

## چینه‌نگاری زیستی و سکانسی نهشته‌های ائوسن میانی - بالایی در زون سنندج - سیرجان همراه با مطالعات ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن

بنفشه الماسی نیا\*

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارلانگن، نورنبرگ، آلمان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۱/۱۸

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۷/۱۹

### چکیده

نهشته‌های ائوسن در مناطق سه و زفره واقع در زون سنندج- سیرجان شامل رسوباتی از کنگلومرا، ماسه سنگ و آهک‌های نازک لایه و گاهاً با لایه‌هایی از مارن خاکستری تا زیتونی می‌باشند که به ترتیب دارای ضخامتی معادل ۱۷۱ و ۴۰ متر می‌باشند. نهشته‌های ائوسن در منطقه سه و زفره بر روی رسوبات کرتاسه و در زیر رسوبات قم به سن اولیگوسن-میوسن می‌باشند. مطالعات پالئونتولوژی نشان می‌دهد که سن رسوبات در مقطع سه ائوسن پسین (پریابونین، SBZ19) و در مقطع زفره ائوسن میانی- پسین (بارتونین- پریابونین، SBZ18-19) می‌باشد. مهم‌ترین فرامینیفرهای بزرگ بنتیک مقطع زفره *Alveolina* که نشان از عمق بسیار کم حوضه دارد و در مقطع سه *Assilina* می‌باشد که نشان از محیطی پر استرس و غنی از مواد آلی می‌باشد. در دو مقطع مورد مطالعه تعداد ۸ میکروفاسیس همچنین تعداد ۳ سکانس رسوبی (DS) در مقطع سه و دو سکانس رسوبی در برش زفره تعیین شده است. مدل رسوبی در نظر گرفته شده برای این توالی‌ها از منطقه عمیق به کم‌عمق عبارتند از محیط شلف بیرونی شامل مادستون مارنی و متعلق به منطقه بسیار عمیق شلف می‌گردد. رخساره بیوکلاستیک (نومولیتید - دیسکوسکلینید) و کستون- پکستون نیز به منطقه شلف میانی تعلق دارد. رخساره‌های بیوکلاستیک (روتالیدهای کوچک - میلیولید) پلئوئیدال و کستون - پکستون و آلئولینا - کاسکینولینا - دیکتیوکونوس و کستون - پکستون مربوط به شلف داخلی می‌شوند. رخساره‌های ساحلی نیز شامل: کنگلومرا، سندستون، سیلتستون، و ماسه‌سنگ قرمز می‌شوند. مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و کربن جهت تعیین دمای قدیمه و روندهای دیاژنز بر روی نمونه‌هایی با حداقل دگرسانی در این مقاطع صورت گرفته است. براساس مطالعات صورت گرفته بر روی نمونه‌های سه و زفره دمای دیرینه محیط نشانگر دمای اولیه دیاژنز است و حدود ۶۵ درجه سانتیگراد در نظر گرفته می‌شود. روند دیاژنز برای مقطع سه متائوریک تا تدفینی کم‌عمق و برای زفره تدفینی کم‌عمق معرفی می‌گردد.

**واژه‌های کلیدی:** ایزوتوپ کربن-اکسیژن، چینه‌نگاری زیستی، چینه‌شناسی سکانسی، رسوبات ائوسن، زون سنندج - سیرجان.

## مقدمه

شمال ایران در این زون نیز شناخته شده‌اند که برخی از آنها در زاگرس وجود ندارند (قربانی، ۱۳۹۴). (Ghasemi and Talbot, 2005). دو بخش شمالی و جنوبی برای پهنه سنندج - سیرجان در نظر گرفته و تکامل نهایی و بسته شدن اقیانوس تتیس جوان را مربوط به ائوسن میانی بیان می‌کند. بر طبق نظر ایشان زاویه فروانش در کل پهنه سنندج - سیرجان کم شیب بوده و وجود رسوبات ضخیم با سن تریاس فوقانی تا ژوراسیک بالایی در بخش شمالی این پهنه ساختاری می‌تواند نشان دهنده فعالیت اقیانوس نایین بافت بدون تشکیل لیتوسفر اقیانوسی باشد. از دیدگاه تکتونیکی، پهنه سنندج - سیرجان فعال‌ترین پهنه شناخته شده است که از پیچیدگی خاصی برخوردار می‌باشد. مهم‌ترین حادثه دگرشکلی و دگرگونی که سنندج - سیرجان را تحت‌تاثیر قرار داده حادثه تکتونیکی در ارتباط با باز و بسته شدن اقیانوس تتیس جوان می‌باشد که در طول دوران مزوزویک انجام گرفته است (Alavi, 1994). همه سنگ‌های سنندج - سیرجان را می‌توان در سه واحد زمین‌ساختی - چینه‌نگاری پرکامبرین پسین، تریاس میانی، تریاس بالایی - کرتاسه و مجموعه ترشیری جای داد. مجموعه ترشیری: که از گسترش چندانی در این زون برخوردار نیستند به جز چند فروافتادگی در پیرامون ایران مرکزی و زاگرس شمالی که در آنها رسوب‌های فلیش گونه ائوسن - اولیگوسن انباشته شده است، دیگر مناطق سنندج - سیرجان به صورت فراپوم بوده‌اند. جدا از انباشته‌های فلیش - گونه، بخش ناچیزی از سنگ‌های ترشیری سنندج - سیرجان از نوع آندزیت به سن ائوسن هستند که به‌ویژه در حوالی سنندج، شمال کرمانشاه و حاجی‌آباد رخنمون دارند. علاوه بر فعالیت‌های

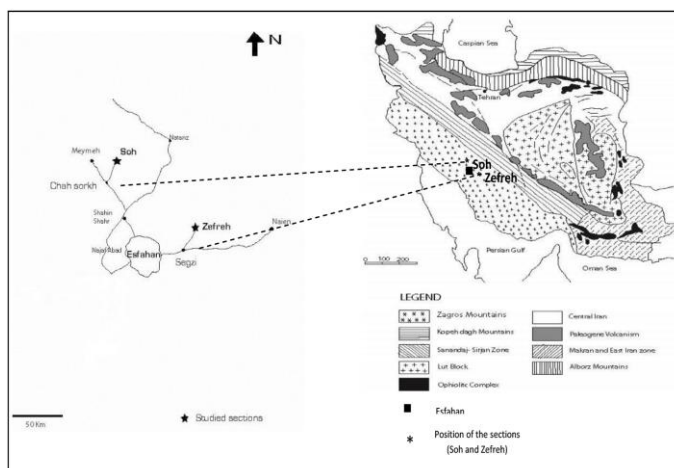
سنندج - سیرجان حاشیه جنوب غربی ایران مرکزی است که در بلافصل شمال شرقی راندگی اصلی زون زاگرس قرار دارد. ویژگی‌های سنگی و ساختاری سنندج - سیرجان معرف یک گودی ژرف (Trough) و یا کافت میانه بلوک در سپر پرکامبرین ایران و عربستان است. با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناختی تاکنون نام‌های متعددی برای آن در نظر گرفته شده است از قبیل زون سنندج - سیرجان (Stöcklin, 1968)، ارومیه - اسفندقه (تکین، ۱۹۷۷)، اسفندقه - مریوان (نبوی، ۱۳۵۵) و منوجان - مریوان (هوشمندزاده، ۱۹۷۷) که این نام‌ها همگی به نوعی نشان دهنده محل و گستردگی این نوار ماگمایی - دگرگونی می‌باشند که روندی مشابه زاگرس یعنی شمال غرب - جنوب شرق را دارد و از ارومیه (شمال غرب) تا سیرجان و اسفندقه (جنوب شرق) امتداد دارد. با اینکه این زون به‌طور کامل برای ایران تعریف شده ولی امتداد آن در ترکیه، سوریه و قفقاز نیز قابل مشاهده است. مرز شمالی این زون توسط نوار آتشفشانی ارومیه دختر و فروافتادگی‌های سیرجان، مرودشت، گاوخونی و کویر میقان جدا می‌شود و مرز جنوبی آن نیز غسل رورانده زاگرس است. درازای این زون ۱۵۰۰ و پهنای آن ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر می‌باشد که این پهنه در مقایسه با زاگرس مرتفع ۲ تا ۳ برابر گسترده‌تر شده است بنا به اظهارات (Stöcklin, 1962) این زون در شمال شرقی راندگی اصلی زاگرس قرار دارد و بر پایه ویژگی‌های مورفولوژی، جزیی از سیستم زاگرس به شمار می‌آید. رژیم رسوب - گذاری و ساختار پهنه سنندج - سیرجان مشابه ایران مرکزی است و تمام ناپیوستگی‌های اصلی مزوزویک و ترشیری موجود در ایران مرکزی و

خاکسترهای آتشفشانی می‌باشند. چینه‌شناسی سکانسی نیز از دیگر اهداف این پروژه به شمار می‌رود.

### منطقه مورد مطالعه

نهشته‌های ائوسن در دو مقطع از زون سنندج - سیرجان (شکل ۱) با مختصات جغرافیایی  $۲۸^{\circ} ۳۲'$  شمالی و  $۵۱^{\circ} ۲۸'$  شرقی در منطقه سه (Soh) کاشان و به ضخامت کلی ۱۷۱ متر (شکل ۲) و  $۳۲^{\circ} ۵۴'$  شمالی و  $۵۲^{\circ} ۵'$  شرقی در منطقه زفره (Zefreh) اصفهان و به ضخامت کلی ۴۰ متر (شکل ۳) از جمله مناطقی بودند که برای مطالعه مناسب تشخیص داده شدند.

آذرین بیرونی، در مرز ائوسن - اولیگوسن توده‌های نفوذی بازیک از نوع گابرو- دیا باز تزریق شده که توده‌های کامیاران، کلاه سر، پنجوین و خار سره از آن جمله‌اند. هدف از انجام این پروژه، مطالعه چینه‌شناسی زیستی، رخساره‌های رسوبی، محیط- های رسوبی و نهایتاً ارائه مدل رسوبی منطقه برای رسوبات ائوسن در زون سنندج - سیرجان می‌باشد. اهمیت این مطالعه در آن است که بیشترین میزان سنگ‌های موجود در این زون مربوط به سنگ‌های آذرین و دگرگونی است لذا بیشتر مطالعات انجام شده نیز بر روی این نوع از سنگ‌ها می‌باشد اما رسوبات مدنظر در این پروژه ضمن غلبه آهکی بودن مخلوطی از رسوبات آهکی و



شکل ۱: موقعیت زون‌های ساختمانی ایران (Stöcklin, 1968) همراه با موقعیت جغرافیایی هر دو مقطع زفره و سه در زون سنندج - سیرجان.

### مواد و روش‌ها

برش زفره بسیار نازکتر از برش سه بودند لذا تعداد نمونه‌های گرفته شده از برش زفره بیشتر گردید) جهت تهیه مقاطع نازک برداشت شدند. برای مطالعات میکروفاسیس ها از روش‌های (Danhum, 1962)، (Embry and Klovan, 1971)، (Wilson, 1975) و (Flügel, 2004) استفاده شده است. برای انتخاب نمونه‌هایی با دگرسانی پایین، تعدادی از مقاطع میکریتی برای

از آنجایی که بررسی رسوبات ائوسن در منطقه سنندج - سیرجان مدنظر قرار گرفت لذا دو مقطع سه و زفره که به لحاظ سن و موقعیت مقطع مناسب بودند برای مطالعه برگزیده شدند. جهت مطالعات فسیل‌شناسی، میکروفاسیس، چینه‌نگاری سکانسی تعداد ۴۲ نمونه از برش سه و تعداد ۵۸ نمونه از برش زفره (به دلیل آنکه لایه‌بندی ها در

ناحیه SBZ با توزیع چینه‌شناسی چندین Taxa متعلق به alveolinids, nummulitids و orthophragminids مشخص می‌گردند. صحت مطابقت زون‌های کم‌عمق بنتیک (SBZ) با مقیاس زمانی مربوط به پالئوسن - ائوسن به-وسیله (Berggen and et al, 1971) براساس اطلاعات مگنتواستراتیگرافی حاصل از حوزه پیرنه و با استفاده از مطابقت بیو استراتیگرافی با بیو زون‌های نانوپلانکتون‌های آهکی و فرامینیفرهای پلانکتون در شرق و مرکز حوزه تتیس اثبات شده است. زون‌های مربوط به دوره ائوسن از SBZ 5 تا SBZ 20 ادامه می‌یابند (اطلاعات کامل مربوط به نوع فرامینیفرهای هر زون در مقاله Serra-(1998) Kiel and et al, موجود می‌باشد). اما مقاطع نمونه‌برداری شده در زون سنندج - سیرجان فقط در برش زفره از تنوع فسیلی بالایی برخوردار بوده و در منطقه سه تنوع فسیلی بسیار کم و به دلیل دگرسانی شدید شناسایی فسیل‌ها بسیار سخت بود. اما به‌طور کلی فسیل‌های شاخص بنتیک و زون‌های بنتیک کم‌عمق ناحیه مشخص و بدین ترتیب سن دقیق مقاطع تعیین گردید. تعدادی از فسیل‌های شاخص و اثرگذار در مطالعات بیواستراتیگرافی و کروئواستراتیگرافی عبارتند از:

*Glomalvolina delicatissima* (Smout, 1954),  
*Alveolina levantina* (Hottinger, 1960),  
*Alveolina frumentiformis* (Schwager, 1883),  
*Alveolina ovicula* (Nuttall, 1925), *Alveolina stipes* (Hottinger, 1960), *Alveolina elliptica elliptica* (J. de C. Sowerby, 1840),  
*Alveolina elongata* (d'Orbigny, 1828),  
*Alveolina munieri* (Hottinger, 1960),  
*Coskinolina liburnica* (Stache, 1875),  
*Cushmania americana* (Cushman, 1919),  
*Neorotalia viennoti* (Greig, 1935),  
*Nummulites incrassatus* (De La Harpe, 1883),  
*Assilina granulosa* (d'Archiac, 1848),  
*Orbitolites complanatus* (Lamarck, 1801),  
*Orbitolites minimus* (Henson, 1950),  
*Dictyoconus codon* (Woodring, 1924).

مطالعه به روش Cathode Luminescence (CL) مشخص شدند و پس از مطالعه، نمونه‌های مناسب برای انجام آزمایشات ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن انتخاب گردیدند. در این مطالعه تعداد ۶ نمونه از منطقه سه و تعداد ۱۰ نمونه از منطقه زفره برای مطالعات ایزوتوپی انتخاب و آنالیز نمونه-ها با دستگاه (Thermo ) Mass Spectrometer (Finnigan Five Plus) انجام شد. در این تحقیق سعی گردیده آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن بر روی رسوبات انجام شود و بر آن اساس به اطلاعاتی در خصوص دمای دیرینه و روند دیاژنز در منطقه پی برده شود. از هر نمونه پودر سبکی تقریباً به اندازه ۵ میلی‌گرم به‌وسیله مته دندانپزشکی تهیه و جهت انجام آزمایشات به آزمایشگاه ژئوشیمی در دانشگاه ارلانگن در کشور آلمان ارائه گردیدند. کلیه نتایج با نماد  $\delta$  با استاندارد PDB می‌باشند. دقت دستگاه‌های آزمایشگاهی برای دو ایزوتوپ پایدار  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  مطابق با استاندارد آزمایشگاهی معتبر دنیا و در حد  $\pm 0.1\%$  می‌باشد. علاوه بر استاندارد PDB برای ایزوتوپ پایدار اکسیژن از استاندارد SMOW نیز استفاده شده است.

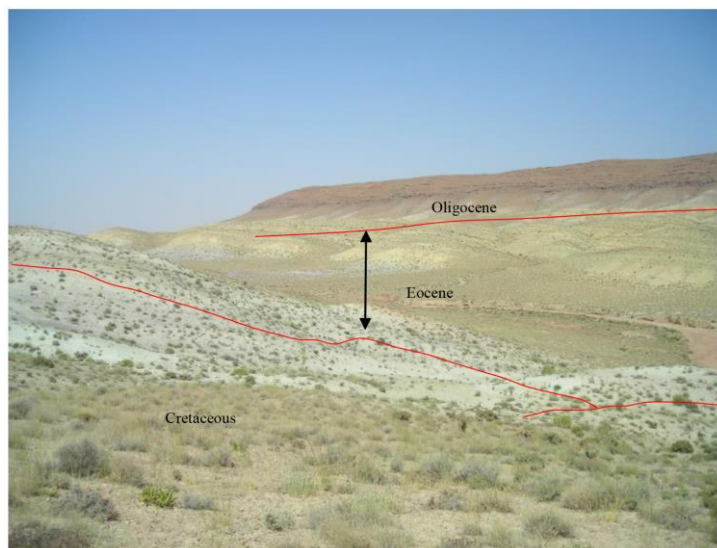
## بحث و نتایج

### مطالعات چینه‌شناسی

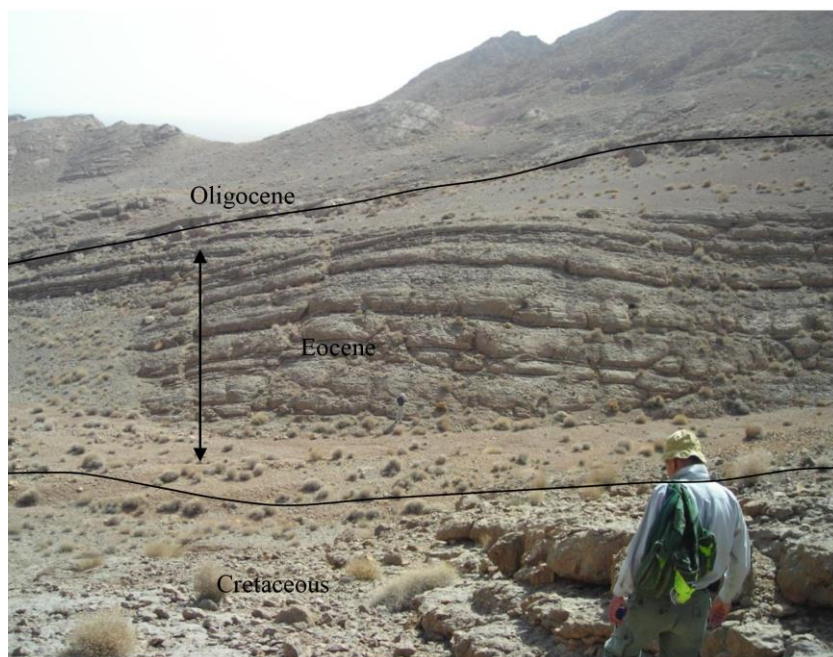
فراوانی، تنوع و درجه بالا تکامل فرامینیفرهای بزرگ باعث شده که این فرامینیفرها به ابزارهای بسیار مفیدی در بیو استراتیگرافی برای تعیین سن رسوبات نهشته شده در پلاتفرم‌های دریایی کم‌عمق شوند، لذا برای محدوده زمانی از ابتدای پالئوسن تا مرز اولیگوسن - ائوسن ۲۰ ناحیه کم عمق بنتیک (Shallow Benthic Zone) با علامت اختصاری SBZ تعریف شده است. اساساً یک

های چینه‌شناسی دو برش سه و زفره به همراه مطالعات لایه‌بندی و بافت در شکل ۴ آمده است.

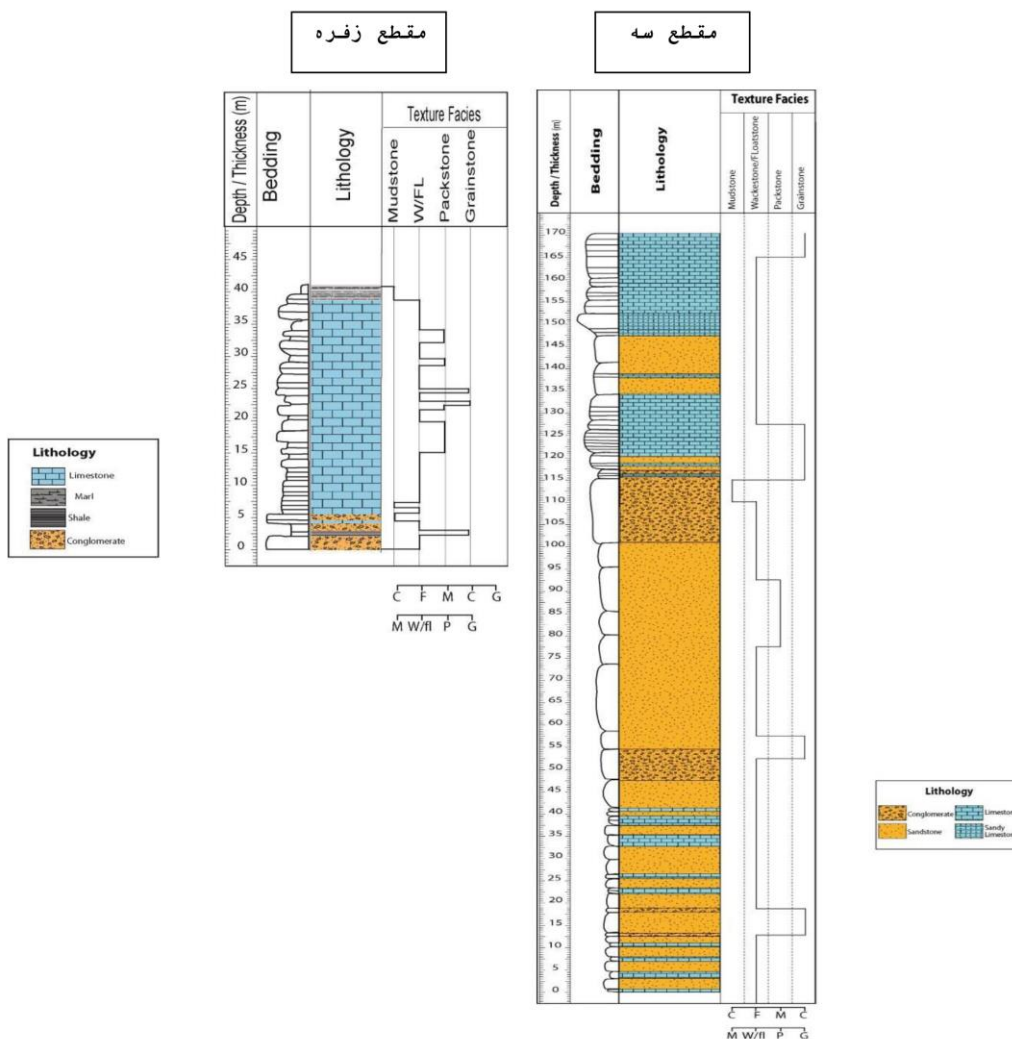
بر این اساس سن نهشته‌های کریناته و ماسه سنگی در برش زفره ائوسن میانی تا پسین و برای سه کاشان ائوسن پسین تعیین شده است. ستون-



شکل ۲: شمایی کلی از برش سه (دید به سمت غرب - شمال غرب)



شکل ۳: شمایی کلی از برش زفره (دید به سمت شمال - شمال شرق)



شکل ۴: نمایش ستون چینه‌شناسی دو مقطع سه با ۱۷۱ متر ضخامت (سمت راست) و مقطع زفره با ۴۰ متر ضخامت (سمت چپ).

شده است که از دریا به طرف ساحل به شرح زیر می‌باشند:

رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی نهشته‌های ائوسن در زون سنندج - سیرجان (دو مقطع سه و زفره) رخساره‌های رسوبات ائوسن در برش‌های مورد مطالعه سه و زفره از ۸ کمر بند رخساره‌ای تشکیل

جدول ۱: ضخامت متفاوت سکانس‌ها در سنگ‌های ائوسن از زون سنندج - سیرجان

Formation	Area	Section	DS1(m)	DS2(m)	DS3(m)
Eocene sediments	Sanandaj—Sirjan	Soh	11	105	56
Eocene sediments	Sanandaj—Sirjan	Zefreh	39	4	-

دریا می‌باشد. به‌علاوه، محیط کاملاً دریایی با شوری نرمال می‌باشد. با افزایش عمق، فرامینیفراهای بنتیک به دلیل کمی نفوذ نور آب دریا مسطح تر و نازک تر می‌شوند (Beavington-Penney and Racey, 2004). دیواره‌های جانبی نازک و پوسته مسطح نشان می‌دهد که فرامینیفراها در شرایط اولیگوتروفیک آب و در زیر سطح مطلوب امواج در محیط با انرژی پایین زندگی کرده اند (Pomar and et al, 2004; Rasser, 2000). براساس حضور مرجان‌ها و فرامینیفراهای بزرگتر شرایط محیط اولیگوتروفیک تصور می‌شود (Rasser and et al, 2005). یک رخساره مشابه نیز توسط (Adabi and et al, 2008) از ناحیه تله زنگ در لرستان گزارش شده است. این رخساره نیز از سازند چهارم پیش‌تر توسط (Taheri and et al, 2008)، گزارش شده است. در نهایت، محیط رسوبی این رخساره مربوط به شلف میانی تا داخلی در نظر گرفته می‌شود (Romero and et al, 2002).

**۳- محیط شلف درونی: رخساره بیوکلاستیک (فرامینیفراهای بدون منفذ) پلوییدال و کستون - پکستون (F3)**

فرامینیفراهای بدون منفذ (با پوسته پورسلانوز یا آگلوتینه) اصلی‌ترین عناصر اسکلتی در این رخساره هستند. آنها اساساً شامل میلیولیدا، آلئولینا و اوربیتولیتس هستند. بقیه قطعات اسکلتی عبارتند از نرم‌تنان و اکیئیداها و عناصر غیر اسکلتی شامل پلوییداها می‌باشند. در این رخساره دانه‌های کوارتز در مقطع زفره نیز دیده می‌شود. بافت معمولاً از وکستون تا پکستون و به ندرت به گرینستون قابل تغییر است (پلیت ۱، عکس‌های C و D).

تفسیر: فراوانی و تغییرات شدید در فرامینیفراهای بدون منفذ نشان دهنده یک محیط کم‌عمق

**۱- محیط شلف بیرونی شامل: رخساره مادستونی مارنی (F1)**

مارن معمولاً در تناوب با لایه‌های نازکی از مادستون کربناته می‌باشد. در مقاطع نازک فرامینیفراهای پلانکتونی از قبیل *Acarinina sp.*, *Morozovella sp.*, *Subbotina sp.* و کلسی اسفراها به‌طور پراکنده دیده می‌شوند (پلیت ۱، عکس A).

تفسیر: این رخساره در دریای باز و در محدوده شلف با انرژی کم در زیر سطح امواج طوفانی تشکیل شده است. این تفسیر به دلیل فقدان فرامینیفراهای بزرگتر و جلبک‌های قرمز تایید می‌شود و نشان می‌دهد که موقعیت این رخساره محدود به بخش پایینی زون نوری (نفوذ نور به اعماق آب) بوده و متعلق به محدوده Hemipelagic می‌باشد (Flügel, 2000).

**۲- محیط شلف میانی شامل: رخساره بیوکلاستیک (نومولیتید- دیسکوسیکلینید) و کستون-پکستون (F2)**

تشکیل دهنده اصلی این رخساره فرامینیفراهای بنتیک و بیوکلاستیک های دیگر می‌باشند. فرامینیفراهای بنتیک دارای تنوع بسیار و شامل نمونه‌هایی از قبیل نومولیت، آسیلینا، دیسکوسیکلینا می‌باشند. سایر تشکیل دهنده‌های بیوکلاستیک عبارتند از: قطعات اکیئیداها، بریوزوئرها و مرجان‌ها و گاهی قطعات کوارتز نیز به‌طور پراکنده دیده می‌شود. بافت سنگ‌ها در این رخساره از گل پشتیبان (Mud-supported) به دانه پشتیبان (Grain-supported) در حال تغییر است. براساس اندازه فرامینیفراهای بزرگتر، بافت از نوع فلوتستون به رودستون در سایر بخش‌های مقاطع تغییر می‌کند (پلیت ۱، عکس B).

تفسیر: تنوع فراوان و حضور فرامینیفراهای بزرگ و مسطح همراه با حضور جلبک همزیست، قطعات بریوزوئرها و اکیئیداها نشانگر عمق متوسط آب

توفی است که دارای ماتریکسی از ماسه‌سنگ با کانی‌های اوپاک، پلاژیوکلاز، و سیمان اسپارایتی می‌باشد. اندازه کلاست‌ها از چند میلیمتر تا ۳۰ سانتیمتر در تغییر است. بیشتر آنها نسبتاً گرد شده تا کاملاً گرد هستند (پلیت ۱، عکس‌های G و H). مهم‌ترین اشکال رسوبی در این رخساره لایه‌بندی و ایمبریکاسیون ها می‌باشند. لیتوفاسیس به‌طور عمودی یا جانبی به سندستون، سیلتستون و مادستون تغییر می‌یابد. مچورتی (بلوغ بافتی) به‌دلیل جورشدگی خوب، گردشدگی خوب و محتوی کم ماتریکس بالا در نظر گرفته می‌شود.

تفسیر: اشکالی از قبیل لایه‌بندی، ایمبریکاسیون و جانیشینی عمودی و جانبی سندستون و مادستون قرمز رنگ بیانگر یک محیط رودخانه‌ای (رخساره کانالی) با انرژی بالا و با بار بستری فراوان می‌باشد. (ب) مخلوط کنگلومرای ولکانو کلاستیک با کربناته دریایی فقط در ناحیه سه از زون سندج - سیرجان دیده می‌شود. این مخلوط شامل کنگلومراها، سندستون و سیلتستون می‌باشند. کلاست‌های این رخساره عبارتند از کربنات‌ها، سندستون ها با سایز متوسط پیل در حدود ۵ میلیمتر می‌باشد. ماتریکس تشکیل شده از کوارتز، دانه‌های لیتیک که دارای سیمانی از نوع کربنات و هیدروکسید آهن می‌باشد. آلئولینا، نومولیت، اوربیتولیتس، اکینید و قطعاتی از پوسته نرم‌تان از کلاست‌هایی هستند که در این رخساره ظاهر می‌شوند. این رخساره همچنین دارای قطعات آذرآواری نیز می‌باشد. قطعات آذرآواری معمولاً از جورشدگی ضعیف و بلوغ پایین برخوردارند و شامل فلدسپات پلاژیوکلاز و کریستال‌های اوپاک در یک ماتریکس آرژیلی می‌باشند. براساس طبقه‌بندی (Gillespie and Stiles, 1977) سنگ‌هایی

دریایی با شوری بالا می‌باشد (Geel, 2000; Romero and et al, 2002). آلئولینا و اوربیتولیتس نیز در محیط‌های کم‌عمق دریا زندگی می‌کنند (Beavington-Penney and Racey, 2004). در بخش بالایی ناحیه نفوذ نور، فرامینیفراهای پورسلانوز بزرگ زندگی می‌کنند. بنابراین، این رخساره نمایانگر محیط‌های کم‌عمق و تا حدودی ساب تایدال با شرایط اولیگوتروفیک تا مزوتروفیک می‌باشند (Hallock and Pomar, 2008). فراوانی فرامینیفرها و جلبک‌ها بیانگر محیط با انرژی متوسط تا بالا می‌باشد (Fournier and et al, 2004)، بویژه زمانی که با بافت‌های پکستون تا گرینستون همراه شده باشند.

#### ۴- رخساره آلئولینا - کاسکینولینا - دیکتیوکونوس وکستون تا پکستون (F4)

عناصر اسکلتی این رخساره عبارتند از آلئولینا، کاسکینولینا، دیکتیوکونوس، اکینیدهای کوچک و میلیولیدا می‌باشند. پلوییدها و دانه‌های کوارتز از عناصر غیر اسکلتی در این رخساره می‌باشند. بافت شامل وکستون تا پکستون می‌باشد (پلیت ۱، عکس‌های E و F).

تفسیر: درصد کمی از عناصر اسکلتی و غیر اسکلتی در بافت وکستون دیده می‌شوند و این بافت معمولاً نشان دهنده یک محیط لاگونی کم-عمق با انرژی پایین می‌باشد. ارتباط با دریای باز نیز بسیار محدود است. شوری آب معمولاً در حد دریایی تا بسیار شور در تغییر است.

#### محیط رخساره‌های قاره‌ای

##### ۵- رخساره کنگلومرا (F5)

الف) ارتوکنگلومراها اساساً شامل لیتوکلاست‌هایی از قبیل چرت، ماسه‌سنگ، سیلتستون و آهک می‌باشند و ماتریکس کربناته است. قسمت‌های میانی و بالایی این کنگلومرا در بعضی نقاط قرمز رنگ هستند. نوع دیگر کنگلومرا از نوع کنگلومرای



زاویه دار کوارتز می‌باشند. سایر کانی‌ها عبارتند از گلوکونیت، فسفات، و اوپاک‌ها و سیمان نیز کلسیت بلوکی می‌باشد (پلیت ۱، عکس I).  
تفسیر: این رخساره سنگی با کنگلومرای رودخانه-ای و یا مادستون قرمز رنگ به‌طور متناوب بهم تبدیل می‌شوند، در زمانی که حجم‌های وسیعی از رسوبات به وسیله جریان متلاطم در کانال‌های رودخانه‌ای حمل شده اند.

ب) مخلوط ماسه سنگ‌های کربناته با سیلیسی کلاستیک: اجزاکربناته این لیتوفاسیس عبارتند از پلوییدها، پوسته نرم‌تنان و گاهاً فرامینیفرها در حالی که اجزا سیلیسی کلاستیک آن عبارتند از دانه‌های کوارتز و گلاکونیت، اندازه دانه‌ها از ۰/۱ تا ۰/۹ میلی‌متر در تغییر است.

تفسیر: این لیتوفاسیس در محیط‌های ساحلی کم-عمق تشکیل شده و بیانگر شروع فاز پیش رونده روی رسوبات رودخانه‌ای سیلیسی کلاستیک می-باشد.

#### پتروگرافی ماسه سنگ‌ها در مقطع سه

الف) در ابتدای مقطع، ماسه سنگ‌ها دانه ریز و در بعضی از سطح‌ها نیز بسیار ریزدانه می‌باشند. جورشدگی از متوسط تا خوب و گردشگی کم می‌باشد (زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار). فشردگی مکانیکی باعث تماس‌های نقطه‌ای تا مماسی و در بعضی مواقع تماس‌های محدب-مقعر شده است (Taylor, 1950). پلاژیوکلازها در ماسه سنگ‌ها فراوانند (۷۰-۹۰ درصد) و دانه‌های کوارتز در حد ۳۰-۱۰ درصد و دانه‌های لیتیک نیز کمتر از ۵ درصد می‌باشند. ماسه سنگ‌ها اساساً از نوع آرکوز تا ساب آرکوز هستند. میزان دگرسانی در این بخش از مقطع سه از کم تا متوسط می‌باشد.

ب) چند متر بالاتر از ابتدای مقطع (base) ماسه سنگ‌ها از متوسط تا درشت دانه می‌شوند. آنها به

که کمتر از ۲۵ درصد پیروکلاستیک اما بیشتر از ۱۰ درصد قطعات آتشفشانی دارند می‌توانند با ترکیب یک نام متناسب از طبقه‌بندی رسوبی با پیشوند ولکانوکلاستیک در نظر گرفته شوند. با این اوصاف کنگلومرای ولکانوکلاستیک و برای سایر بافت‌ها ولکانو کلاستیک سندستون و ولکانو کلاستیک سیلتستون پیشنهاد می‌شود.

تفسیر: طبقات ائوسن در زون سنندج - سیرجان شامل ضخامت وسیعی از لایه‌های قاره‌ای در ناحیه سه می‌باشند. منشاء این رسوبات در مرحله اول قوس‌های آتشفشانی هستند که با شکاف ایجاد شده در ناحیه کاشان و احتمالاً در دوران ائوسن پیشین یا حتی قدیمی تر احتمالاً کرتاسه پسین ارتباط پیدا می‌کند (Stöcklin and Sotooudehnia, 1971). از آنجایی که کنگلومراهای ناحیه سه با قطعات سیلیسی کلاستیک مخلوط شده اند، می‌توانند با رسوبات حاشیه‌ای که به‌وسیله طوفان‌ها، کنگلومراهای تشکیل شده در شرایط بحرانی (هرج و مرج) حاصل شده‌اند نیز منسوب شوند (Inden and Moore, 1983). تکرار توالی‌ها از کانال‌های کم-عمق پر شده با کنگلومراهای حاوی پیل‌های مسطح و اینتراکلاستهای پکستون، از مشخصه های مقطع سه در اطراف قوسهای آتشفشانی می-باشند. بنابراین، این سنگ‌ها به عنوان کنگلومرای کانال‌های پیش‌رونده می‌توانند در نظر گرفته شوند.

#### ۶- رخساره سندستون (ماسه سنگ) (F6)

الف) سندستون قرمز رنگ: این ماسه سنگ‌ها از ذرات ریز تا درشت به رنگ قرمز و بدون هیچ ساختمان داخلی مشخص تشکیل شده‌اند. آنها به تدریج و به‌طور جانی به کنگلومرا یا مادستون (گل سنگ) تبدیل می‌شوند. آنها شامل لیت آرنایت یا لیت آرنایت فلدسپاتی با دانه‌های زاویه‌دار تا نسبتاً

تفسیر: با توجه به موقعیت این لیتوفاسیس می-توان نتیجه گرفت که در محیطی آرام‌تر و عمیق‌تر از رخساره مخلوط ماسه‌سنگ کربناته سیلیسی کلاستیک نهشته شده‌اند.

#### ۸- رخساره مادستون قرمز رنگ (F8)

این لیتوفاسیس حاوی دانه‌های ریز و قرمز رنگ در تناوب با کنگلومراها و ماسه سنگ‌های قرمز و اساساً فاقد لایه‌بندی و به‌طور متراکم می‌باشند. معمولاً دوره چرخه آن به ترتیبی است که در ابتدا با کنگلومرا شروع و به سمت بالا دانه‌ها ریز و ریزتر می‌شوند. ضخامت این لیتوفاسیس به حدود ۱۰ متر نیز می‌تواند برسد (پلیت ۱، عکس L).

تفسیر: گاهاً مقادیر فراوان کربن آلی در مادستون های قرمز نشان دهنده شرایط اکسیداسیون است که در مغایرت با یک محتوی بسیار زیاد مواد آلی می‌باشد (مانند قطعات گیاهان) این رخساره از بار تعلیق در جلگه‌ها و دشت‌های سیلابی در طول سیلاب‌های کوچک نهشته شده‌اند.

#### مطالعات میکروفاسیس

بررسی و شناسایی رخساره‌های برش‌های سه و زفره با در نظر گرفتن خصوصیات رخساره‌ای و سنگ‌شناسی در منطقه و مقاطع نازک صورت گرفته است. توصیف و نام‌گذاری، دسته‌بندی ریزرخساره‌ها با توجه به روش‌های ارائه شده توسط (Danhum, 1962)، (Embry and Flügel, 1971)، (Wilson, 1975) و (Klovan, 2004) انجام شده است. بر پایه این تحقیق ریز رخساره‌ها به شرح جدول ۲ شناسایی گردید که حاکی از رسوب‌گذاری در محیط‌های شلف و ساحلی می‌باشد.

جز در بعضی از بخش‌ها معمولاً از جورشدگی ضعیفی برخوردارند. فشردگی مکانیکی باعث ایجاد تماس‌های نقطه‌ای، مماسی و محدب-مقعر شده است. پلازیوکلاز نیز فراوان است (بیشتر از ۷۰ درصد)، محتوی کوارتز و دانه‌های لیتیک نیز کم می‌باشد. دگرسانی در حد متوسط تا شدید است به‌طوری‌که دانه‌ها به صورت شناور در ماتریکس آرژیلی قرار می‌گیرند. به‌دلیل اینکه ایمبریکاسیونی در دانه‌ها وجود ندارد، لذا دیاژنز در عمق‌های کم ظاهراً اتفاق افتاده است. ماسه سنگ‌ها اساساً آرکوز هستند و از بلوغ خوبی نیز برخوردار نیستند (immature).

چند متر بعد از ماسه سنگ‌های موجود در مقطع، سیلتستون‌ها ظاهر می‌شوند.

#### ۷- رخساره سیلتستون (F7)

اندازه دانه‌ها معمولاً کمتر از ۶۰ میکرومتر هستند. سیلتستون‌ها شامل قطعات بزرگی از قبیل اکینودرم‌ها، براکیوپودها و بعضی از فرامینیفرهای بنتیک (کف زی) می‌باشند. شکستگی‌ها معمولاً توسط دولومیت پر شده‌اند. کلیه فرامینیفرهای بنتیک در این بخش دگرسان شده لذا قسمت‌های داخلی به خوبی حفظ نشده‌اند و این دگرسانی نیز با تغییر رنگ در آنها مواجه شده است. دانه‌های کوارتز به وفور در سیلتستون‌ها دیده می‌شوند و جورشدگی آنها از متوسط تا خوب است ولی گردشدگی کم می‌باشد (پلیت ۱، عکس‌های J و K). این لیتوفاسیس همان اجزا رخساره سندستون را دارد تنها تفاوت آن این است که اندازه دانه‌ها در این لیتوفاسیس ریزتر شده است.

جدول ۲: لیست رخساره‌های موجود در مقاطع مربوط به زون سنندج - سیرجان و محیط رسوبی آنها

	Facies belt	Facies	Environment
1	Mudstone	F1: Marly mudstone	Outer shelf
2	Planktonic foraminiferal limestone	F2: Bioclastic (nummulitid-discoeyclinid) wackestone-packstone	Middle shelf
3	Peloidal bioclastic wackestone-packstone	F3: Bioclastic (small rotaliids-miliolid) peloidal wackestone-packstone	Inner shelf
4	Orbitolites wackestone-packstone	F4: <i>Alveolina</i> - <i>Coskinolina</i> - <i>Dictyoconus</i> wackestone-packstone	Inner shelf
5	Conglomerate	F5: Conglomerate	Coastal
6	Sandstone	F6: Sandstone	Coastal
7	Siltstone	F7: Siltstone	Coastal
8	Mudstone	F8: Red Mudstone	Coastal

### مدل رسوبی

توالی جهرم در مناطق زفره و سه از زون سنندج - سیرجان شامل سنگ آهک، کنگلومرا، ماسه-سنگ و گلسنگ می‌باشند. رسوبات کرتاسه بالایی که عمدتاً شامل سنگ‌های آهکی و سیلیسی آواری از قبیل کنگلومرا و ماسه سنگ می‌شوند در زیر و رسوبات اولیگوسن - میوسن شامل سازند قم در بالا این توالی واقع می‌گردند. مدل رسوبی در نظر گرفته شده برای این توالی از منطقه عمیق به کم‌عمق عبارتند از محیط شلف بیرونی شامل مادستون مارنی و متعلق به منطقه بسیار عمیق شلف می‌گردد. رخساره بیوکلاستیک (نومولیتید - دیسکوسکلینید) و کستون - پکستون نیز به منطقه شلف میانی تعلق دارد. رخساره‌های بیوکلاستیک (روتالیدهای کوچک - میلیولید) پلوئیدال و کستون - پکستون و آلونولینا - کاسکینولینا - دیکتیوکونوس و کستون - پکستون مربوط به شلف داخلی می‌شوند. رخساره‌های ساحلی نیز شامل: کنگلومرا، سندستون، سیلتستون، و مادستون قرمز می‌شوند. عدم حضور رسوبات گراویده‌ای (توربیدایت‌ها و ریزشی‌ها) ریف‌های واقعی پیوسته همچنین ساخت‌های طوفانی سبب شد که مدل رسوبی مناسب برای رسوبات اتوسن در ناحیه سه و زفره یک فلات باز

(Open shelf) در نظر گرفته شود. براساس

ریزرخساره‌های شناسایی شده و پراکندگی موجودات، این فلات باز به سه بخش بیرونی، میانی و درونی تقسیم می‌شود (شکل ۵).

ایزوتوپ‌های اکسیژن در کربنات‌ها برای تعیین دمای قدیمی

معمولاً ترکیب ایزوتوپی در کربنات‌ها برای به‌دست آوردن دمایی که کلسیت در آن نهشته شده است به‌کار می‌رود. معادله رابطه ۱ تعیین دما تجربی است که برای بیشتر کربنات‌های مربوط به دریای عمیق استفاده می‌شود.

رابطه (۱)

$$T^{\circ}\text{C} = 16.9 - 4.38 (\delta c - \delta w) + 0.1 (\delta c - \delta w)^2$$

این روش برای به‌دست آوردن دما در حالیکه کلسیت رسوب کرده باشد می‌تواند استفاده شود البته اگر بدانیم که ترکیب ایزوتوپی آب در آن کلسیتی است که نهشته شده است. به‌علاوه، کلسیت در طبیعت فقط از آب به‌وسیله یک واکنش شیمیایی ساده به‌دست نمی‌آید، می‌تواند از واکنش شیمیایی درون بدن موجودات زنده نیز حاصل شود. برای بیشتر کارهای اقیانوس شناسی قدیمی، گونه‌های متفاوتی از پلانکتون‌ها (موجودات شناور در آب) بنتیک (در کف دریا زندگی می‌کنند) فرامینیفرها (موجودات تک

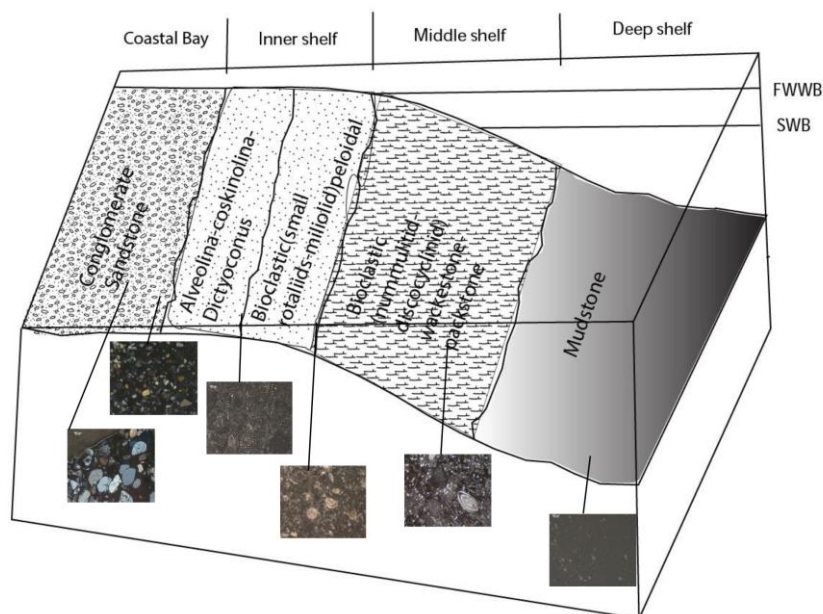
شناسی (جدول ۲) ذکر شده‌اند. میزان  $\delta w$  برای دوره ائوسن  $-0.85\%$  در مقیاس SMOW در نظر گرفته می‌شود (Shackelton and Kennett, 1975).

مقطع زفره: در این مقطع، مقادیر ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن نشان دهنده روند دیاژنز و آلتراسیون می‌باشد. مقادیر ایزوتوپ پایدار کربن از  $1/89\%$  (PDB) تا  $3/41\%$  در تغییر است. مقادیر ایزوتوپ پایدار اکسیژن در رسوبات کربناته ائوسن از  $7/24\%$  (PDB) تا  $9/9\%$  در تغییر است. بدلیل این که ایزوتوپ‌های اکسیژن سبک‌تر می‌شوند پس آنها بیشتر تحت تاثیر دیاژنز تدفینی واقع شده‌اند. رسم مقادیر ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن در یک دیاگرام (شکل ۶-الف) صحت این ادعا را تایید می‌نماید که نمونه‌های مقطع زفره بیشتر تحت تاثیر دیاژنز تدفینی واقع شده‌اند (جدول ۳).

سلولی با پوسته کلسیتی) نیز استفاده می‌شود. ترکیب اطلاعات گونه‌های پلانکتونیک و بنتیک اجازه تعیین دما در سطح و عمق آب را نیز می‌دهد. اندازه‌گیری روی فرامینیفرهای عهد حاضر نشان می‌دهد که بیشتر پوسته فرامینیفرهای پلانکتون در شرایط کاملاً نزدیک و در تعادل با ایزوتوپ اکسیژن نهشته شده‌اند. اگر سعی شود که یک نمونه منفرد و مشخص آنالیز گردد، بایستی آن نمونه در تعادل با همه نمونه‌های به کار گرفته شود. فرامینیفرهای پلانکتونی ضمن آنکه عمر کوتاهی دارند ولی از مقادیر مشخصی ایزوتوپ اکسیژن برخوردار می‌باشند درحالی‌که فرامینیفرهای بنتیک همان نمونه دارای مقادیر سنگین تری از ایزوتوپ اکسیژن (به دلیل سردتر شدن آب در اعماق) می‌باشند.

#### ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن

مقادیر حاصله برای ایزوتوپ‌های کربن ( $^{13}\text{C}$  PDB) و اکسیژن ( $\delta^{18}\text{O}$  PDB) در جدول با توجه به نوع سنگ، محل جمع‌آوری نمونه‌ها و واحد چینه



شکل ۵: شماتیکی از مدل رسوبی فلات باز برای مناطق سه و زفره

جدول ۳: اطلاعات مربوط به ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در دو مقطع سه و زفره

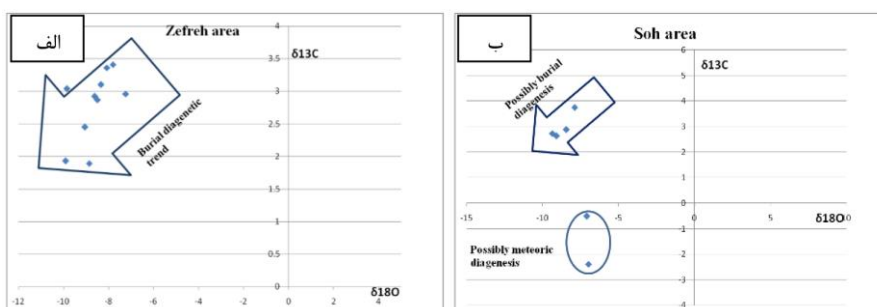
شماره نمونه	نوع سنگ	موقعیت	فاصله از ابتدای مقطع	واحد چینه‌شناسی	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
S4	میکرایت	سه	10.5	نام مشخصی ندارد	-0.51	-7.09	23.55
S18	"	"	54	"	-2.39	-6.98	23.67
S30	"	"	134.5	"	2.88	-8.43	22.17
S31	"	"	141	"	2.63	-9.09	21.49
S33	"	"	147	"	2.73	-9.34	21.23
S34	"	"	152	"	3.74	-7.89	22.73
Z2	"	زفره	2.5	معادل جهرم	1.89	-8.86	21.73
Z14	"	"	7.9	"	1.93	-9.9	20.66
Z17	"	"	9.6	"	2.87	-8.49	22.11
Z24	"	"	12.2	"	3.36	-8.07	22.54
Z29	"	"	15.5	"	3.04	-9.84	20.72
Z34	"	"	20.3	"	3.1	-8.33	22.28
Z46	"	"	29.3	"	3.41	-7.8	22.82
Z48	"	"	30.8	"	2.92	-8.61	21.99
Z50	"	"	32.5	"	2.95	-7.24	23.40
Z58	"	"	39.4	"	2.45	-9.05	21.53

#### مقایسه زون سنندج - سیرجان و زاگرس از نظر

#### دمای قدیمه و روند دیاژنز

به رغم نمونه‌های زاگرس که روند دیاژنتیک پایینی را تحمل کرده بودند و یافتن نمونه‌های که اصلاً تحت‌تاثیر دیاژنز آلتزه نشده باشند کار سختی نبود، یافتن نمونه‌های مناسب در زون سنندج - سیرجان به لحاظ اینکه دیاژنز شدیدتری را نسبت به نمونه‌های زاگرس متحمل شده بودند کار بسیار دشواری بود. تعداد بسیار محدودی از طریق مطالعات کاتد لومینسانس Cathode Luminescence (CL) برای انجام آنالیزهای ایزوتوپ کربن و اکسیژن روی نمونه‌های زفره و سه مشخص شدند.

مقطع سه: مقادیر ایزوتوپ کربن در این مقطع از (PDB)  $-2/39\%$  تا  $3/74\%$  در تغییر است. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن نمونه‌های کربناته ائوسن در مقطع سه از (PDB)  $-6/98\%$  تا  $-9/34\%$  در تغییر است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود تغییرات ایزوتوپ پایدار کربن نسبت به ایزوتوپ پایدار اکسیژن بسیار شدیدتر می‌باشد به طوری که ۲ نمونه شدیداً از  $\delta^{13}\text{C}$  تخلیه شده‌اند (نمونه‌های S4, 18). شکل ۶ ب می‌تواند به این ترتیب تفسیر شود که بیشتر نمونه‌ها دیاژنز تدفینی کم عمقی را تحمل نموده‌اند. فشار انحلالی، بلوری شدن مجدد و تغییر ابعاد دانه‌ها می‌تواند نشانه‌ای از وقوع دیاژنز تدفینی در این زون باشد.



شکل ۶: الف) دیاگرامی از مقادیر ایزوتوپ پایدار کربن در مقابل اکسیژن برای مقطع زفره - در روند دیاژنتیک تدفینی، تغییرات ایزوتوپ پایدار اکسیژن بسیار شدید است در حالیکه این تغییرات برای ایزوتوپ پایدار کربن بسیار کم می‌باشد. ب) دیاگرامی از مقادیر ایزوتوپ پایدار کربن در مقابل اکسیژن برای مقطع سه - بیشتر نمونه‌ها روند دیاژنتیک تدفینی کم‌عمق را تحمل کرده‌اند.

لایه نازکی از کنگلومرا در ابتدای مقطع (Base of the section) شروع شده و در مترهای بالاتر به لایه‌های نازک تا ضخیم لایه آهکی تبدیل می‌شود. این رسوبات شامل دو رخساره: (۱) رخساره کنگلومرای، (۲) رخساره اوریتولیتس و کستون - پکستون می‌باشند، به طوری که TST نمایانگر رسوباتی از نوع شلف میانی و درونی می‌باشد. براساس مطالعات بیواستراتیگرافی TST به اشکوب بارتونین تعلق دارد. حداکثر سطح طغیان آب دریا (mfs) در مرز بین رسوبات شلف میانی به درونی واقع شده و با رخساره بیوکلاستیک پلوییدال پکستون تا گرینستون مشخص شده است. HST نیز ۱۰ متر ضخامت دارد و شامل دو رخساره بیوکلاستیک پلوییدال پکستون - گرینستون و اوریتولیتس و کستون - پکستون است که در شلف میانی و درونی واقع شده و به زمان پریابونین تعلق دارد (شکل ۷). متاسفانه مقادیر ایزوتوپ پایدار کربن ( $\delta^{13}C$ ) تغییرات مهمی را نشان نمی‌دهد بنابراین نمی‌تواند کمک مهمی در تفسیر این سکانس نماید. از آنجایی که مرز بین این سکانس و دارای سکانس بعدی در برش زفره خیلی واضح و دارای تغییرات شدید رخساره‌ای است به طوری که در بالای بخش آهکی با ضخامت زیاد لایه مارنی پابده

از آنجایی که حتی این نمونه‌ها نیز تحت تاثیر درجات بسیار کمی از دیاژنز آلتره شده بودند لذا دمای به دست آمده نشانگر دمای دیرینه محیط رسوبی نمی‌توانست باشد لذا برای محاسبه دمای اولیه دیاژنز از سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ( $^{18}O$ ) ( $\delta$ ) یعنی میزان (PDB)  $-9/34\%$  برای مقطع سه و میزان (PDB)  $-9/9\%$  برای مقطع زفره در محاسبات تعیین دمای اولیه دیاژنز استفاده گردیده است. بر این اساس دمای به دست آمده برای سه ۶۶ و برای زفره ۶۴ درجه سانتیگراد می‌باشد. مقایسه این نتایج با دمای حاصل شده برای دو مقطع حمزه علی و شلمزار (در زاگرس مرتفع) که به ترتیب ۲۸ و ۲۲ درجه سانتیگراد بودند (الماسی نیا، ۱۳۹۳) نشان می‌دهد که زون سنندج - سیرجان یک زون ولکانیک با دمایی بسیار بالاتر از منطقه زاگرس مرتفع می‌باشد. این دمای زیاد در زون سنندج - سیرجان نه تنها باعث تشدید فرایند دیاژنز شده بلکه باعث ایجاد تغییر رنگ شدید در بسیاری از نمونه‌های فرامینیفر موجود در این زون شده است.

#### مطالعات چینه‌شناسی سکانسی

سکانس رسوبی ۱ (DS1): در در مقطع زفره، سکانس با ۲۹ متر رسوباتی که بیانگر TST هستند و از

بخش از سکانس پریابونین می‌باشد. mfs تشکیل شده از مارن مادستونی و متعلق به شلف بیرونی است (شکل ۷). این رخساره سریعاً به رخساره فرامینیفراهای پلانکتونی (نومولیتید - دیسکوسیکیلینید) وکستون تبدیل می‌شود. ضخامت HST حدوداً ۸۰ متر است و ۴ رخساره: (۱) پلانکتونیک فرامینیفرال (نومولیتید - دیسکوسیکیلینید) وکستون، (۲) بیوکلاستیک (نومولیتید - HST دیسکوسیکیلینید) وکستون - پکستون، (۳) کنگلومرای ماسه‌ای قرمز رنگ و (۴) کنگلومرا تشکیل شده است. به وضوح به شلف درونی تعلق دارد. HST با مرز شدید و در عمق ۱۱۲ متری از ابتدای مقطع (base of the section) خاتمه می‌یابد. بنابراین مرز سکانس (Sequence boundary) از نوع درجه یک (SB1) می‌باشد. مقادیر ایزوتوپ پایدار کربن ( $\delta^{13}C$ ) از -2.2% تا +2.2% در تغییر است. براساس مطالعات فسیل‌شناسی و طبقه‌بندی SBZ، این سکانس متعلق به پریابونین می‌باشد (SBZ19).

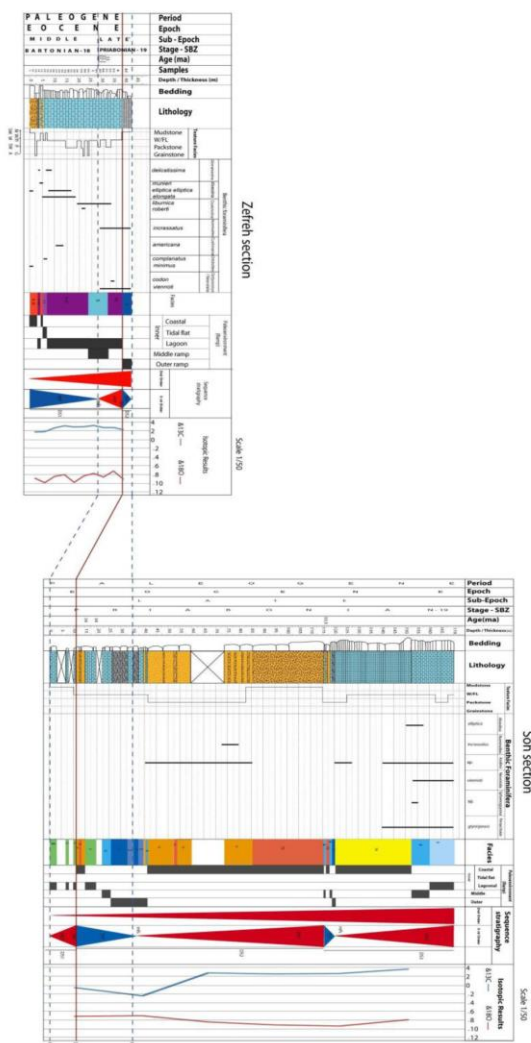
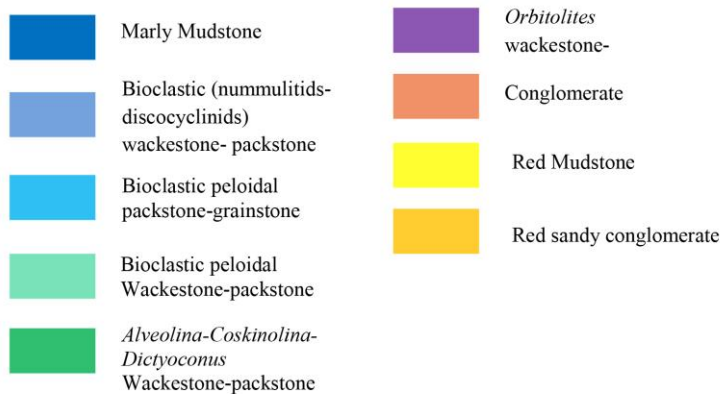
سکانس رسوبی ۳ (DS3): TST در مقطع سه حدود ۴ متر ضخامت دارد و از ۳ رخساره به نام‌های (۱) بیوکلاستیک (نومولیتید - دیسکوسیکیلینید) وکستون - پکستون، (۲) کنگلومرا و (۳) مادستون مارنی متعلق به شلف درونی تا بیرونی تشکیل شده است. TST در انتها با ظهور mfs در عمق ۱۲۰ متر از ابتدای مقطع خاتمه می‌یابد. HST نیز حدود ۵۲ متر ضخامت دارد و شامل ۳ رخساره با نام‌های (۱) مادستون قرمز رنگ، (۲) بیوکلاستیک (نومولیتید - دیسکوسیکیلینید) وکستون - پکستون، (۳) پلویدال بیوکلاستیک (نومولیتید - آلئولینید) وکستون می‌باشد. HST اساساً شامل محیط‌هایی از لاگون تا ساحل است (شکل ۷) براساس مطالعات چینه‌شناسی، این

با ضخامت کمتر دیده می‌شود که می‌تواند به- عنوان مرز سکانس (Sequence Boundary) از نوع درجه یک (SB1) در نظر گرفته می‌شود. این سکانس در مقطع سه نیز دیده می‌شود ولی ناقص است و فقط شامل HST می‌باشد که ۱۱ متر ضخامت دارد. رخساره غالب این سکانس بیوکلاستیک پلویدال وکستون - پکستون است. HST به شلف درونی تعلق دارد. این سکانس به- طور ناگهانی با لایه قرمز رنگ ماسه‌ای - کنگلومرای پایان می‌گیرد و روی آن یک لایه آهکی قرار می‌گیرد، لذا مرز این سکانس در مقطع سه نیز از نوع درجه یک (SB1) می‌باشد. براساس مطالعات فسیل‌شناسی و طبقه‌بندی SBZ (Shallow Benthic Foraminiferal Zone) (Serra-Kiel and et al, 1998) بخش TST این سکانس متعلق به بارتونین (SBZ18) ولی بخش HST آن به پریابونین تعلق دارد (SBZ19).

سکانس رسوبی ۲ (DS2): در مقطع زفره این سکانس کامل نیست و فقط از ۴ متر رسوبات TST که متشکل از رخساره مارنی مادستون می‌باشد که انتهای مقطع (Top of the section) را تشکیل می‌دهد. مقادیر ایزوتوپ پایدار کربن در اطراف سکانس ۱ و ۲ تغییرات زیادی نمی‌کند. سن این بخش از سکانس پریابونین است (SBZ19). از طرف دیگر، این سکانس در ناحیه سه کامل است و حدود ۱۰۵ متر ضخامت دارد. TST از ۵ رخساره تشکیل شده و ۲۵ متر ضخامت دارد. رخساره‌ها عبارتند از: (۱) کنگلومرای ماسه‌ای قرمز، (۲) کنگلومرا، (۳) بیوکلاستیک (Imperforate Foraminifera) پلویدال وکستون - پکستون، (۴) بیوکلاستیک (نومولیتید - دیسکوسیکیلینید) وکستون - پکستون، (۵ و ۵) مارنی مادستون که از شلف درونی تا بیرونی امتداد می‌یابد. سن این

خیلی شدید نیست و از  $+2\%$ VPDB تا  $+4\%$  در تغییر است.

سکانس متعلق به اشکوب پریابونین (SBZ19) می باشد. تغییرات مقادیر ایزوتوپ پایدار کربن ( $\delta^{13}C$ )



شکل ۷: نمایش سکانس‌ها و تطابق دادن آنها با یکدیگر برای دو مقطع زفره و سه در زون سنندج - سیرجان



نتیجه‌گیری از انطباق سکانس‌ها در دو برش زفره و سه

سکانس اول (DS1) در برش زفره کامل و به سن بارتونین (برای بخش TST) - پریابونین (برای بخش HST) می‌باشد که بخش پریابونین آن نیز با بخش HST از سکانس اول و ناقص در برش سه قابل انطباق می‌باشد.

سکانس دوم (DS2) به‌طور کامل به سن پریابونین است و در برش زفره فقط شامل بخش می‌باشد TST در حالیکه این سکانس در برش سه کامل بوده و ۱۰۵ متر ضخامت دارد. تغییرات ایزوتوپ کربن و اکسیژن در این سکانس کاملاً مشهود و نشان دهنده مرز mfs نیز تا حدودی می‌باشد ولی ایزوتوپ کربن در بخش HST تغییرات زیادی را در سکانس دوم به نمایش می‌گذارد و این حکایت از بیشتر شدن کربن و خالی شدن اکسیژن است که می‌تواند در نتیجه دیاژنز تدفینی باشد.

سکانس سوم (DS3) فقط در برش سه قابل رویت است و حدود ۵۶ متر ضخامت دارد. سن آن پریابونین است و تغییرات ایزوتوپ کربن و اکسیژن تا حدودی بر روی مرز mfs این سکانس مشهود است. در پایان می‌توان بیان نمود که اختلاف فاحش بین اندازه سکانس‌ها در دو برش سه و زفره می‌تواند بیانگر عمق کم دریای ائوسن در شرق اصفهان (زفره) نسبت به شمال اصفهان (سه) که اکثراً از آب خارج بوده و بیشتر دارای رسوبات قاره‌ای و خشکی هستند باشد.

### نتیجه‌گیری

بررسی‌های پتروگرافیک نشان می‌دهد که رسوبات ائوسن در مقطع زفره بیشتر آهکی است اما در مقطع سه شامل آهک، ماسه‌سنگ و کنگلومرا می‌باشد.

-هر دو مقطع رسوبات ائوسن به‌صورت دگرشیب بر روی رسوبات کرتاسه بالایی نهشته شده و بر روی این رسوبات سازند قم مشهود است.

-میکروفاسیس غالب برای هر دو مقطع وکستون، پکستون است در حالیکه گرینستون نیز به صورت خیلی پراکنده در مقاطع نازک زفره نیز دیده می‌شود.

-آنالیز مقاطع نازک، ۸ میکروفاسیس را مشخص نمود. محیط رسوبی سه و زفره نیز شلف تشخیص داده شد.

-قطعات اسکلتی از قبیل براکیوپودها، اکینودرم‌ها، فرامینیفرها، گاستروپودها و استراکودها نشان می‌دهند که این محیط دریایی کم‌عمق با میزان اکسیژن متوسط همراه با شوری نرمال بوده است.

-عمق دریای ائوسن در شرق اصفهان (زفره) بسیار کم بوده در حالیکه در شمال اصفهان (سه) رسوبات بیشتر از جنس قاره‌ای و خشکی می‌باشند و این مهم باعث کاهش ضخامت سکانس‌های مختلف در منطقه زفره نسبت به سه در این بازه زمانی شده است.

-در مقاطع نازک مربوط به مقطع زفره بیشتر رسوبات مربوط به محیط‌های کم‌عمق و در مقاطع نازک مربوط به مقطع سه بیشتر رسوبات مربوط به محیط‌های ساحلی دیده می‌شود.

-هر دو مقطع در محیط شلف رسوب‌گذاری شده‌اند، روند دیاژنز قابل مشاهده است به‌طوری‌که برای مقطع زفره دیاژنز تدفینی کم‌عمق و برای مقطع سه دیاژنز متئوریک تا تدفینی کم‌عمق پیشنهاد می‌گردد.

-از آنجایی‌که تعیین دمای دیرینه به‌وسیله سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن امکان‌پذیر می‌باشد اما دماهای به‌دست آمده برای هر دو مقطع خیلی بالاتر از دمای محیط رسوبی در زمان رسوب-

سندج - سیرجان برای مقطع سه که سن آن پریابونین است ۳ سکانس و برای مقطع زفره یک سکانس کامل در زمان بارتونین - پریابونین و یک سکانس ناقص برای پریابونین پیشنهاد می‌گردد. -مقطع زفره براساس طبقه‌بندی ( Serra-Kiel and et al, 1998) مربوط به SBZ18 (بارتونین) و SBZ19 (پریابونین) است در حالیکه مقطع سه فقط SBZ19 (پریابونین) است.

شهید بهشتی، پژوهش‌های دانش زمین، سال ۵، شماره ۱۸، ص ۳۸-۴۹.  
-قربانی، م.، ۱۳۹۴. چینه‌شناسی ایران، انتشارات شرکت آراین زمین، ۳۳۰ ص.  
-نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.

-Adabi, M.H., Zohdi, A., Ghabeishavi, A. and Amiri-Bakhtiyar, H., 2008. Applications of Nummulitids and other larger benthic foraminifera in depositional environment and sequence stratigraphy: An example from the Eocene deposits in Zagros Basin, SW Iran, *Facies*, v. 54, p. 499-512.  
-Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations: *Tectonophysics*, v. 220, p. 211-238.  
-Beavington-Penney, S.J. and Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in paleoenvironmental analysis, *International Journal of Earth Science*, v. 67, p. 219-265.  
-Beavington-Penny, S.J., Wright, V.P. and Racey, A., 2006. The middle Eocene Seeb Formation of Oman: an

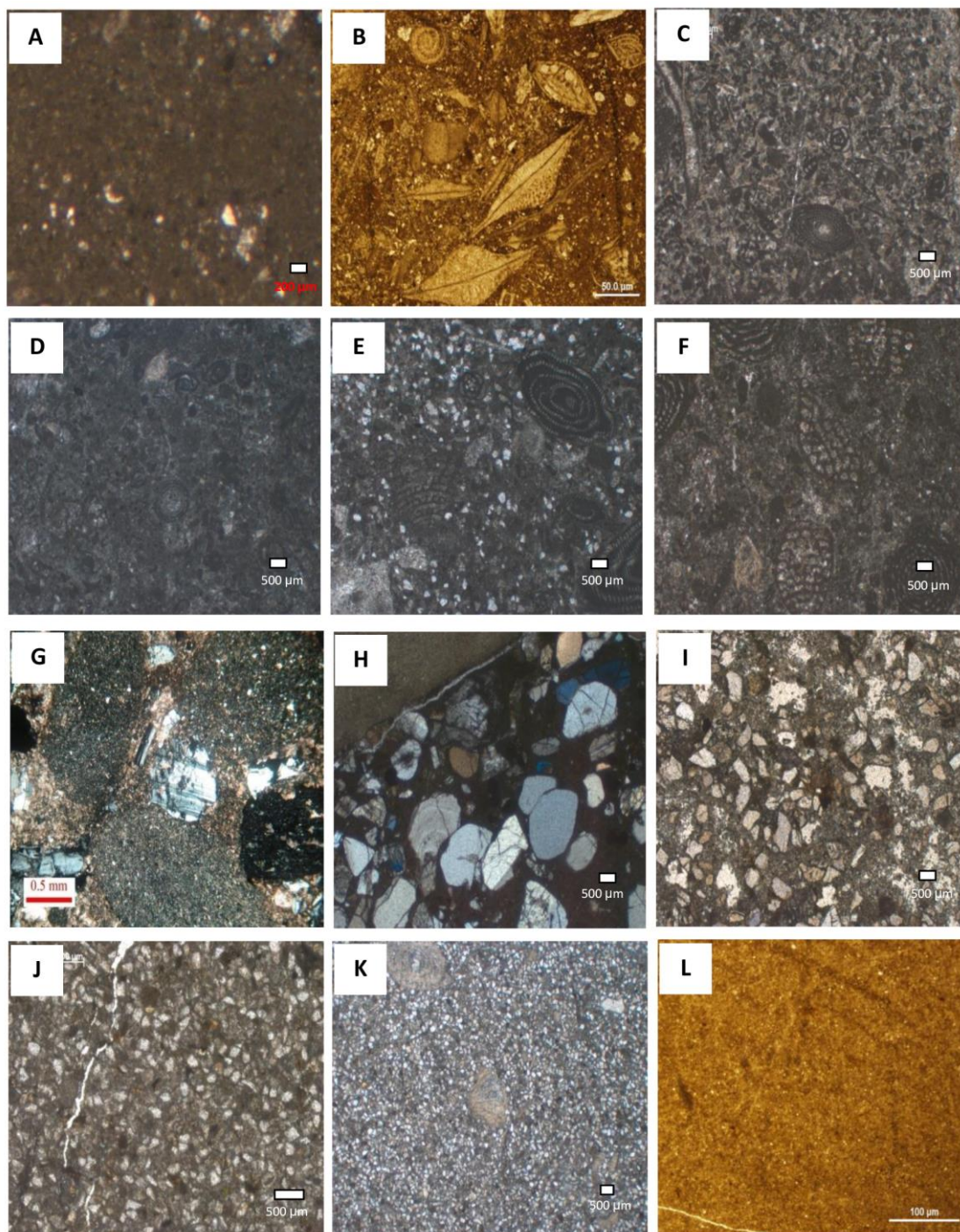
گذاری بود لذا با استفاده از سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن دمای اولیه دیاژنز که حدوداً ۶۴ الی ۶۶ درجه سانتیگراد محاسبه گردید.  
-براساس چینه‌شناسی سکانس‌های جهانی، رسوبت ائوسن به ۴ اشکوب تقسیم کوییزین، لوتسین، باتونین و پریابونین تقسیم می‌شود. از آنجایی‌که بارتونین دارای یک سکانس جهانی و پریابونین با ۴ سکانس جهانی از ۳۷/۲ تا ۳۳/۸ میلیون سال قبل را در بر می‌گیرد، لذا در زون

### منابع

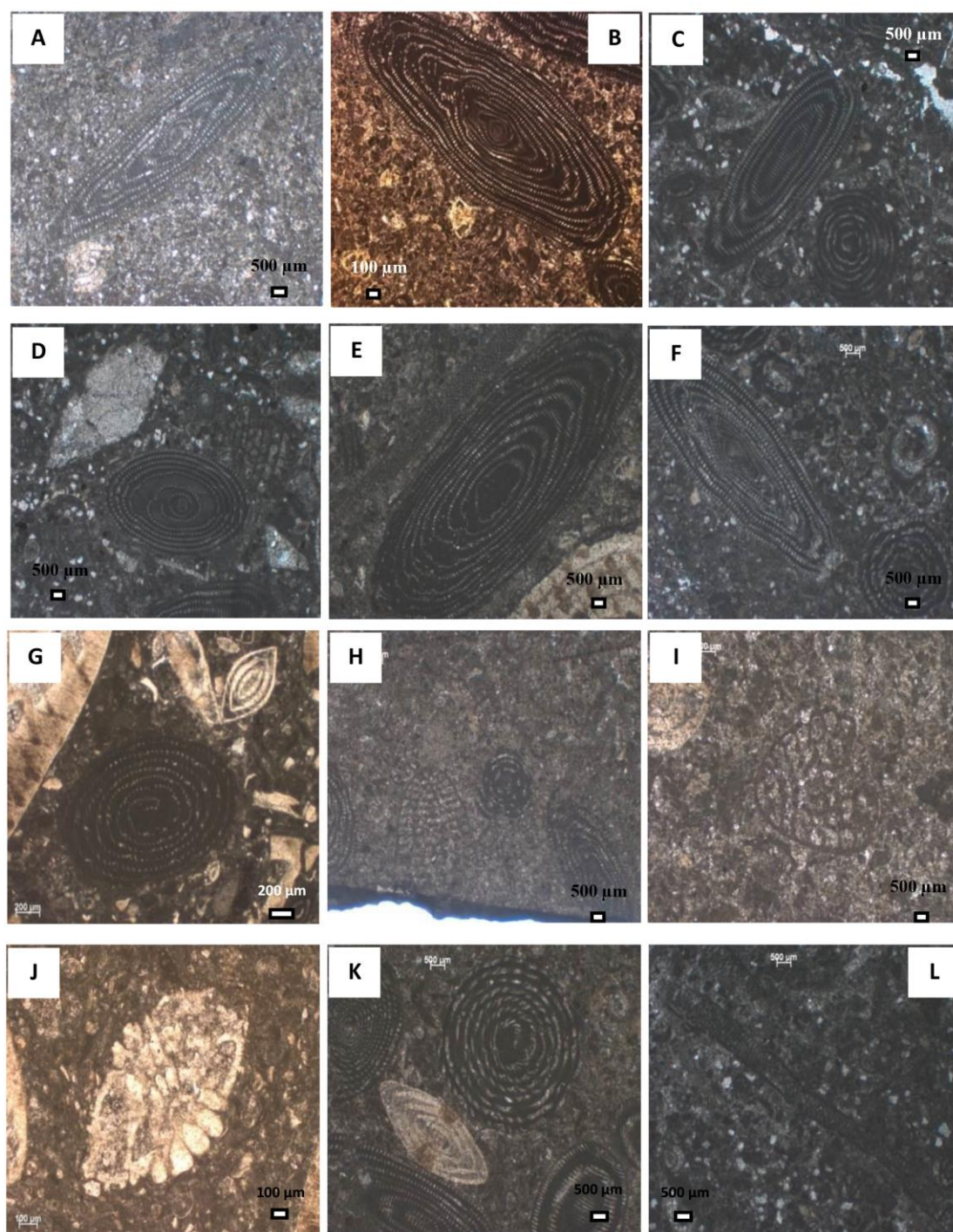
-آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰، ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، چاپ دوم، ۵۰۲ ص.  
-الماسی نیا، ب.، ۱۳۹۳. میکروفاسیس، چینه‌نگاری سکانسی همراه با مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و کربن مربوط به نهشته‌های ائوسن زیرین - میانی در کوه‌های زاگرس مرتفع، دانشگاه  
investigation of acyclicity stratigraphic completeness and accumulation rates in shallow marine carbonate settings, *Journal of Sedimentary research*, v. 76, p. 1137-1161.  
-Cosovic, V., Drobne, K. and More, A., 2004. Palaeoenvironmental model from Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula), *Facies*, v. 50, p. 61-75.  
-Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham, W.E. (ed.), *Classification of carbonates rocks*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 1, p. 108-121.  
-Embry, A.F. and Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. N.W.T., *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 19, p. 730-781.

- Flügel, H.W., 2000. Zwischen Montpellier und Innsbruck-oder die Entstehung der Geohistorik: Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich, 2. Symposium, Abstracts, Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz, v. 1, p. 20.
- Flügel, E., 2004. Microfacies analysis of limestones, analysis interpretation and application, Springer, Berlin, 976 p.
- Fournier, M.N., Bellahsen, O. and Gunnell, Y., 2004. Oblique rifting and segmentation of the NE Gulf of Aden passive margin, Geochemistry, Geophysics, Geosystems ( $g^3$ ), 5 p.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of paleogene deposits in southeastern Spain, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v.155, p. 211-238.
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2005. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): Journal of Asian Earth Sciences, v. 26, p. 683-693.
- Hallock, P. and Pomar, L., 2008. Cenozoic evolution of larger benthic foraminifers: paleoceanographic evidence for changing habitats, In Proceedings of the 11th International Coral Reef Symposium, Ft. Lauderdale, Florida, p. 16-20.
- Inden, R.F. and Moore, C.H., 1983. Beach environment: Carbonate depositional environments, American Association of Petroleum Geologists Memoirs, v. 33, p. 211-265.
- Pomar, L., Brandano, M. and Westphal, H., 2004. Environmental factors influencing skeletal-grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the Western-Mediterranean, Sedimentology, v. 51, p. 627-651.
- Racey, A., 2001. A review of Eocene nummulites accumulations: structure, formation and reservoir potential, Journal of Petroleum Geology, v. 24, p. 79-100.
- Rasser, M.W., 2000. Coralline red algal limestone of the Late Eocene alpine foreland basin in upper Austria: component analysis, facies and paleoecology, Facies, v. 42, p. 59-92.
- Rasser, M.W., Scheibner, C. and Mutti, M., 2005. A paleoenvironmental standard section for Early Eocene tropical carbonate factories, Facies, v. 51, p. 217-232.
- Romero, J., Caus, E. and Rosell, J., 2002. A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits of the South Pyrenean basin (NE Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 179, p. 43-56.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobné, K., Ferrández, C., Kumar Jauhri, A., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Maria Samsó, J., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. and Zakrevskaya, E., 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene, Bulletin de la Société géologique de France, v. 169, p. 281-299.
- Shackelton, N.J. and Kennett, J.P., 1975. Palaeotemperature history of Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciations: oxygen and carbon isotope analysis in DSDP site 227, 279 and 281, In: Kennet, J.P. and Houtz, R.E., (eds.), Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, XXIX: U.S. Government, Printing Office, Washington D.C., p. 743-755.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, A review, American Association of Petroleum

- Geologists, Bulletin, v. 52, p. 1229-1258.
- Stöcklin, J. and Sotoodehnia, A., 1971. Stratigraphic Lexicon of Iran, Geological Survey of Iran, Report, v. 18, p. 1-376.
- TaHERi, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Seyrafian, A., 2008. Relationships between foraminiferal assemblages and depositional sequences in Jahrum Formation, Ardal area (Zagros Basin, SW Iran), Historical Biology, v. 20, p.191-201.
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East, Nature, v. 235, p. 147-150.
- Taylor, G.L., 1950. The Instability of liquid surface when Accelerated in a Direction Perpendicular to their Plans I. Proceedings of the Royal Society of London A, v. 201, p. 192-196.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geological history, Springer, Berlin, 471 p.



Pl. 1. A: Marly mudstone (F1) ;B: Bioclastic (nummulitid–discocyclinid) wackestone–packstone (F2); C,D: Bioclastic (small rotaliids–miliolid) peloidal wackestone–packstone (F3); E,F: Alveolina–Coskinolina–Dictyoconus wackestone–packstone (F4); G: Tuff Conglomerate, microscopic view (F5); H: Conglomerate, microscopic view (F5) , I: Sandstone (F6) ; J,K: Siltsone (F7); L: Red mudstone (F8).



Pl. 2. A: *Glomalveolina delicatissima* (Smout, 1954); B: *Alveolina levantina* (Hottinger, 1960) ; C: *Alveolina frumentiformis* (Schwager, 1883); D: *Alveolina ovicula* (Nuttall, 1925); E: *Alveolina stipes* (Hottinger, 1960) ; F: *Alveolina munieri* (Hottinger, 1960) ; G: *Alveolina elliptica* (J. De C. Sowerby, 1840) ; H: *Coskinolina liburnica* (Stache, 1875); I: *Coskinolina roberti*, Schlumberger, 1905 ; J: *Neorotalia viennoti* Greig, 1935 ; K: *Nummulites incrassatus* De La Harpe, 1883 ; L: *Orbitolites complanatus* Lamarck, 1801.