

محیط رسوبی، ژئوشیمی و چینه نگاری سکانسی سازند جهرم در برش بلداجی، حوضه زاگرس

مینا خطیبی مهر^{۱*}، محمد حسین آدابی^۲، میررضا موسوی طسوج^۳، حسین وزیری مقدم^۴،
عباس صادقی^۵

۱- دانشجوی دکتری رسوب شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

۲- استاد، دانشکده علوم زمین، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

۳- استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

۴- استاد، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان.

۵- دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۵/۲۵

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۲/۱۲/۸

چکیده

نهشته‌های ائوسن سازند جهرم قابل دسترس در برش بلداجی شامل کربنات‌های سازند جهرم می‌باشد که از طریق جاده بلداجی به امامزاده حمزه‌علی قابل دسترسی است. قاعده مقطع مورد مطالعه را مارن‌ها و شیل‌های سازند پایده تشکیل می‌دهد، ضخامت برداشت شده از این رسوبات ۱۷۲ متر می‌باشد. بر اساس توزیع و گسترش فرامینیفرها و دیگر اجزاء اسکلتی و غیر اسکلتی، ۹ میکروفاسیس شناسایی گردیده است. این میکروفاسیس‌ها در یک محیط شلف از نوع حاشیه‌دار تشکیل گردیده که در سه زیر محیط رسوبی شلف داخلی، شلف میانی و شلف خارجی ته نشست شده است. علاوه بر مطالعات پتروگرافی، از مطالعات ژئوشیمیایی عنصری (Fe, Mn, Na, Sr) و نسبت Sr/Na نیز به منظور تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه و مطالعات دیاژنتیکی استفاده شده است. از تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$ ‰) و کربن ($\delta^{13}\text{C}$ ‰) جهت تعیین دمای قدیمه این نهشته‌ها، سیستم دیاژنتیکی باز و بسته ($\delta^{18}\text{O}$ در مقابل Mn) و روند دیاژنز استفاده شده‌اند. این مطالعات حاکی از ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی (واقع در دریاچه‌های گرم نواحی نیمه حاره‌ای)، در یک سیستم بسته تا نیمه بسته با تبادل آب به سنگ پایین می‌باشد. روند دیاژنز در آهک‌ها بر اساس تغییرات ایزوتوپی اکسیژن و کربن یک روند دیاژنز تدفینی با حضور مواد آلی را نشان می‌دهد. دمای قدیمه محاسبه شده در آهک‌ها (میکرایت) بر اساس سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ یعنی دمای اولیه دیاژنتیکی (هنگامی که رسوبات در نزدیک سطح بوده‌اند، عمق کم تدفین) (معادل PDB $-۳/۶۷\%$) و ایزوتوپ اکسیژن آب دریای ائوسن معادل $-۰/۸۵\%$ ، ۲۹ درجه سانتیگراد تعیین گردیده است.

با استفاده از مطالعات صحرایی و بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها در طول توالی سازند جهرم، سطوح اصلی سکانسی و مرز سکانس‌ها و در نتیجه تعداد سکانس‌های رسوبی تعیین گردیده است. سازند جهرم در برش

بلداجی از ۶ سکانس رسوبی درجه سوم (سکانسهای کم عمق شونده به سمت بالا) تشکیل گردیده است. مرز سکانسها از نوع SB₂ بوده و مرز سطح حداکثر پیشروی آب دریا (mfs) با رخسارههای عمیق دریا مشخص شده است.

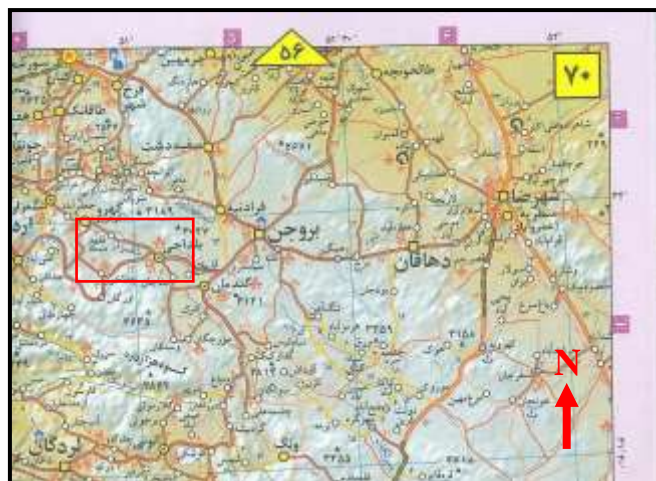
بطور کلی سیستم تراکتهایی پیش رونده (TST) عمدتاً شامل رخسارههای مارنی، وکستونی تا پکستونی است که در این سیستم تراکت فرامینیفراهای منفردار نظیر نومولیتیده و دیسکوسییکلینیدههای بزرگ و پهن یافت می شود. سیستم تراکت HST عمدتاً از رخسارههای گرینستونی (رخساره سد) همراه با رخسارههای وکستونی- پکستونی تا رودستونی محیط لاگون تشکیل گردیده است که دارای فرامینیفراهایی با پوسته پورسلانوز نظیر آلئولین، اوربیتولیتس و میلیولید می باشد.

واژه های کلیدی: محیط رسوبی، ژئوشیمی، چینه نگاری سکانسی، ائوسن، حوضه زاگرس.

مقدمه

شامل: آهک، همراه با میان لایه های آهک مارنی و گاهاً مارن خاکستری می باشد. هدف از این تحقیق بررسی محیط رسوبی، شرایط دیاژنتیکی، چینه- نگاری سکانسی در برش بلداجی و نیز مطالعه و مقایسه شرایط ژئوشیمیایی دو برش بلداجی و کوه گچ (سازند جهرم) با سن مشابه می باشد. مقطع مورد مطالعه در منطقه امام زاده حمزه علی دارای مختصات $N:31^{\circ} 56.33'$ و $E:51^{\circ}$ $00.08'$ بوده و از طریق جاده بلداجی قابل دسترسی است. نقشه جغرافیایی و تصویر ماهواره ای در شکل های ۱ و ۲ به ترتیب نشان داده شده است.

نهشته های ائوسن واقع در استان چهارمحال و بختیاری در منطقه بلداجی شامل کربنات های سازند جهرم می باشد. نهشته های ائوسن سازند جهرم قابل دسترس در برش بلداجی از کربنات های سازند جهرم می باشد که از طریق جاده بلداجی به امام زاده حمزه علی قابل دسترسی است. قاعده مقطع مورد مطالعه را مارن ها و شیل های سازند پابده تشکیل می دهد. مارن ها و شیل های مذکور توسط ضخامت قابل ملاحظه ای از واریزه پوشیده می باشد. رأس مقطع مذکور نیز توسط آبرفت پوشیده است. این رسوبات ۱۷۲ متر



شکل ۱: نقشه جغرافیایی و راههای دسترسی به مقطع مورد مطالعه (اقتباس با تغییراتی از اطلس راه های ایران، بختیاری ۱۳۹۰).



شکل ۲: تصویر ماهواره‌ای از ناحیه مورد مطالعه (Google Earth).

روش مطالعه

در این مطالعه به منظور شناسایی انواع رخساره‌ها و تعیین محیط رسوبی از مطالعات پتروگرافی استفاده شده است. ضخامت برداشت شده از رسوبات این ناحیه ۱۷۲ متر بوده و تعداد ۸۹ مقطع نازک از آنها تهیه و مطالعه گردید. رخساره‌های کربناته به ترتیب از سمت خشکی به سمت دریا در جهت افزایش عمق در مقاطع مورد مطالعه به تفکیک تعبیر و تفسیر گردید. نامگذاری رخساره‌های سنگی میکروسکوپی و فابریک ته نشینی در برشهای کربناته مورد مطالعه بر اساس روش دانه‌ام (۱۹۶۲) انجام گرفته است. سپس توالی رسوبات کربناته به صورت عمودی بررسی شده و ضمن مقایسه با میکروفاسیس‌های استاندارد ارائه شده توسط فلوگل (۲۰۱۰) و به ویژه شلف نوع حاشیه‌دار کربناته (فلوگل، ۲۰۱۰) مدل رسوبی آن تعیین شده است.

به منظور مطالعه ژئوشیمی سنگ‌های کربناته رسوبات ائوسن برش بلداجی، پس از مطالعه دقیق پتروگرافی مقاطع نازک تعداد ۴۰ نمونه آهکی که دارای بیشترین زمینه میکریتی بوده‌اند انتخاب و

قسمت‌های مناسب که کمترین دگرسانی و به دور از قطعات فسیلی قرار داشتند مشخص گردید. در مرحله بعد با مته دندانپزشکی از نمونه‌ها پودر تهیه گردید. نمونه‌های پودر پس از آماده‌سازی توسط دستگاه جذب اتمی (AAS) در دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی تحت آنالیز عنصری قرار گرفت.

روش کار به این ترتیب است که ۰/۱۲۵ گرم نمونه را در محلول یک مول اسید کلریدریک قرار داده و پس از مدت زمان دو ساعت با دستگاه اسپکتروفتومتر جذب اتمی، مقادیر عناصر اصلی (شامل Ca و Mg) بر حسب درصد و عناصر فرعی (شامل Fe, Mn, Na, Sr) بر حسب پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شده است. سپس مقادیر مواد غیر قابل حل در اسید (IR) تعیین شده است.

برای تعیین مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$ ‰) و کربن ($\delta^{13}\text{C}$ ‰)، تعداد ۱۵ نمونه از پودر سنگ آهک‌ها که مورد آزمایش جذب اتمی قرار گرفته بودند انتخاب و به مرکز آزمایشگاهی علوم (CSL) دانشگاه تاسمانیا در استرالیا ارسال گردید. انتخاب نمونه‌ها به گونه‌ای بود که تقریباً

۲۰۰۰). حضور میلیولید به همراه پلوئید بیانگر محیط لاگون می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). فراوانی میلیولید بیانگر محیط با شوری زیاد به همراه مواد غذایی زیاد می‌باشد (گیل، ۲۰۰۰). ویلسون، ۱۹۷۵ حضور فراوان پلوئیدها را به محیط لاگون نسبت داده است. بنابراین شواهد فوق حاکی از ته نشست این رخساره در محیط لاگون با شوری زیاد و غذای فراوان است.

۲- فرامینیفر بدون منفذ پلوئید پکستون- رودستون:

از اجزای اصلی این رخساره می‌توان به فرامینیفرها با دیواره بدون منفذ با تنوع بالا (پرسلانوز و آگلوتینه) همراه با ذرات غیر اسکلتی پلوئید اشاره نمود. فرامینیفرها به‌طور عمده شامل اوربیتولیتس (orbitolites)، سومالینا (somalina)، کاسکینولینا (coskinolina)، آلئولینا (alveolina) و میلیولید (miliolids) می‌باشد (شکل ۳). پلوئید به همراه ذرات غیر اسکلتی مشاهده می‌شود. این رخساره معادل SMF 18 فلوگل است.

تفسیر: در بخش بالایی ناحیه نوری بیشتر فرامینیفرها بزرگ پرسلانوز که اکثرشان با داینوفیسه‌آ، کلروفیسه‌آ یا رودوفیسه‌آ همزیستند، فراوان می‌باشند (لاتنگر، ۱۹۸۴؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). حضور فراوان فرامینیفرها بدون منفذ محیطی تا حد فوق شور (بخش داخلی پلاتفرم) را نشان می‌دهد (گیل، ۲۰۰۰، رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). ویلسون (۱۹۷۵) حضور فراوان پلوئیدها را به محیط لاگون نسبت داده است. تنوع و فراوانی زیاد فرامینیفرها پرسلانوز در این ریز رخساره، حاکی از تشکیل آن در شرایط دریایی نیمه محصور همراه با نور شدید، انرژی متوسط، پایداری نسبتاً کم کف بستر و شرایط الیگوتروفی و تا حدی مزوتروفی می‌باشد.

تمامی ستون سنگ‌شناسی کوه بلداجی را پوشش دهد.

روش استاندارد آماده‌سازی نمونه‌ها به این ترتیب است که ۱۵ میلی‌گرم از نمونه به مدت ۲۴ ساعت تحت تاثیر اسید فسفریک ۱۰۰ درصد و در دمای ۲۵ درجه سانتیگراد قرار گرفته تا گاز CO₂ متصاعد شده از هر نمونه به کمک دستگاه اسپکترومترجرمی (VG SIRA series II) اندازه‌گیری شود. خطای اندازه‌گیری ایزوتوپی ۱۰۰/۰± بوده است. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و کربن یک نمونه به صورت دلتا (δ) و برحسب در هزار (permil) بیان می‌گردد و نسبت به استاندارد مرجع^۱ PDB سنجیده می‌شود.

توصیف میکروفاسیس‌ها

در برش بلداجی رخساره‌های بخشهای کم عمق (منطقه پهنه جذر و مدی) مشاهده نگردیده است.

رخساره‌های لاگون (Lagoon) مربوط به شلف داخلی

۱- آلئولینا میلیولید اینتراکلاستیک پلوئیدال پکستون-گرینستون:

به طور عمده از پلوئید و اینتراکلاست همراه با فرامینیفرهای بدون منفذ با تنوع کم مانند آلئولین (alveolina) و میلیولید (miliolids) تشکیل شده است. از اجزای دیگر میتوان به خرده های اکینودرم اشاره نمود. بافت سنگ با توجه به میزان انرژی از پکستون تا گرینستون متغیر میباشد (شکل ۳). این رخساره معادل SMF 18 فلوگل است.

تفسیر: میلیولیدها بی‌منفذهای بدون همزیست هستند که می‌توانند در آب های بسیار کم عمق از نیمه شور تا فوق شور زندگی کنند (گیل،

1 - Pee Dee Blemnite

۳- بایوکلاستنومولیتیدها آلئولینیده پلوئید وکستون پکستون:

این رخساره به طور عمده شامل مخلوطی از فرامینیفرها با دیوار بدون منفذ مانند سومالینا (somalina)، اوریتولیتس (orbitolites)، آلئولینا (alveolina)، کاسکینولینا (coskinolina)، میلیولید (miliolids)، دیسکوسیکلینا (discocyclina) و فرامینیفرهای منفذدار نظیر نومولیت (Nummulites)، اپرکولینا (Operculina) و روتالید (Rotaliids) به همراه پلوئید می باشد. از اجزای فرعی این رخساره می توان به وجود اکینودرم و گاهاً بریوزوئر اشاره کرد (شکل ۳). این رخساره معادل SMF 16 فلوگل است.

تفسیر: هم یافتی فرامینیفرها منفذدار که شوری نرمال دریایی را تحمل می کنند و فرامینیفرها بدون منفذ خاص بخش های درونی پلاتفرم بوده و حاکی از آن است که سد مؤثری برای جدایی پلاتفرم درونی از دریای باز وجود ندارد (گیل، ۲۰۰۰، رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). بنابراین حضور فرامینیفرها بدون منفذ و منفذدار بیانگر تشکیل این رخساره در محیط لاگونی نیمه محصور با شوری نسبتاً نرمال دریایی در بخش بالایی زون یوفوتیک (رنا، ۲۰۰۶) می باشد.

شلف میانی (ناحیه ریفی)

۴- کورالینا سه آ دیسکوسیکلینیده نومولیتیده فلوستون-رودستون:

اجزاء اصلی تشکیل دهنده این رخساره شامل کورالینا سه آ همراه با فرامینیفرهای بنتیک بزرگ با دیواره ی آهک منفذدار می باشند. فرامینیفرهای بنتیک این رخساره شامل آسیلینا، نومولیتس و دیسکوسیکلینا و به میزان کمتر روتالیا و میلیولید می باشند، که در زمینه ی گلی قرار می گیرند.

پیدایش کورالینا سه آ آب های کم عمق تا نسبتاً عمیق (جایی که نور تجمع فرامینیفرها را مورد

حمایت قرار می دهد) را پیشنهاد می کند (کوسویک و همکاران، ۲۰۰۴). جلبک قرمز کورالینا سه آ در شوری نرمال دریایی زندگی می کند و شوری بیش از ۵۰psu را نمی تواند تحمل کند (شکل ۳). این رخساره معادل SMF 11 فلوگل است.

تفسیر: حضور همزمان فرامینیفرهای بنتیک بزرگ (نظیر دیسکوسیکلینا و نومولیتس) و کورالینا سه آ، رسوب گذاری رخساره ی مذکور بر روی بخش های کم عمق تر شیب پلاتفرم در منطقه ی یوفوتیک را نشان می دهد (خطیبی مهر و آدابی، ۲۰۱۳). بنابراین می توان نتیجه گرفت که رخساره مذکور نسبت به ریز رخساره ۵ در ناحیه نوری بالاتری نهشته شده است. حضور کورالینا سه آ و همراهی آن با فرامینیفرها کفزی بزرگ و نیز ترکیب بافتی موجود بیانگر بخش میانی پلاتفرم کربناته (شلف میانی) و شرایط الیگوتروفی می باشد (پدلی، ۱۹۹۶؛ پومار، ۲۰۰۱). این رخساره توانسته است یک پشته گلی بایوکلاستی را ایجاد کند.

۵- بایوکلاست دیسکوسیکلینیده نومولیتیده (پوسته های کوچک و عدسی شکل) وکستون - پکستون

فونای غالب این رخساره مشابه رخساره قبلی بوده و شامل فرامینیفرها کفزی بزرگ با دیواره ی آهکی منفذدار می باشند با این تفاوت که صدفها متورم و قطر آنها کم است. سایر فونا نیز مشابه رخساره قبلی است. این عناصر در زمینه گلی وکستون - پکستون قرار دارند (شکل ۳).

تفسیر: فرامینیفرها ی که دارای دیواره ضخیم و متورم تر بوده نسبت به آنهایی که حالت کشیده تر و پوسته نازک تر دارند در اعماق کمتری زیست می کنند (بارتالو و همکاران، ۲۰۰۷؛ آدابی و

(ویکسی و همکاران، ۱۹۹۹). دیواره‌های جانبی نازک و کشیدگی پوسته‌ها نشان می‌دهد این روزن داران در بخش ژرف‌تر ناحیه‌ای الیگوفوتیک در زیر قاعده تأثیر امواج عادی می‌زیسته‌اند (پومار و همکاران، ۲۰۰۴؛ خطیبی مهر و آدابی، ۲۰۱۳)، زیرا این فرامینیفرها با پوسته‌های نازک و پهن شان محیط‌های کم‌نورتر و کم‌انرژی‌تر را ترجیح می‌دهند (ریسر، ۲۰۰۰). محیط تشکیل این ریزرخساره بخش عمیق‌تر شلف میانی یا محیط سراسیب در نظر گرفته می‌شود (رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ کوردا و برندانو، ۲۰۰۳).

رخساره‌های شلف خارجی

۷- رخساره برش آهکی (رخساره توربیدیتی):

قطعات آهکی و درون حوضه‌ای دانه های این برش را تشکیل می‌دهند. قطر آنها از چند میلیمتر تا ۱۵ سانتیمتر میرسد. درون قطعات میتوان روزنه داران از خانواده آلوتولینیده، دیسکوسیکلینده و نومولیتیده را به فراوانی مشاهده نمود. در ماتریکس اتصال دهنده دانه‌ها تنها نومولیتیده و دیسکوسیکلینده با صدف نازک و فرامینیفراهای پلانکتون دیده می‌شود (شکل ۳).
تفسیر: با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی و قرارگیری این رخساره در این محل (بر روی رخساره‌های پلانکتونیک فرامینیفرا نومولیتیده دیسکوسیکلینده و کستون و رخساره مارن) می‌توان تشکیل این رخساره را به جریانهای توربیدیتی نسبت داد.

۸- پلانکتونیک فرامینیفرا نومولیتیده دیسکوسیکلینده و کستون:

این رخساره بوسیله حضور هم‌زمان فرامینیفرا کفزی بزرگ و پلانکتون‌ها (گلوبی ژرینیدها و گلوبوروتالیدها) مشخص می‌شود. فرامینیفراهای

همکاران، ۲۰۱۰؛ خطیبی مهر و آدابی، ۲۰۱۳) این رخساره معادل SMF 7 فلوگل است. فراوانی نومولیتیده‌های متورم با دیواره ضخیم در تعدادی از نمونه‌هایی که این رخساره را نشان می‌دهند حاکی از افزایش نور می‌باشد بنابراین شواهد فوق حاکی از تشکیل این نمونه‌ها در قسمت نزدیک‌تر بخش کم‌عمق دریای باز (بخش جلوی شلف میانی یا محیط سراسیب) می‌باشد (خطیبی مهر و معلمی، ۱۳۸۸).

۶- بایوکلاست دیسکوسیکلینده نومولیتیده (پوسته‌های بزرگ و باریک) و کستون -

پکستون / فلوستون - رودستون:

فونای غالب این رخساره شامل فرامینیفراهای کفزی بزرگ با دیواره آهکی منفذدار می‌باشند که در زمینه گلی و کستون - پکستون قرار دارند. بر اساس اندازه دانه‌های موجود بافت به فلوستون - رودستون نیز تغییر می‌کند. قطر صدف فرامینیفراهای منفذدار اغلب زیاد و تحذب آنها کم می‌باشد. ولی در تعدادی از نمونه‌ها صدف متورم و قطر آن کم است. فرامینیفراهای منفذدار شامل آسیلینا، آپرکولینا، نومولیتس، دیسکوسیکلینا و اکتینوسیکلینا می‌باشند. از اجزای فرعی این رخساره پلوئید، اکتینودرم، میلیولید، آلوتولینا و روتالیا می‌باشد (شکل ۳). این رخساره معادل SMF 6 فلوگل است.

تفسیر: وجود فونای متعلق به شوری نرمال دریایی یعنی فرامینیفراهای بنتیک بزرگ با دیواره منفذدار نشان دهنده تشکیل این رخساره در محیط دریای باز می‌باشد (گیل، ۲۰۰۰؛ ریسر و همکاران، ۲۰۰۵). فراوانی فرامینیفراهای بزرگ با پوسته مسطح روتالیدی مانند اپرکولینا، دیسکوسیکلینا و اکتینوسیکلینا نشانه تشکیل رسوب در نزدیکی قاعده ناحیه نوری است

۹- رخساره مارن:

این رخساره متشکل از مارنهای سبز رنگ میباشد. نمونه های ایزوله به دست آمده از این مارنها شامل فرامینیفرهای پلانکتون مانند گلوبی ژرینیدها و گلوبوروتالیدها تشکیل می دهند. سایر تاکسون ها فرامینیفرهای کوچک کفزی هستند. این رخساره معادل RMF 2 فلوگل است. تفسیر: روزندان پلانکتون بخش ژرف حوضه را مشخص می کند. این رخساره، بیانگر انرژی هیدرودینامیکی پایین محیط رسوبی کم انرژی و آب های عمیق دریای باز، زیر سطح اساس امواج طوفانی و پایین تر از زون نوری (Oligophotic) می باشد (کوسویک و دروبون، ۲۰۰۴؛ برایگود و همکاران، ۲۰۰۹).

جایگاه رسوبی این رخساره، فقدان نشانه های نوری مؤثر مانند فرامینیفرها بزرگ همزیست دار و جلبک قرمز) بیانگر انرژی پایین محیط رسوبی و رسوب گذاری رخساره ی مذکور در آب های عمیق دریای باز، زیر سطح اساس امواج طوفانی و پایین تر از زون نوری می باشد (رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ کردا و برندانو، ۲۰۰۳؛ کوسویک و همکاران، ۲۰۰۴).

وفور فرامینیفرها پلاژیک بخش پایینی شیب خارجی به سمت حوضه (بخش خارجی پلاتفرم کربناته) را به عنوان محیط رسوبی تشکیل این رخساره پیشنهاد می کند (ویلسون، ۱۹۷۵؛ گیل، ۲۰۰۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰).

مدل رسوبی سازند جهرم در برش بلداجی

بر اساس شواهد رسوبات ریزشی (رخساره شماره ۷)، چگونگی پراکندگی فرامینیفرها و شناسایی و تفکیک رخساره های سنگی موجود، مدل رسوبی پیشنهاد شده برای برش مورد مطالعه یک شلف از نوع حاشیه دار می باشد که در سه زیر محیط

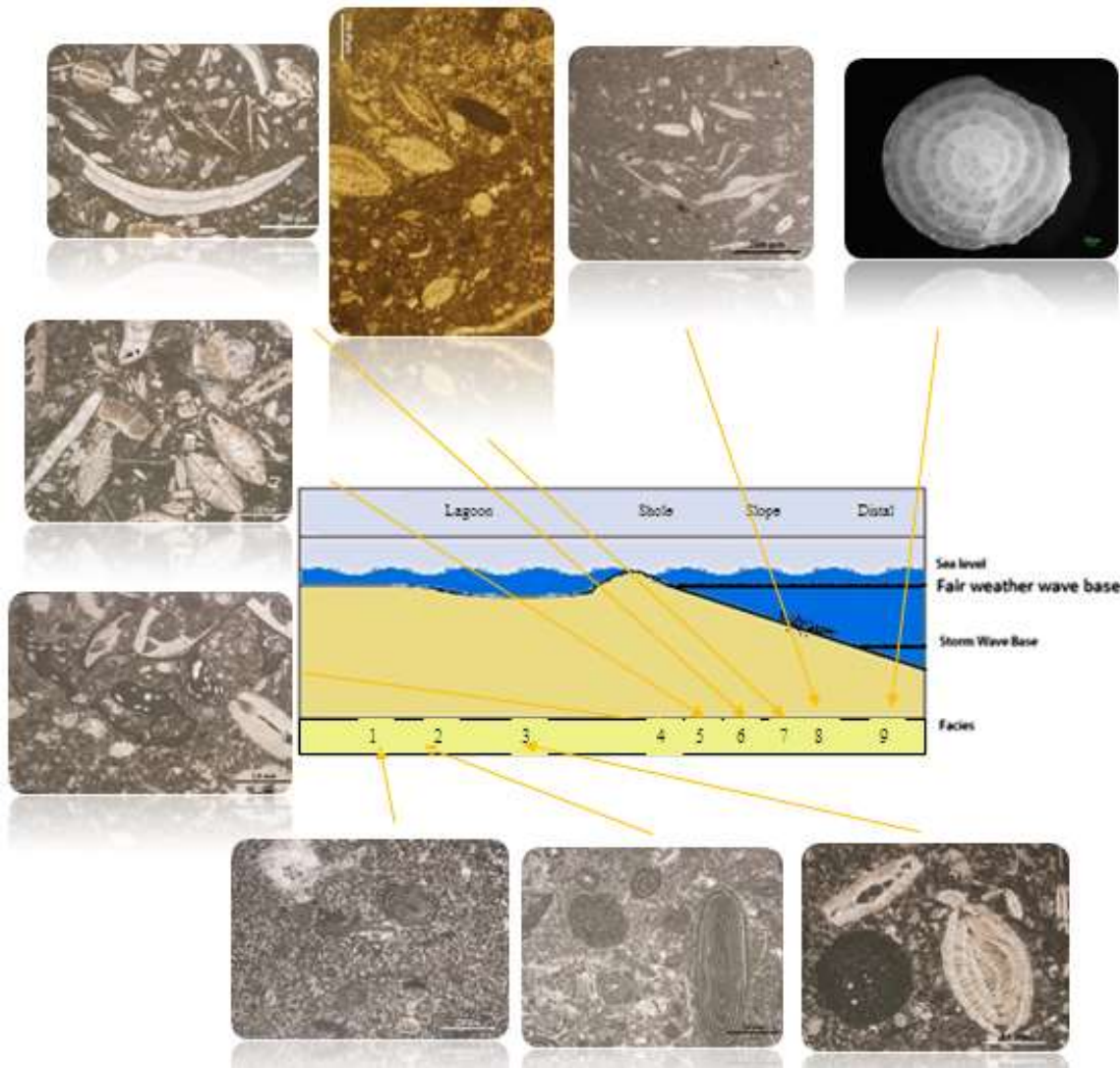
پلانکتونیک منعکس کننده محیط عمیق، آرام با شوری نرمال و متعلق به بخش پایینی محیط سراشیب (Slope) می باشد (کوسویک و همکاران، ۲۰۰۴). فرامینیفرهای کفزی شامل آپرکولینا، نومولیتس، دیسکوسیکلینا و اکتینوسیکلینا می باشند. دانه های فوق در بافت گلی و کستونی قرار دارند. نومولیتیده ها و دیسکوسیکلینیده ها دارای دیواره ی نازک با صدف مسطح و غالباً طویل هستند. وجه تمایز این رخساره از رخساره بعدی حضور فرامینیفرهای بنتیک بزرگ با دیواره ی هیالین نازک و کشیده و نیز فرامینیفرهای پلاژیک کمتر می باشد. در گذر از این رخساره به رخساره بعدی به طور محسوس شاهد یک کاهش تدریجی در میزان فرامینیفرهای پلاژیک و کفزی با اندازه ی کوچک و یک افزایش تدریجی در تعداد فرامینیفرها بنتیک بزرگ با دیواره نازک می باشد. در برخی مقاطع بافت این رخساره به مادستون - وکستون تغییر می یابد (شکل ۳). این رخساره معادل SMF 3 فلوگل است.

تفسیر: حضور همزمان فرامینیفرهای بزرگ کف-زی و پلانکتون، بخش پایینی محیط سراشیب (عمیق ترین بخش ناحیه ی نوری زیرین) را مشخص می کند (رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ ریسر و همکاران، ۲۰۰۵؛ کردا و برندانو، ۲۰۰۳).

فرامینیفرهای منفذدار مانند نومولیتیده و دیسکوسیکلینیده های بزرگ و پهن (همزیست دار) در عمیق ترین بخش های حوضه تا مرز زیرین زون نوری زیست می کنند (وکسی و سدرز، ۱۹۹۹؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ کردا و برندانو، ۲۰۰۳). وجود فونای متعلق به شوری نرمال دریایی (روزن داران کفزی بزرگ با دیواره ی هیالین) در کنار روزن داران پلانکتون نشان دهنده ی تشکیل این رخساره در پایین ترین قسمت زون نوری می باشد (گیل، ۲۰۰۰؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲).

به دو بخش لاگون نسبتاً محصور و لاگون نیمه محصور در طول توالی تقسیم می‌شود (شکل ۳).

رسوبی شلف داخلی، شلف میانی و شلف خارجی ته نشست شده است. زیرمحیط رسوبی شلف داخلی



شکل ۳: محیط رسوبی و رخساره‌های شناسایی شده در برش بلداجی، شامل:

- 1- Alveolina miliolid intraclastic peloidal packstone – grainstone
- 2- Imperforate foraminifera peloidal packstone – rudstone
- 3- Bioclast nummulitidae alveolinidae peloidal wackestone – packstone
- 4- Corallinacea discocyclusinidae nummulitidae floatstone – rudstone
- 5- Bioclast small discocyclusinidae nummulitidae wackestone – packstone
- 6- Bioclast large discocyclusinidae wackestone – packstone – rudstone
- 7- Limestone Breccia
- 8- Planktonic foraminifera nummulitidae discocyclusinidae wackestone
- 9- Marl



اربیتولیتس، آلئولین و میلیولید می‌باشد. تنوع و فراوانی زیاد فرامینیفرها پورسلانوز در محیط لاگونی نسبتاً محصور، حاکی از تشکیل رخساره‌ها

در رخساره لاگون نسبتاً محصور بافت سنگ پکستون تا رودستون است و حاوی فرامینیفرها پورسلانوز مانند سومالینا، کاسکینولینا،

سدیم (Na) مقدار Na در سنگ آهکهای آراگونیتی غیر بیوتیک (Abiotic) حاره‌ای عهد حاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی پی ام (میانگین ۲۵۰۰ پی پی ام) در تغییر است (رائو و آدابی، ۱۹۹۲). در حالی که در کلسیت‌های کم منیزیم غیر بیوتیک نواحی معتدله تمرکز Na حدود ۲۷۰ پی پی ام می‌باشد. دامنه تغییرات سدیم در کلسیت ارگانیکی (Biotic) بیشتر از کلسیت غیر ارگانیکی (Abiotic) است (رائو، ۱۹۹۰). میزان Na در کلسیت‌های ارگانیکی به مراتب بیشتر از میزان Na در آراگونیت و کلسیت کم منیزیم (LMC) غیر بیوتیک است (رائو و امینی، ۱۹۹۵). این اختلاف زیاد به علت تفریق بیوشیمیایی می‌باشد (لند و هوپ، ۱۹۷۳؛ رائو، ۱۹۹۰). در برش بلداجی مقدار سدیم بین ۵۰ تا ۱۶۱ پی پی ام و به‌طور میانگین ۱۰۸ پی پی ام در نوسان است. ترسیم مقادیر Na در مقابل Mn در برش بلداجی و مقایسه آن با محدوده‌های ارائه شده در مقالات بین المللی (شکل ۴B, D) حاکی از ترکیب کانی-شناسی اولیه آراگونیتی این سازند می‌باشد. کربناتهای سازند جهرم در برش گچ نیز دارای همین ویژگی است (خطیبی مهر و آدابی، ۱۳۹۲).

منگنز (Mn) میزان Mn در کربناتهای آراگونیتی واقع در دریا‌های گرم و کم عمق عهد حاضر بسیار پایین (حدود ۲۰ پی پی ام) و در نمونه‌های کلسیتی بسیار بالاتر است (رائو و آدابی، ۱۹۹۲) (حدود ۳۰۰ پی پی ام)، زیرا ضریب توزیع منگنز در کلسیت حدود ۱۵ می‌باشد و در نتیجه بالا بودن میزان منگنز در کلسیت قابل توجه خواهد بود (برند و وایزر، ۱۹۸۰؛ وایرزوفسکی و جواچیمیسیکی، ۲۰۰۷). ضریب توزیع Mn در دریاها حدود ۱ است ولی در آبهای متاوریکی حدود ۱۵ می‌باشد (پینگیتور، ۱۹۷۸؛ برند و وایزر،

در نور شدید (زون یوفوتیک)، انرژی متوسط، پایداری نسبتاً کم کف بستر و شرایط الیگوتروفی و تا حدی مزوتروفی می‌باشد. در لاگون نیمه محصور به علت ارتباط با دریای باز علاوه بر روزن داران بدون منفذ، فرامینیفرها منفذدار نیز حضور دارند و نشان دهنده زون مزوفوتیک با میزان انرژی متوسط و شوری نسبتاً بیشتر از حد نرمال دریایی می‌باشد.

ژئوشیمی

تعیین عناصر اصلی و فرعی:

عناصر اصلی Ca, Mg مقادیر عنصر Ca در مقطع مورد مطالعه بین ۲۶ تا ۳۳ درصد و مقدار Mg بین ۱/۸ تا ۳ درصد در تغییر می‌باشد. این ویژگی حاکی از این است که این نمونه‌ها فاقد دولومیت می‌باشد (آدابی، ۲۰۰۹).

استرانسیوم (Sr) به طور کلی کانی شناسی اولیه می‌تواند به عنوان فاکتور کنترل کننده استرانسیوم و منگنز در رسوبات باشد، به طوری که در آراگونیتها معمولاً میزان استرانسیوم بالا و مقدار منگنز پایین است (میلیمان و همکاران، ۱۹۹۳؛ کنترل، ۲۰۰۶).

در برش بلداجی مقدار Sr بین ۱۳۰ تا ۹۸۰ پی پی ام و به‌طور میانگین ۵۵۵ پی پی ام در نوسان است. کاهش میزان استرانسیوم به علت تأثیر دیاژنز غیر دریایی احتمالاً از نوع متاوریکی است. ترسیم مقادیر Sr در مقابل Mn در برش بلداجی و مقایسه آن با محدوده‌های ارائه شده در مقالات بین المللی (شکل ۴C) حاکی از ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی این سازند می‌باشد. کربناتهای سازند جهرم در برش گچ نیز دارای همین ویژگی است (خطیبی مهر و همکاران، ۱۳۹۲).

اولیه آراگونیتی در آهک‌های سازند جهرم تایید می‌شود.

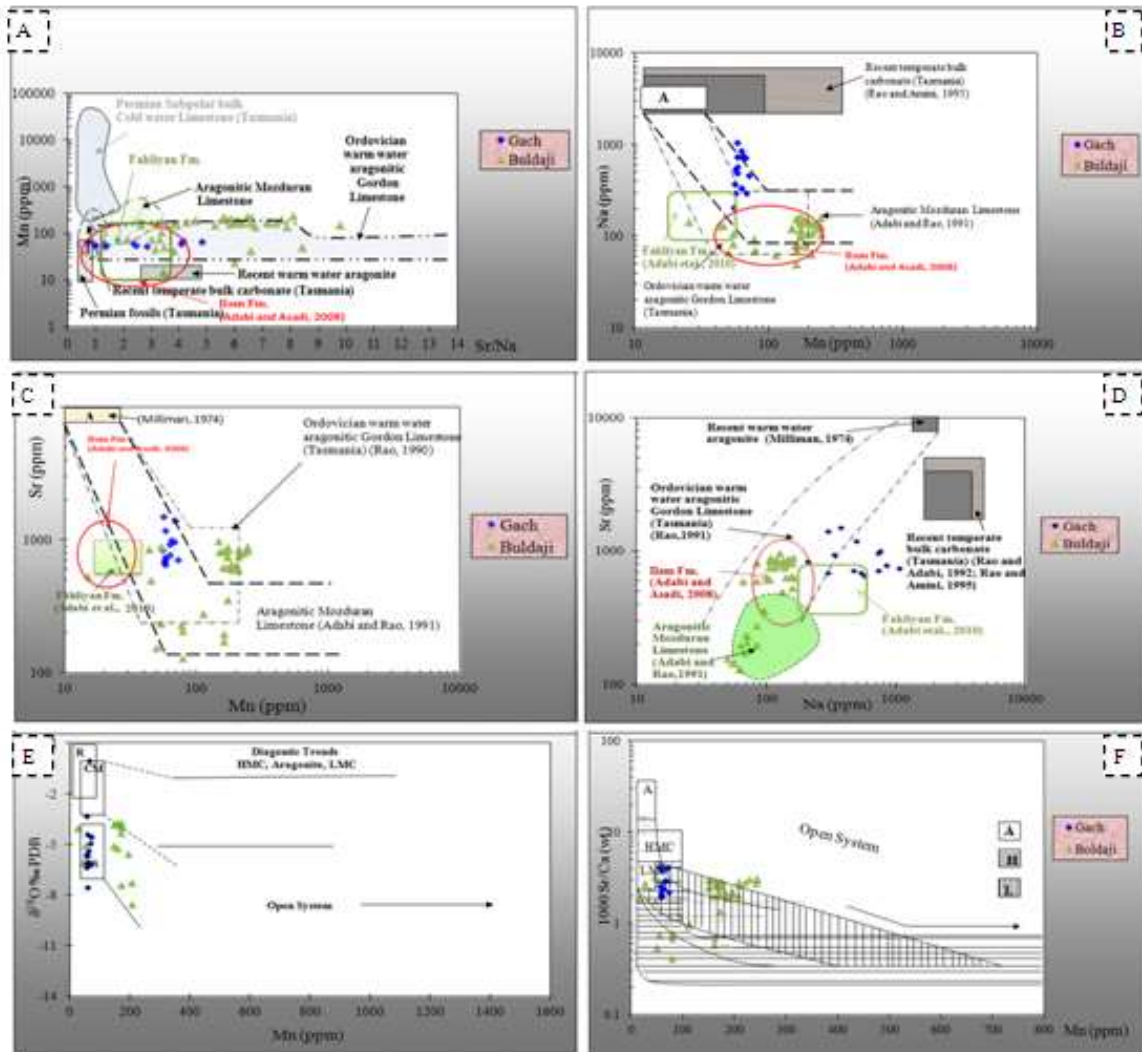
نسبت استرانسیوم به کلسیم (Sr/Ca) در مقابل Mn

بر اساس نسبت Sr/Ca و مقادیر Mn می‌توان به روند دیاژنز غیر دریایی در سیستم‌های باز و بسته و نسبت فعل و انفعالات آب به سنگ و شرایط اکسیداسیون و احیاء پی برد (برند و وایزر، ۱۹۸۰؛ سیسرو و لوهمن، ۲۰۰۱). بر اساس نسبت Sr/Mn نرمال شده توسط کلسیت Sr/Ca در برابر Mn می‌توان به باز و بسته بودن سیستم دیاژنتیکی و بالا رفتن میزان Mn در کلسیت دیاژنتیکی نشان دهنده باز بودن سیستم و تأثیر آبهای احیا کننده می‌باشد (شکل ۴F). در سیستم دیاژنزی باز، با افزایش تبادلات آب به سنگ (Water-rock interaction) میزان Sr/Ca کاهش می‌یابد و لذا میزان Sr/Ca فازهای دیاژنزی نسبت به ترکیبات اولیه کاهش می‌یابد، اما در سیستم دیاژنزی نیمه بسته که فعل و انفعالات آب و سنگ کم باشد، نسبت فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد. افزایش مقدار Mn در کلسیت دیاژنتیکی نشان دهنده باز بودن سیستم و تأثیر آبهای احیا کننده می‌باشد. به طور کلی کاهش Mn در کلسیت دیاژنتیکی نشانگر بسته بودن سیستم دیاژنتیکی است (سیسرو و لوهمن، ۲۰۰۱؛ کنوریچ و موتی، ۲۰۰۶). در این شکل کاهش قابل توجه مقادیر Mn و افزایش Sr/Ca در دو برش بلداجی و گچ حاکی از سیستم دیاژنتیکی بسته تا نیمه بسته است.

۱۹۸۰). علاوه بر این افزایش میزان Mn به افزایش فرایندهای دگرسانی بستگی دارد. در سیستم‌های باز مقادیر منگنز افزایش چشمگیری دارد. تمرکز Mn در کلسیت با افزایش سرعت رسوب‌گذاری کاهش می‌یابد (پینگیتور و همکاران، ۱۹۸۸؛ موسی، ۱۹۸۸). در برش بلداجی مقدار Mn بین ۱۵ تا ۲۴۳ پی‌پی‌ام و به‌طور میانگین ۱۲۹ پی‌پی‌ام در نوسان است. پایین بودن مقادیر Mn در برش‌های بلداجی و گچ حاکی از دگرسانی کم و ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی است.

نسبت استرانسیوم به سدیم (Sr/Na)

کربناتهای حاره‌ای دیرینه و عهد حاضر را می‌توان از معادل‌های غیر حاره‌ای آنها توسط نسبت استرانسیوم به سدیم (Sr/Na) و میزان Mn تفکیک نمود (رائو، ۱۹۹۱؛ آدابی و رائو، ۱۹۹۱؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۰؛ خطیبی مهر و آدابی، ۲۰۱۳). در سنگ آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر مقدار Mn پایین و نسبت Sr/Na بالا بوده (حدود ۳ تا ۵)، در حالی که در سنگ‌های آهکی کلسیتی مناطق معتدله عهد حاضر مقدار Mn بالا و نسبت Sr/Na پایین (حدود ۱) می‌باشد (رائو، ۱۹۹۱؛ آدابی و اسدی، ۲۰۰۸؛ خطیبی مهر و آدابی، ۲۰۱۳). نمودار تغییرات Sr/Na در مقابل Mn نشان می‌دهد (شکل ۴A) که اغلب نمونه‌های برش‌های بلداجی و کوه گچ دارای Sr/Na بیش از ۱ می‌باشد. با توجه به بالا بودن مقادیر سدیم و استرانسیوم در این کربناتها، ترکیب کانی‌شناسی



شکل ۴.۱): تغییرات Sr/Na در مقابل Mn: در این شکل نمونه‌های آهکی کوه گچ و بلداجی با محدوده آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر (میلیمان، ۱۹۷۴)، نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر (رائو و آدابی، ۱۹۹۲؛ رائو و امینی، ۱۹۹۵) و سنگ آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای اردوین تاسمانیا (رائو، ۱۹۹۱) و سنگ آهک‌های آراگونیتی مزدوران (آدابی و رائو، ۱۹۹۱)، فسیل‌ها و سنگ آهک‌های نیمه قطبی پرمین تاسمانیا (رائو، ۱۹۹۱) و سنگ آهک‌های آراگونیتی ایلام (آدابی و اسدی، ۲۰۰۸) و آراگونیت‌های اولیه فلهیان (آدابی و همکاران، ۲۰۱۰) مقایسه شده است. اغلب نمونه‌های آهکی برش گچ و بلداجی دارای نسبت Sr/Na بیش از ۱ (یعنی دارای ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی) می‌باشند. (B) روند تغییرات Na در مقابل Mn. همانگونه که ملاحظه می‌شود نمونه‌ها در نزدیکی محدوده آراگونیتی مزدوران و گوردون قرار گرفته‌اند. بالا بودن مقادیر Na در برش گچ به دلیل دگرسانی کمتر و مقادیر پایین Mn در این نمونه‌ها حاکی از نیمه بسته بودن محیط دیاژنتیکی است. (C) تغییرات مقادیر Sr در مقابل Mn. نمونه‌های آهکی این برشها در نزدیکی محدوده آراگونیتی مزدوران و گوردون قرار گرفته‌اند. (D) تغییرات مقادیر Sr در مقابل Na در سنگ‌های آهکی نشان می‌دهد که ترکیب آهکها در این برشها عمدتاً آراگونیتی بوده است. (E) دیاگرام δ¹⁸O در برابر Mn نشان دهنده تأثیر کم دیاژنز متائوریکی در یک سیستم بسته تا نیمه بسته می‌باشد. (F) تغییرات میزان Sr/Ca در برابر Mn: در این شکل کاهش قابل توجه منگنز و بالا بودن مقادیر Sr/Ca حاکی از بسته بودن سیستم دیاژنتیکی در این برشها است. روندهای دیاژنتیکی برای آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) که به-

وسيله آبهای متاوریکي تثبیت شده اند (برند و وایزر، ۱۹۸۰). قرارگیری نمونه‌ها نیز تائیدی دیگر بر تأثیر کم دیاژنز متاوریکي در یک سیستم بسته تا نیمه بسته می‌باشد.

جهرم در کوه گچ بین ۷/۵۳% تا ۰/۰۵% PDB (میانگین ۳/۷۹% PDB-) است. ایزوتوپ کربن در نمونه‌های آهکی سازند جهرم در کوه گچ بین ۲/۲۳% تا ۰/۵۲% PDB (میانگین ۰/۸۵-) در نوسان است.

تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن یک ابزار قوی برای تعیین روند دیاژنز است. ایزوتوپهای اکسیژن و کربن به فرایندهای دیاژنز تدفینی اولیه و تاخیری بسیار حساس هستند (ایمنه‌آرز و همکاران، ۲۰۰۸؛ وینسنت و همکاران، ۲۰۱۰).

تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن در نهشته‌های آهکی ائوسن در برش‌های بلداجی و کوه گچ در شکل ۵ بیانگر دیاژنز تدفینی در حضور کم مواد آلی می‌باشد (لوهمن، ۱۹۸۸؛ نلسون و اسمیت، ۱۹۹۶).

تخمین دمای سیال: با استفاده از نمونه‌های با کمترین میزان دگرسانی که دارای سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن هستند می‌توان به محاسبه دما در طی تدفین اولی با استفاده از معادله اندرسون و آرتور در سال ۱۹۸۳ یا معادله وفر و برگر، ۱۹۹۱ پرداخت. معادله ارائه شده توسط اندرسون و آرتور به قرار زیر است (رابطه ۱):

$$T(C^{\circ}) = 16 - 4.14 (\delta C - \delta W) + 0.13 (\delta C - \delta W)^2$$

بنابراین با توجه به رابطه بالا، دمای رسوبات ائوسن در برش بلداجی با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ (معادل ۳/۶۷% PDB-) ۲۹ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

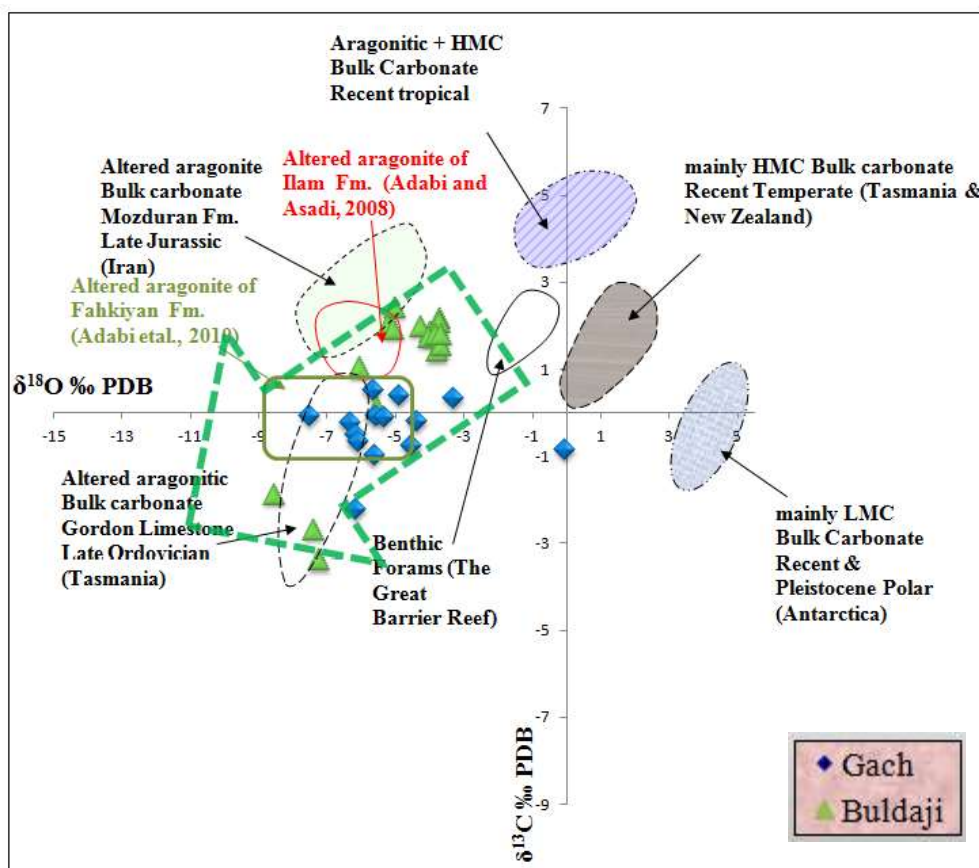
ترسیم ایزوتوپ اکسیژن در مقابل منگنز

در شکل ۴E روندهای دیاژنتیکی برای ترکیبات کلسیت کم‌منیزیم (LMC)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC)، آراگونیت (A)، متشکله‌های عهد حاضر (R)، محدوده آهکی برلینگتون (Burlington) می‌سی‌سی‌پی (CM) و محدوده آهک‌های ریدبی (Readbay) سیلورین (CS) در کانادا نشان داده شده است (برند و وایزر، ۱۹۸۰). دیاگرام $\delta^{18}O$ در برابر Mn در دو برش بلداجی و گچ نشان دهنده تأثیر کم دیاژنز متاوریکي در یک سیستم بسته تا نیمه بسته می‌باشد.

ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن

با استفاده از مطالعه ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ میتوان اطلاعات ارزشمندی پیرامون درجه دمای محیط رسوبگذاری، دمای دیاژنتیکی، روندهای دیاژنز در محیط دیاژنتیکی، شوری، عمق رسوبگذاری و غیره بدست آورد و کربنات‌های نواحی مختلف را از یکدیگر تفکیک نمود، (مارشال، ۱۹۹۲؛ فلوگل، ۲۰۱۰). به منظور تعیین روند دیاژنز در سنگ آهک‌ها ایزوتوپ اکسیژن در مقابل ایزوتوپ کربن قرار داده می‌شود و با توجه به تغییرات این دو ایزوتوپ می‌توان نوع دیاژنز (متاوریکي، تدفینی و دریایی) را مشخص نمود.

دامنه تغییرات ایزوتوپ کربن در نمونه‌های آهکی سازند جهرم در برش کوه بلداجی بین ۳/۳۷- تا ۲/۴۴% را نشان می‌دهند. میزان ایزوتوپ اکسیژن نمونه‌های آهکی رسوبات ائوسن برش بلداجی بین ۳/۶۷% تا ۸/۵۶% متغیر است. دامنه تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های آهکی سازند



شکل ۵: ترسیم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) و کربن ($\delta^{13}\text{C}$) نمونه‌های آهکی برش‌های کوه گچ و بلداجی در مقابل یکدیگر، نمونه‌ها در محدوده یا درون سنگ آهک‌های آراگونیتی سازندهای ایلام (آدابی و اسدی، ۲۰۰۸) و فهلیان (آدابی و همکاران، ۲۰۱۰) قرار گرفته‌اند. روند دیاژنز در این نمونه، دیاژنز تدفینی در حضور مواد آلی می‌باشد.

چینه نگاری سکansı

با استفاده از داده‌های رخساره‌ای زیستی و سنگی می‌توانیم تغییر شرایط محیط دریایی مانند تغییرات عمق را بازسازی و سکانس‌ها را در برش سازند جهرم در منطقه بلداجی تشخیص دهیم. بر اساس قانون والتر پیش‌نشینی یا پس‌نشینی کمربندهای رخساره‌ای بازتاب تعادل بین فضای قابل رسوب و میزان تولید رسوب است.

در TSTها روند افزایش عمق، و در HSTها روند کاهش تدریجی عمق حوضه دیده می‌شود. mfsها سیستم تراکت‌های رسوبی TST و HST را از هم جدا می‌کنند. و در رسوبات پیش‌رونده سکانس جدید توسط SB از رسوبات پیش‌نشین سکانس

قبلی جدا می‌شوند. معمولاً در مقطع پلاتفورم کربناتی LST دیده نمی‌شود. در خلال LST سطوح کارستی، دیرینه خاک‌ها (مایکروکودپوم) یا بریدگی‌های فرسایشی به وجود می‌آیند (گیل، ۲۰۰۰). در چینه‌نگاری سکansı چرخه‌های درجه سوم حاصل از تغییرات نسبی سطح آب دریا اهمیت زیادی دارند. مهم‌ترین عامل کنترل کننده ترکیب رخساره‌های کربناتی عمق آب است. تغییرات عمق باعث تغییر منظم انواع دانه‌های اصلی تشکیل دهنده کربنات می‌شوند. بر این اساس ۶ سکانس رسوبی در سازند جهرم در برش بلداجی تشخیص داده شدند (پیوست ۱).

سکانس اول TST: سکانس اول شامل بخش

بالایی سازند پابده است که در زیر سازند جهرم قرار دارد. حد بین مارن‌های سبز پابده با رخساره 7 (برش آهکی) احتمالاً به‌عنوان سطح حداکثر پیش روی در نظر گرفته می‌شود. رخساره‌های 8، 5 و 7 به‌عنوان سیستم تراکت پسرونده (HST) این سکاس در نظر گرفته می‌شود و حد بالایی سکاس اول با سکاس دوم در رأس رخساره 7 قرار می‌گیرد.

سکاس دوم: سیستم تراکت رسوبی پیشرونده این سکاس (TST) با رخساره‌های 8 شروع می‌شود و سطح حداکثر پیش روی (mfs) با رخساره 9 (رخساره مارن) مشخص می‌شود. HST این سکاس با رخساره‌های شلف میانی (رخساره‌های 8، 6، 5 و 4) آغاز و با رخساره 7 (برش آهکی) خاتمه می‌یابد. بخش بالایی این رخساره به‌عنوان مرز سکاس نوع دوم (SB₂) با رخساره 6 مشخص می‌شود.

سکاس سوم: با بالا آمدن مجدد سطح آب دریا سیستم تراکت رسوبی پیشرونده (TST) سکاس سوم آغاز می‌گردد. این سیستم تراکت با رخساره‌های 6 و 8 مشخص می‌شود. سطح حداکثر پیشروی (mfs) در بالای رخساره 8 (وکستون حاوی فرامینیفرها پلانکتون، نومولیتیده و دیسکوسیکیلینده) مشخص می‌شود. سیستم تراکت رسوبی پسرونده (HST) با رخساره‌های 3 مشخص می‌گردد. مرز سکاس 3 و سکاس 4 از نوع دوم (SB₂) بوده و در رأس رخساره 3 قرار می‌گیرد.

سکاس چهارم TST: این سکاس با رخساره‌های 4، 5، 6 و 8 مشخص می‌گردد. رخساره 8 سطح حداکثر پیشروی (mfs) مشخص می‌شود. HST این سکاس با رخساره‌های 6، 5 و 3 تعیین می‌گردد. مرز سکاسی سکاس چهارم با سکاس پنجم با رخساره 1 مشخص می‌شود و از

نوع دوم (SB₂) است.

سکاس پنجم: با بالا آمدن سطح آب دریا و ایجاد فضای قابل رسوب‌گذاری TST سکاس پنجم آغاز می‌شود. این سیستم تراکت با رخساره‌های 5 و 6 مشخص می‌شود و سطح حداکثر پیش روی (mfs) این سکاس با رخساره 6 تعیین می‌گردد. سیستم تراکت رسوبی HST این سکاس با رخساره‌های 6، 3 و نهایتاً 2 مشخص می‌شود. رخساره 2 (فرامینیفر بدون منفذ پلوئید پکستون) مرز سکاسی نوع دوم مرز بالایی سکاس 5 را مشخص می‌کند.

سکاس ششم: سیستم تراکت رسوبی TST با رخساره‌های 3 و 6 مشخص می‌شود و رخساره 9، مارن با فون‌های پلانکتون سطح حداکثر پیشروی (mfs) را نشان می‌دهد. سیستم تراکت رسوبی HST با رخساره‌های 8، 6 مشخص می‌شود (پیوست ۱).

نتیجه‌گیری

برش بلداجی با ضخامت ۱۷۲ متر از رسوبات آهکی سازند جهرم با سن ائوسن میانی تا فوقانی برداشت شده است. مرز بالایی این برش پوشیده شده می‌باشد. مطالعات پتروگرافی بر روی مقاطع نازک و فرامینیفرهای مختلف موجود باعث گردیده است تا بتوان رخساره‌های گوناگون بر اساس تنوع فرامینیفرها و تغییرات عمق آب در توالی رسوبی پیش‌بینی نمود. بر این اساس ۹ رخساره رسوبی شناسایی گردید که از بخش کم عمق به سمت عمیق شامل: ۱- آلئولینا میلیولید اینتراکلاستیک پلوئیدال پکستون-گرینستون ۲- فرامینیفر بدون منفذ پلوئید پکستون-رودستون ۳- بایوکلاست نومولیتیده آلئولینیده پلوئید و کستون پکستون/فلوتستون-رودستون ۴- کورالیناسه آ دیسکوسیکیلینده نومولیتیده

بررسی مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن آهک‌ها و مقایسه آنها با سایر محدوده‌ها نشانگر روند دیاژنز تدفینی در حضور مواد آلی می‌باشد. دمای اولیه دیاژنتیکی (هنگامی که رسوبات در نزدیک سطح بوده‌اند، عمق کم تدفین) با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ (معادل PDB %۳/۶۷-)، معادل ۲۹ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

بر اساس مطالعات صحرایی و بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها در این توالیها، ۶ سکانس رسوبی درجه سوم تشخیص داده شده است. مرز سکانس‌ها در این برش از نوع SB₂ و مرز بیشترین بالا آمدگی سطح آب دریا (mfs) بر اساس عمیق‌ترین رخساره‌ها مشخص گردیده است. رخساره‌ها در سیستم تراکت پیش رونده (TST) عمدتاً شامل رخساره‌های مارنی، وکستونی تا پکستونی است و حاوی فرامینیفرهای منفذدار فراوان می‌باشد. سیستم تراکت تراز بالا (HST) شامل رخساره‌های گرینستونی (ریفی)، همراه با رخساره‌های وکستونی-پکستونی تا روداستونی محیط لاگون است که عمدتاً حاوی فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز می‌باشد.

بنتیک. فصلنامه علمی - پژوهشی زمین‌شناسی ایران، شماره ۹، بهار ۱۳۸۸، ص ۸۷-۱۰۲.
-خطیبی مهر، م.، آدابی، م. ح.، موسوی طسوج، م. ر.، وزیری مقدم، ح.، صادقی، ع.، ۱۳۹۲.
میکروفاسیس، ژئوشیمی و محیط رسوبی سازند جهرم در کوه گچ، در جنوب شرقی شهر لار. فصلنامه علمی - پژوهشی زمین‌شناسی ایران، شماره ۲۶، تابستان ۱۳۹۲، ص ۹۷-۱۱۸.

-Adabi, M.H., and Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran

فلوتستون-رودستون ۵- بایوکلاست دیسکوسیکلینیده نومولیتیده (پوسته‌های کوچک و عدسی شکل) وکستون - پکستون ۶- بایوکلاست دیسکوسیکلینیده نومولیتیده (پوسته‌های بزرگ و باریک) وکستون - پکستون / فلوتستون-رودستون ۷- رخساره برش آهکی (رخساره توریدایتی) ۸- پلانکتونیک فرامینیفرای نومولیتیده دیسکوسیکلینیده وکستون ۹- رخساره مارن می‌باشد.

محیط رسوبی سازند جهرم در برش بلداجی محیط شلف از نوع حاشیه‌دار (حاوی رخساره توریدایتی) می‌باشد. مطالعات پتروگرافی همراه با مطالعات ژئوشیمیایی عنصری و ایزوتوپی در نمونه‌های سنگ آهک سازند جهرم در برش - بلداجی و مقایسه آن با کوه گچ حاکی از مینرالوژی اولیه آراگونیتی است. همچنین نسبت Sr/Na (بیشتر از یک) نیز دلیل دیگر بر تأیید کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی آن‌ها می‌باشد. ترسیم مقادیر Mn در برابر Sr/Ca و $\delta^{18}O$ در مقابل Mn نشان‌دهنده محیط دیاژنزی بسته تا نیمه بسته همراه با تبادل بسیار کم آب به سنگ در آهک-های سازند جهرم است.

منابع

-بختیاری، س.، ۱۳۹۰. اطلس راه‌های ایران، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۳۲۰ص.
-خطیبی مهر، م.، و معلمی، س.ع.، ۱۳۸۸.
مقایسه تاریخچه رسوب‌گذاری سازندهای جهرم (زاگرس) و زیارت (البرز) بر مبنای فرامینیفرهای

Formation), Sarakhs area, Iran. Sedimentary Geology, v. 72, p. 253-267.

- Adabi, M.H., and Asadi Mehmandosti, E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam formation in the Tang-e Rashid area, Izeh, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 33, p. 267-277.
- Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet- Dagh Basin, N.E. Iran. *Carbonates and Evaporites*, v. 24, p. 16- 32.
- Adabi, M.H., Salehi, M.A., and Ghabeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), southwest Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 39, p.148–160.
- Anderson, T.F., and Arthur, M.A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. in: *Stable isotope in sedimentary geology*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, v. 10, p. 1-151.
- Barattolo, F., Bassi, D. and Romero, R., 2007. Upper Eocene larger foraminiferal-coraline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece). *Facies*, v. 53, p. 361–375.
- Brand, U., and Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system- 1: trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, p. 1219- 1236.
- Brigaud, B., Durllet, C., Deconinck, J.F., Vincent, B., and Puceat, E., 2009. Facies and climate/ environmental changes recorded on a carbonate ramp. A sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France). *Sedimentary Geology*, v. 222, p. 181- 206.
- Cantrell, D. L., 2006. Cortical fabrics of Upper Jurassic ooid, Arab Formation, Saudi Arabia: Implication for original carbonate mineralogy, *Sedimentary Geology*, v. 186, p. 157- 170.
- Corda, L., and Brandano, M., 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, v. 161, p. 55–70.
- Cosovic, V., Drobne, K., and Moro, K., 2004. Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). *Facies*, v. 50, p. 61-75.
- Cicero, A., and Lohmann, K.C., 2001. Sr/Mg variation during rock- water interaction: implication for secular changes in the elemental chemistry of ancient seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 65, p. 741-761.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in W. E. Ham, ed., *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 1, p. 108-121.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonates Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer, -Varlag, 1006 P.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 155, p. 211-238.
- Immenhauser, A., Holmden, C., and Patterson, W.P., 2008. Interpreting the carbon isotope record of ancient shallow epeiric sea: Lesson from the recent. In; Pratt, B.R., Holmden. C., (eds.). *Dynamic of epeiric seas*. Geological Association of Canada, Special Publication, p. 135-174.
- Khatibi Mehr, M. and Adabi, M.H., 2013. Microfacies and geochemical evidence for original aragonite

- mineralogy of a foraminifera-dominated carbonate ramp system in the late Paleocene to Middle Eocene, Alborz basin, Iran. *Carbonates and Evaporites*, v. 79, p. 1-21.
- Knorich, A.C., and Mutti, M., 2006. Missing aragonitic biota and the diagenetic evolution of Heterozoan carbonates: a case study from the Oligo-Miocene of the central Mediterranean. *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 871-888.
- Land, L.S., and Hoops, G.K., 1973. Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 43, p. 614-617.
- Leutenegger, S., 1984. Symbiosis in benthic foraminifera, specificity and host adaptations. *Journal of Foraminiferal Researches*, v. 14, p. 16-35.
- Marshall, J.D., 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, v. 129, p. 143-160.
- Lohmann, K.C., 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. In: James, N.P., & Choquette, P.W., (Eds.), *Paleokarst*: New York, Springer-Verlag, p. 58-80.
- Milliman, J.D., Freile, D., Steinen, R.P., and Wilber, R. J., 1993. Great Bahama Bank aragonite muds: mostly inorganically precipitated, mostly exported. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, p. 589-595.
- Mucci, A., 1988. Manganese uptake during calcite precipitation from seawater: conditions leading to the formation of a pseudokutnahorite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.52, p. 1859-1868.
- Nelson, C.S., and Smith, A. M., 1996. Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestones: a synthesis and review: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 39, p. 93-107.
- Pedley, M., 1996. Miocene reef facies of Pelagian region (Central Mediterranean region). In: Franseen EK, Esteben M, Ward WC, Rouchy JM (eds) *Models for carbonate stratigraphy from Miocene Reef complexes of Mediterranean Regions: SEPM Concept Sediment Paleontology*, v. 5, p. 247-259.
- Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach: *Basin Res*, v. 13, p. 313-334.
- 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.
- Rao, C.P., 1990. Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, v. 5, p. 209-221.
- Rao, C.P., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, v. 10, p. 114-123.
- Rao, C.P., and Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia. *Marine Geology*, v. 103, p. 249-272.
- Rao, C.P. and Amini, Z.Z., 1995. Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent

- temperate shelf carbonates, western Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, v. 10, p. 114-123.
- Rasser, M. W., 2000. Coralline red algal limestone of the Late Eocene Alpine Foreland Basin in Upper Austria: component analysis, facies and paleology. *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 (Corbieres, France; Pyrenees, Spain). *Facies*, v. 51, p. 217–232.
- Renema, W., 2006. Large benthic foraminifera from the deep photic zone of mixed siliclastic-carbonate shelf of East Kalimantan, Indonesia: Marine Micropaleontology, v. 58, P. 73-82.
- Romero, J., Caus, E., and Rossel, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin (SE Spain) *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v.179, p. 43–56.
- Pangitore N.E., Eastman, M. P., Sandideg, M., Oden, K., and Freiha, B., 1988. The coprecipitation of manganese with calcite, an experimental study. *Marine Chemistry*, v. 25, p. 107- 120.
- Vecsei, A. and Sanders, D., 1999. Facies analysis and sequence stratigraphy of a Miocene warm-temperate carbonate ramp, Montagna della Maiella, Italy. *Sedimentary Geology*, v. 123, p. 103 -127.
- Vincent, B., Van Buchem, F.S.P., Bulot, L.G., Immenhauser, A., Caron. M., Baghbani.D.,andHuc. A.Y., 2010. Carbon- isotope stratigraphy and organic matter distribution in the Aptian- Lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi formations). *GeoArabia Special Publication*, v. 4, p. 139-197.
- Wefer, G. and Berger, W.H., 1991. Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. *Marine Geology*, v. 100, p. 207-248.
- Wierzbowski, H., and Joachimiski, M., 2007. Reconstruction of late Bajocian – Bathonian marine palaeoenvironments using carbon and oxygen isotope ratios of calcareous fossils from the Polish Jura Chain (Central Poland), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 254, p. 523- 540.
- Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, New York, 471 p.

پیوست ۱

