

کانی شناسی اولیه سازند ایلام بر اساس داده های ژئوشیمیایی در برش نمونه، تاقدیس پیون و مقطع تحت الارضی دانان - a

فرناز السادات شوشتریان، دانشجوی دکتری، دانشگاه شهید بهشتی*

محمد حسین آدابی، استاد، گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی

عباس صادقی، دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی

محبوبه حسینی برزی، استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی

مسعود لطف پور، استادیار، گروه اکتشاف نفت، دانشکده مهندسی نفت، تهران

چکیده

سازند ایلام (سنتونین-کامپانین) که یکی از سنگ مخزن های نفتی در حوضه زاگرس است، از رخساره های کربناته تشکیل شده است. در این مطالعه در دو برش سطح الارضی (در تاقدیس کبیرکوه و تاقدیس پیون) و یک برش تحت الارضی (چاه دانان - a) مجموعاً ۶ میکروفاسیس تشخیص داده شده است. این میکروفاسیس ها در محیط لاگون تا دریای عمیق ته نشین شده اند. تعداد ۴۴۶ مقطع نازک از این سازند مورد مطالعه پتروگرافی و تعداد ۹۳ نمونه مورد آنالیز ژئوشیمیایی قرار گرفته است. بر اساس مقدار عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ های اکسیژن و کربن در نمونه های سازند ایلام و مقایسه آنها با نتایجی که توسط محققین مختلف برای ترکیب کانی شناسی آراگونیتی و کلسیتی ارائه شده است، کانی شناسی اولیه مخلوط آراگونیت و کلسیت در مقاطع مورد مطالعه در سازند ایلام تعیین شده است. ایزوتوپ های اکسیژن و کربن همچنین نشان می دهند که این کربنات ها عمدتاً تحت تأثیر فرایندهای دیاژنزی متاوریکی قرار داشته اند. دمای قدیمه آب دریا در زمان ته نشست کربنات های سازند ایلام با استفاده از سنگین ترین نمونه ایزوتوپ اکسیژن (PDB % ۳/۶۰-)، در حدود ۲۸ درجه سانتیگراد محاسبه شده است. مقادیر عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپی در کربنات ها به مینرالوژی آن ها وابسته بوده و مینرالوژی نیز به نوبه خود تحت تأثیر فرایندهای دیاژنزی تغییر می یابد. با مطالعات پتروگرافی به تنهایی نمی توان به مینرالوژی اولیه کربنات ها و نوع فرایندهای دیاژنزی حاکم بر آن ها پی برد، در نتیجه باید از مطالعات عنصری و ایزوتوپی به عنوان مکمل مطالعات پتروگرافی یاری جست. کانی های مختلف کربناته در شرایط دما، شوری و نسبت های مختلف Ca/Mg تشکیل می شوند. همچنین علاوه بر تغییرات عناصر اصلی (Ca, Mg)، عناصر فرعی (Mn, Fe, Na, Sr) و ایزوتوپ های اکسیژن و کربن نیز در آن ها تغییر می یابد.

واژه های کلیدی: گروه بنگستان، سازند ایلام، کانی شناسی آراگونیت و کلسیت.

مقدمه

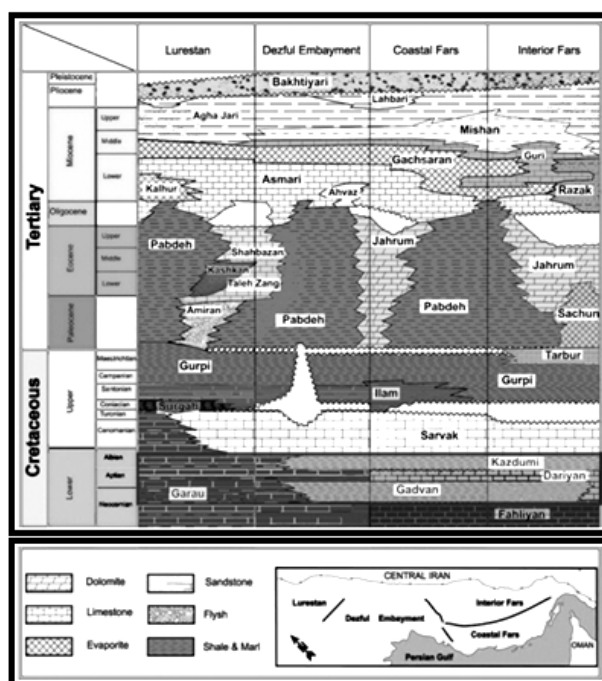
گروه بنگستان از پایین به بالا شامل سازندهای شیلی-آهکی کژدمی، سنگ آهک های ضخیم لایه تا متوسط لایه رودیستی و چرت دار سروک، شیل های پیریت دار سورگاه و سنگ آهک های متوسط تا ضخیم لایه ایلام می باشد (شکل ۱). این گروه اولین بار توسط جیمز و وایند (James and Wynd 1965) معرفی شد و از نظر زمان زمین شناسی متعلق به آلبین تا سانتونین از سیستم کرتاسه می باشد. سازند آهکی ایلام در منطقه خوزستان بصورت تحت الارضی نقش سنگ مخزن نفت را ایفا می نماید و در رأس گروه بنگستان قرار دارد. این سازند با سن سانتونین در نواحی فروافتادگی دزفول و فارس، عمدتاً از رخساره نریٹیک تشکیل شده است و ضخامتی در حدود ۲۰۰ متر دارد (مطیعی ۱۳۷۴). در این مطالعه سعی شده است با استفاده از تغییرات عناصر اصلی (Ca, Mg, Fe, Na, Sr) و فرعی (Mn) و همچنین قرار دادن آن ها در مقابل یکدیگر و مقایسه آن ها با عناصر ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳، به روند دیاژنز در کربنات های سازند ایلام، کانی شناسی اولیه این کربنات ها و همچنین به دمای آب دریا در زمان رسوبگذاری پی برد. استفاده از ایزوتوپ های اکسیژن و کربن و همچنین بررسی تغییرات عناصر اصلی و فرعی، مکمل مطالعات پتروگرافی بوده و می تواند ما را در جهت شناسایی هر چه بیشتر کانی شناسی اولیه سنگ های کربناته راهنمایی کند. از تغییرات این عناصر همچنین می توان به اطلاعاتی نظیر تغییرات سطح آب دریا، نوع محیط دیاژنزی و روند فرآیندهای دیاژنتیکی حاکم بر کربنات ها دست یافت. رسوبات کربناته در محیط های مختلف از نظر دمایی دارای عناصر فرعی مختلفی می باشند بطوری که حتی پس از اعمال فرآیندهای دیاژنزی متاوریک یا تدفینی و تبدیل کربنات های ناپایدار آراگونیت و کلسیت دارای

مینزیم بالا به کلسیت کم مینزیم این اختلافات حفظ شده و گویای معادل های دیرینه آنهاست (آدابی ۱۳۸۳). ترکیب کانی شناسی اولیه می تواند اطلاعاتی پیرامون شرایط محیط رسوب گذاری از قبیل دما، شوری، عمق و نیز فرآیندهای دیاژنتیکی در اختیار قرار دهد (Rao 1991; 1996).

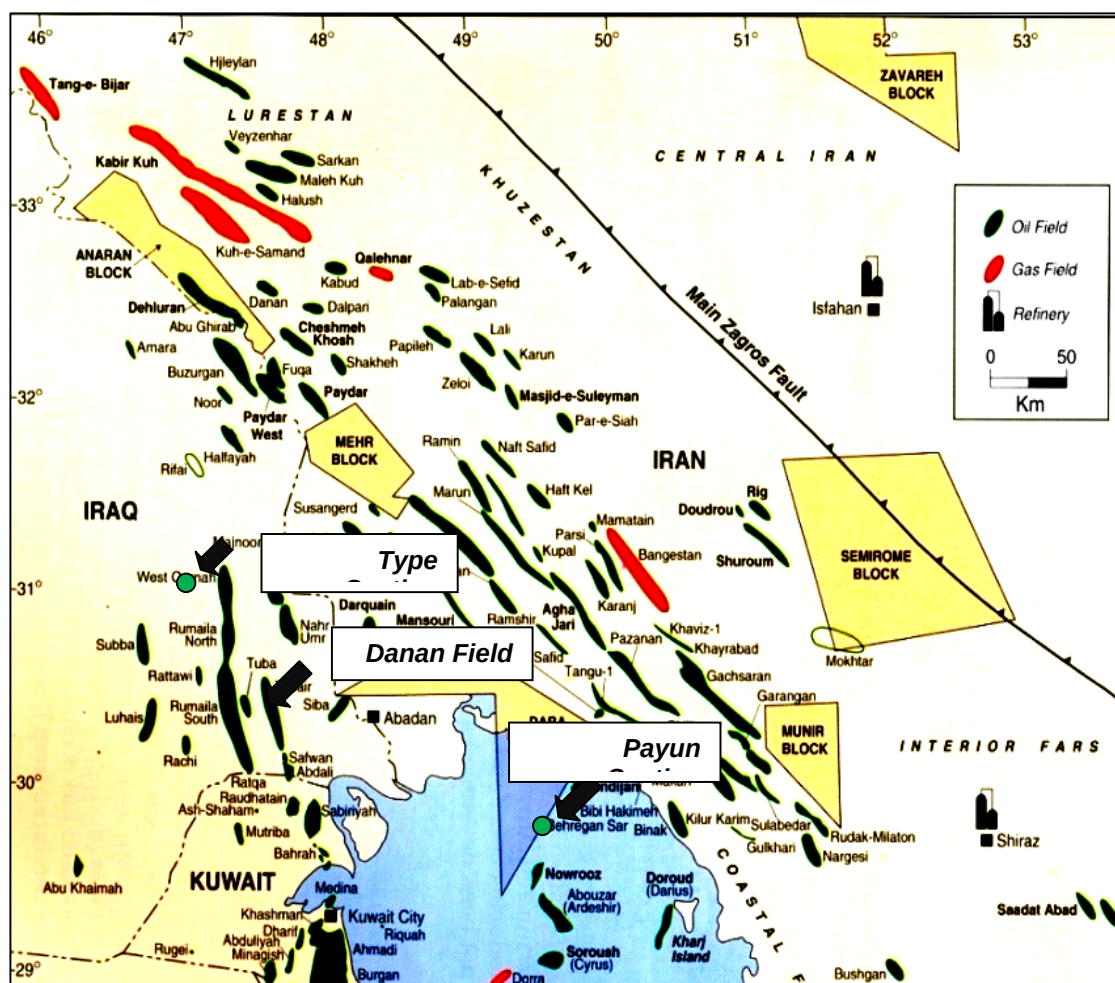
موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه مورد مطالعه سازند ایلام در دو برش سطح الارضی شامل برش نمونه در تاقدیس کبیرکوه (ایلام)، برش پیون در تاقدیس پیون (ایذه) و برش تحت الارضی دانان-d، از نظر ژئوشیمیایی مورد مطالعه قرار گرفته است. برش نمونه سازند ایلام با ضخامت ۱۷۴ متر می باشد. جیمز و وایند (۱۹۶۵) و مطیعی (۱۳۷۲) محل این برش را در تنگ گراب واقع در یال جنوب غربی کوه سورگاه، در پلانچ شمال غربی کبیرکوه و در ۱۲ کیلومتری جنوب غربی شهرستان ایلام و قاعده برش نمونه را با مختصات جغرافیایی ۳۵° ۳۳' عرض شمالی و ۴۶° ۱۹' طول شرقی گزارش کرده اند ولی مختصات جغرافیایی مزبور خارج از کبیرکوه بوده و بر روی یال شمال شرقی کوه یاله دمیر واقع می گردد. برش نمونه صحیح سازند و آنچه در این مطالعه مورد بحث است، در روستای پاکل گراب واقع در ۴۳ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان ایلام اندازه گیری شده و دارای مختصات جغرافیایی ۲۷° ۳۳' عرض شمالی و ۴۴° ۴۶' طول شرقی می باشد (چهارده چریک ۱۳۸۵) (شکل ۲). سنگ شناسی برش نمونه شامل آهک و آهک شیلی همراه با میان لایه های شیلی و فسیل های موجود نیز عمدتاً فرامینفرهای پلانکتون می باشند (شکل ۳). برش دوم نیز شامل برش کوه پیون می باشد که در ۱/۵ کیلومتری غرب روستای پیون از توابع شهرستان ایذه (شمال استان خوزستان) و در یال جنوبی تاقدیس پیون، زون ساختاری ایذه و در کمربند چین خورده زاگرس قرار دارد. مختصات

شده است. همچنین حد بالایی سازند ایلام در برش نمونه سازند گورپی می باشد که این مرز ظاهراً همساز است. حد پایینی این سازند با سازند سورگاه ناهمسان می باشد. آهک های قاعده ایلام در این مرز، ماسه ای و سیلتی است و ندول های هماتیت نیز در آن دیده می شود. این شرایط مبین وجود ناپوستگی است. در برش تحت الارضی دانان - a نیز سازند ایلام به طور هم شیب بر روی سازند سروک و خود به صورت قاطع در زیر سازند شیلی - آهکی گورپی قرار گرفته است. در زمان کرتاسه بالایی (سانتونین - کامپانین)، رسوبگذاری در یک حوضه فشارشی انجام پذیرفته و این حوضه در شمال شرقی صفحه عربی قرار داشته است (Ziegler 2001).

جغرافیایی این برش $45^{\circ} 49'$ طول شرقی و $31^{\circ} 13'$ عرض شمالی می باشد (شکل ۲). این برش با ضخامت ۱۴۷ متر شامل سنگ آهک های متوسط و ضخیم لایه تا توده ای به رنگ خاکستری روشن و واجد رودیست همراه با خارپوستان و عمدتاً فرامینفرهای بنتیک می باشد (شکل ۴). برش تحت الارضی، چاه شماره a از میدان دانان بوده که از لحاظ موقعیت جغرافیایی در 37° عرض شمالی و $30^{\circ} 47'$ طول شرقی قرار دارد (شکل ۲). این مقطع شامل ۸۵ متر سنگ آهک متشکل از فرامینفرهای بنتیک و پلاژیک می باشد (شکل ۵). مرز پایینی سازند ایلام در برش پیون با سازند سورگاه به صورت قاطع و هم شیب بوده و خود به صورت کاملاً قاطع در زیر لایه های شیلی - آهکی سازند گورپی واقع

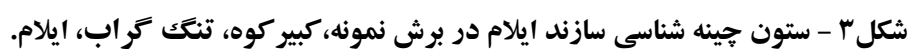


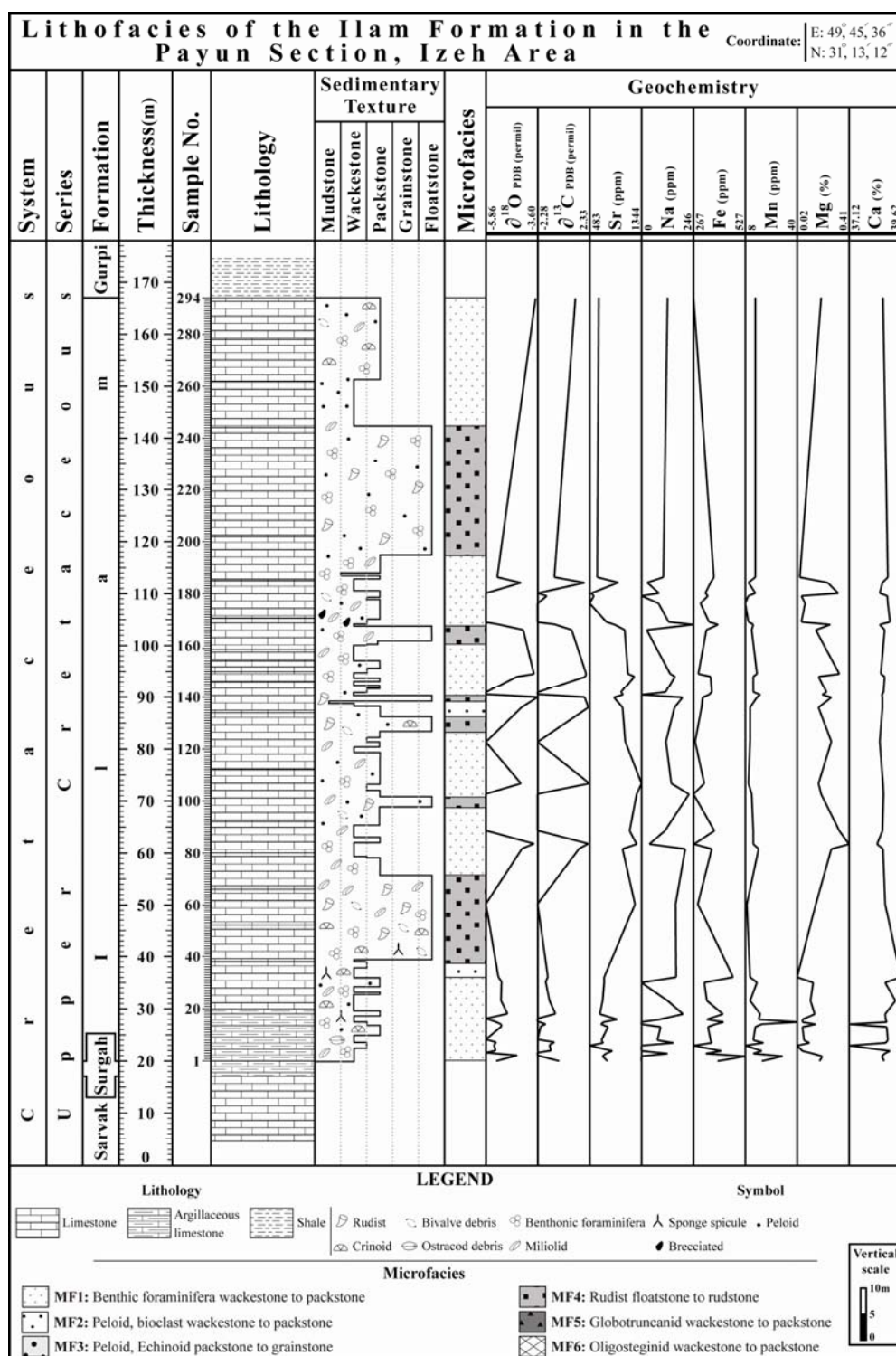
شکل ۱- گسترش سازند های گروه بنگستان در حوضه زاگرس (Beydoun et al. 1992; Motiei 1993) برگرفته از (Sepehr and Cosgrove 2004).



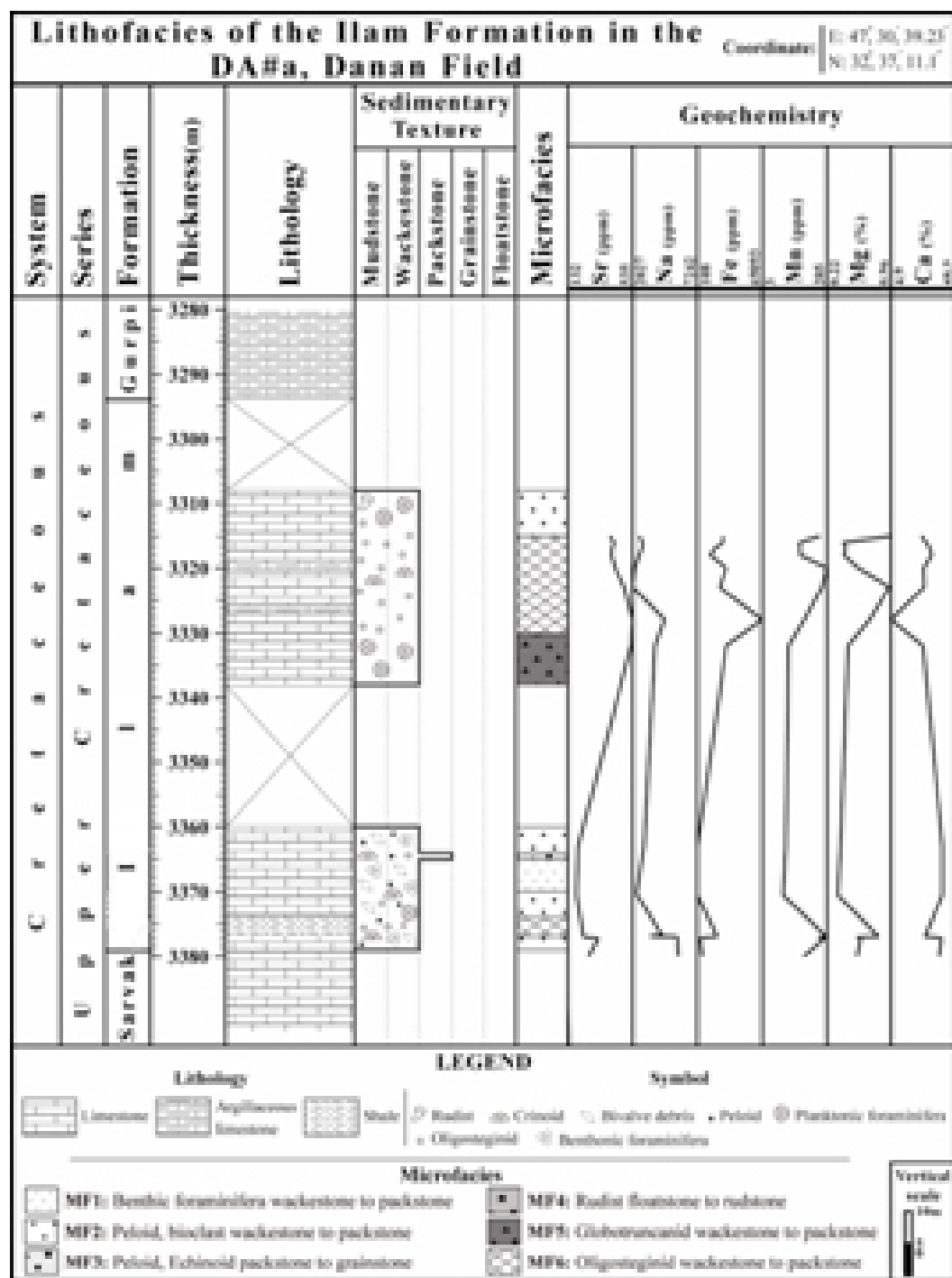
شکل ۲- میدان های نفت و گاز در حوضه زاگرس (Schlumberger 2006).

در این شکل موقعیت برش های سطح الارضی نمونه، پیون و برش تحت الارضی دانان-a با علامت فلش مشخص شده است.





شکل ۴- ستون چینه شناسی سازند ایلام در برش پیون، تاقدیس پیون، ایزده.



شکل ۵- ستون چینه شناسی سازند ایلام در چاه دانان - a.

روش مطالعه

در برش نمونه تعداد ۱۰۰ نمونه سنگ در فواصل ۱/۵ تا ۲ متری به صورت متراکم و سیستماتیک و نیز از مقطع چینه شناسی پیون در تقادیس پیون تعداد ۲۹۴ نمونه سنگ به فواصل ۰/۵ متری و از پایین به بالا با تأکید بر مرز واحدها جمع آوری گردیده است که پس از بررسی دقیق و کامل آنها تعداد ۴۰ نمونه از سنگ آهک های برش نمونه و تعداد ۴۰ نمونه سنگ آهک از مقطع پیون جهت آنالیز ژئوشیمیایی توسط مته دندانپزشکی پودر گردید. پودر نمونه های سطح الارضی (در مجموع ۸۰ نمونه) جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی با دستگاه جذب اتمی^۱ (خطای اندازه گیری $\pm 0/01$ پی پی ام) در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تحت آنالیز قرار گرفتند. همچنین پس از مطالعه ۵۲ عدد مقطع نازک چاه دانان - a (۱۳ نمونه مقطع نازک تهیه شده از خرده های حفاری و ۳۹ نمونه مقطع نازک تهیه شده از مغزه های حفاری)، تعداد ۱۳ نمونه نیز از این مقطع انتخاب و پودر گردید. نمونه های تحت الارضی با دستگاه اسپکترومتری نشری پلاسمای کوپل القایی^۲ در آزمایشگاه آنالیز آب و کانی سازمان زمین شناسی کشور مورد آزمایش قرار گرفت (خطای اندازه گیری در این دستگاه $\pm 0/01$ پی پی ام بوده است). ذکر این نکته ضروری است که با توجه به این که برای تهیه پودر جهت آنالیز های ژئوشیمیایی باید ترجیحاً از نمونه میکریته و یا زمینه میکریته نمونه های سنگی استفاده شود، با توجه به مناسب نبودن بعضی از نمونه ها از نظر محتوای میکریته، در نتیجه اطلاعات ژئوشیمیایی در میکروفاسیس های خاصی موجود می باشد، به همین جهت نمی توان شیمی رخساره ها را بیان نمود.

در ۹۳ نمونه آنالیز انجام شده، مقادیر عناصر اصلی (Ca و Mg) برحسب درصد و عناصر فرعی (Sr, Na, Fe, Mn) برحسب پی پی ام اندازه گیری شده اند. سپس پودر ۲۶ نمونه از پودرهای تهیه شده از برش پیون که مورد تجزیه عنصری قرار گرفته بودند و ۴ نمونه پودر از سیمان های درشت بلور برش مذکور برای آنالیز ایزوتوپ اکسیژن و کربن انتخاب و به مرکز علوم دانشگاه تاسمانیا در استرالیا ارسال گردید. در این آنالیز ۱۵ میلی گرم از پودر نمونه ها به مدت ۲۴ ساعت تحت تأثیر اسید فسفریک و در دمای ۲۵ درجه سانتیگراد قرار می گیرد تا گاز CO_2 متصاعد شده از هر نمونه به کمک دستگاه اسپکترومتر جرمی جهت تعیین ایزوتوپ اکسیژن و کربن اندازه گیری شود (خطای اندازه گیری ایزوتوپی $\pm 0/1\%$ می باشد). ایزوتوپ اکسیژن و کربن نمونه ها به صورت دلتا^۳ و بر حسب در هزار^۴ (‰) بیان گردیده و نسبت به استاندارد مرجع PDB^۵ سنجیده می شود.

همچنین به منظور تشخیص انواع سیمان ها و تعیین محیط دیاژنتیکی آنها، برخی مقاطع برش پیون علاوه بر مطالعات پتروگرافی، با میکروسکوپ کاندولومینسانس واقع در پژوهشگاه شرکت ملی نفت ایران نیز مورد بررسی قرار گرفتند. میکروسکوپ مورد استفاده در این تحقیق از نوع Nikon CL (مدل ۸۲۰۰ CCL) با قدرت ۱۵ کیلوولت و شدت جریان ۳۰۰ میکروآمپر بوده است.

لازم به ذکر است که مقادیر درصد ذکر شده در متن به صورت چشمی و بر اساس چارت های مقایسه ای دستی (Baccelle and Bosellini 1965) اندازه گیری شده است.

^۳ - δ

^۴ - per mil

^۵ - Pee Dee Blemnite

^۱ - AAS

^۲ - ICP

میکروفاسیس و محیط رسوبی

بر اساس مطالعات پتروگرافی تعداد ۶ میکروفاسیس مورد شناسایی قرار گرفت.

میکروفاسیس های شناسایی شده در برش های نمونه، پیون و تحت الارضی دانان- a به ترتیب دور شدن از خط فرضی ساحلی و به سمت بخش های عمیق تر پلاتفرم کربناته شامل موارد زیر می باشند:

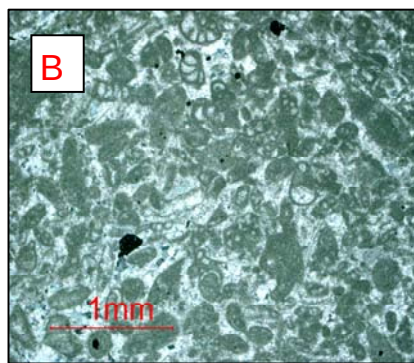
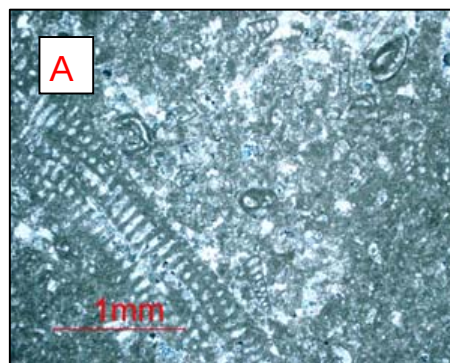
میکروفاسیس ۱: پکستون، وکستون، مادستون دارای

فسیل های فرامینیفر بنتیک

فرامینیفر های بنتیک و به خصوص میلیولید مهمترین آلوکم تشکیل دهنده این فاسیس می باشند. از انواع فرامینیفر های بنتیک می توان به *Dicyclina* sp., *Nezzazata* sp.

Mangashtia sp., اشاره کرد. قطعات بیوکلاست در این میکرو فاسیس شامل قطعات رودیست و دوکفه ای است. همچنین پلویید ها نیز از دیگر اجزاء تشکیل دهنده این میکروفاسیس می باشند. این میکروفاسیس در برش پیون و چاه دانان- a دیده شده است (شکل های ۴، ۵ و A, B - ۶). بلورهای دولومیت نیز در حدود ۲ درصد از کل زمینه راتشکیل داده است.

وجود فسیل عمدتاً میلیولید در این میکروفاسیس، آن را در کمر بند رخساره ای لاگون از تقسیم بندی ویلسون (Wilson 1975) قرار داده است. همچنین این میکروفاسیس معادل با میکروفاسیس استاندارد SMF-18 از تقسیم بندی فلوگل (Flugel 2004) می باشد.



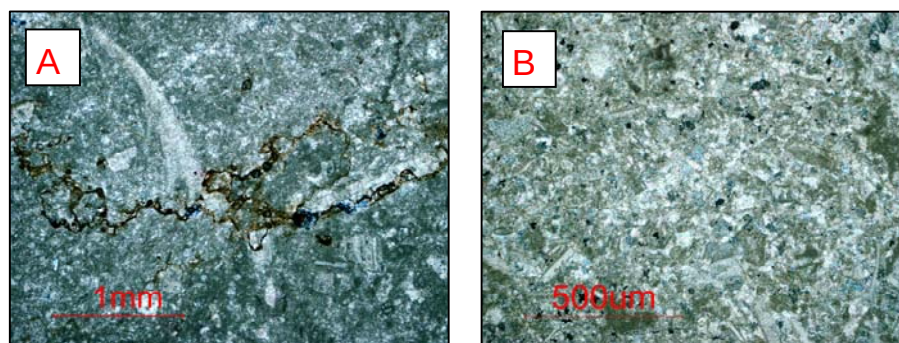
شکل ۶ - تصاویر میکروسکوپی رخساره پکستون - وکستون و مادستون همراه با فسیل های فرامینیفر بنتیک (SMF-18).
A- برش سطح الارضی پیون، نمونه شماره ۹۷، نور پلاریزه. B- برش تحت الارضی دانان- a، عمق ۳۳۶۷ متری، نور پلاریزه.

این میکروفاسیس منحصرأ مربوط به برش های سطح الارضی پیون و تحت الارضی دانان- a می باشد (شکل های ۴، ۵ و A, B - ۷).

این میکروفاسیس مربوط به کمر بند رخساره ای دریای باز ویلسون (Wilson 1975) و معادل میکروفاسیس استاندارد SMF-10 فلوگل (Flugel 2004) می باشد.

میکروفاسیس ۲: پکستون و وکستون بایوکلاست و پلویید دار.

خرده های اکینوئید، پلویید، دوکفه ای، رودیست همراه با تعداد کمی فرامینیفر های بنتیک اجزای اصلی این میکروفاسیس را تشکیل می دهند.

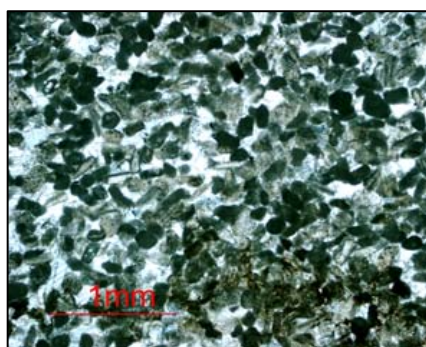


شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی رخساره پکستون و وکستون بایوکلاست و پلوئیددار (SMF-10).

A- برش سطح الارضی پیون، نمونه شماره ۳۷، نور طبیعی. در این شکل بایوکلاست ها عمدتاً خرده های رودیست می باشند. در قسمت بالای مقطع قطعه ای از یک دوکفه ای قرار گرفته است. B- برش تحت الارضی دانان-a، عمق ۳۳۷۰/۵ متری، نور پلاریزه، قطعات کوچک اکینوئید در زمینه پراکنده می باشند.

تقریباً یک اندازه اکینوئید، مهمترین اجزاء تشکیل دهنده این میکروفاسیس می باشند. این میکروفاسیس فقط در برش دانان a- مشاهده شده است (شکل های ۵ و ۸).

۳: میکروفاسیس گرینستون تا پکستون حاوی پلوئید و اکینوئید
پلوئید که اکثراً بر اثر میکریتی شدن فرامینفر های بنتیک پدید آمده و باهامیت راتشکیل داده است به همراه قطعات



شکل ۸- تصویر میکروسکوپی رخساره گرینستون تا پکستون حاوی پلوئید و اکینوئید (SMF-11)، برش تحت الارضی دانان-a، عمق ۳۳۶۴ متری، نور طبیعی.

این میکروفاسیس در کمربند های رخساره ای ویلسون (Wilson 1975)، مربوط به سمت دریای باز تپه های ماسه ای

زمینه عمدتاً اسپاراتی نشان دهنده تأثیر امواج دریایی و تشکیل این میکروفاسیس در مناطق پر انرژی می باشد.

در این رخساره علاوه بر *Globotruncana* sp. که مهمترین آلوکم را تشکیل می دهد، فسیل های پلانکتون دیگری نیز وجود دارد که در ذیل به آن ها اشاره شده است:

Dicarinella concavata

Marginotruncana coronata

Planoglobulina sp.

علاوه بر برش نمونه که فقط از این میکروفاسیس تشکیل شده است، این رخساره را می توان در برش تحت الارضی دانان - a نیز مشاهده کرد (شکل های ۳، ۵ و A, B - ۱۰). این میکروفاسیس در کمر بند رخساره ای دریای عمیق، تعریف شده توسط ویلسون (Wilson 1975) و مطابق با میکروفاسیس استاندارد SMF-3 فلوگل (Flugel 2004) می باشد.

میکروفاسیس ۶: مادستون و وکستون حاوی الیگوسترینید

این رخساره عمدتاً شامل فسیل های پلانکتون *Calcisphaerula innominata*, *Pithonella* sp. می باشد. در بعضی موارد خرده های اکتینوئید نیز آن ها را همراهی می نمایند.

این میکروفاسیس منحصرراً در برش دانان - a دیده شده است (شکل های ۵ و ۱۱).

میکروفاسیس مذکور متعلق به کمر بند رخساره ای دریای عمیق ویلسون (Wilson 1975) و مطابق با میکروفاسیس استاندارد SMF-3 تعریف شده توسط فلوگل (Flugel 2004) می باشد.

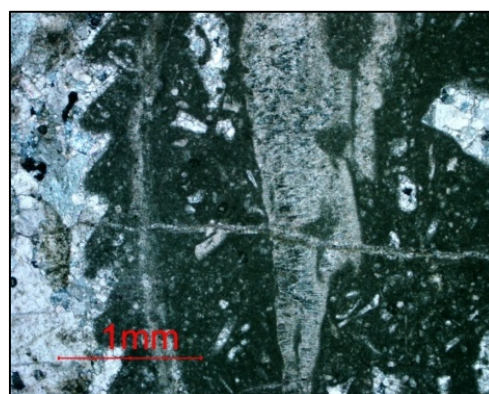
با مقایسه بین فرامینیفرهای پلانکتون گلوبوترونکانید (میکروفاسیس ۵) و پلانکتون های الیگوسترینید (میکروفاسیس ۶)، میکروفاسیس ۶ به دو علت عمیق تر از

حاشیه پلاتفرم^۱ و معادل با میکروفاسیس استاندارد شماره SMF-11 فلوگل (Flugel 2004) می باشد.

میکروفاسیس ۴: فلوستون و رودستون حاوی رودیست

این میکروفاسیس عمدتاً حاوی قطعات بزرگ رودیست بوده و خرده های کوچکتتر^۲ نیز در بین آن ها قرار گرفته اند. این میکروفاسیس فقط در برش سطح الارضی پیون دیده می شود (شکل های ۴ و ۹).

این میکروفاسیس در کمر بند رخساره ای شیب^۳ پلاتفرم، بیان شده توسط ویلسون (Wilson 1975) قرار داشته و معادل با میکروفاسیس استاندارد SMF-6 فلوگل (Flugel 2004) می باشد.



شکل ۹ - تصویر میکروسکوپی رخساره فلوستون و رودستون حاوی رودیست (SMF-6). برش سطح الارضی پیون، نمونه شماره ۵۲، نور طبیعی.

میکروفاسیس ۵: وکستون و مادستون حاوی گلوبوترونکانید

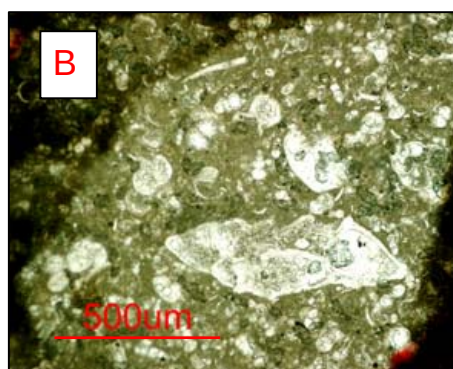
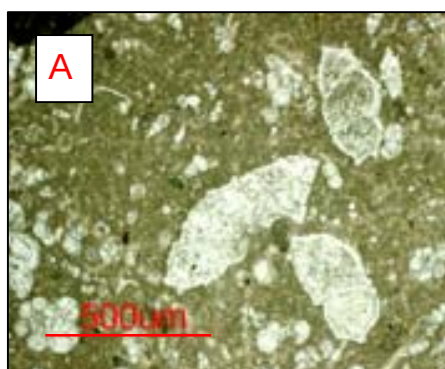
¹- platform margin sand shoals
²- reef talus
³- slope

میکروفاسیس شماره ۵ تشخیص داده شده است که عبارتند از:

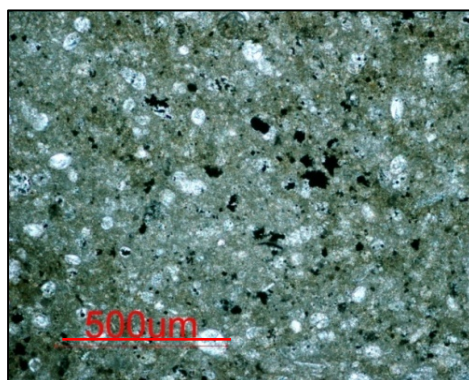
(۱) گلوبوترونکانیدها بیشتر در کربنات های خالص دیده شده اند، در حالی که الیگوسترینید ها بیشتر در سنگ آهک های با میان لایه شیلی و رسی دیده می شوند.

(۲) در رخساره هایی که گلوبوترونکانیدها به مقدار فراوان دیده می شوند، الیگوسترینیدها نیز یافت شده اند، در حالی که در رخساره های الیگوسترینید دار هیچ گاه گلوبوترونکانیدها دیده نشده اند.

با توجه به حضور فسیل های ریف ساز رودیست در سازند ایلام، عدم حضور رخساره های محیط جزر و مدی و تبخیری و فقدان فرآیند دولومیتی شدن به صورت گسترده و همچنین شناسایی محیط های کم عمق (لاگون) تا بسیار عمیق (دریای عمیق)، برای سازند ایلام در برش های مورد مطالعه محیط شلف کربناته پیشنهاد می گردد (شکل ۱۲).

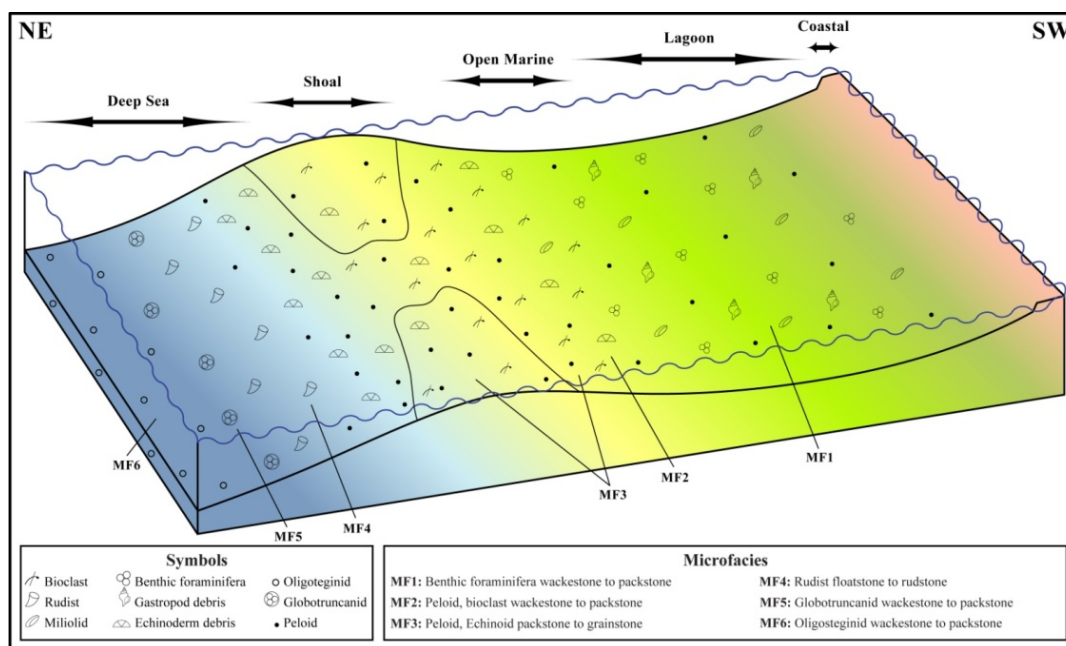


شکل ۱۰- تصاویر میکروسکوپی رخساره و کستون و مادستون حاوی گلوبوترونکانید (SMF-3).
A- برش نمونه سازند ایلام، نمونه شماره ۶۷، نور طبیعی. B- برش تحت الارضی دانان - ۶، عمق ۳۳۳۲ متری، نور طبیعی.



شکل ۱۱- تصویر میکروسکوپی رخساره مادستون و و کستون حاوی الیگوسترینید (SMF-3).

برش تحت الارضی دانان-۶، عمق ۳۳۱۸ متری، نور طبیعی.



شکل ۱۲- مدل محیط رسوبی و میکروفا سیس های شناسایی شده در برش های مورد مطالعه سازند ایلام.

دیاژنز

از مهمترین فرایندهای دیاژنری در سازند ایلام می توان به نئومورفیسیم، سیمانی شدن، تراکم، آشفستگی زیستی، فابریک ژئوپتال، آهن دار و پیریتی شدن، انحلال و تخلخل اشاره کرد (اشکال A-H-۱۳).

نئومورفیسیم^۱

در مقاطع مورد مطالعه نئومورفیسیم افزایشی به فراوانی و در میکریت دیده می شود (شکل A-۱۳).

تراکم^۲

تراکم در سازند ایلام در بر گیرنده دو نوع فرایند می باشد: فرایندهای فشردگی مکانیکی و فرایندهای فشردگی شیمیایی. وجود آرایش نزدیک^۳ و متراکم دانه ها در محل تماس آنها به ویژه در مورد پلوئیدها و اینترکلاست ها، نشان دهنده تراکم فیزیکی در تاریخچه دیاژنتیکی سازند ایلام می باشد. پس از تراکم مکانیکی، رسوبات تحت تأثیر تراکم شیمیایی قرار گرفته و به صورت انحلال فشاری و تشکیل استیلولیتها (شکل B-۱۳) و رگچه های انحلالی^۴ دیده می شوند.

2- compaction
3- fitted fabric
4- solution seams

1- neomorphism

استیلولیت ها و رگچه های انحلالی بیش تر در برش تحت الارضی دانان - a مشاهده شده اند. رگچه ها معمولاً در سنگ آهک های دانه ریز و غنی از رس وجود دارند (Flugel 2004).

آشفنگی زیستی^۱:

این فرایند در تمامی مقاطع سازند ایلام ولی به مقدار بسیار کم مشهود است (شکل C-۱۳).

فابریک ژئوپتال^۲

فابریک ژئوپتال در برش پیون و در نمونه های موجود در محیط لاگون دیده می شود (شکل D-۱۳).

آهن دار شدن

آهن دار شدن از پدیده هایی است که در سازند ایلام به ویژه در قسمت های عمیق آن (برش نمونه و برش تحت الارضی) دیده می شود. ترکیبات آهن دار معمولاً به صورت هماتیت یا پیریت هستند. ترکیبات آهن در سازند ایلام بیشتر در امتداد استیلولیت ها، درون حجرات فرامینفرها، به صورت پرکننده تخلخل های حفره ای و یا در متن سنگ به فرم لکه دیده می شوند (شکل E-۱۳).

پیریتی شدن^۳

پیریتی شدن در سازند ایلام عمدتاً درون برخی از بایوکلاست ها و بیشتر در مقطع تحت الارضی دانان - a و به فرم کیوبیک دیده می شود (شکل F-۱۳).

دولومیتی شدن^۴

حضور دولومیت ها تنها در امتداد استیلولیت ها و یا در بخش های محدودی از سنگ، گویای دولومیت های ثانویه در سازند ایلام می باشد (شکل G-۱۳).

انحلال^۵ و تخلخل^۶

در مقاطع مورد مطالعه سازند ایلام (مخصوصاً در برش پیون)، شواهد انحلال گاهی به صورت رگه ها، شکستگی ها و کانال های در امتداد استیلولیت ها و گاهی نیز به صورت حفره باقی مانده اند. به این ترتیب تخلخل ها همگی ثانویه بوده و از انواع حفره ای (شکل H-۱۳)، کانالی و شکستگی هستند.

سیمان شدگی^۷

با بهره گیری از مطالعات پتروگرافی و کاتدولومینسانس، منشأ سیمان در سازند ایلام (برش پیون) تشخیص داده شده است. زون فریاتیکی جای است که روزه ها با آب پر شده و شرایط احیایی است. سیمان های این زون بلوکی، ایزوپکوس یا اپی تکسیال (سین تکسیال) با Mn دو ظرفیتی بالا بوده و با لومینسانس روشن ظاهر می شوند. همانطور که در شکل های A, B - ۱۴ مشخص است بر اثر انحلال متائوریکی، دیواره آلوکم حل و سپس توسط سیمان بلوکی پر شده است^۸. در شکل B-۱۴ لومینسانس روشن همراه با زوناسیون، منشأ متائوریکی این سیمان را نشان می دهد.

⁵- dissolution

⁶- porosity

⁷- cementation

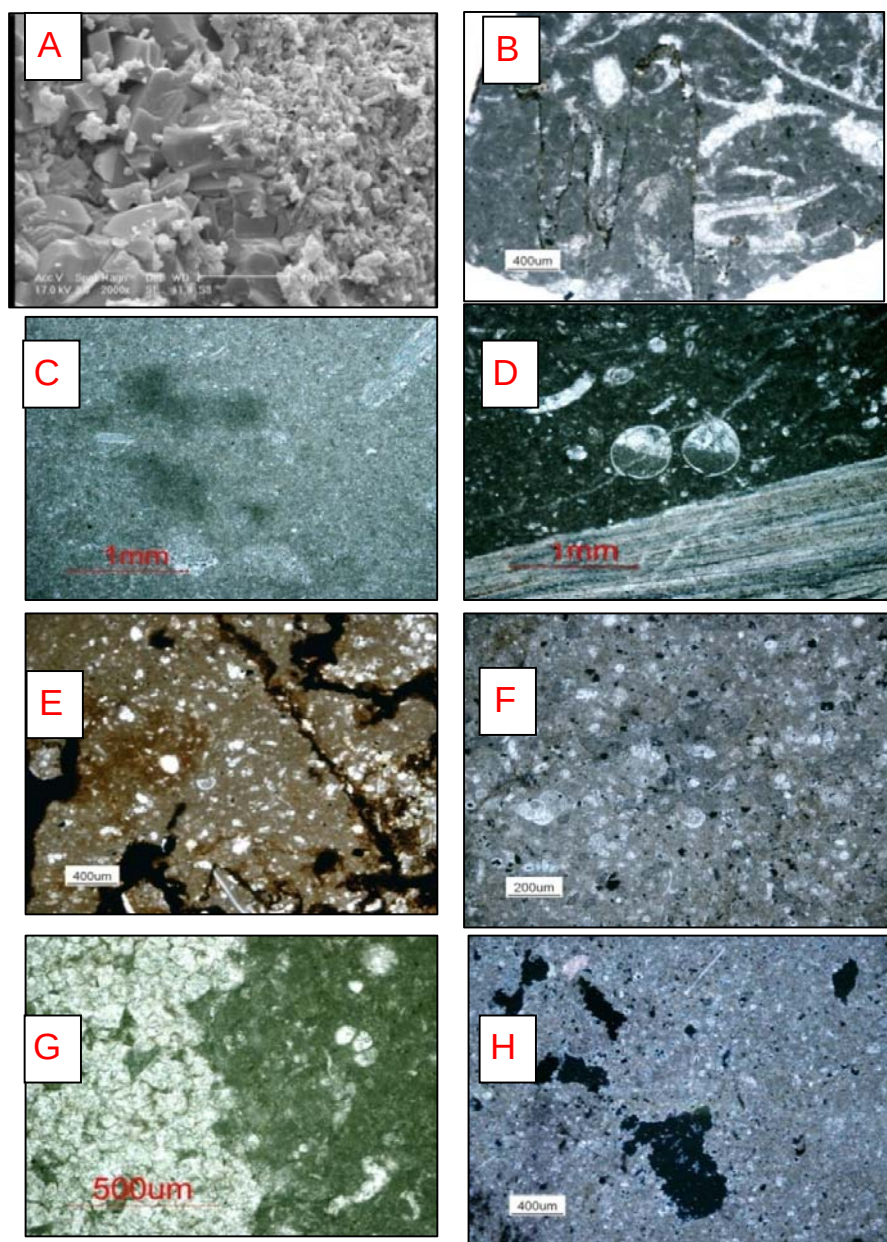
⁸- void filling

¹- bioturbation

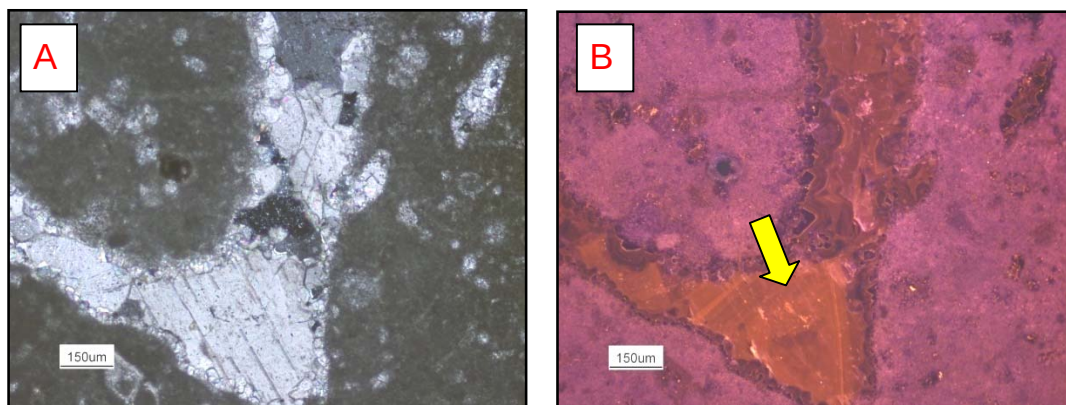
²- geopetal fabric

³- pyritization

⁴- dolomitization



شکل ۱۳- انواع فرایندهای دیاژنزی مشاهده شده در سازند ایلام. A- در تصویر میکروسکوپ الکترونی، بزرگتر شدن بلورها از سمت راست به چپ فرایند نئومورفیسم را نشان می دهد. برش نمونه، نمونه شماره ۹۵. B- استیلولیت که بر اثر انحلال فشاری ایجاد شده است. چاه دانان - a، عمق ۳۳۱۲ متری، نور پلاریزه. C- آشفته گی زیستی، برش پیون، نمونه شماره ۱۱۹، نور پلاریزه. D- فابریک ژئوپتال، برش پیون، نمونه شماره ۸، نور پلاریزه. E- پدیده آهنگار شدن، چاه دانان - a، عمق ۳۳۳۷ متری، نور پلاریزه. F- کانی های اپک که در زمینه دیده می شوند احتمالاً پیریت می باشند. برش چاه دانان - a، نمونه عمق ۳۳۱۹ متری، نور پلاریزه. G- جایگزینی دولومیت در میکریت. برش پیون، نمونه شماره ۱۴۱، نور پلاریزه. H- تخلخل حفره ای. چاه دانان - a، عمق ۳۳۱۷ متری، نور پلاریزه.



شکل ۱۴- تصاویر میکروسکوپی سیمان در سازند ایلام در برش پیون.

A- سیمان بلوکی پر کننده حفره، نمونه شماره ۱۷۰ برش پیون، میکروفاسیس ۱، نور پلاریزه. B- تصویر A در زیر میکروسکوپ کاند. در این شکل سیمان بلوکی (با علامت فلش نشان داده شده است) با منشأ متافوریک همراه با لومیناسنس روشن و زونا سیون مشاهده می شود.

کانی شناسی اولیه

در سنگ آهک های دیرینه تفکیک و تشخیص ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی و کلسیتی کاری دشوار است. از آن جایی که اغلب سنگ آهک های دیرینه تحت تأثیر دیاژنز متافوریک و یا تدفینی قرار گرفته و به کلسیت کم منیزیم^۱ تبدیل شده اند، لذا استفاده از منحنی پراش پرتو X و میزان Mg سنگ آهک های دیرینه در تشخیص آراگونیت اولیه از کلسیت کاربرد چندانی ندارد (آدابی ۱۳۸۳). بنابراین استفاده از روش های ژئوشیمیایی نظیر آنالیزهای عنصری (Ca, Mg, Sr, Na, Mn, Fe) در تشخیص ترکیب کانی شناسی اولیه کربنات ها توصیه می گردد. کلسیت کم منیزیم عمدتاً پایدار باقی مانده و منحصرأ در سیستم های دیاژنز باز^۲ دستخوش تغییرات شیمیایی جزئی می گردد.

مقادیر عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپی نمونه های کربناته مربوط به برش های نمونه^۳، پیون^۴ و چاه دانان-a^۵ به ترتیب ترتیب در جداول ۱ تا ۵ به صورت ضمیمه ارائه شده است.

الف- عناصر فرعی

استرانسیوم (Sr)

مقدار Sr نمونه های سازند ایلام در برش پیون بین ۴۸۳ تا ۱۳۴۴ پی پی ام (میانگین ۸۷۰ پی پی ام)، در برش نمونه بین ۲۶۰۶ تا ۴۳۹۵ پی پی ام (میانگین ۳۲۵۴ پی پی ام) و در مقطع تحت الارضی دانان-a بین ۱۸۷ تا ۵۳۵ پی پی ام (میانگین ۳۶۷ پی پی ام) متغیر می باشد. میزان Sr در کلسیت دیاژنتیکی عمدتاً به ضریب توزیع (Partition coefficient) و تمرکز آن در محلول های دیاژنتیکی بستگی دارد. در محیط تدفینی با نرخ (سرعت) پایین رشد بلور، سیمان های کلسیتی و دولومیتی که به صورت

^۳ - Type Section (T.S.)

^۴ - Payun Section (P.S.)

^۵ - DA#

^۱ - low- Mg calcite

^۲ - open diagenetic systems

بیوشیمیایی، اثرات جنبشی^۱، ترکیب کانی شناسی و عمق آب متغیر است (Morrison and Brand 1986; Rao 1996; Land and Hoops 1973).

فرآیند های دیاژنتیکی به دلیل تفریق بیوشیمیایی یا تمرکز کم Na در آبهای متاوریکی، باعث کاهش میزان این عنصر در سنگ های کربناته بعد از دیاژنز می گردد (Adabi and Rao 1991). کاهش قابل توجه مقادیر Na در نمونه های پیون و برش نمونه نسبت به معادل های کربناته عهد حاضر آنها می تواند بیانگر تأثیر بیشتر فرآیندهای دیاژنتیکی متاوریکی باشد.

منگنز (Mn)

مقدار Mn در نمونه های کربناته برش پیون بین ۸ تا ۴۰ پی پی ام (میانگین ۱۶ پی پی ام)، در نمونه های کربناته برش نمونه بین ۲۳ تا ۱۶۱ پی پی ام (میانگین ۶۳ پی پی ام) و در نمونه های چاه دانان - a بین ۷۱ تا ۲۰۵ پی پی ام (میانگین ۱۴۶ پی پی ام) اندازه گیری شده است. تمرکز منگنز در کربنات های آراگونیتی آبهای کم عمق و معتدله به ۳۰۰ پی پی ام می رسد (Rao and Adabi 1992) ولی بدلیل ضریب توزیع بالای منگنز (حدود ۱۵) (Pingitore 1978) و بالا بودن میزان این عنصر در آب های متاوریکی، کربناتهای متأثر از دیاژنز متاوریکی دارای منگنز بالا خواهند بود.

در شرایط اکسیدان میزان منگنز و آهن به علت اکسید شدن سریع این عناصر در سنگ های کربناته کم است در صورتیکه در شرایط احیایی میزان این عناصر در سنگ های کربناته قابل توجه می باشد (Shanmugam and Benedict 1983; Pingitore 1978).

با توجه به مقادیر منگنز در برش های مورد مطالعه مشخص می شود مقادیر زیاد منگنز در برش دانان - a به علت شرایط

بلورهای درشت ظاهر می شوند، می توانند پاسخگوی آشکار ضریب توزیع بسیار پایین Sr برای این سیمان ها باشد (Moore and Druckman 1981; Moore 1985; Heydari 2003).

مقدار استرانسیوم در نمونه های آراگونیتی غیر بیوتیک مناطق حاره ای بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی پی ام در تغییر است (Milliman 1974)، در حالیکه در نمونه های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر، محدوده کمتری داشته و بین ۱۶۴۲ تا ۵۰۰۷ پی پی ام (میانگین ۳۲۷۰ پی پی ام) در نوسان است (Rao and Amini 1995; Rao and Adabi 1992; Rao and Jayawardane 1994). مقدار Sr با افزایش میزان آراگونیت، افزایش و با افزایش میزان کلسیت، کاهش می یابد (Rao and Adabi 1992). همچنین فراوانی Sr در ارتباط مستقیم با افزایش دمای آب دریا می باشد (Morse and Mackenzie 1990).

کاهش این مقدار در برش های دانان - a و پیون نسبت به برش نمونه، ممکن است بدلیل کاهش Sr در طی دیاژنز متاوریک (Adabi and Rao 1991) و یا تغییرات عمق آب دریا باشد.

سدیم (Na)

مقادیر Na در نمونه های آهکی سازند ایلام در برش پیون بین ۰ تا ۲۴۶ پی پی ام (میانگین ۹۵ پی پی ام)، در نمونه های آهکی برش نمونه بین ۰ تا ۱۷۴ پی پی ام (میانگین ۶۶ پی پی ام) و در چاه دانان - a بین ۲۰۲۷ تا ۵۷۰۹ (میانگین ۳۳۵۴ پی پی ام) است. میانگین مقدار سدیم در آراگونیت های مناطق حاره ای عهد حاضر ۲۵۰۰ پی پی ام (Milliman 1974) و کلسیت های مناطق معتدله عهد حاضر ۵۰۰۰ پی پی ام است (Rao 1996). تمرکز Na در نهشته های کربناته عهد حاضر در ارتباط با درجه شوری، تفریق

¹ - kinetic effects

آراگونیتی سازند مزدوران و سازند سروک با مینرالوژی آراگونیت و کلسیت قرار دارند. نمونه های برش پیون در محدوده کلسیت های سازند مزدوران و آراگونیت و کلسیت سازند سروک و نمونه های برش تحت الارضی دانان نیز در هر دو محدوده نمونه های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر تاسمانیا و کلسیت های سازند مزدوران قرار گرفته اند. این مشاهدات بیانگر مینرالوژی مخلوط اولیه آراگونیت - کلسیت در اکثر نمونه های مطالعه شده سازند ایلام در شرایط نیمه حاره ای حاکم بر آن محیط می باشد. لازم به ذکر است که در زمان کرتاسه بالایی، صفحه عربی در عرض جغرافیایی ۳۰-۲۵ درجه شمالی قرار داشته است (Ziegler 2001) که با عرض جغرافیایی منطقه نیمه حاره ای (بین عرض های ۳۰-۱۰ درجه شمالی و جنوبی) منطبق می باشد.

آهن (Fe)

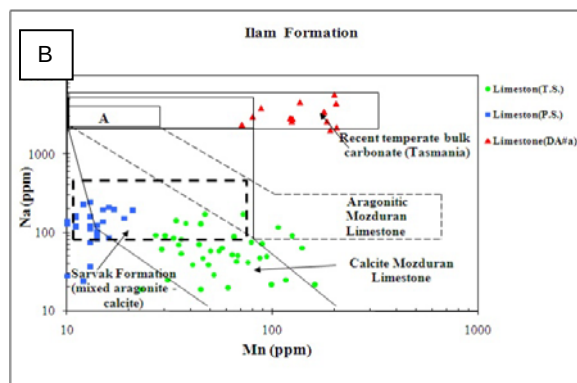
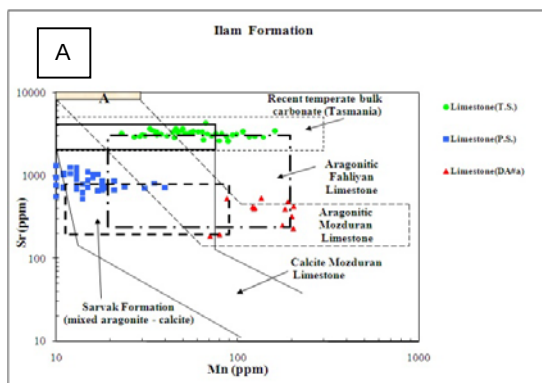
تغییرات عنصر آهن در نمونه های برش پیون ۲۶۷ تا ۵۵۷ پی پی ام (میانگین ۳۵۷ پی پی ام)، در برش نمونه بین ۱۹۰۳ تا ۲۶۵۰ پی پی ام (میانگین ۱۶۱۱ پی پی ام) و در چاه دانان - a بین ۲۸۱ تا ۶۹۰۹۳ پی پی ام (میانگین ۲۳۲۳۱ پی پی ام) است. میانگین عنصر آهن در آراگونیت های مناطق حاره ای عهد حاضر ۲۰ پی پی ام و در کربنات های مناطق معتدله عهد حاضر ۱۰۰۰ پی پی ام است ولی تأثیر محلول های متاوریک سبب افزایش میزان آهن در سنگ های کربناته می گردد. شرایط احیایی حاکم بر محیط رسوب گذاری نیز می تواند باعث افزایش ورود این عنصر به داخل شبکه سنگ گردد. با توجه به اشکال A, B و C-۱۶ مشاهده می شود که مقدار آهن و منگنز با هم افزایش یافته اند که این خود بیانگر تأثیر دیاژنز متاوریک در این برش ها است. همانطور که ملاحظه می شود مقدار آهن در برش نمونه نسبت به برش پیون افزایش یافته و در چاه دانان - a به بیشترین مقدار رسیده است که به دلیل شرایط احیایی تر در برش نمونه و چاه دانان - a

احیایی در آن می باشد که به ترتیب در برش نمونه و برش پیون در حال کاهش می باشد. در شکل A-۱۵ محدوده نمونه های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao and Jayawardane 1994; Rao and Amini 1995) آراگونیت های سازند مزدوران (Adabi and Rao 1991) و کلسیت های محیط نسبتاً عمیق سازند مزدوران (Adabi and Rao 1996)، کربنات های سازند سروک با مینرالوژی مخلوط کلسیت و آراگونیت (افشین ۱۳۸۵) و آراگونیت های سازند فلهیان (Adabi et al. 2010) مشخص شده است. ترسیم مقادیر Mn در برابر Sr (شکل A-۱۵) نشان می دهد که سنگ آهک های برش نمونه در محدوده نمونه های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر تاسمانیا و آراگونیت ها و کلسیت های سازند مزدوران و آراگونیت های سازند فلهیان قرار گرفته اند. این در حالی است که نمونه های برش پیون در محدوده کلسیت ها و آراگونیت های سازند مزدوران، آراگونیت های سازند فلهیان و مخلوط آراگونیت و کلسیت سازند سروک قرار گرفته اند. نمونه های برش تحت الارضی دانان نیز بیش تر در هر دو محدوده آراگونیت های مزدوران و فلهیان و به مقدار کم تر در محدوده کلسیتی سازند مزدوران و مخلوط آراگونیت و کلسیت سازند سروک قرار گرفته اند. همچنین در شکل B-۱۵ نیز محدوده نمونه های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر تاسمانیا

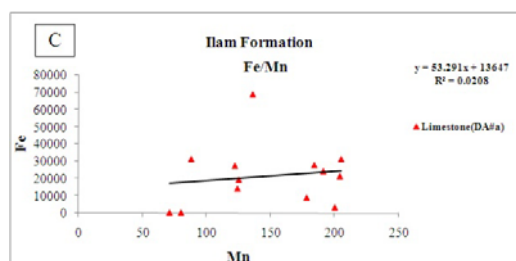
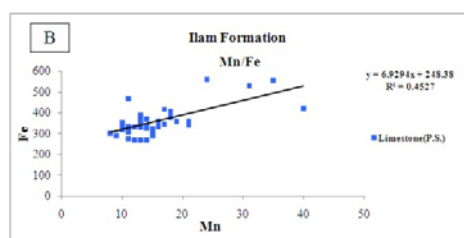
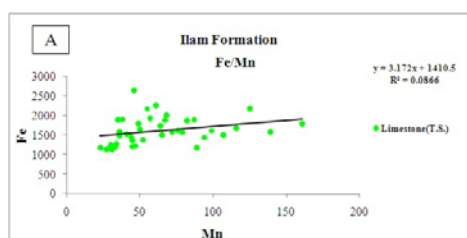
Adabi (Jayawardane 1994; Rao and Amini 1995)، آراگونیت های سازند مزدوران (Rao and 1992; Rao)، کلسیت های محیط نسبتاً عمیق سازند مزدوران (Adabi and Rao 1996) و کربنات های سازند سروک با مینرالوژی مخلوط کلسیت و آراگونیت (افشین ۱۳۸۵) قرار گرفته اند. با قرار دادن مقادیر Mn در برابر Na (شکل B-۱۵)، مشخص می شود که آهک های برش نمونه در هر دو محدوده نمونه های کلسیتی و

های شیلی موجود در این برش ها تأمین شده باشد.

نسبت به برش پیون می باشد. همچنین مقادیر بیشتر آهن در برش نمونه و برش تحت الارضی ممکن است از میان لایه



شکل ۱۵- تغییرات مقادیر استرانسیوم و سدیم در مقابل منگنز. در این نمودار، نمونه های سازند ایلام در مناطق مورد مطالعه درون محدوده های ارائه شده برای نمونه های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao and Adabi 1992; Rao and Jayawardane 1994; Rao and Amini 1995) و آراگونیت های سازند مزدوران (Adabi and Rao 1991) و کلسیت های نسبتاً عمیق سازند مزدوران (Adai and Rao 1996)، سنگ آهک های سازند سروک (افشین ۱۳۸۵) و آراگونیت های سازند فهلان (Adabi et al. 2010) قرار گرفته اند که بیانگر مینرالوژی مخلوط آراگونیت و کلسیت در این نمونه ها می باشد.



شکل ۱۶- همانطور که در شکل های A, B و C مشاهده می شود مقدار آهن در برش نمونه نسبت به برش پیون افزایش یافته و در چاه دانان- a به بیشترین مقدار رسیده است که می تواند بدلیل تأثیر بیشتر دیازنز متائوریک و یا شرایط احیایی تر در چاه دانان- a و سپس در برش نمونه باشد.

نسبت استرانسیم به کلسیم (1000 Sr/Ca) در مقابل منگنز (Mn)

در نمونه‌های کربناته برش نمونه، مقادیر Sr/Ca بالاتر از نمونه های برش پیون و چاه دانان-a بوده ولی از نظر مقادیر Mn کمتر از نمونه های چاه دانان-a و بیشتر از نمونه های برش پیون می باشند. برش پیون، از نظر مقادیر نسبت Sr/Ca در بین برش نمونه و دانان-a قرار داشته ولی نسبت به دو برش دیگر کمترین مقدار Mn را داراست. در نهایت برش دانان-a از نظر مقادیر Sr/Ca نسبت به برش های دیگر در حال کاهش بوده ولی از نظر مقادیر Mn در حال افزایش می باشد. برند و وایزر (Brand and Veizer 1980) روند های دیاژنز متائوریک را برای آراگونیت، کلسیت پرمیزیم و کلسیت کم منیزیم ارائه دادند. بر اساس ترسیم Sr/Ca در مقابل Mn می توان روند دیاژنز در سیستم های باز و بسته را تعیین نمود. در شکل ۱۷ محدوده های روند دیاژنتیکی آراگونیت، کلسیت پرمیزیم و کلسیت کم منیزیم مشخص گردیده است. در سیستم دیاژنزی باز با افزایش تبادلات آب و سنگ^۱ میزان Sr/Ca کاهش می یابد درحالی که در سیستم های بسته و نیمه بسته که فعل و انفعالات آب به سنگ کم است، نسبت Sr/Ca در فازهای دیاژنزی، تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد. بالا بودن مقادیر Sr/Ca و نیز پایین بودن مقادیر منگنز، بیانگر شرایط بسته تا نیمه بسته محیط دیاژنتیکی است. با توجه به شکل مذکور، در برش پیون، شرایط بسته بوده و این در حالی است که نمونه های برش نمونه و چاه دانان-a از شرایط بسته خارج شده و به سمت شرایط دیاژنتیکی نیمه بسته پیش می روند (در شرایط نیمه بسته قرار دارند).

ب- ایزوتوپ های اکسیژن و کربن در کربنات های سازند ایلام (برش پیون):

میزان تغییر ایزوتوپ کربن نمونه های سازند ایلام در برش پیون بین ۲/۲۸- تا ۲/۳۳‰ PDB (میانگین ۱۵ ‰/۰-) و ایزوتوپ اکسیژن بین ۵/۸۶- تا ۳/۴۱‰ PDB (میانگین ۴/۶۹‰ PDB-) اندازه گیری شده است.

استفاده از ایزوتوپ های پایدار به ویژه ایزوتوپ های کربن ۱۳ و اکسیژن ۱۸ اطلاعات با ارزشی در زمینه دمای محیط رسوب گذاری، دمای دیاژنتیکی، روند دیاژنز در محیط های دیاژنتیکی، تفکیک کربنات ها در نواحی مختلف (Rao 1996; Adabi and Asadi Mehmandosti 2008)

(Marshall 1992) و شوری ارائه می دهد.

تأثیر دیاژنز متائوریک در سنگ های کربناته را می توان از روی شکل روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن که به روند J برگشته^۲ موسوم است شناسایی نمود (Lohmann 1988). روند J برگشته بر اثر کاهش شدید در مقادیر ایزوتوپ کربن و تغییرات کم در ایزوتوپ های اکسیژن پدید می آید. در شکل ۱۸ تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در مقابل ایزوتوپ کربن ۱۳ رسم شده است و نمونه های سازند ایلام در برش پیون در مقابل محدوده کربنات های سازند سروک (افشین ۱۳۸۵) و سازند فهلان (Adabi et al. 2010) قرار گرفته اند. در این شکل تغییرات ایزوتوبی در روند J معکوس مربوط به نمونه های برش پیون بیشتر از مشابه آن در نمونه های سازند سروک و فهلان می باشد.

تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر عناصر فرعی

در شکل ۱۹ ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر Mn قرار گرفته است. در این شکل روندهای دیاژنتیکی در ترکیبات کلسیت کم منیزیم، کلسیت با منیزیم بالا و آراگونیت، برای متشکله های عهد حاضر^۳، محدوده های برلینگتون^۴

^۲- inverted- J trend

^۳- R

^۴- Burlington

^۱- water-rock interaction

نمونه ها دارای مقادیر Na و Sr بالا، Fe و Mn پایین و سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ هستند (آدابی ۱۳۸۳). در این تحقیق برای محاسبه دمای آبی که کربنات در آن نهشته شده است از معادله وفر و برگر^۶ (۱۹۹۱) استفاده شده است:

$$T^{\circ}C = 16.9 - 4.38(\delta_c - \delta_w) + 0.10(\delta_c - \delta_w)^2$$

T: بر حسب درجه سانتی گراد

δ_c : مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ محاسبه شده در کلسیت بر حسب PDB

δ_w : مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان تشکیل کلسیت بر حسب SMOW

غالباً مقدار δ_w برای دوره های مختلف زمین شناسی متفاوت می باشد و برای کرتاسه SMOW ۱% - در نظر گرفته می شود (Grocke et al. 2003).

با استفاده از رابطه فوق، دمای آبی که کربنات های سازند ایلام در آن ته نشین شده اند یا به عبارتی دمای اولیه دیاژنتیکی با استفاده از سنگین ترین نمونه ایزوتوپ اکسیژن (PDB ‰ ۳/۶۰-)، در حدود ۲۸ درجه سانتیگراد محاسبه شده است.

می سی سی پی در ایالت آمریکا^۱ و آهک های ریدی^۲ سیلورین در کانادا^۳ مشخص شده است (Brand and Veizer 1980). در این شکل نمونه های آهکی سازند ایلام در برش پیون در محدوده آهک های آراگونیتی آهک های ریدی سیلورین در کانادا و در یک سیستم بسته قرار گرفته اند.

در اشکال A, B-۲۰ ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ نمونه های برش پیون در برابر عناصر فرعی Mn و Na قرار گرفته اند. در شکل های مذکور محدوده های رسوبات کل کربناته معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Amini 1995; and Rao and Adabi 1992; Rao and Jayawardane Rao 1994)، مخلوط آراگونیت و کلسیت ژوراسیک فوقانی (Adabi 1996) و مخلوط آراگونیت و کلسیت سازند مزدوران (Adabi 1996) و مخلوط آراگونیت و کلسیت سازند سروک (افشین ۱۳۸۵) مشخص شده است. به خوبی ملاحظه می شود که تمامی نمونه های برش پیون درون یا در نزدیکی محدوده مخلوط آراگونیت و کلسیت سازندهای مزدوران و سروک قرار گرفته اند که بیانگر مینرالوژی اولیه مخلوط کلسیت و آراگونیت در آن ها می باشد.

تخمین دمای کربنات ها در زمان ته نشست سازند ایلام: از مهمترین کاربردهای اندازه گیری ایزوتوپ اکسیژن در کربنات ها، تعیین دمای تشکیل آنهاست (Kasting et al 1990 Morse and Mackenzie 2006). به این منظور می بایستی از نمونه های آهکی دریایی که یا تحت تأثیر دگرسانی قرار نگرفته اند^۴ و یا تأثیر فرآیند های دیاژنتیکی در آنها بسیار ناچیز بوده است^۵ استفاده نمود. این

^۱- CM (Carbonates of Micicipi)

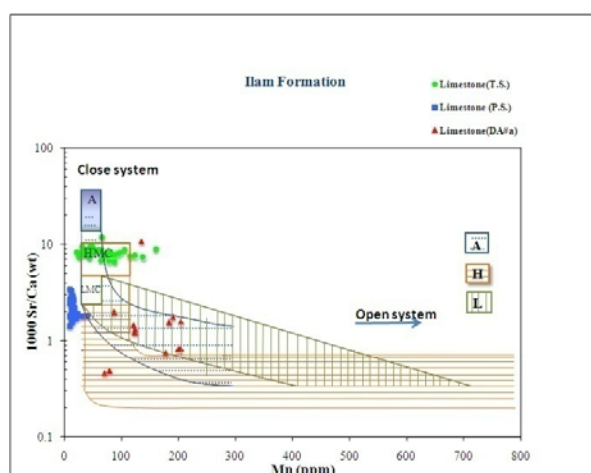
^۲- Readbay

^۳- CS (Carbonates of Silurian)

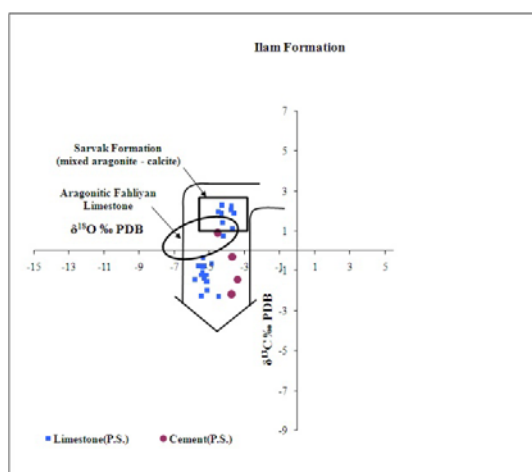
^۴- unaltered

^۵- least altered

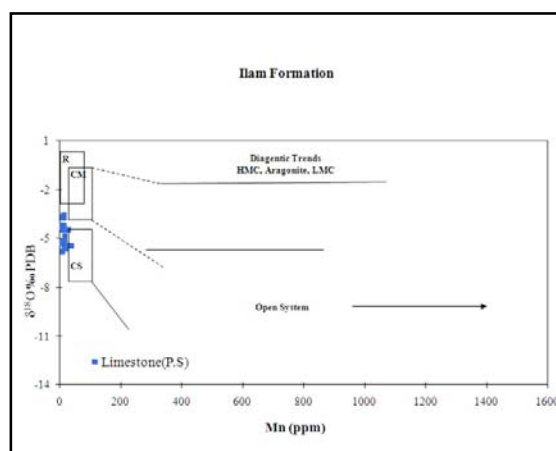
^۶- Wefer and Berger



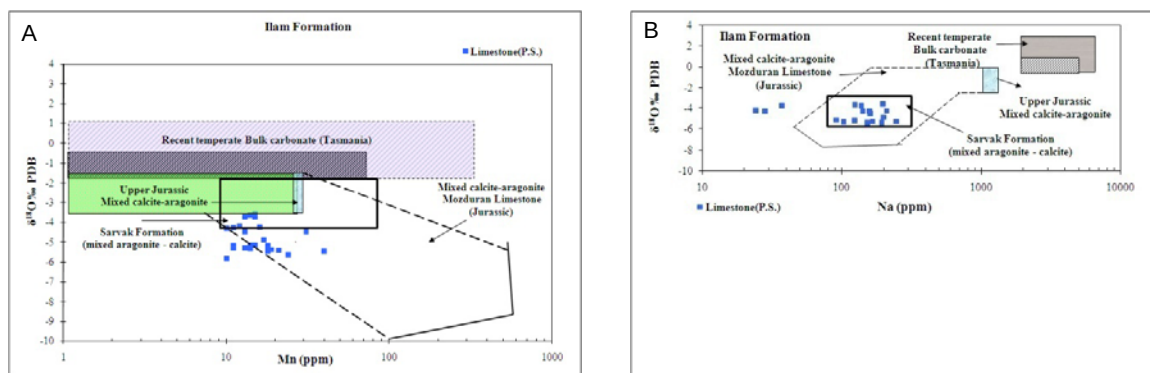
شکل ۱۷ - ترسیم مقادیر Mn در مقابل Sr/Ca برای نمونه‌های آهکی سازند ایلام. با توجه به محدوده‌های ترسیم شده توسط برند و وایزر (Brand and Veizer 1980) برای روند دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC)، نمونه‌های آهکی سازند ایلام تحت تأثیر دیاژنز متائوریک و در یک محیط بسته (برش پیون) شروع شده و به سمت نیمه بسته شدن (به ترتیب در برش‌های نمونه و تحت الارضی دانان - a) پیش می‌روند.



شکل ۱۸ - تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل $\delta^{13}\text{C}$. در این شکل نمونه‌های آهکی سازند ایلام در برش پیون در مقابل محدوده‌های ایزوتوپی کربنات‌های سازند سروک (افشین ۱۳۸۵) و سازند فهلین (Adabi et al. 2010) قرار گرفته‌اند. تغییرات کمتر ایزوتوپ اکسیژن نسبت به ایزوتوپ کربن، نشانه‌دهنده تأثیر دیاژنز متائوریک در نمونه‌های برش پیون می‌باشد که آن را از محدوده آراگونیت‌های فهلین که تحت تأثیر دیاژنز تدفینی قرار گرفته‌اند جدا می‌کند. سازند سروک (افشین ۱۳۸۵) نیز به مقدار کمتر تأثیر دیاژنز متائوریک را نشان می‌دهد.



شکل ۱۹- در این شکل روندهای دیاژنتیکی در کلسیت کم منیزیم (LMC)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و آراگونیت (A) برای متشکله های عهد حاضر (R)، محدوده های برلینگتون می سی سی پی در ایالت آمریکا (CM) و آهک های ریدبی سیلورین در کانادا (CS) مشخص شده است. همان طور که ملاحظه می شود نمونه های کربناته برش پیون در محدوده سیستم بسته قرار گرفته اند.



شکل ۲۰- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در مقابل منگنز و سدیم. در این شکل محدوده های رسوبات کل کربناته معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao and Adabi 1992; Rao and Jayawardane 1994; Rao and Amini 1995)، مخلوط آراگونیت و کلسیت ژوراسیک فوقانی (Adabi 1996)، و مخلوط آراگونیت و کلسیت سازند مزدوران (Adabi 1996) و سازند سروک (افشین ۱۳۸۵) مشخص شده است. در این شکل نیز قرار گرفتن اکثر نمونه های سازند ایلام در محدوده مخلوط آراگونیت و کلسیت سازندهای مزدوران و سروک، مؤید مینرالوژی مخلوط آراگونیت و کلسیت در این سازند می باشد.

جدول ۱- مقادیر عناصر اصلی و فرعی نمونه های کربناته سازند ایلام در برش نمونه

Formation	Sample No.	Sr (ppm)	Na (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Mg (%)	Ca (%)
llam	1	3194	132	1903	38	0.11	39.19
llam	3	2891	130	1205	45	0.05	39.14
llam	4	3731	59	1639	50	0.04	39.26
llam	6	3485	39	1793	49	0.07	39.28
llam	10	3111	54	1596	36	0.09	39.13
llam	15	3466	70	1889	35	0.09	38.99
llam	18	3558	144	1273	34	0.07	39.05
llam	21	3722	86	1187	33	0.06	39.15
llam	26	3004	62	1156	29	0.08	39.05
llam	30	3170	92	1249	30	0.09	39.04
llam	33	3072	25	1142	31	0.10	39.08
llam	35	3279	19	1182	23	0.06	39.01
llam	36	2939	93	1136	27	0.08	39.11
llam	40	3381	83	1490	36	0.10	38.96
llam	43	3488	19	1377	45	0.03	39.04
llam	45	3279	29	1382	52	0.06	38.93
llam	47	3378	172	1227	47	0.03	39.15
llam	49	3355	71	1451	44	0.03	38.94
llam	54	3046	39	1529	41	0.04	39.08
llam	56	2719	90	1500	65	0.08	39.02
llam	59	2606	73	1175	89	0.03	39.03
llam	61	3455	118	1510	107	0.03	39.06
llam	64	3510	22	1795	161	0.16	38.90
llam	67	2941	25	1678	116	0.06	38.90
llam	69	2925	64	1584	139	0.05	39.55
llam	70	2989	92	2185	125	0.15	38.89
llam	73	3189	22	1613	99	0.08	38.96
llam	74	3116	50	1439	94	0.11	39.04
llam	75	3278	42	1615	76	0.09	39.69
llam	78	2641	76	1572	79	0.11	39.08
llam	79	3039	174	1573	72	0.08	39.01
llam	82	4395	43	1881	67	0.06	36.65
llam	85	3419	52	1742	64	0.01	38.88
llam	87	3442	64	1927	57	0.07	39.47
llam	91	3248	0	1875	82	0.01	39.03
llam	92	3005	48	1896	87	0.01	39.16
llam	94	3230	51	2011	68	0.05	39.10
llam	98	3427	20	2257	61	0.05	38.92
llam	99	3727	47	2650	46	0.12	38.74
llam	100	3310	59	2175	55	0.11	38.95

جدول ۲- مقادیر عناصر اصلی و فرعی نمونه های کربناته سازند ایلام در برش پیون.

Formation	Sample No.	Sr (ppm)	Na (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Mg (%)	Ca (%)
Ilam	1.00	869	0	357	21	0.13	39.02
Ilam	2.00	740	0	557	24	0.12	38.85
Ilam	3.00	810	0	553	35	0.04	39.07
Ilam	4.00	783	0	387	18	0.19	38.83
Ilam	5.00	705	0	527	31	0.21	38.73
Ilam	6.00	759	123	328	13	0.14	38.84
Ilam	7.00	674	193	340	21	0.06	38.93
Ilam	8.00	864	0	407	18	0.06	39.11
Ilam	9.00	710	152	359	19	0.11	38.91
Ilam	10.00	681	75	351	13	0.07	39.02
Ilam	14.00	795	91	338	14	0.06	38.96
Ilam	15.00	674	0	377	18	0.16	37.12
Ilam	16.00	718	0	418	40	0.06	38.96
Ilam	17.00	947	86	333	16	0.06	38.91
Ilam	22.00	660	199	414	17	0.15	38.87
Ilam	24.00	704	123	333	11	0.12	39.36
Ilam	31.00	729	0	321	15	0.14	38.89
Ilam	33.00	732	166	466	11	0.02	39.62
Ilam	61.00	1243	162	288	9	0.16	38.87
Ilam	82.00	1039	210	358	16	0.28	38.77
Ilam	84.00	1271	37	268	13	0.41	38.48
Ilam	89.00	1154	112	372	13	0.34	38.74
Ilam	104.00	1272	227	267	12	0.20	38.80
Ilam	108.00	1344	141	319	10	0.18	38.78
Ilam	124.00	1080	117	274	11	0.28	38.61
Ilam	137.00	1037	157	307	11	0.18	38.76
Ilam	141.00	890	196	311	15	0.28	38.74
Ilam	142.00	1046	0	343	17	0.21	38.72
Ilam	143.00	1008	115	357	13	0.24	38.80
Ilam	149.00	1229	160	351	13	0.18	38.85
Ilam	150.00	1123	138	289	15	0.34	38.67
Ilam	167.00	1066	24	331	12	0.16	38.85
Ilam	169.00	897	246	389	13	0.27	38.63
Ilam	170.00	767	130	343	10	0.05	39.12
Ilam	177.00	483	81	301	8	0.08	39.01
Ilam	180.00	559	0	340	10	0.05	38.99
Ilam	181.00	518	84	325	14	0.33	38.62
Ilam	185.00	959	28	352	10	0.25	38.75
Ilam	187.00	613	103	369	14	0.04	39.01
Ilam	294.00	640	124	267	14	0.20	38.77

جدول ۳- مقادیر عناصر اصلی و فرعی نمونه های کربناته سازند ایلام در برش تحت الارضی دانان - a.

Formation	Sample No.	Sr (ppm)	Na (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Mg (%)	Ca (%)
Ilam	3315	396	2619	27825	184	0.96	25.2
Ilam	3316	420	2889	27471	122	0.41	28.5
Ilam	3317	408	2836	19348	125	0.44	30.7
Ilam	3318	401	2608	14272	124	0.42	32.4
Ilam	3320	426	2193	31245	205	0.58	26.9
Ilam	3323	486	2027	24290	191	0.94	27.1
Ilam	3328	535	4589	69093	136	0.71	4.9
Ilam	3332	529	3854	31308	88	0.46	26.4
Ilam	3363	196	2986	281	80	0.38	40
Ilam	3370.5	187	2379	321	71	0.35	40.1
Ilam	3377	232	4407	21399	204	0.81	27.8
Ilam	3377.1	253	3481	8920	178	0.56	33.7
Ilam	3377.15	323	5709	3314	200	0.61	39.5

جدول ۴- مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن نمونه های سیمان سازند ایلام در برش پیون.

Formation	Sample No.	$\delta^{13}\text{C PDB} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O PDB} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O SMOW} (\text{‰})$
Ilam	9	-1.43	-3.41	27.34
Ilam	29	-2.16	-3.76	26.98
Ilam	170	-0.31	-3.71	27.04
Ilam	177	0.91	-4.55	26.17

جدول ۵- مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن نمونه های کربناته سازند ایلام در برش پیون.

Formation	Sample No.	$\delta^{13}\text{C PDB} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O PDB} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O SMOW} (\text{‰})$
Ilam	1	-0.75	-5.66	25.03
Ilam	2	-0.32	-5.39	25.30
Ilam	4	-2.28	-4.49	26.23
Ilam	6	-1.07	-5.43	25.26
Ilam	7	-1.20	-5.49	25.20
Ilam	8	-0.79	-5.40	25.29
Ilam	14	-1.95	-5.16	25.54
Ilam	15	-1.53	-5.19	25.51
Ilam	16	-2.25	-5.48	25.21
Ilam	19	-0.65	-4.90	25.81
Ilam	24	-1.20	-5.19	25.51
Ilam	31	-1.52	-5.17	25.53
Ilam	33	-1.36	-5.31	25.39
Ilam	82	1.44	-4.26	26.47
Ilam	84	2.26	-3.75	26.99
Ilam	108	2.33	-4.31	26.42
Ilam	137	2.27	-4.29	26.44
Ilam	141	1.91	-3.60	27.15
Ilam	149	1.96	-4.50	26.22
Ilam	150	2.07	-3.76	26.98
Ilam	167	0.76	-4.23	26.50
Ilam	169	-0.75	-5.32	25.38
Ilam	180	-1.42	-5.86	24.82
Ilam	185	1.91	-4.32	26.41
Ilam	187	-0.75	-5.36	25.33
Ilam	294	1.12	-3.68	27.07

نتیجه گیری

بر اساس شواهد پتروگرافی، تعداد ۶ میکروفاسیس در برش های سازند ایلام شناسایی گردید که مربوط به مناطق کم عمق تا عمیق شلف کربناته می باشند.

نتایج حاصل از بررسی عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپی در سازند ایلام بیانگر ترکیب کانی شناسی اولیه مخلوط کلسیت و آراگونیت در برش های نمونه، پیون و برش تحت الارضی دانان- a است. روند تغییرات ایزوتوپ های اکسیژن و کربن در نمونه های سازند ایلام (برش پیون) بیانگر تأثیر قابل ملاحظه دیاژنز متاتوریک در آن می باشد، به طوری که روند J معکوس به طور واضح در این سازند مشاهده می شود.

تغییرات Sr/Ca و $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل Mn بیانگر این موضوع است که فرآیندهای دیاژنتیک در نمونه های کربناته پیون در شرایط بسته و در برش نمونه و چاه دانان- a در محیط نیمه بسته صورت گرفته است.

دمای آب در زمان ته نشست کربنات های سازند ایلام (کمی بعد از تدفین) با استفاده از سنگین ترین نمونه ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ (PDB ‰ ۳/۶۰-)، در حدود ۲۸ درجه سانتیگراد محاسبه شده است.

تشکر و قدردانی

از آزمایشگاه CSL دانشگاه تاسمانیا جهت انجام آنالیزهای ایزوتوپی، سرکار خانم مهندس شجاعی مسئول آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهیدبهشتی و سرکار خانم مهندس مژگان السادات شوشتریان کارشناس مسئول آزمایشگاه آنالیز آب و کانی سازمان زمین شناسی کشور به خاطر انجام

آزمایشات عنصری تشکر و قدردانی می گردد. همچنین از جناب آقای مهندس مهران مرادپور در پژوهشگاه صنعت نفت جهت انجام آنالیز کاتدولومینسانس کمال تشکر را دارم. از آقایان دکتر هرمز قلاوند و دکتر علی غیشاوی در شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب و جناب آقای مهندس سید محمد صادق ملانکه در منطقه ویژه اقتصادی انرژی پارس جهت همراهی در عملیات صحرایی، و نیز از جناب آقای مهندس رضا فخری در منطقه ویژه اقتصادی انرژی پارس، سرکارخانم ها فاطمه سادات یحوی و مهندس فرزانه آقاجری جهت همکاری های علمی ایشان کمال تشکر را دارم.

منابع

- ۱- آدابی، م.، ۱۳۸۳، ژئوشیمی رسوبی: انتشارات آراین زمین، ۴۴۸ ص.
- ۲- چهارده چریک، غ.، ۱۳۸۵، زیست چینه نگاری سازند ایلام (مقطع تیپ) بر اساس فرامینفرهای پلانکتونیک، جنوب شرقی ایلام: رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۲۲ ص.
- ۳- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس: انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۳۶ ص.
- ۴- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴، زمین شناسی نفت زاگرس: انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۹۵۹ ص.
- ۵- افشین، ث.، ۱۳۸۵، میکروفاسیس، ژئوشیمی و محیط رسوبی سازند سروک در تاقдіس کوه سفید (استان کرمانشاه) و مقایسه آن با مقطع سطح الارضی

A Late Tertiary Foreland Basin Overprinted onto the Outer Edge of a Vast Hydrocarbon-Rich Palaeozoic- Mesozoic Passive Margin Shelf. In: MACQUEEN, R. and LECKIE, D. (Eds.), *Foreland Basins and Foldbelts*: AAPG, Mem.v. 55, p. 309-339.

13- Brand, U., and J. Veizer, 1980, Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system, I: trace elements: *Jour. Sed. Petrology*, v. 50, p.1219-1236.

14- Flugel, E., 2004, *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*: Springer-Verlag-Berlin, 676 p.

15- Grocke, D.R., G.D. Price, A.H. Rufell, J. Mutterlose, and E. Baraboshkin, 2003, Isotopic evidence for Late Jurassic-Early Cretaceous climate change: *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.* v. 202, p. 97-118.

16- Heydari, E., 2003, Hydrotectonic models of based on formation water geochemistry in north American sedimentary basins, in I.P., Montanez, J.M., Gregg, and K.L. Shelton, (Eds): *Basin-wide diagenetic patterns: Integrated Petrologic, Geochemical and Hydrologic Considerations*, Tulsa Ok: SEPM, p.53-79.

17- James, G.A., and J.G. Wynd, 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area: AAPG Bulletin, v. 40, p. 2182-2245.

18- Kasting, J.F., M.T. Howard, K. Wallmann, J. Veizer, G. Shield, and J. Jaffrés, 2006, Paleoclimates, ocean depth, and the oxygen isotopic composition of seawater: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, I. 18, Supplement 1, p. A307 .

19- Land, L.S., and G.K. Hoops, 1973, Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible

تنگ ماژین (استان ایلام): پایان نامه کارشناسی ارشد،

رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، ۱۳۳ص.

6- Adabi, M.H., 1996, Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania: Ph.D. thesis (Unpub.), University of Tasmania, Australia, p.1-470.

7- Adabi M.H., and C.P. Rao, 1991, Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: *Sed. Geol.* v. 72, p.253-267.

8- Adabi, M.H., and C.P. Rao, 1996, Petrographic elemental and isotopic criteria for the recognition of carbonate mineralogy and climates during the Jurassic (e.g., from Iran and England): 13th Geol. Conv., Australia, (abst.), p. 6.

9- Adabi M.H., and E. Asadi-Mehmandosti, 2008, Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran.: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 33, p. 267-277.

10- Adabi, M. H., M. A. Salehi, and A. Ghobeishavi, 2010, Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, p. 148-160.

11- Baccelle, L., and A., Bosellini, 1965, Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. *Annali della Università di Ferrara, Sezione IX, Scienze Geologiche Paleontologiche*, I.v. 1, p. 59-62.

12- Beydoun, Z.R., M.W., Hughes Clark, R. Stonely, 1992, Petroleum in the Zagros Basin:

- 29- Rao, C.P., 1991, Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites*, v. 6, p. 83-106.
- 30- Rao, C.P., 1996, Elemental composition of marine calcite from modern temperate shelf brachiopods, bryozoans and bulk carbonates, eastern Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites*, v. 11, p.1-18.
- 31- Rao, C.P., and M.H. Adabi, 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: *Mar. Geology*, v. 103, p.249-272.
- 32- Rao, C.P., and Z.Z. Amini, 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.
- 33- Rao, C.P., and M.P.J. Jayawardane, 1994, Major minerals, elemental and isotopic composition in modern temperate shelf carbonates, eastern Tasmania, Australia: implications for the occurrence of extensive ancient non-tropical carbonates: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, v. 107, p.49-63.
- 34- Shanmugam, G., and G.L. Benedict, 1983, Manganese distribution in the carbonate fraction of shallow to deep marine lithofacies, Middle Ordovician, eastern Tennessee: *Sed. Geology*, v. 35, p.159-175.
- 35- Sepehr, M., and J. W., Cosgrove, 2004. Structural framework of the Zagros Fold-Thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum geology*, v. 21, p. 829-843.
- index to the salinity of diagenetic solutions: *Jour. Sed. Petrology*, v. 43, p. 614-617.
- 20- Lohmann, K.C., 1988, Geochemical Patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. In: James, N.P., and Choquette, P.W., (Eds.): *Paleokarst*. New York, Springer-Verlag, p.58-80.
- 21- Marshall, J.D., 1992, Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation: *Geol. Magazine*, v. 129, p. 143-160.
- 22- Milliman, J.D., 1974, *Marine Carbonates*: New York, Springer-Verlag, 375 p.
- 23- Moore, C.H., 1985, Upper Jurassic subsurface cements: a case history, in N. Schoneidermann, and P.M.Harris, des., *Carbonate Cements*, Tulsa, Ok: SEPM Special Publication, No.36, p. 291-308.
- 24- Moore, C.H. and Y. Druckman, 1981, Burial diagenesis and proosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana: *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 65, p.597-628.
- 25- Morrison, J.O., and U. Brand, 1986, Geochemistry of recent marine invertebrates: *Geosci. Canada*, v. 13, p. 237-254.
- 26- Morse, J.W., and F.T. Mackenzie, 1990, *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*: New York, Elsevier, 707 p.
- 27- Motiei, H., 1993. *Geology of Iran: Stratigraphy of Zagros*. Geological Survey of Iran (in Farsi).
- 28- Pingitore, N.E., 1978, The behavior of Zn and Mn during carbonate diagenesis, theory and applications: *Jour. Sed. Petrology*, v. 48, p.799-814.

- 36- Wefer, G. and W.H. Berger, 1991, Isotope paleontology: growth and composition of extent calcareous species: Mar. Geology, v. 100, p.207-248.
- 37- Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History. New York, Springer-Verlag, 471 p.
- 38- Ziegler, M. A., 2001, Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbome occurents, GeoArabia, v. 6, no. 3, p. 445-504.
- 39- Strucview Application of Image log Schlumberger, 2006, Schlumberger.