراوانی گونه‌های مختلف جنس *Dicarinella* در چاه بررسی شده



شکل ۵. نمودار فراوانی گونه‌های مختلف جنس *Marginotruncana* در چاه بررسی شده



شکل ۶. منحنی مورفوتایپ های مختلف مربوط به تغییرات سطح آب دریا در سازند سورگاه در چاه شماره ۱ ماله کوه با استفاده از مدل لکی [۲]

فونای مربوط به دریاهای بر قاره‌ای (ESF)، فونای مربوط به آب‌های کم‌عمق (SWF)، فونای مربوط به مناطق عمیق (DWF):

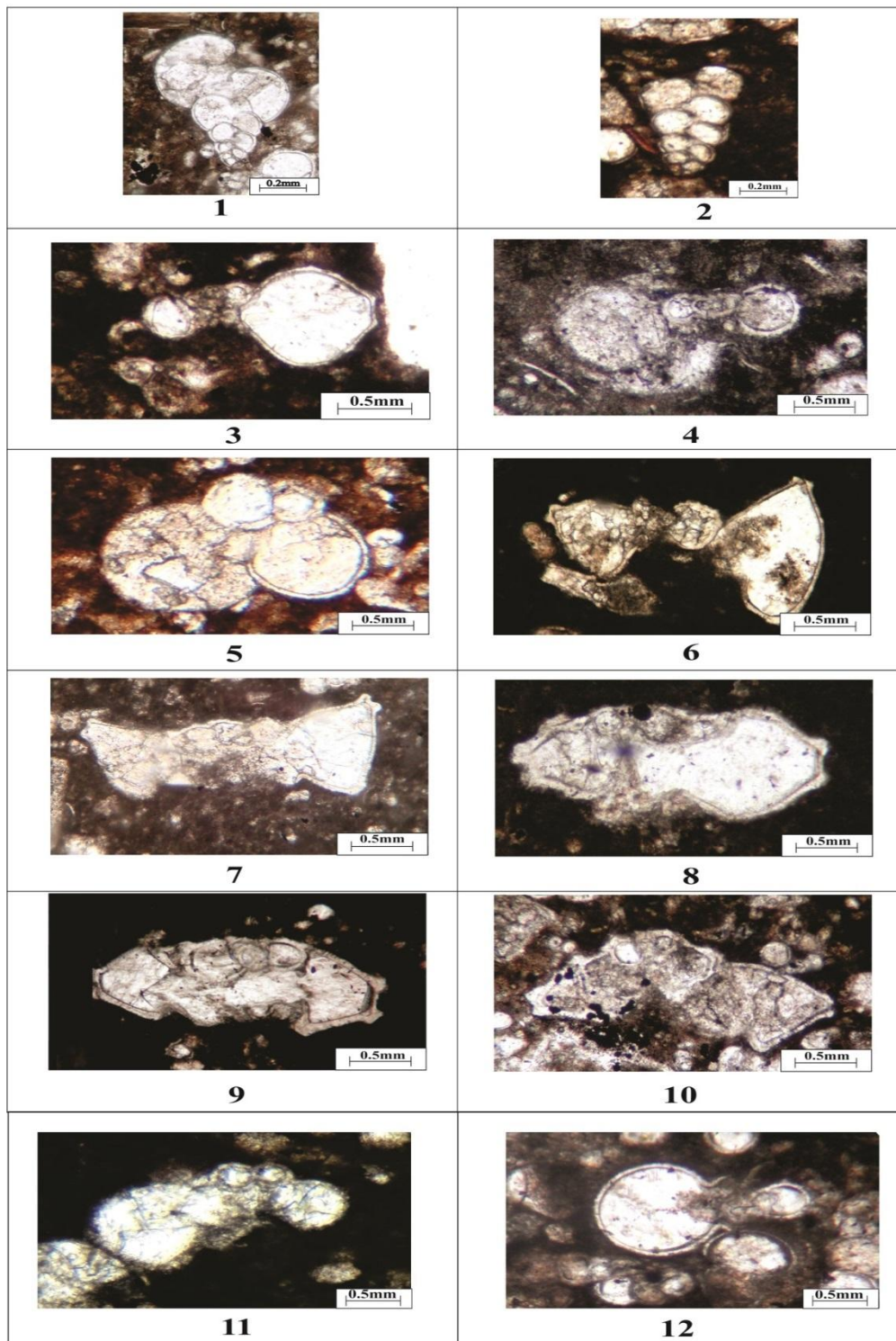
درصد روزن بران شناور (P/B) از رابطه $\%P = (P/P+B) \times 100$ به دست می‌آید که در آن P تعداد روزن بران شناور و B تعداد روزن بران کف‌زی است.

تعیین نسبی شوری دیرینه

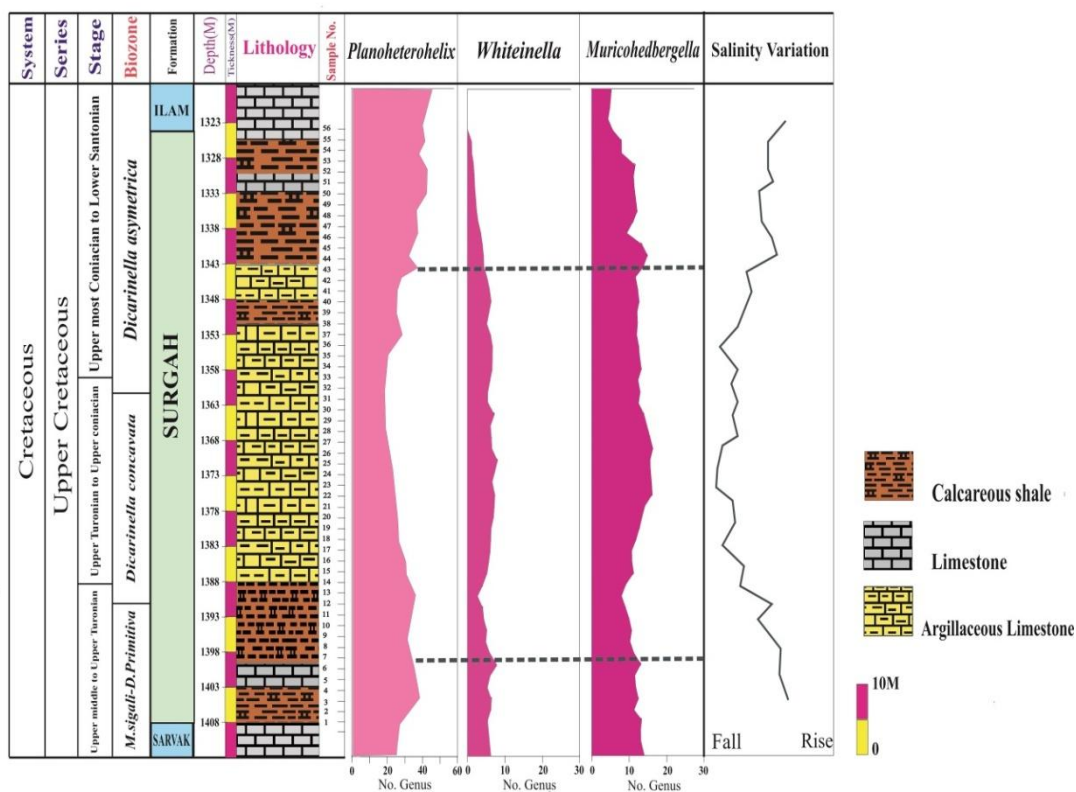
روزن بران شناور، در اعماق بیش‌تر از ۱۰۰ متر و ترجیحاً نزدیک به سطح (منطقه نوری)، زندگی می‌کنند. پژوهش‌های گوناگون در سرتاسر جهان نشان می‌دهد که با استفاده از روزن بران شناور می‌توان شوری آب را به‌طور نسبی تعیین کرد که در این خصوص بیش‌تر از *Muricohedbergella* و در مرتبه بعدی از *Whiteinella* استفاده شده است [۷]، [۵۰]. گونه *Muricohedbergella planispira* از گونه‌های حساس به شوری است به‌طوری‌که فراوان شدن این‌گونه مؤید کاهش شوری آب دریا است و برای تأیید این مطلب از داده‌های ایزوتوپ اکسیژن استفاده شده و درستی این مطلب در مناطق مختلف به اثبات رسیده است [۷]. از دیگر گونه‌های مهم روزن بران شناور کرتاسه برای تعیین شوری می‌توان به *Muricohedbergella simplex*, *Muricohedbergella delrioensis* که شاخص محیط‌های سطحی و شوری کم هستند اشاره کرد. نکته قابل‌ذکر این است که علاوه بر آنالیزهای $\delta^{18}O$ که به تأیید صحت تعیین شوری به‌وسیله *Muricohedbergella*, *Whiteinella* را تأیید می‌کنند، استفاده از *Planoheterohelix* نیز در این رابطه مفید است. تغییرات نسبت ایزوتوپ اکسیژن آب اقیانوس به تغییرات دمایی در مقیاس جهانی و به‌ویژه در رابطه با دوره‌های یخچالی و بین یخچالی دلالت می‌کند. در دوره‌های بین یخچالی که با ذوب یخ‌های قطبی همراه است، با ورود آب

شیرین حاصل از ذوب یخ‌ها، شوری آب دریا کاهش می‌یابد و هم‌زمان مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ کم می‌شود. منفی شدن روند منحنی ایزوتوپ اکسیژن نسبت عکس با فراوانی *Whiteinella* و *Muricohedbergella* نشان می‌دهد. از طرفی *Planoheterohelix* فقط نسبت به شرایط با اکسیژن معین مقاوم است و با کاهش اکسیژن فراوانی آن کاهش پیدا می‌کند. کم اکسیژن شدن آب دریا نیز از ویژگی دوره‌های بین یخچالی است که ستون آب علاوه بر کم‌شور شدن، از نظر سطح اکسیژن حالت لایه مانند (stratified) نیز پیدا کرده و کم اکسیژن می‌شود. بنابراین از حضور *Planoheterohelix* در کنار *Whiteinella* می‌توان برای تعیین شوری استفاده [۵۱]. از این‌رو، در این پژوهش تمامی گونه‌های *Whiteinella* و گونه *Muricohedbergella planispira* و *Planoheterohelix* به‌همراه چند جنس دیگر شمارش شد و پس از محاسبه درصدی (جدول ۲) و روند تغییرات به‌دست آمد. فراوانی جنس و گونه‌های ذکر شده بیان‌گر کم‌ترین میزان شوری در میانه سازند به ضخامت ۳۵ متر است که در واقع با بیش‌ترین فراوانی *Whiteinella* و *Muricohedbergella* و کم‌ترین میزان *Planoheterohelix* را در آن محدوده همراه است. بیش‌ترین میزان شوری نیز مربوط به ۲۰ متر ابتدایی و ۲۷ متر انتهایی سازند سورگه در چاه موردنظر ماله کوه است که در این دو محدوده، میزان فراوانی *Whiteinella* و *Muricohedbergella* کاهش می‌یابد (شکل ۴) و (نمودار ۴). در طول کرتاسه، شیب گرمایی از قطب به استوا کم‌تر از امروز بوده است و در اطلس شمالی فقط دو ایالت Boreal و Tethyan به‌وسیله کمربند میانی (انتقالی) و عمل جریان‌های گرم آب‌های سطحی از هم دیگر جدا می‌شوند [۳۹]. این الگو در نیم‌کره جنوبی نیز منعکس شده، جایی که ناحیه سرد Austral از ناحیه گرم Tropical به‌وسیله یک منطقه معتدل گرمایی جدا شده که این منطقه در مقابل آب‌های گرم سطحی که از تئیس جریان دارند کاملاً باز است. نواحی سرد Boreal و Austral اختصاصاتشان به‌وسیله فرم‌های روزن بران شناور با حجرات دو ردیفی و یا حجره‌های گلوبولار و دیواره نازک هم‌خوانی دارد. از این گونه‌ها می‌توان به انواع *Planoheterohelix* و *Laeviheterohelix* اشاره کرد. به‌طور کلی تفاوت بین ایالت‌های گرم و سرد به‌وسیله کاهش در تعداد و پیچیدگی گونه‌ها به‌سمت قطب‌ها نشان داده می‌شود. تفاوت بزرگی در ارتباط روزن بران شناور، وقتی که کمربند حاره را در طول اقیانوس دنبال می‌کند ظاهر نمی‌شود. به‌طور کلی گونه‌هایی که محدود به آب‌های گرم هستند دارای ویژگی‌هایی مانند اندازه بزرگ پوسته، دیواره ضخیم و مورفوتایپ‌های پیچیده‌تری نسبت به گونه‌های آب سرد هستند و هم‌چنین از نظر جمعیتی دارای تنوع بیش‌تر نسبت به گونه‌های محدود آب‌های سرد هستند [۱۰] از این گونه‌ها وان به زون بران شناور دارای کیل اشاره کرد که شامل *Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Marginotruncana*, *Planomalina*, *Helvetoglobotruncana*, *Rotalipora*, *Dicarinella*, *Contusotruncana* است. با توجه به موارد ذکر شده و نمونه‌های موجود در سازند سورگه میزان دما با شوری نسبت عکس داشته است؛ چنان‌که مشخص است تعداد جنس‌های دارای حجره‌های پیچیده و فشرده‌تر در میانه سازند بیش‌تر است جایی که دما افزایش یافته است و از طرفی با فراوانی جنس‌های *Whiteinella* و *Muricohedbergella* که نشان‌دهنده کاهش شوری هستند همراه بوده است. هم‌چنین در قسمت‌های ابتدایی و انتهایی سازند با توجه به گسترش بیش‌تر دو ردیفی‌ها آب سردتر بوده است و با توجه به کاهش نسبت *Whiteinella* و *Muricohedbergella* میزان شوری قدری بیش‌تر بوده است. در نهایت می‌توان به این نکته اشاره کرد که با افزایش دما و ذوب یخ‌های قطبی در بخش میانی سازند میزان شوری کاهش یافته است.

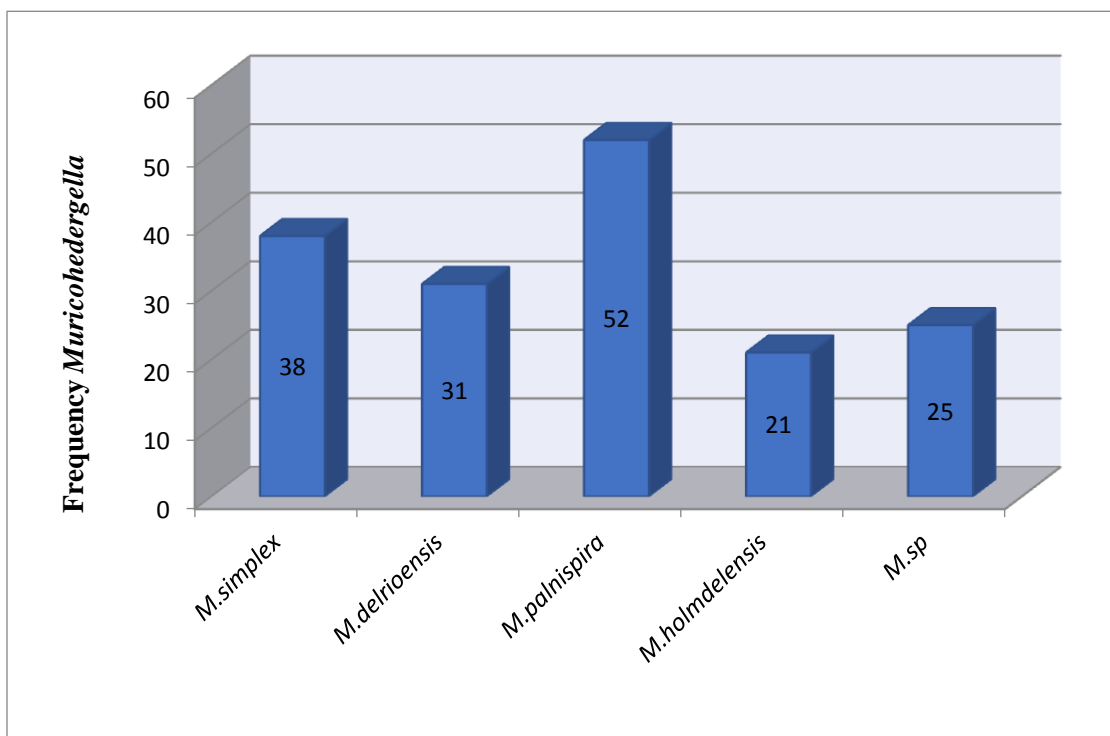
Plate 1



1. *Planoheterohelix globulosa*, 2. *Planoheterohelix moremani* (%EFS), 3. *Archaeoglobigerina cretacea*, 4. *Muricohedbergella planispira*, 5. *Whiteinella* Sp. (%SWF), 6. *Dicarinella concavata*, 7. *Dicarinella concavata*, 8. *Marginotruncana marginata*, 9. *Globoatruncana lapparenti*, 10. *Marginotruncana sigali* (%DWF), 11. *Whiteinella aprica* (%DWF), 12. *Macroglobigerinelloides caseyi*.



شکل ۷. منحنی به‌دست‌آمده از داده‌های آماری مربوط به فسیل‌های تعیین‌کننده شوری در سازند سورگاه



شکل ۸. نمودار فراوانی گونه‌های مختلف جنس Muricohedbergella در چاه بررسی شده

جدول ۲. درصد های مربوط به گروه های مورفوتائیدی و گروه های فسیلی نشان دهنده شوری دیرینه سازند سورگه در چاه مورد نظر

| Sample.NO | %P | %ESF | %SWF | %DWF | %Planoheterohelix | %Whiteinella | %Muricohedbergella |
|-----------|------|------|------|------|-------------------|--------------|--------------------|
| ۱ | ۸۶ | ۲۶/۵ | ۵۶/۵ | ۱۶/۵ | ۲۳ | ۵ | ۱۳ |
| ۲ | ۸۶ | ۳۳ | ۵۲/۵ | ۱۴ | ۲۸ | ۵ | ۱۱ |
| ۳ | ۸۷ | ۳۶/۵ | ۴۸ | ۱۵ | ۳۳ | ۵ | ۱۲ |
| ۴ | ۸۷/۵ | ۳۳ | ۵۲/۵ | ۱۴ | ۳۰ | ۵ | ۱۱ |
| ۵ | ۸۸/۵ | ۳۱/۵ | ۵۴ | ۱۴ | ۲۸ | ۶ | ۱۱ |
| ۶ | ۹۱ | ۳۰ | ۵۴ | ۱۹ | ۲۶ | ۶ | ۱۲ |
| ۷ | ۹۲ | ۲۸ | ۵۵ | ۱۶/۵ | ۲۵ | ۴ | ۱۱ |
| ۸ | ۹۲ | ۲۵ | ۵۶ | ۱۹ | ۲۱ | ۳ | ۱۰ |
| ۹ | ۹۲ | ۲۶/۵ | ۵۷/۵ | ۱۵/۵ | ۲۳ | ۴ | ۱۰ |
| ۱۰ | ۹۲/۵ | ۳۰ | ۵۳/۵ | ۱۶ | ۲۶ | ۲ | ۹ |
| ۱۱ | ۹۲/۵ | ۳۳ | ۵۰ | ۱۶ | ۳۰ | ۲ | ۸ |
| ۱۲ | ۹۳ | ۳۵ | ۵۰ | ۱۵ | ۳۱ | ۲ | ۷ |
| ۱۳ | ۹۳ | ۳۳ | ۵۱/۵ | ۱۵ | ۳۰ | ۴ | ۸ |
| ۱۴ | ۹۳/۵ | ۳۲ | ۵۲ | ۱۵/۵ | ۲۹ | ۵ | ۱۱ |
| ۱۵ | ۹۴ | ۳۵ | ۴۹ | ۱۵/۵ | ۳۷ | ۵ | ۱۱ |
| ۱۶ | ۹۴ | ۳۳ | ۵۳ | ۱۳/۵ | ۳۰ | ۶ | ۱۰ |
| ۱۷ | ۹۴ | ۳۲/۵ | ۵۳/۵ | ۱۳/۵ | ۲۹ | ۶ | ۱۱ |
| ۱۸ | ۹۴ | ۳۶/۵ | ۴۸ | ۱۵ | ۴۳ | ۶ | ۱۲ |
| ۱۹ | ۹۵ | ۳۱/۵ | ۵۳ | ۱۵ | ۲۸ | ۶ | ۱۳ |
| ۲۰ | ۹۵ | ۲۸/۵ | ۵۵/۵ | ۱۵/۵ | ۲۵ | ۶ | ۱۴ |
| ۲۱ | ۹۶ | ۳۱/۵ | ۵۲ | ۱۶ | ۲۸ | ۶ | ۱۵ |
| ۲۲ | ۹۶ | ۳۳ | ۵۲/۵ | ۱۴ | ۳۰ | ۶ | ۱۵ |
| ۲۳ | ۹۷ | ۳۳/۵ | ۵۲ | ۱۴ | ۴۳ | ۷ | ۱۵ |
| ۲۴ | ۹۷ | ۲۸ | ۵۵ | ۱۶/۵ | ۲۵ | ۶ | ۱۵ |
| ۲۵ | ۹۷/۵ | ۲۵/۵ | ۵۵/۵ | ۱۸ | ۲۵ | ۶ | ۱۵ |
| ۲۶ | ۹۸ | ۳۵ | ۵۹ | ۱۵/۵ | ۳۰ | ۶ | ۱۵ |
| ۲۷ | ۹۸ | ۲۷ | ۵۹/۵ | ۱۶ | ۲۸ | ۶ | ۱۴ |
| ۲۸ | ۹۸ | ۲۶/۵ | ۵۶/۵ | ۱۶/۵ | ۲۶ | ۸ | ۱۳ |
| ۲۹ | ۹۸/۵ | ۲۵ | ۵۴ | ۲۰/۵ | ۲۱ | ۵ | ۱۱ |
| ۳۰ | ۹۸/۵ | ۲۴/۵ | ۵۵ | ۲۰ | ۲۵ | ۵ | ۱۲ |
| ۳۱ | ۹۸/۵ | ۲۵ | ۵۴ | ۲۰/۵ | ۲۳ | ۵ | ۱۱ |
| ۳۲ | ۹۹ | ۲۱/۵ | ۵۷ | ۲۱ | ۱۹ | ۷ | ۱۲ |
| ۳۳ | ۹۷/۵ | ۲۴/۵ | ۵۴ | ۲۱ | ۲۳ | ۶ | ۱۱ |
| ۳۴ | ۹۷ | ۲۴ | ۵۶ | ۲۰ | ۲۸ | ۷ | ۱۲ |
| ۳۵ | ۹۶/۵ | ۲۵/۵ | ۵۵ | ۱۹ | ۲۸ | ۵ | ۱۱ |
| ۳۶ | ۹۶/۵ | ۲۳ | ۵۷/۵ | ۱۹ | ۲۶ | ۵ | ۱۱ |
| ۳۷ | ۹۶ | ۲۱/۵ | ۵۹ | ۱۹ | ۲۶ | ۵ | ۱۰ |
| ۳۸ | ۹۵/۵ | ۲۲/۵ | ۵۹ | ۱۶/۵ | ۲۶ | ۶ | ۱۱ |
| ۳۹ | ۹۵/۵ | ۲۳ | ۵۹ | ۱۷ | ۲۵ | ۵ | ۱۱ |
| ۴۰ | ۹۵/۵ | ۲۵ | ۵۸ | ۱۶/۵ | ۳۱ | ۴ | ۱۰ |
| ۴۱ | ۹۵/۵ | ۳۵ | ۴۹ | ۱۳ | ۳۲ | ۳ | ۱۰ |
| ۴۲ | ۹۵/۵ | ۲۸ | ۵۵ | ۱۶/۵ | ۲۵ | ۲ | ۱۱ |
| ۴۳ | ۹۴ | ۳۵ | ۵۰ | ۱۵ | ۳۱ | ۲ | ۱۰ |
| ۴۴ | ۹۴ | ۳۵/۵ | ۵۱ | ۱۳ | ۳۲ | ۱ | ۵ |
| ۴۵ | ۹۴ | ۳۴ | ۵۱/۵ | ۱۴ | ۳۰ | ۲ | ۱۱ |
| ۴۶ | ۹۳ | ۳۲ | ۵۲ | ۱۵/۵ | ۲۸ | ۲ | ۱۲ |
| ۴۷ | ۹۲ | ۴۰ | ۴۶ | ۱۳ | ۳۷ | ۱ | ۱۲ |
| ۴۸ | ۹۲ | ۴۰ | ۴۷ | ۱۳ | ۳۶ | ۱ | ۱۱ |
| ۴۹ | ۹۱/۵ | ۴۰ | ۴۶ | ۱۳/۵ | ۳۶ | ۱ | ۱۱ |
| ۵۰ | ۹۱/۵ | ۳۵ | ۵۳ | ۱۱/۵ | ۳۹ | ۱ | ۱۱ |
| ۵۱ | ۸۹ | ۳۶ | ۵۲ | ۱۱/۵ | ۲۸ | ۱ | ۱۲ |
| ۵۲ | ۸۷ | ۳۵/۵ | ۴۶/۵ | ۱۳ | ۳۵ | ۱ | ۵ |
| ۵۳ | ۸۷ | ۳۵/۵ | ۵۰/۵ | ۱۳ | ۳۲ | ۰ | ۵ |
| ۵۴ | ۸۶/۵ | ۴۰/۵ | ۴۶ | ۱۳ | ۳۷ | ۰ | ۳ |
| ۵۵ | ۸۶/۵ | ۴۱/۵ | ۴۶/۵ | ۱۱/۵ | ۳۸ | ۰ | ۲ |

ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند سورگه

با توجه به پژوهش‌های انجام‌شده ضخامت سازند سورگه از قسمت غرب و شمال‌غرب زاگرس یعنی استان ایلام به سمت جنوب و جنوب‌شرقی کاسته شده و به شیل‌هایی که از آن تحت عنوان لافان نام می‌برند تبدیل می‌شود و به سمت فرو افتادگی دزفول به‌طور کامل ناپدید می‌شود [۵۲]، [۱۸]. ریز رخساره‌های رسوبی بر اساس میزان و درصد آلوکوم‌ها، زمینه سنگ و هم‌چنین عمق قرارگیری روزن بران و مورفوتایپ‌های مختلف از محیط عمیق به کم‌عمق تفکیک و نام‌گذاری شده که شامل چهار دسته رخساره بدین شرح است:

رخساره SU1:

SU1: Mudstone

توصیف: این رخساره مادستونی تیره رنگ است و رنگ تیره و بافت کاملاً گلی آن نشان‌دهنده بخش‌های بسیار کم انرژی محیط رسوبی است. در این نوع ریزرخساره گونه‌هایی از روزن بران شناور و غیرروزن بران الیگوستژینید^۱ در زمینه‌ای مادستونی مشاهده می‌شود. این رخساره فاقد آثار زیست‌آشفته‌گی است و فونای شناور با فراوانی بسیار کم (کم‌تر از ۱۰ درصد) تنها اجزای فسیلی آن هستند. (پلیت ۲ تصویر ۱).

تفسیر: وجود بافت گلی غالب به‌همراه نبود آثاری از موجودات کف‌زی و حضور فونای اندک شناور حاکی از رسوبگذاری این رخساره در بخش‌های عمیق حوضه یا حداقل در زیر قاعده اثر امواج طوفانی (SWB) است [۳۱]. رنگ تیره رسوبات و نبود آشفته‌گی زیستی بر کمبود اکسیژن در محیط دلالت می‌کند که با وجود کانی‌های اتوزنیک احیایی تشکیل‌شده در زمان رسوب‌گذاری نظیر پیریت نیز در کنار شواهد بالا حاکی از رسوب‌گذاری این رخساره در یک محیط عمیق بسیار کم اکسیژن است. این رخساره را می‌توان معادل RMF2 در نظر گرفت. در واقع این رخساره در قسمت دریای باز نهشته شده است.

رخساره SU2:

SU2: *Marginotruncana/Dicarinella* Oligostegine Wackestone

توصیف: این رخساره دارای گونه‌های مختلف از روزن بران شناور است که در زمینه‌ای کاملاً گلی قرار گرفته‌اند. درصد آلوکوم در این رخساره بین ۱۰ تا ۴۰ درصد متغیر است. این رخساره فاقد زیست‌آشفته‌گی است و زمینه سنگ از نوع میکریتی است.

تفسیر: این ریز رخساره در قسمت‌های بالایی سازند سورگه در مرز زیرین برش‌های بررسی شده قرار گرفته است. با توجه به حضور روزن بران شناور با زوائد و کیل‌های مشخص و حضور کم‌تر گل‌آهکی در عمق کم‌تری نسبت به رخساره قبل نهشته شده است و به محیط رمپ خارجی و دریای باز نسبت داده می‌شود [۵۳]. (پلیت ۲ تصویر ۲). پیریت و گلاکونیت اگر چه به مقدار کم در این ریز رخساره مشاهده شده است که هم‌چنان به کمبود نسبی اکسیژن در محیط دلالت می‌کند.

رخساره SU3:

SU3: *Macrolobigerinelloides / Muricohedbergella* Packstone

1. Oligosteginids

توصیف: اجزای اصلی این رخساره را روزن بران شناور دارای کیل‌های ضعیف یا بدون کیل می‌سازند و به میزان بسیار کم‌تری روزن بران شناور کارن دار مشاهده شده است. *Macroglobigerinelloides* با ۳۵٪ و *Muricohedbergella* با ۱۵٪ بیش‌ترین فراوانی را دارند. حجره‌های برخی از روزن بران شناور در این ریزرخساره با پیریت پر شده است (پلیت ۲ تصویر ۳). ارتوکم در این رخساره میکرایت است.

تفسیر: به دلیل وجود شواهدی نظیر وجود گل، فسیل‌های شناور فراوان، وجود موجودات کف زی به مقدار بسیار کم و نبود بایوکلیست نشان‌گر محیط نیمه عمیق بوده است که در یک محیط نسبتاً آرام و کم‌انرژی و در منطقه عدم نفوذ نور، ته نشست یافته است [۳۰]. وجود پیریت اگر چه بر شرایط بی‌هوازی دلالت می‌کند ولی از آن‌جاکه پرکننده حجره‌های فرامینیفر است در این رخساره است پس به صورت اتوژنیک نیست بلکه پس از دفن پوسته فرامینیفرها به صورت ثانویه و دیاژنتیک تشکیل شده است. بنابراین نمی‌تواند بر شرایط بی‌هوازی در حین رسوب‌گذاری دلالت کند.

رخساره SU4:

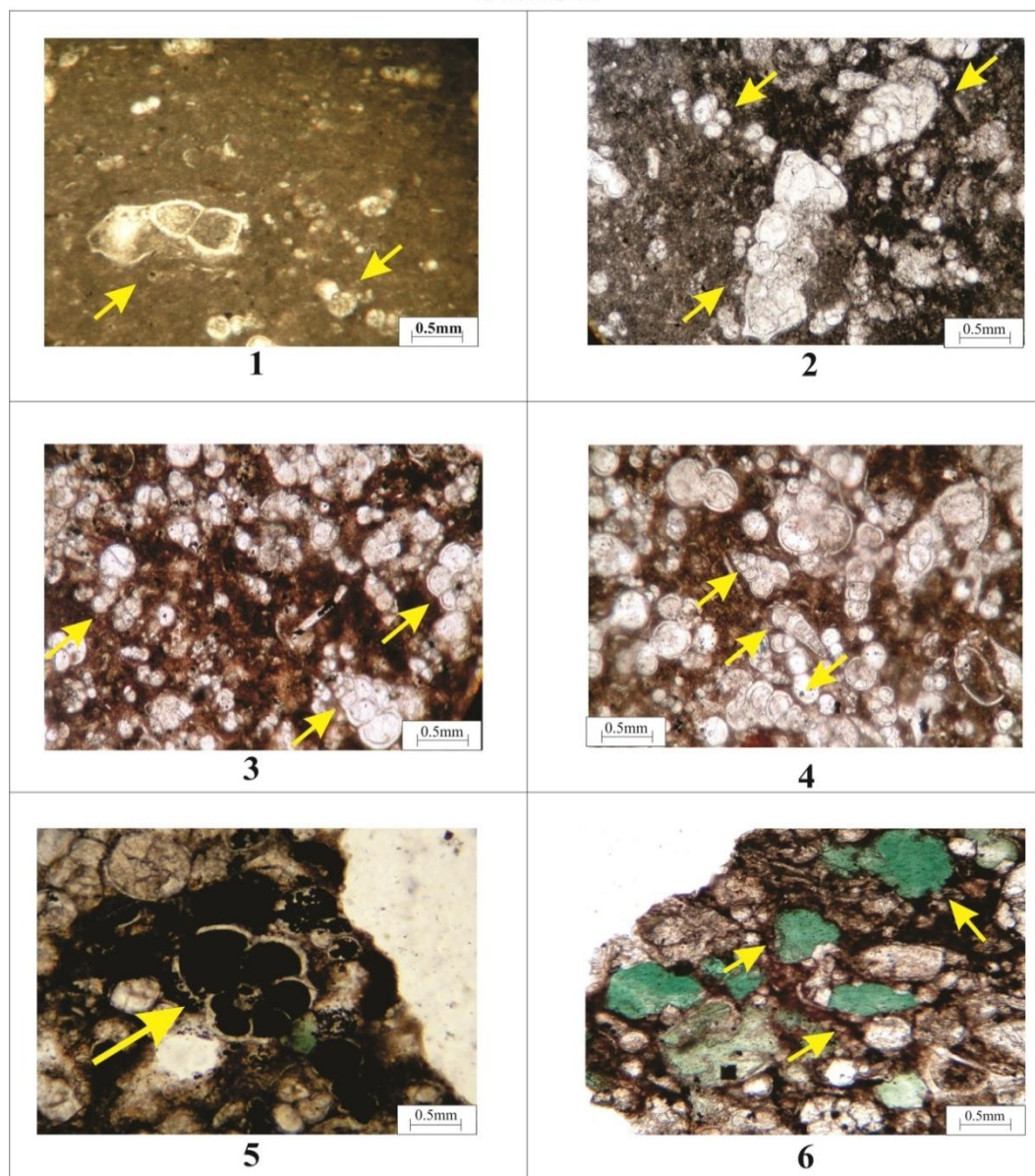
SU4: *Gavelinella* / *Muricohedbergella* / *Planoheterohelix* Packstone

توصیف: روزن بران بدون کیل در این ریز رخساره فراوانی بیش تری را داشته که *Planoheterohelix* با ۳۰٪ بیش‌ترین فراوانی را دارد. حجره‌های این فسیل به صورت دو ردیفی است و در عمق کم‌تری از روزن بران شناور دیگر می‌زیسته است. *Oligosteginids*, *Muricohedbergella*, *Macroglobigerinelloides* و گونه‌های مختلفی از میکروفسیل‌های کف زی هر کدام ۱۰ درصد از این رخساره را تشکیل می‌دهند (پلیت ۲ تصویر ۴).

تفسیر: با توجه به کاهش روزن بران شناور که در این رخساره بیش تر از نوع بدون کارن هستند و روند افزایش روزن بران کف زی می‌توان نتیجه گرفت این ریز رخساره در محیط کم‌عمق‌تری نسبت به سه رخساره قبل قرار گرفته که محیط مناسبی برای افزایش روزن بران کف زی فراهم آورده است. فراوانی نسبی فونای اپی بنتیک بر سطح قابل قبول اکسیژن در محیط بستر دریا دلالت می‌کند.

در رخساره SU1 می‌توان دانه‌های گلاکونیت را مشاهده کرد. هر چند موقعیت‌های رسوب‌گذاری زیادی وجود دارد که گلاکونیت در آن‌ها تشکیل می‌شود ولی عموماً تشکیل گلاکونیت در زون‌هایی با میزان بسیار اندک اکسیژن در زیر ناحیه‌ای با تولیدات زیاد، گاه همراه با کانی‌های اتوژنیک مانند پیریت در رسوبات غنی از مواد آلی رخ می‌دهد [۵۴]، [۵۵]، [۵۶]، [۵۷]، [۵۸]. کانی گلاکونیت در رسوباتی که برای دوره‌های طولانی در مرز مشترک آب‌های درون حفره‌ای اکسیداسیونی احیایی باقی مانده‌اند تشکیل می‌شوند [۵۴]، [۵۹] که به دلیل وقفه‌های زیاد در محیط رسوب‌گذاری است [۶۰]. مثل سطوح حداکثر غرقابی (MFS (Maximum flooding surface) دره‌های کنده شده و پر شده، حواشی فلات‌ها و مجاور لبه‌های سطح پایین [۶۱] در چاه بررسی شده گلاکونیت در عمیق‌ترین رسوبات سازند سورگه و در حداکثر سطح غرقابی تشکیل شده است (پلیت ۲. تصویر ۵ و ۶).

Plate 2



پلیت ۲.

1. SU1: Mudstone, 2. SU2: *Marginotruncana/Dicarinella* Oligosteginid Wackestone, 3. SU3: *Macroglobigerinelloides / Muricohedbergella* Packstone, 4. SU4: *Gavelinella / Muricohedbergella / Planoheterohelix* Packstone,

۵. پیریت به صورت پرکننده حجرات روزن بران شناور، ۶. گلاکونیت

ریز رخساره‌های نامبرده شده در بخش نیمه عمیق تا عمیق دریای باز تشکیل شده‌اند. حضور روزن بران شناور شاخص دریای باز و محیط‌های آرام است [۶۲] به گونه‌ای که سنگ آهک رسی در شرایط آرام محیطی نهشته شده است و انرژی محیطی از ریز رخساره با بافت گل سنگ به سوی ریز رخساره‌هایی با بافت وکستون و پکستون افزایش یافته است. از مهم‌ترین دلایل انتساب این رخساره‌ها به بخش دریای باز می‌توان به این موارد اشاره کرد:

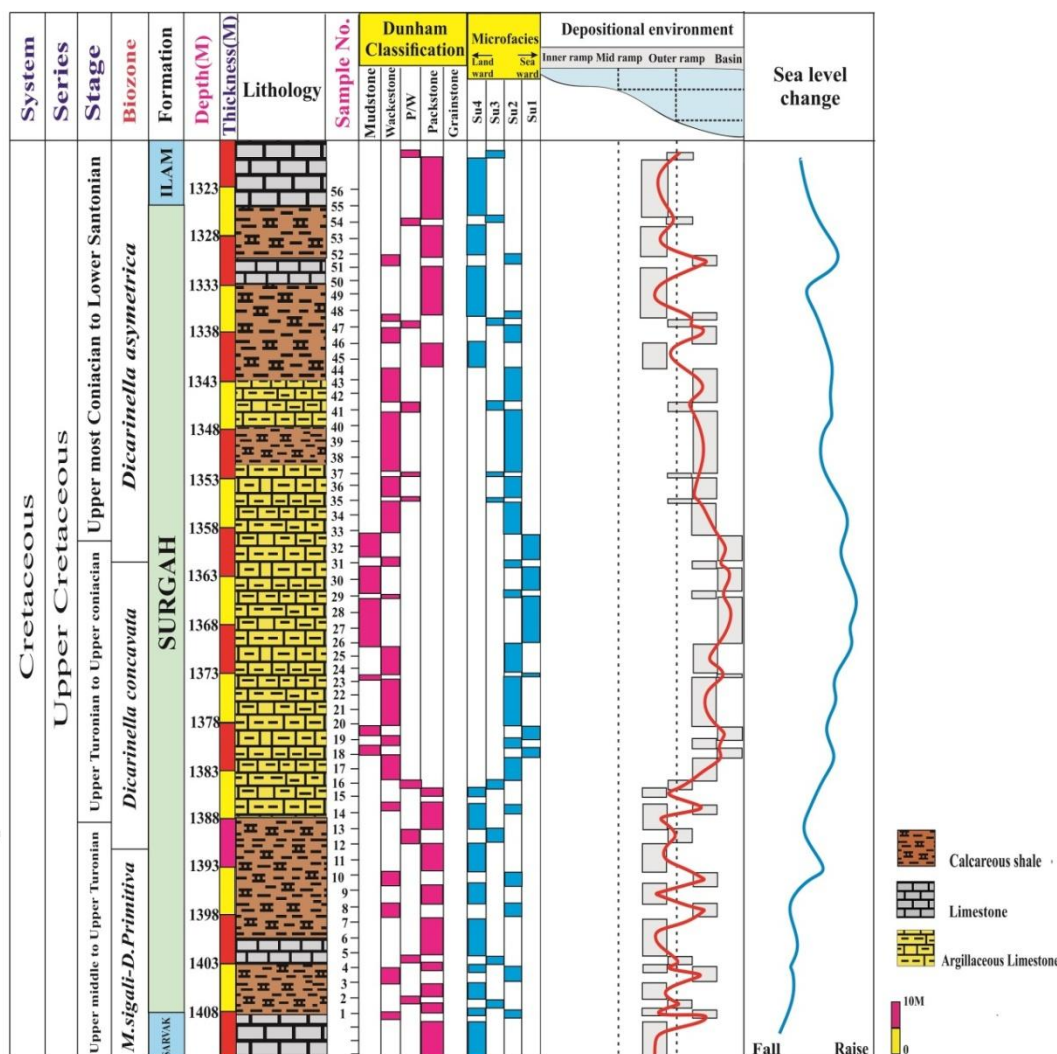
۱. وجود رنگ خاکستری تا خاکستری تیره در رخساره‌های آهکی تا آهک شیلی نشان‌دهنده محیط کم اکسیژن در زمان تشکیل آن است. چنین شرایطی، محیط‌های دریایی نسبتاً عمیق تا عمیق را تداعی می‌کند.

۲. لایه‌های نازک سنگ آهک در تناوب با شیل‌های تیره رنگ، و هم‌چنین فراوانی میکریت نشان‌دهنده نبود انرژی کافی برای جابه‌جایی گل آهکی است پس نشان‌دهنده رسوب‌گذاری آن‌ها در محیط بانرژی کم است.

۳. نبود سیمان در ریز رخساره‌های سازند سورگه نشانه تشکیل آن‌ها در محیط‌های کم انرژی مانند بخش ژرف دریای باز است که محیط کم‌عمق‌تر آن را می‌توان در شیل‌هایی به نام شیل‌های لافان مشاهده کرد.

۴. وجود روزن بران شناور و کف زی در ریز رخساره‌های سازند سورگه و تغییرات تدریجی از رخساره "مادستونی" (SU1)، به رخساره "وکستون پلانکتونیک دار" (SU1) و در نهایت به رخساره "پکستون پلانکتون-بنتیک‌دار" (SU4) نشان از کاهش تدریجی عمق دارد که در محیط دریای باز به سمت بخش خارجی رمپ کربناته نهشته شده است.

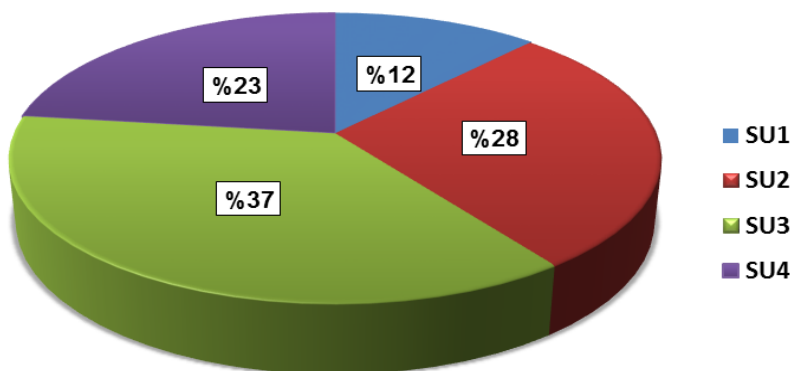
در شکل ۹ توزیع ریز رخساره‌های سازند سورگه با توجه به نمونه‌های شناسایی شده مشاهده و در نمودار میزان درصد فراوانی هر ریز رخساره ترسیم شده است.



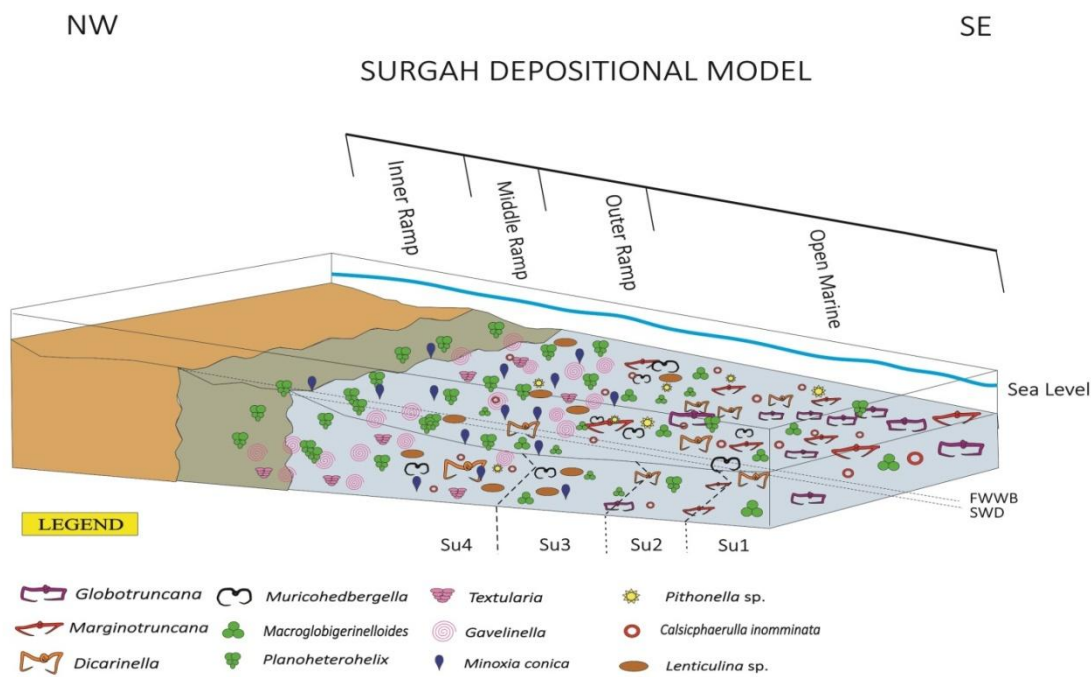
شکل ۹. توزیع رخساره‌های سازند سورگه در چاه بررسی شده

مدل رسوب‌گذاری

الشرحان و نایرن [۶۳] حوضه زاگرس را یک محیط پلاتفرم پهناور می‌دانند. بر اساس اطلاعات حاصل از بررسی رخساره‌های سنگی و محیط تشکیل آن‌ها و پژوهش‌های دیگر انجام‌گرفته روی برش‌های سطح الارضی روی این سازند در منطقه و با توجه به عدم رشد ریف‌های سدی، عدم حضور کورتوئیدها، آنکوئیدها، پیژوئیدها و دانه‌های آگرگات که خاص شلف کربناته هستند و یا به‌ندرت در رمپ‌های کربناته یافت می‌شوند [۵۳] و دارا بودن شیب کم حوضه و عدم وجود رسوبات توریدایتی، برای رسوبات سازند سورگاه می‌توان یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ که نهشته آن در منطقه رمپ خارجی تا دریای باز نهشته شده‌اند را پیشنهاد کرد (شکل ۱۱).



شکل ۱۰. نمودار درصد فراوانی رخساره‌های تشکیل‌دهنده سازند سورگاه در یکی از چاه‌های میدان نفتی ماله کوه



شکل ۱۱. مدل رسوبی سازند سورگاه و توزیع روزن بران شناور در چاه شماره یک ماله کوه

نتیجه‌گیری

سازند سورگه دریکی از چاه‌های میدان نفتی ماله کوه ۸۲ متر ضخامت داشته و از سنگ آهک رسی، شیل آهکی بامیان لایه‌هایی از سنگ آهک تشکیل شده است. با توجه به تنوع و فراوانی بررسی ریز رخساره‌های این سازند با در نظر گرفتن عمق تشکیل رسوبات و مورفوتایپ‌های پلانکتون [۲۵]، حاکی از این مطلب است که در انتهای تورونین میانی تا تورونین بالایی حوضه رسوبی نسبتاً کم عمق بوده است، ولی در بعد از تورونین بالایی تا اوایل سانتونین افزایش عمق داشته و مجدداً از ابتدای سانتونین تا سانتونین بالایی کاهش عمق همراه بوده است. روند تغییرات به دست آمده در این نهشته‌ها نیز بیانگر کمترین میزان شوری در میانه سازند به ضخامت ۳۵ متر و بیشترین میزان شوری نیز مربوط به ۲۰ متر ابتدایی و ۲۷ متر انتهایی سازند سورگه در چاه مورد نظر است. در برش بررسی شده برای سازند سورگه چهار ریز رخساره بر اساس جای‌گیری روزن بران تفکیک شد. ریز رخساره‌های نام‌برده شده مربوط به یک پلاتفرم کربناته بوده است که در قسمت رمپ خارجی و در محیطی نیمه عمیق تا عمیق نهشته شده‌اند.

تشکر و قدردانی

از همکاری و هماهنگی شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب و جناب آقای دکتر حسن امیری بختیار برای دریافت مقاطع و اطلاعات چاه‌های میدان نفتی ماله کوه تشکر می‌کنیم.

منابع

۱. مطیعی همایون، "زمین‌شناسی نفت زاگرس"، جلد دوم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۴).
2. Leckie R. M., "Paleoecology of mid-Cretaceous planktonic foraminifera: A comparison of open ocean & Epicontinental Sea assemblages", *Micropaleontology*, 33 (1987) 164–176.
3. Jorissen F. J., Fontanier C., Thomas E., "Paleoceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. In: Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography", (Pt. 2): Biological tracers & biomarkers, edited by C. Hillaire-Marcel & A. de Vernal, Elsevier, (2007) 263-326.
4. Phleger F. B., "Foraminiferal distribution, pt.1, Ecology of foraminifera, northwest Gulf of Mexico", *Geology. Soc. Am. Mem.*, 46 (1951) 1-88.
5. Grimsdale T. F., Van Morkhoven F. P. C. M., "The ratio between pelagic & benthonic foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks", *Proc. World Pet. Cong.*, 4th, Rome. Sect. 1/D4, (1955) 473-491.
6. Gibson T. G., "Planktonic Benthic Foraminiferal Ratios: Modern Pattern and Tetian-Applicability", *Marine micropaleontology*, 15 (1989) 29-52.
7. Wolff T., Grieger B., Hale W., Du'rkoop A., Mulitza S., Pa'tzold J., Wefer G., " On the reconstruction of Paleosalinites", In: Fischer, G., Wefer, G. (Eds.), *Use of Proxies in*

- paleoceanography: examples from the South Atlantic. Springer-Verlag, Berlin, (1999) 207-22.
8. Coccioni R., Silva I. P., "Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magneto-stratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy)", *Newsletters on Stratigraphy*, (2015) 48 (1), 47-90.
 9. Robaszynski F., Caron M., "Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer Boreale et Tethys)", *Cahiers de Micropaleontologie*, 1 (1979) 1-185 .
 10. Caron M., "Cretaceous planktic foraminifera", In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch Nielsen, K. (Eds), *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press (1985) 17-86.
 11. Robaszynski F., Caron M., "Foraminifères planctonique du crétacé", *Bulletine Society Geological of France*, 166 (1995) 681-698.
 12. Premoli Silva I., Verga D., "Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera", In: Verga, D. & Rettori, R., (Eds.), *International school on Planktonic Foraminifera*. Universities of Perugia & Milano, Tipografia Pontefelcino, Perugia (2004) 283.
 13. Loeblich, A. R., Tappan H., "Foraminifera genera and their classification: Van Nostrand Reinhold Company", New York, (1988) 920.
 14. Robaszynski F., Caron M., "Foraminifères planctonique du crétacé", *Bulletine Society Geological of France*, 166 (1995) 681-698.
 15. Heydari E., "Tectonic versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran" *Tectonophysics*, 451 (2008) 56-70.
 16. Alavi M., "Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran", *American Journal of Science*, 307 (2007) 1064-1095.
 17. Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation" *Tectonophysics*, 229 (1994) 211-238.
۱۸. مطیعی همایون، "چینه‌شناسی زاگرس"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۲).
 ۱۹. غیاثوند اله‌بخش، "بیواستراتیگرافی و تطابق چینه‌ای گروه بنگستان در میدان نفتی سرکان و ماله کوه"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۸۲).
 ۲۰. غبیشاوی علی، "چینه‌شناسی سازندهای سروک و ایلام در تاقدیس بنگستان و میدان پارس"، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۷).
 21. Wynd J., G., "Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area", IOOC report, no 1028. (1965) unpublished.
 ۲۲. منجزی نرگس، "زیست چینه‌نگاری سازند سورگه (مقطع تیپ) در جنوب غربی ایلام بر اساس فرامینیفرهای شناور"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۵).
 ۲۳. رازیانی مهدی، "لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی سازندهای سورگه و ایلام در برش کوه شاه نخجیر و مقایسه آن با برش نمونه"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۹).

۲۴. حدادی محمد، وحیدی‌نیا محمد، "زیست چینه‌نگاری سازند سورگاه بر مبنای روزن بران شناور در میدان نفتی ماله کوه (چاه شماره ۱) و سرکان (چاه شماره ۱) در منطقه پلدختر استان لرستان"، مجله دیرینه‌شناسی، جلد دوم، شماره یک، بهار و تابستان (۱۳۹۲) ۳۷-۵۰.
۲۵. حدادی محمد، "میکرو بایواستراتیگرافی، میکروفاسیس و محیط رسوب‌گذاری سازند سورگاه در میداین نفتی سرکان (چاه شماره ۱) و ماله کوه (چاه شماره ۱) در منطقه پلدختر استان لرستان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد (۱۳۹۱).
۲۶. آزادبخت سمیه، مجیدی فرد محمودرضا، بابازاده احمد، "سنگ چینه‌شناسی و زیست چینه‌شناسی سازند سورگاه در خاور خرم‌آباد"، مجله علوم زمین، تابستان (۱۳۹۳) ۲۱۹-۲۲۶.
27. Kazemi A., Sadeghi A., Adabi M., "Biostratigraphy of the Surgah formation in Kuh-e-Surgah and correlation with Tang-e-Gerab (West of Iran)", Arab J Geosci (2012).
۲۸. دانشیان جهانبخش، یونسی کامیار، معلمی علی، "نقش تغییرات سطح آب دریا در گسترش چینه‌شناسی روزن بران پلانکتونیک سازند سورگاه در تنگ چنارباشی-کبیرکوه، ایلام"، فصل‌نامه زمین‌شناسی ایران، شماره ۲۱ (۱۳۹۱) ۶۴-۵۷.
29. Dunham R. J., "Classification of carbonate rocks according to depositional Texture". American Association of Petroleum Geologist Memoir, 1 (1962) 108-121.
30. Carozzi A. V., "Carbonate rocks depositional models", A microfacies approach. Prentice Hall, New Jersey (1989) 605.
31. Flugel E., "Microfacies Analysis of Limestone Analysis, Interpretation and Application", Springer Verlag, Berlin (2010) 976.
32. Be A, W. H., "An econological, zoogeographical & taxonomic review of recent planktonic foraminifera", In: Ramsay, A.T.S. (Editor) Oceanic micropalaeontology, 1 (1977) 1-100.
33. Jarvis I., Carson G. A., Cooper M. K. E., Hart M. B., Leary P. N., Tocher B. A., Horne D., Rosenfeld A., "Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) oceanic anoxic event", Cretaceous Research, 9 (1988) 3-103.
34. Luciani V., "High resolution planktonic foraminifera analysis from the Cretaceous-Tertiary boundary at Ain Settara (Tunisia): evidence of an extended mass extinction. Paleo III", 178 (2002) 299-319.
35. Martinez R., "Foraminiferal biostratigraphy & paleoenvironment of the Maastrichtian colon mudstone of northern south America", Micropaleontology, 35 (1989) 97-113
36. Schmidt D. N, Thierstein H. J, Bollmann J., "The evolutionary history of size variation of planktonic foraminifera assemblage in the Cenozoic", Paleo III, 212 (2004) 159-180.
37. Premoli Silva I., Sliter W. V., "Cretaceous paleoceanography: evidence from planktonic foraminiferal evolution", Geology. Soc Am. Spec. Pap., Vol. 332 (1999) 301-328.
38. Hart M.B., "The recognition of Mid-cretaceous sea level changes by means of foraminifera", Cretaceous Research, I (1980a) 289-297.

39. Hart, M. B., "The evolution & biodiversity of Cretaceous planktonic foraminifera", *Geobios*, 32 (1999) 247-255.
40. Eicher D. L., "Cenomanian & Turonian planktonic foraminifera from the Western Interior of the United States", In: Bronni-mann, P., Renz, H. H. (Eds.), *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils*, E.J. Brill, Leiden, 2 (1969a.b) 163-174.
41. Eicher D. L., Worstell P., "Cenomanian & Turonian, foraminifera from the Great Plains, United States", *Micropaleontology*, 16 (1970) 296-324.
42. Sliter W.V., "Upper Cretaceous planktonic foraminiferal zoogeography & ecology-eastern Pacific margin", *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 12 (1972) 15-31.
43. Loeblich A. R., Tappan H. N., "Foraminifera from the type Kiowa Shale, Lower Cretaceous of Kansas", *Kansas, Univ., Pal. Contr., (Protozoa art. 3)* (1950) 15.
44. Caron M., Homewood P., "Evolution of early planktic foraminifers", *Mar. Micropaleontology*, 7 (1983) 435-462.
45. Leary P. N., Hart M. B., "The use of the ontogeny of deep water dwelling planktonic foraminifera to assess basin morphology, the development of water masses, eustasy and the position of the oxygen minimum zone in the water column", *Mesozoic Research*, 2 (1989) 67-74.
46. Douglas R. G., Savin S. M., "Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from Stansky Rise and other sites in the North Pacific Ocean", In Larson, R.L., Moberly, R., et al., *Invited Rets. DSDP, 32: Washington (U.S. Govt. Printing Office)* (1975) 509-520.
۴۷. دانشیان جهانبخش، معلمی علی، آزاد عباسعلی، "تغییرات سطح آب دریا برپایه روزن بران شناور و ارتباط سیستم نافی آنها با ژرفای آب در سازند سروک، کبیرکوه، جنوب خاور ایلام"، *مجله علوم زمین شماره ۸۸ (۱۳۹۲)* ۱۶۵-۱۷۴.
48. Ottens G., Nederbragt A., "Planktonic foraminifer's diversity as indicator of ocean environment", *Marine Micropaleontology*, 19 (1992) 13-28.
49. Abramovich S., Keller G., Adatte T., Stinnesbeck W., Hottinger L., Stueben D., Berner Z., Ramanivosoa B., Randriamanan Tenasoa A., "Age & paleoenvironment of the Maastrichtian to Paleocene of the Mahajanga Basin, Madagascar: a multidisciplinary approach Marine", *Micropaleontology*, 47 (2002) 17-70.
50. Pierre Ch., "The carbon & oxygen isotope distribution in the Mediterranean water masses", *Marine Geology* 153 (1999) 41-55.
51. Keller G., Pardo A., "Disaster opportunists Guembelitradae: index for environmental catastrophes. Marine", *Micropaleontology*, 53 (2004b) 83-116.
۵۲. آقاناتی علی، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ اول (۱۳۸۳).

53. Keller G., "The Cretaceous-Tertiary Mass extinction in planktonic foraminifera: Biotic constrains for catastrophe theories", in: Macleod, N. , & G. Keller, Cretaceous-Tertiary mass extinctions: Biotic & environmental changes (1999) 49-83.
54. Odin G. S., Matter A., "De glauconiarum origine", *Sedimentology*, 28 (1981) 611-641.
55. Mozley P. S., Carothers W. W., "Elemental and isotopic composition of siderite in the Kuparuk Formation Alaska; effect of microbial and water / sediment interaction on early pore water chemistry", *Journal of sedimentary Petrology*, 62 (1992) 681-692.
56. Roa V. P., Lamboy M., Dupeuble P. A., "Verdine and other associated (glaucony phosphate) facies from surficial sediment of the southwestern continental margin of India" *Marine Geology*, 11 (1993) 133-158.
57. Malone M. J., Claypool G., Martin J., Dickens G. R., "Variable methane fluxes in shallow marine systems over geologic time: the composition and origin of pore waters and antigenic carbonates on the New Jersey shelf", *Marine Geology*, 189 (3-4) (2002) 174-196.
58. Cosovic V., Drobne K., "Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal Limestone of the Adriatic carbonate platform" *Facies*, 50 (2004) 61-75.
59. Glenn C. R., Arthur M. A., "Anatomy and origin of a Cretaceous phosphorites-greensand giant, Egypt", *Sedimentology*, 37 (1990) 123-154.
60. Amorosi A., "Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequence ". *Journal of Sediment Research B*. (1995) 65(4) 419-425.
61. Harris L. C., Whiting B. M., "Sequence stratigraphy significance of Miocene to Pliocene glauconite-rich layers, on- and offshore of the US Mid-Atlantic margin" *Sedimentary Geology* 134 (2000) 129-147.
62. Beavington-Penney S. J., Racy A., "Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera", applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth Science Reviews*, 67 (2004) 219-265.
63. Alsharhan A. S., A. E. M. Narin, "Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East", Amsterdam, Elsevier (1997) 843.