

بررسی فرآیندهای دیاژنتیکی، میکروفاسیس ها و محیط رسوبی نهشته‌های پلاژیک سازند ایلام در برش کوه شاه نخجیر، جنوب ایلام

حسن علیجانی^{۱*}، محمد حسین آدابی^۲، عباس صادقی^۳، فریدون صالحی^۴

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی، دانشگاه شهید بهشتی تهران

۲- استاد دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران

۳- دانشیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران

۴- کارشناس زمین شناسی، شرکت نفت مناطق مرکزی ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۸۹/۴/۲۰

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۸۹/۱۰/۹

چکیده

سازند ایلام در برش کوه شاه نخجیر در جنوب شهرستان ایلام با ضخامت ۱۷۲ متر از سنگ‌های آهکی با میان لایه‌های آهک مارنی و شیلی تشکیل شده است. مرز زیرین این سازند با سازند شیلی سورگه و مرز فوقانی آن با سازند شیلی گورپی به صورت هم‌شیب می‌باشد. براساس مطالعات پتروگرافی فرآیندهای مهم دیاژنتیکی سازند ایلام شامل سیمانی‌شدن، تراکم فیزیکی و شیمیایی و فرآیندهای جانیشینی از قبیل آهن‌دار شدن، پیریتی‌شدن، فسفاتی‌شدن، گلاکونیتی‌شدن و سیلیسی‌شدن می‌باشد. تخلخل‌های مشاهده شده در این مقاطع از نوع بین‌دانه‌ای، حفره‌ای و شکستگی است. همچنین با مطالعه پتروگرافی و بررسی خصوصیات بافتی و فسیل‌شناسی نمونه‌ها، پنج میکروفاسیس کربناته شناسایی شد که همگی به کمر بند رخساره‌ای دریای باز تعلق دارند. محتوای فسیلی این میکروفاسیس‌ها، فرامینیفرهای پلانکتونیک هستند که در زمینه میکریتی قرار دارند و در قسمت عمیق حوضه نهشته شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سازند ایلام، کوه‌شاه‌نخجیر، فرآیندهای دیاژنتیکی، محیط رسوبی، میکروفاسیس

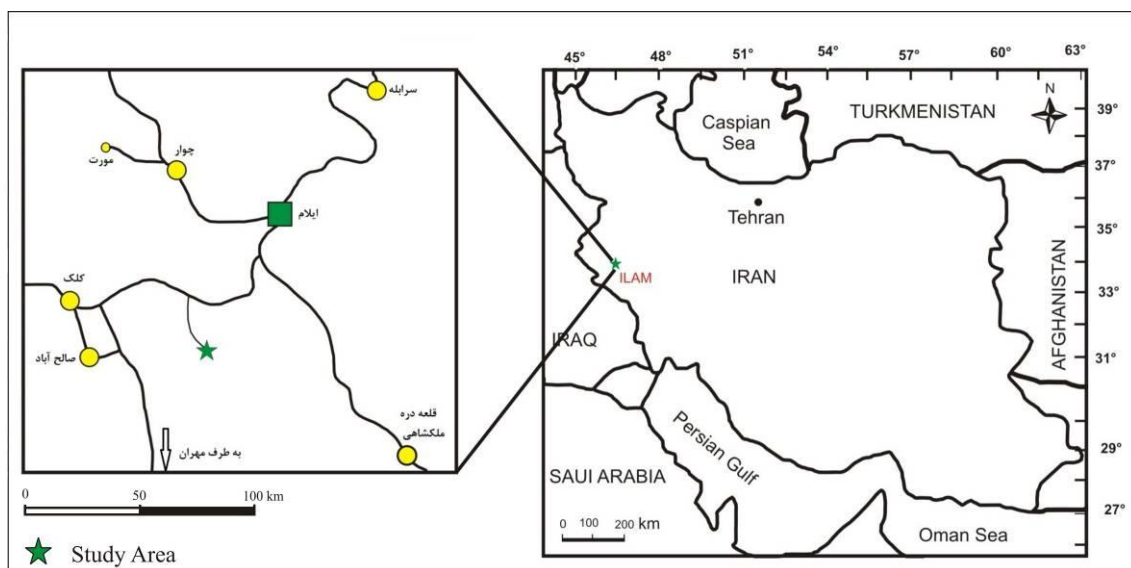
مقدمه

سازند ایلام (به سن سانتونین-کامپانین) در برش کوه شاه نخجیر در جنوب شهرستان ایلام با ضخامت ۱۷۲ متر از سنگ‌های آهکی با میان لایه‌های آهک ماری و شیلی تشکیل شده است. برش الگوی این سازند در تنگ گراب در شمال غربی کبیرکوه و در ۱۲ کیلومتری شهرستان ایلام انتخاب و اندازه‌گیری شده است (جیمز و وایند، ۱۹۶۵). مرز زیرین آن با سازند شیلی سورگاه ناهمساز و مرز بالایی آن با گورپی به صورت همساز است (مطیعی، ۱۳۷۲). مطالعه پتروگرافی، رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند ایلام در برش مذکور تاکنون مطالعه نشده است. هدف از این مطالعه بررسی فرآیندهای دیاژنتیکی و شناسایی رخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی سازند ایلام در این برش می‌باشد.

منطقه مورد مطالعه از نظر چینه‌شناسی و تقسیمات ساختاری زاگرس، ارائه شده توسط فالکون (فالکون، ۱۹۶۱) و هاینز و مک‌کویلن (هینز و مک‌کولان، ۱۹۷۴)، در بلوک لرستان واقع است.

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

رخنمون مورد مطالعه در کوه شاه نخجیر در جنوب شهرستان ایلام دارای مختصات جغرافیایی $33^{\circ} 32'$ عرض شمالی و $46^{\circ} 16'$ طول شرقی می‌باشد. برای دستیابی به رخنمون در طول جاده آسفالته ایلام- صالح آباد در حدود ۱۵ کیلومتری شهرستان ایلام به محلی به نام تخت خان می‌رسیم و سپس با طی مسافت ۴/۵ کیلومتر مسیر کوهستانی رخنمون قابل دسترسی است (شکل ۱).



شکل ۱- راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه.

روش مطالعه

به منظور شناسایی میکروفاسیس‌ها و لیتوفاسیس‌ها و تعیین محیط رسوبی نهشته‌های ایلام در برش مورد مطالعه، تعداد ۸۳ مقطع نازک تهیه و

توسط محلول آلیزارین (Red-S) و فرو سیانید پتاسیم به روش دیکسون (دیکسون، ۱۹۶۵) رنگ آمیزی شده است. جهت نام‌گذاری سنگ‌ها از روش دانهام (دانهام، ۱۹۶۲) و جهت نام‌گذاری

پست نسبت به واحدهای مجاور دارد. ضخامت این بخش به ۳۵ متر می‌رسد.

- بخش دوم با ۴۴ متر ضخامت، با آهک بسیار ضخیم لایه کرم رنگ شروع می‌شود که مورفولوژی خشن و صخره‌ای دارد و در انتها به آهک‌های متوسط لایه کرم رنگ با میان لایه‌های نازک آهک ماری تبدیل می‌شود.

- تناوب آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه با میان لایه‌های آهک ماری با ضخامت ۵۲ متر بخش سوم سازند ایلام را تشکیل می‌دهد.

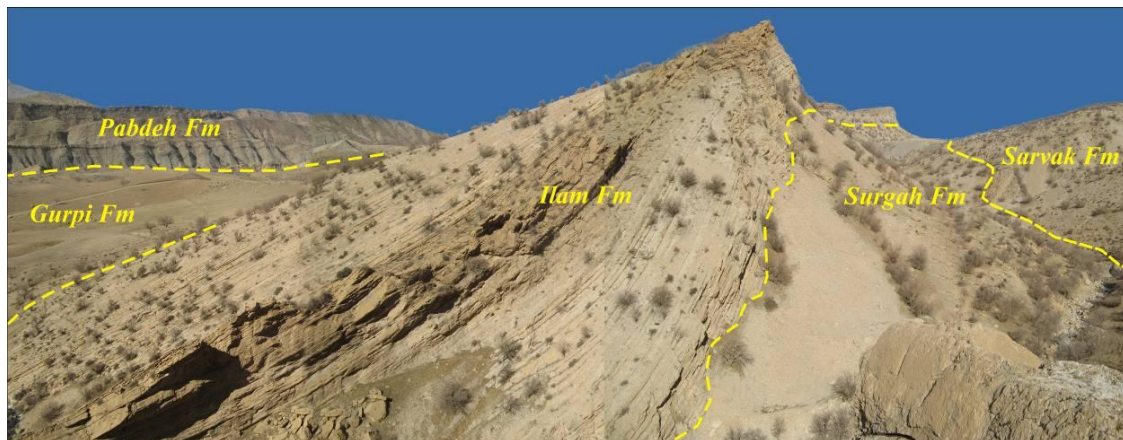
- بخش چهارم با ۴۱ متر ضخامت از آهک‌های متوسط تا بسیار ضخیم لایه با میان لایه‌های از آهک ماری و شیلی تشکیل شده است. این بخش قسمت بالایی سازند ایلام را شامل می‌شود که به طور هم‌شیب با ناپیوستگی لیتولوژیکی زیر سازند شیلی گورپی قرار می‌گیرد (شکل ۳).

رخساره‌های میکروسکوپی از روش فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) استفاده شده است.

بحث و بررسی

سازند ایلام در رخنمون مورد مطالعه (شکل ۲) از نظر لیتولوژی به چهار بخش قابل تقسیم است که از قاعده به سمت بالا شامل:

- بخش اول یا بخش قاعده سازند ایلام که به طور هم‌شیب با ناپیوستگی لیتولوژیکی بر روی سازند سورگاه قرار دارد. این بخش با آهک نازک تا متوسط لایه با میان لایه‌های آهک ماری آغاز شده و به تدریج به طرف بالا تناوب میان لایه آهک ماری زیاد می‌شود. قسمت بالایی این بخش در نهایت به آهک‌های شیلی ختم می‌گردد که به دلیل کم مقاوم بودن در برابر هوازدگی مورفولوژی



شکل ۲- دورنمای کلی سازند ایلام در برش کوه شاه نخجیر، دید به سمت شمال غرب.

فابریک هم بعد هستند که به فرم پرکننده حفرات انحلالی، حجرات فسیلی و رگه‌ها دیده می‌شوند (شکل ۴-A و B). در تعدادی از مقاطع نازک، در بخش‌های رنگ آمیزی شده، سیمان‌های کلسیتی پرکننده رگه‌ها به رنگ متمایل به آبی دیده می‌شوند که به دلیل آغشتگی با اکسید آهن می‌باشد (شکل ۴-C). این نوع سیمان‌ها ممکن است بیانگر

فرآیندهای دیاژنزی

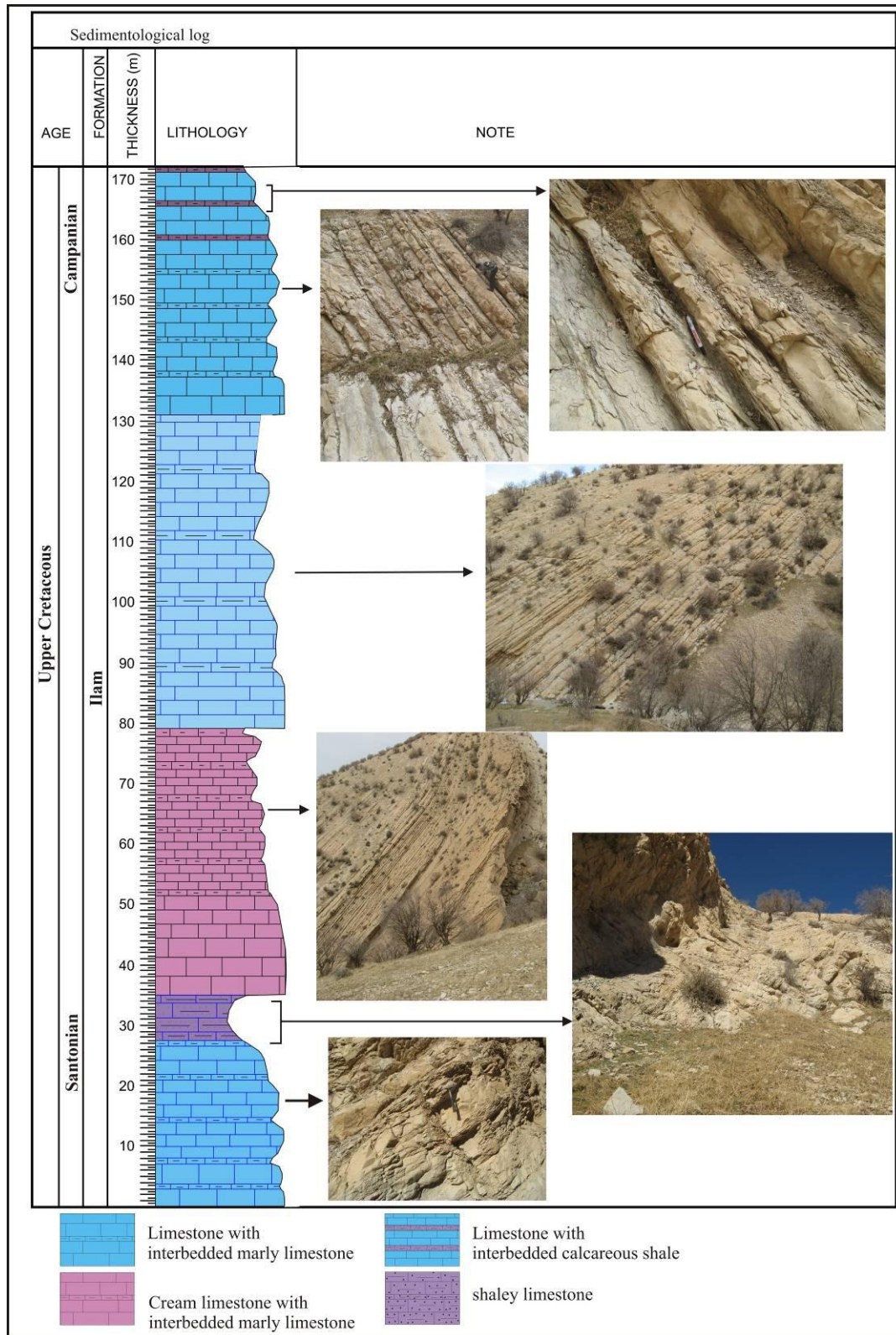
انواع فرآیندهای دیاژنزی شناسایی شده بر اساس مطالعات پتروگرافی عبارتند از:

سیمانی شدن

از آنجایی که بیشتر رخساره‌های ایلام گل پشته‌یابند، بنابراین گسترش سیمان درشت بلور در آنها چندان نیست. براساس مطالعات پتروگرافی، سیمان‌ها فقط از نوع کلسیتی با

تدفینی می‌تواند انحلال دانه‌ها در اثر فشردگی شیمیایی، انحلال کانی‌های ناپایدار همانند آراگونیت و جابه‌جایی یون‌ها در طی مسافت‌های طولانی توسط آب‌های زیر سطحی باشد (لوسیا، ۲۰۰۷).

مرحله آخر سیمانی‌شدن در زون وادوز یا متائوریک باشد (خلیفا، ۲۰۰۵). منبع اصلی تامین کننده یون‌های کربنات کلسیم برای سیمانی‌شدن در محیط‌های دریایی آب دریا بوده (تاگر و رایت، ۱۹۹۰) و برای سیمانی شدن



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی سازند ایلام در کوه شاه نخجیر.

شکستگی

براساس مطالعات پتروگرافی انجام شده بر روی مقاطع مورد مطالعه دو نسل از شکستگی‌ها شناسایی شدند. نسل اول که در شرایط تدفینی کم عمق رخ داده و توسط سیمان کلسیت اسپاری هم بعد پر شده‌اند. این نسل با قطع کردن حجره‌های فسیلی پر شده توسط کلسیت اسپاری هم بعد شناخته می‌شوند (شکل ۴-D). شکستگی‌های نسل دوم با قطع شدگی تمام فرآیندهای دیاژنزی از جمله استیلولیت‌ها و شکستگی‌های نسل اول مشخص می‌شوند که خود به وسیله کلسیت اسپاری پر شده‌اند و گاهاً نیز خالی هستند (شکل ۴-E).

استیلولیت‌ها به مقدار زیاد و اشکال متنوع در اکثر رخساره‌های سازند ایلام گسترش دارند (شکل ۴-G و H). از آنجایی که استیلولیت‌ها در رخساره‌های رس‌دار به راحتی تشکیل می‌شوند (اهرنبرگ، ۲۰۰۶)، بنابراین یکی از دلایل گسترش زیاد استیلولیت در سازند ایلام حضور رس می‌باشد.

جانشینی

جانشینی در رخساره‌های سازند ایلام به فرم پیریتی شدن، سیلیسی شدن، گلاکونیتی شدن و فسفاتیتی شدن مشاهده می‌شود.

پیریتی شدن

یکی از فرآیندهای دیاژنزی که در تمام رخساره‌های این سازند را تحت تاثیر قرار داده، پیریتی شدن است. بر حسب زمان تشکیل این پیریت‌ها را می‌توان به دو نوع اولیه و ثانویه تقسیم کرد. پیریت‌های اولیه همزمان با رسوب‌گذاری یا کمی بعد از آن تشکیل شده و به صورت پیریتی شدن گل آهکی و سیمات پیریتی دیده می‌شوند. فراوانی پیریت‌های درجا در رسوبات دریایی به در دسترس بودن یون‌های سولفات، آهن و اکتنش پذیر و کربن ارگانیکی ناپایدار بستگی دارد (گولدهابر، ۲۰۰۴). فراوانی پیریت در رخساره‌های این سازند می‌تواند به دلیل رس‌دار بودن آنها نیز باشد، زیرا در چنین شرایطی تراوایی موثر محدود بوده و اکسیژن با سرعت توسط میکروارگانیسم‌های کانی ساز مصرف می‌شود (جورجنسن، ۱۹۷۷). پیریت‌های درجا بیشتر به شکل دانه تمشکی است که در زمینه سنگ آهک‌های گلی و به صورت پر کننده حجرات فسیل‌ها دیده می‌شوند (شکل ۵-A) و شاخص سنگ‌های آهکی محیط عمیق

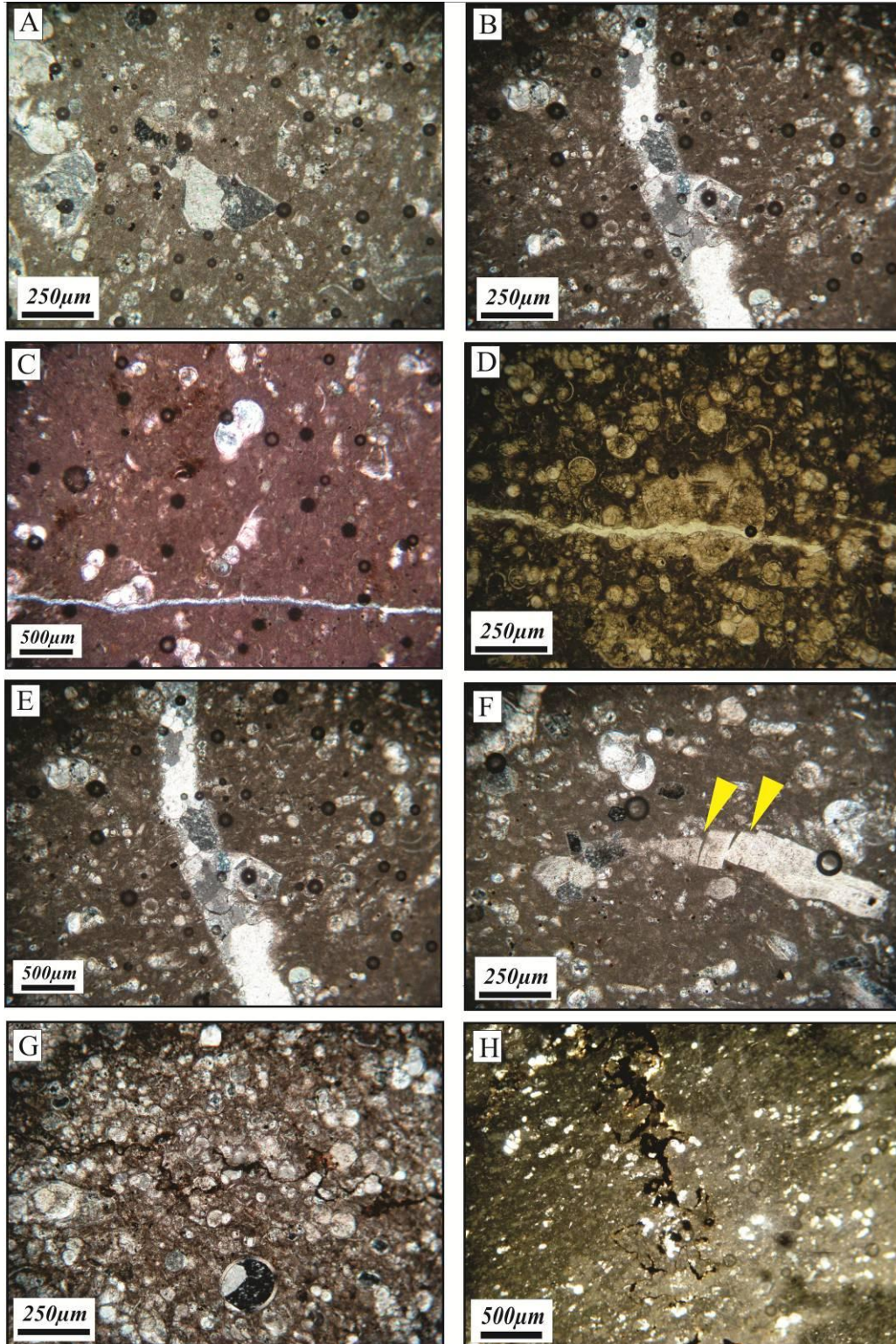
فشردگی

یکی از فرآیندهای مهم دیاژنزی که توالی رسوبی سازند ایلام را تحت تاثیر قرار داده، فشردگی است. تشکیل استیلولیت‌های فراوان نشان‌دهنده فشردگی زیاد رخساره‌های سازند ایلام است ولی با این حال اثرات فشردگی مکانیکی به دلیل گل پشתיبان بودن چندان مشخص نیست. پرشدگی حجره‌های فسیلی توسط سیمان کلسیتی نیز توانسته است مانع از شکسته شدن فسیل‌ها در طی تدفین کم عمق شود. ولی در برخی از موارد که دانه‌ها در مجاورت یکدیگر قرار گرفته‌اند، فشردگی مکانیکی منجر به شکستگی آنها نیز شده است (شکل ۴-F). انحلال فشاری در اثر افزایش عمق تدفین منجر به ایجاد تماس محدب-مقعر و مژرس (میکرواستیلولیت) بین دانه‌ها و همچنین سبب تشکیل رگچه‌های انحلالی و استیلولیت شده است. استیلولیت‌ها غالباً به وسیله مواد نامحلول از جمله مواد آلی، اکسید آهن و رس پر شده‌اند.

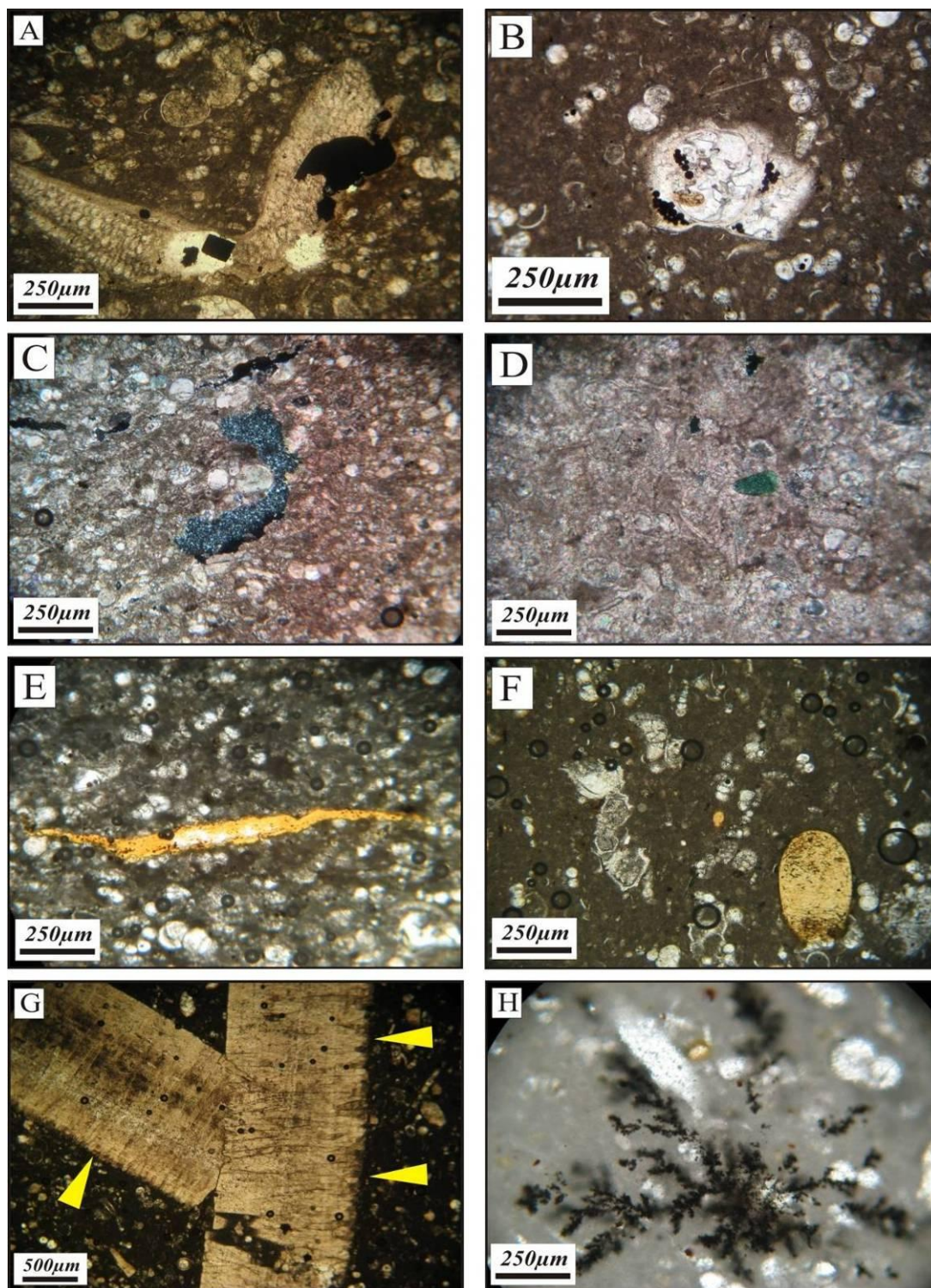
بررسی فرآیندهای دیاژنتیکی، میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های پلاژیک

به صورت پیریتی شدن و سیمان پیریتی دیده می‌شوند (شکل ۵-B).

(فلوگل، ۲۰۱۰)، فاقد اکسیژن و احیایی است (شالک و پوپ، ۲۰۰۵). پیریت‌های ثانویه هم در شرایط تدفینی کم عمق و عمیق تشکیل شده و



شکل ۴- (A) سیمان هم بعد پرکننده حجرات فسیل‌ها، (B) سیمان هم بعد پرکننده رگه‌ها، (C) سیمان آهن‌دار، (D) شکستگی نسل اول، (E) شکستگی نسل دوم، (F) تراکم فیزیکی، (G و H) تراکم شیمیایی.



شکل ۵- A و B) پیریتی شدن. C) سیلیسی شدن. D) گلاکونیتی شدن. E) فسفاتی شدن به صورت رگه‌ای. F) جانشرینی فسیل‌ها. G) میکریتی شدن حاشیه بیوکلاست. H) منگنز دندریتی.

بررسی فرآیندهای دیاژنتیکی، میکروفاسیسها و محیط رسوبی نهشته‌های پلاژیک.....

سیلیسی شدن

سیلیسی شدن به صورت پراکنده و به مقدار کم در رخساره‌های سازند ایلام قابل مشاهده است (شکل ۵-۵-C). این پدیده در شرایط تدفینی کم عمق ایجاد شده‌اند. با توجه به اینکه کانی‌های رسی در همه رخساره‌های ایلام حضور دارند، به نظر می‌رسد که تغییرات کانی‌شناسی رس‌ها با افزایش عمق یکی از عوامل اصلی تامین یون‌های لازم برای سیلیسی‌شدن (مک براید، ۱۹۸۹) در رخساره‌های سازند ایلام است. از طرف دیگر منابع احتمالی سیلیس برای سیلیسی شدن، انحلال سوزن‌های اسفنج (در صورت سیلیسی بودن) که به طور پراکنده در رخساره‌های ایلام حضور دارند، می‌باشد.

میکریتی شدن

میکریتی‌شدن فرآیندی است که به موجب آن حاشیه دانه‌ها یا کل حجم دانه‌ها با بلورهای کربناته کریپتوکریستالین یا میکروکریستالین جایگزین می‌گردد. این پدیده با فاکتورهای بیولوژیکی و شیمیایی کنترل می‌شود. میکریتی شدن در محیط‌های دریایی کم عمق و عمیق و همچنین در محیط‌های خشکی و دریاچه‌ای صورت می‌گیرد (فلوگل، ۲۰۱۰). میکریتی شدن در نمونه‌های مطالعه شده به مقدار خیلی کمی در حاشیه قطعات بیوکلاست تحت تاثیر فعالیت بیولوژیکی رخ داده است (شکل ۵-۵-G).

اکسید منگنز

اکسیدهای منگنز در محیط‌های عهد حاضر در حال تشکیل است و در بین رسوبات قدیمه به مقدار زیادی یافت می‌شوند. نمک منگنز در محل-هایی که رسوبات دیگر وجود نداشته و یا این که رسوب‌گذاری به طور آهسته صورت می‌گیرد تشکیل می‌شوند. بنابراین در رسوباتی که این کانی‌ها یافت می‌شوند، رسوب‌گذاری به آرامی صورت گرفته است (موسوی حرمی، ۱۳۸۳). در نهشته‌های پلاژیک ایلام منگنز به فرم دندریتی نهشته شده است (شکل ۵-۵-H).

گلاکونیتی شدن

گلاکونیت‌ها به مقدار کم و به صورت پراکنده در زمینه گل آهکی در رخساره‌های سازند ایلام دیده می‌شوند (شکل ۵-۵-D). گلاکونیت‌ها در نواحی با نرخ رسوب‌گذاری پایین و همچنین در محیط‌های کم عمق و عمیق دریایی در طی دیاژنز به شکل جانشینی آلوکم‌ها و یا پرکننده حفرات نیز تشکیل می‌شود (شول و شول، ۲۰۰۶).

آهن‌دار شدن

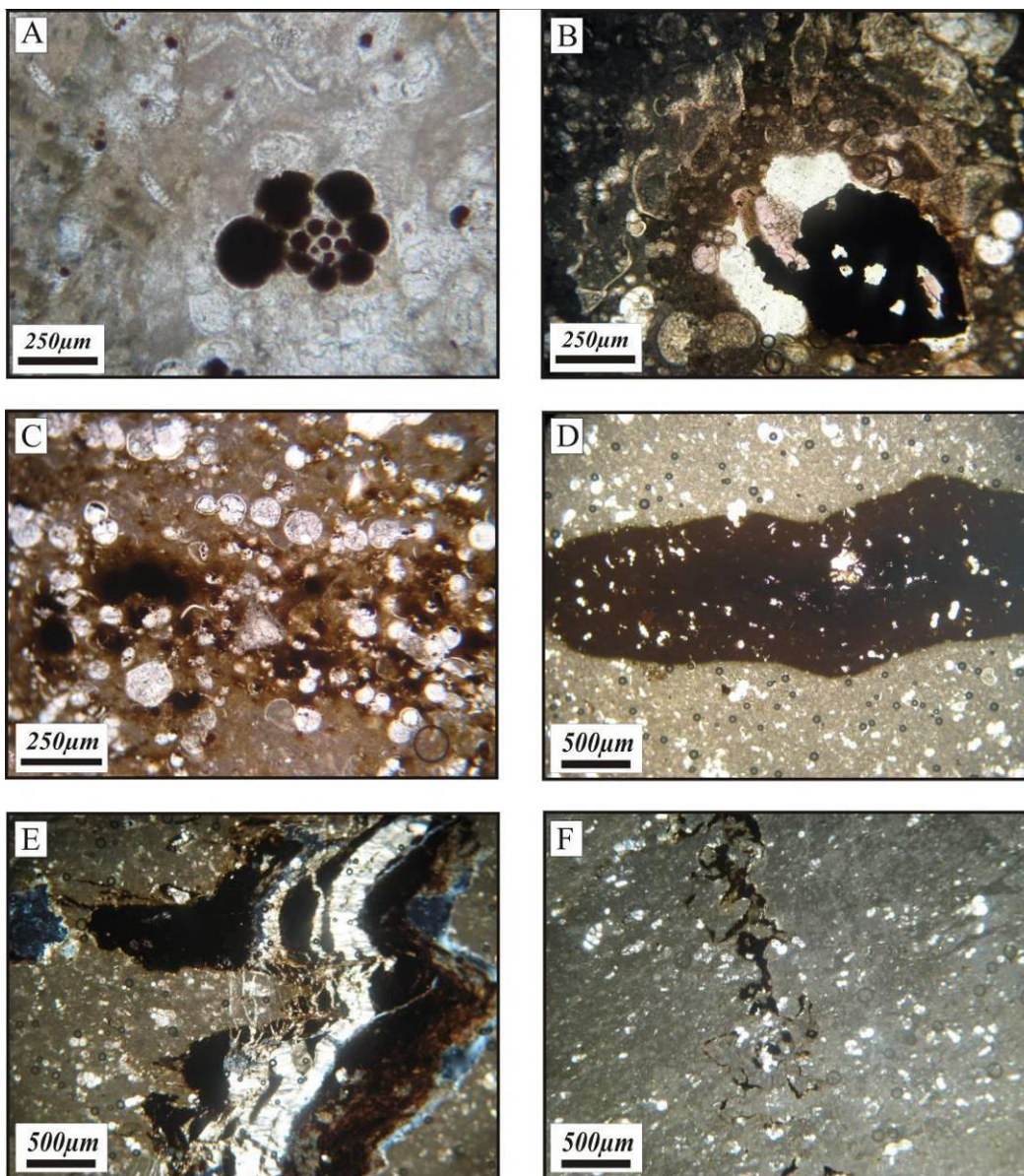
هماتیت یک کانی آپیک است و دارای انعکاس نوری قرمز تیره می‌باشد و به ندرت به فرم بلور شکل دار دیده می‌شود. معمولاً به صورت توده‌های بی شکل است. هماتیت معمولاً در طی هوازدگی و اکسیداسیون پیریت یا سایر کانی‌های سولفید آهن تشکیل می‌شود (شول و شول، ۲۰۰۶). در سازند ایلام آهن‌دار شدن رسوبات به فراوانی و به فرم

فسفاتی شدن

یکی دیگر از فرآیندهای دیاژنتزی که در سازند ایلام مشاهده می‌شود فسفاتی شدن است که به صورت رگه‌ای و جانشینی فسیل‌ها دیده می‌شوند (شکل ۵-۵-E و F). فرامینیرها به عنوان یکی از منابع تامین ترکیبات آلی حاوی فسفر نقش اساسی به عهده دارند. منشاء تامین کلسیم نیز از پوسته فرامینیرها می‌باشد (پریوت و لوکاس، ۱۹۸۶).

رگه‌ها و تجمع در امتداد رگه‌های استیلولیتی دیده می‌شود (شکل ۶).

پرکننده حجرات فسیلی، پرکننده حفرات انحلالی، آغستگی زمینه میکرایتی، نودول آهن، پرکننده



شکل ۶- فرآیند آهن‌دار شدن. (A) پرکننده حجرات فسیلی. (B) پرکننده حفرات انحلالی. (C) آغستگی زمینه میکرایتی. (D) نودول آهن. (E) پرکننده رگه‌ها. (F) پرکننده استیلولیت.

فابریک (تخلخل درون دانه‌ای) و بدون ارتباط با فابریک (تخلخل حفره‌ای و شکستگی) تقسیم کرد.

تخلخل درون دانه‌ای

انواع تخلخل

براساس طبقه بندی چوکت و پری (چوکت و پری، ۱۹۷۰)، تخلخل‌های مشاهده شده در سازند ایلام را می‌توان به دو گروه انتخاب شده توسط

به طور ناقص با اکسید آهن پر شده‌اند (شکل ۷-B و C).

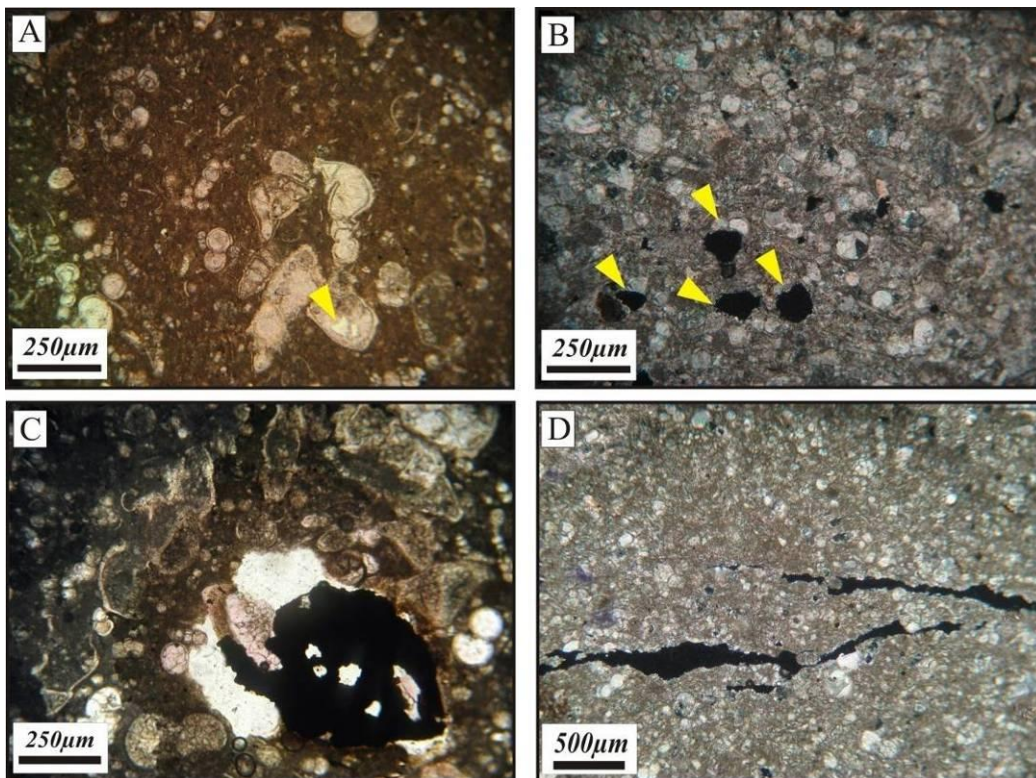
تخلخل حاصل از شکستگی

این تخلخل به همراه تخلخل حفره‌ای از فراوان-ترین تخلخل‌های موجود در سازند ایلام به شمار می‌آیند که گاهی به طور ناقص با سیمان کلسیتی پر شده‌اند (شکل ۷-D). در جدول ۱ توالی دیاژنتیکی سازند ایلام در برش مورد مطالعه ترسیم شده است.

این نوع تخلخل در سازند ایلام به مقدار خیلی اندک دیده می‌شود. شکل (۷-A) تخلخل درون دانه‌ای که در اثر پر شدن ناقص حفرات فرامینفر پلاژیک برجای مانده را نشان می‌دهد.

تخلخل حفره‌ای

این نوع تخلخل در اکثر رخساره‌های سازند ایلام قابل مشاهده هستند. این حفرات دارای اندازه‌ها و اشکال مختلفی بوده و به نظر می‌رسد که هیچ گونه ارتباطی با یکدیگر ندارند. این نوع تخلخل از معمول‌ترین تخلخل در سازند ایلام است که گاهی



شکل ۷- (A) تخلخل درون دانه‌ای. (B) تخلخل حفره‌ای خالی. (C) تخلخل حفره‌ای که به طور ناقص با آهن پر شده است. (D) تخلخل حاصل از شکستگی.

جدول ۱ - توالی دیاژنتیکی سازند ایلام در برش مورد مطالعه.

تاخیری	اولیه	فرآیندهای دیاژنتیکی
	██████████	تخلخل‌های اولیه
	██████████	میکریتی‌شدن
	██████████	سیمان کلسیتی هم بعد
	██████████	تخلخل‌های ثانویه
	██████████	آهن‌دار شدن
	██████████	گلاکونیتی‌شدن
	██████████	فسفاتی‌شدن
	██████████	پیریتی‌شدن
	██████████	شکستگی و تغییر شکل دانه‌ها
	██████████	استیلولیتی‌شدن

با توجه به حضور فرامینیفراهای پلانکتونیک به محیط رمپ خارجی^۱ نسبت داده می‌شود. زمینه سنگ از نوع میکریتی و به صورت گل پشتیبان^۲ می‌باشد. این میکروفاسیس از نظر بلوغ بافتی، نابالغ بوده که به علت فراوانی گل، در یک محیط کم انرژی نهشته شده است (فولک، ۱۹۶۲) و با میکروفاسیس استاندارد RMF3 فولگل (فولگل، ۲۰۱۰) قابل مقایسه است (شکل ۸-A).

۲- اولیگوسترینا / ماکروگلوبوژرینیلوئیدس / هتروهلیکس پکستون:

در این میکروفاسیس فراوانی بیشتر با هتروهلیکس می‌باشد ولی اولیگوسترینا و ماکروگلوبوژرینیلوئیدس به میزان کمتر نسبت به هتروهلیکس مشاهده می‌شود. همچنین خرده‌های

میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی سازند ایلام
بر اساس مطالعات انجام شده تعداد پنج تیپ میکروفاسیس مربوط به بخش‌های عمیق حوضه و زیر محیط رمپ خارجی (Outer ramp) شناسایی شده‌اند که بیشتر از نظر نوع اجزا بیوکلاستی از یکدیگر قابل تفکیک هستند و انواع آنها به قرار زیر می‌باشند:

۱- هتروهلیکس / گلوبوترونکانا / ماکروگلوبوژرینیلوئیدس و کستون:

اجزای اصلی تشکیل دهنده این میکروفاسیس شامل گونه‌های مختلف فرامینیفراهای پلانکتونیک نظیر هتروهلیکس، گلوبوترونکانا و ماکروگلوبوژرینیلوئیدس می‌باشد. در کنار این فرامینیفراها خرده‌های خارپوست، قطعات اینوسراموس به صورت پراکنده دیده می‌شود. این میکروفاسیس

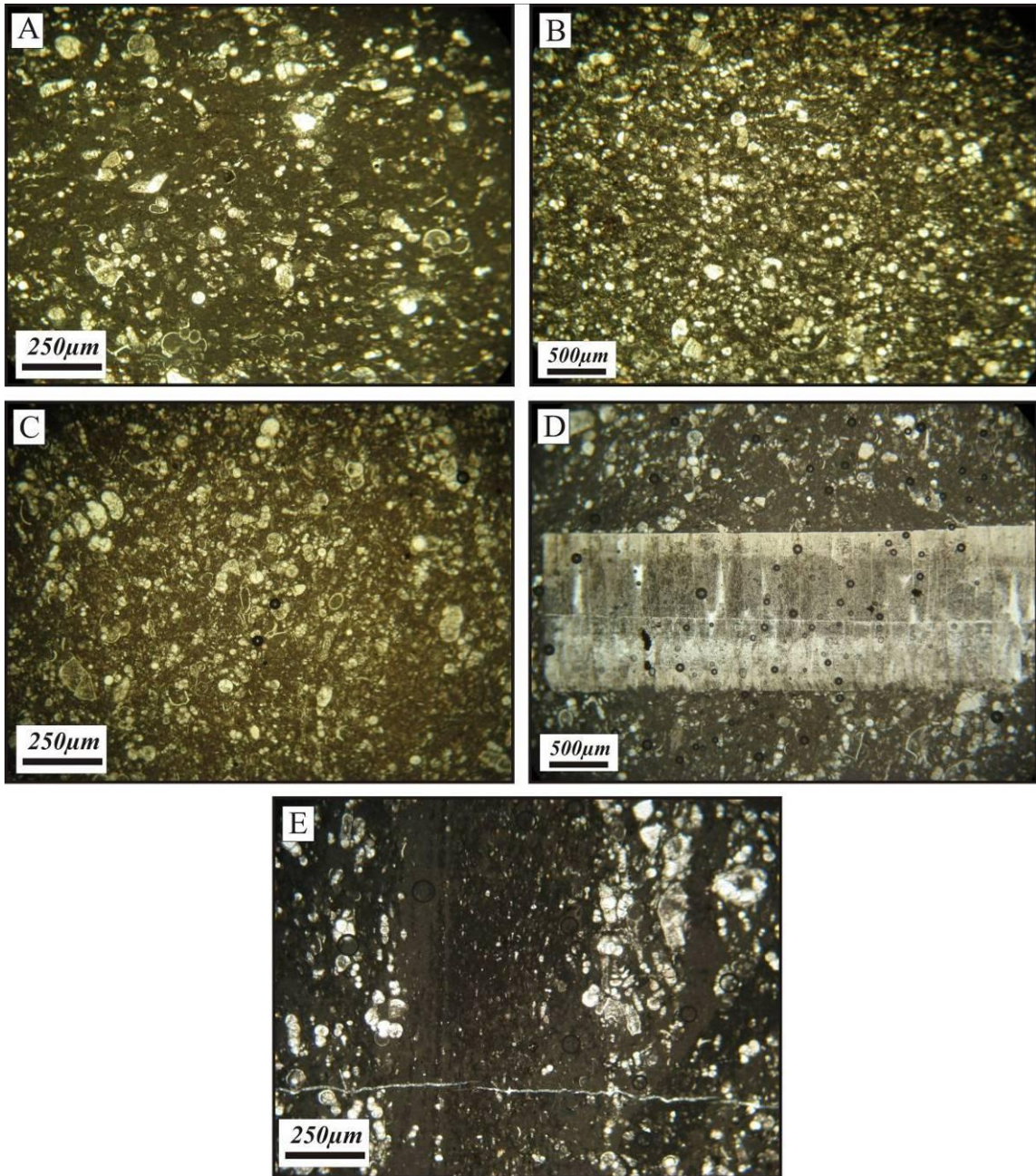
1 -Outer ramp

2 -Mud supported

بررسی فرآیندهای دیاژنتیکی، میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های پلاژیک

فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) و مربوط به محیط رمپ خارجی می‌باشد (شکل ۸-۸).

خارپوست و فرامینیفر بنتیک (لنتیکولینا) نیز دیده می‌شود. این میکروفاسیس مطابق RMF3



شکل ۸-۸) هتروهلکس/گلوبوترونکانا / ماکرو گلوبوژرینیلوئیدس و کستون. (B) اولیگوسترینا / ماکرو گلوبوژرینیلوئیدس / هتروهلکس / گلوبوترونکانا / مارجینوترونکانا / کستون. (D) هتروهلکس / ماکرو گلوبوژرینیلوئیدس / اینوسراموس / کستون. (E) گلوبوترونکانا / هتروهلکس / ماکرو گلوبوژرینیلوئیدس و کستون / کستون.

فرعی استراکود و فرامینیفر بنتیک (لنتیکولینا) می‌باشد که در زمینه میکریتم قرار دارند. این میکروفاسیس مطابق با RMF3 فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) و مربوط به زیر محیط رمپ خارجی می‌باشد (شکل ۸-E).

تفسیر محیط رسوبی و ارائه مدل رسوبی

همان گونه که در بالا ذکر شد، تمام میکروفاسیس‌های تشکیل دهنده سازند ایلام از فرامینیفرهای پلانکتونی در زمینه‌ای از گل آهکی تشکیل شده و تغییرات رخساره‌ای بسیار ناچیز را نشان می‌دهند. اجزای فرعی این میکروفاسیس‌ها شامل استراکود، فرامینیفرهای بنتیک کوچک، دوکفه‌ای‌ها و اینوسراموس، قطعات خارپوست، کلسی‌اسفر و سوزن‌های اسفنج تشکیل شده است. در هیچ یک از رخساره‌ها اجزای غیر اسکلتی (به جز گلاکونیت، پیریت، چرت) و آواری دیده نمی‌شود. تمام حجره‌های فسیلی توسط کلسیت اسپاری، گل آهکی، پیریت پر شده است. ریز بودن دانه‌ها و حضور فسیل‌های پلانکتونی در این رخساره‌ها نشان دهنده ته‌نشست این رخساره‌ها در بخش‌های عمیق و آرام حوضه است (پوپلرایتر، ۲۰۰۲). نرخ انباشتگی این نوع نهشته‌های پلاژیک آهکی یکنواخت و آرام بوده و در نتیجه مجموعه رخساره‌های تشکیل شده در چنین شرایطی شامل سنگ آهک‌های کم انرژی و ریز دانه است که تغییرات رخساره‌ای خیلی کمی را نشان می‌دهند. عدم حضور دانه‌های غیر اسکلتی و کوارتز در همه رخساره‌ها که به ترتیب عمدتاً در بخش کم عمق پلت‌فرم کربناته و در مناطق نزدیک ساحل محدود هستند، می‌تواند دلیل بر عمیق بودن این رخساره‌ها باشد (گیشر و لومانند، ۲۰۰۵).

یکی دیگر از اختصاصات این رخساره‌ها داشتن گل آهکی تیره و پرشدگی حجره‌های فرامینیفرها و جانشینی گل آهکی توسط پیریت دانه تمشکی

۳- هتروهلیکس / گلوبوترونکانا / مارجینوترونکانا پکستون:

اجزای اصلی تشکیل دهنده این میکروفاسیس به طور تقریباً مساوی از فرامینیفرهای پلانکتونیک نظیر هتروهلیکس، گلوبوترونکانا، مارجینوترونکانا و ماکروگلوبوژرینیلوئیدس می‌باشد که به همراه آن-ها صدف‌های استراکود خرده‌های خارپوست و اینوسراموس و سوزن‌های اسفنج دیده می‌شوند، که از اجزای فرعی تشکیل دهنده این میکروفاسیس هستند. به دلیل وجود شواهدی نظیر وجود گل، فسیل‌های پلانکتونیک، پیریت، فقدان موجودات کفزی این میکروفاسیس در یک محیط نسبتاً عمیق، آرام و کم انرژی، در منطقه عدم نفوذ نور، فقیر از اکسیژن و بی‌هوای نهشت یافته است. این رخساره مانند رخساره قبلی ویژگی‌های محیط عمیق رمپ خارجی را دارد و مربوط به RMF3 فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۸-C).

۴- هتروهلیکس / ماکروگلوبوژرینیلوئیدس / اینوسراموس پکستون:

اجزای اصلی تشکیل دهنده این میکروفاسیس به ترتیب فراوانی شامل قطعات اینوسراموس، ماکروگلوبوژرینیلوئیدس و هتروهلیکس می‌باشند که به همراه سوزن‌های اسفنج در زمینه میکریتمی قرار گرفته‌اند. این میکروفاسیس نیز مانند نمونه-های قبلی به محیط رمپ خارجی تعلق داشته و مربوط به RMF3 فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) می‌باشد (شکل ۸-D).

۵- گلوبوترونکانا / هتروهلیکس / ماکروگلوبوژرینیلوئیدس و کستون / پکستون:

اجزای اصلی تشکیل دهنده این میکروفاسیس به ترتیب گلوبوترونکانا، هتروهلیکس و ماکروگلوبوژرینیلوئیدس به همراه اجزای تشکیل دهنده

پلاژیک است. همچنین با مقایسه میکروفاسیس-های ذکر شده با میکروفاسیس‌های استاندارد ارائه

بررسی فرآیندهای دیاژنتیکی، میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های پلاژیک یز می‌توان وفاسیس‌ها

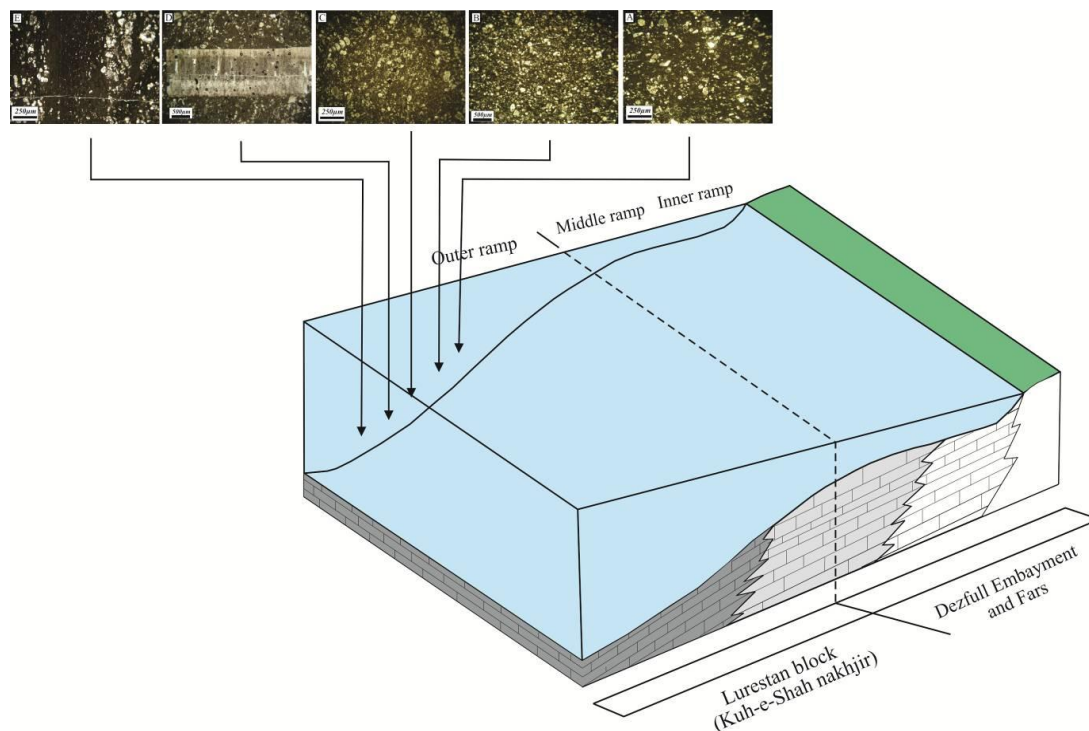
بخش عمیق حوضه یک پلت‌فرم کربناته بوده است. اما با توجه به شواهد موجود نمی‌توان در مورد شلف یا رمپ بودن این پلت‌فرم قضاوت کرد (شکل ۹).

با توجه به تقسیمات ساختاری زاگرس که توسط هاینز و مک کویلن (هینز و مک کولان، ۱۹۷۴) انجام شد، حوضه پلت‌فرم زاگرس را به بلوک‌های مختلفی تقسیم کردند که عمیق‌ترین رسوبات حوضه زاگرس در بلوک لرستان نهشت یافته است.

درج‌زا است. به طور کلی، رنگ‌ها بازتاب فراوانی مواد آلی و اکسایش آهن و ترکیبات آن است.

فسیل‌ها دیده می‌شوند، شاخص سنگ‌های آهکی محیط‌های عمیق (فلوگل، ۲۰۱۰)، و شرایط بی‌اکسیژنی و احیایی در هنگام تشکیل این طبقات است (شالک و پوپ، ۲۰۰۵). همچنین وجود گلاکونیت در این میکروفاسیس‌ها نشان دهنده آب‌های عمیق کم‌اکسیژن و نرخ کم رسوب‌گذاری است (اودین و متر، ۱۹۸۱).

همان‌گونه که ذکر گردید تمام شواهد رسوب-شناسی و فسیل‌شناسی نشان دهنده ته‌نشست این میکروفاسیس‌ها در آب‌های عمیق و در شرایط



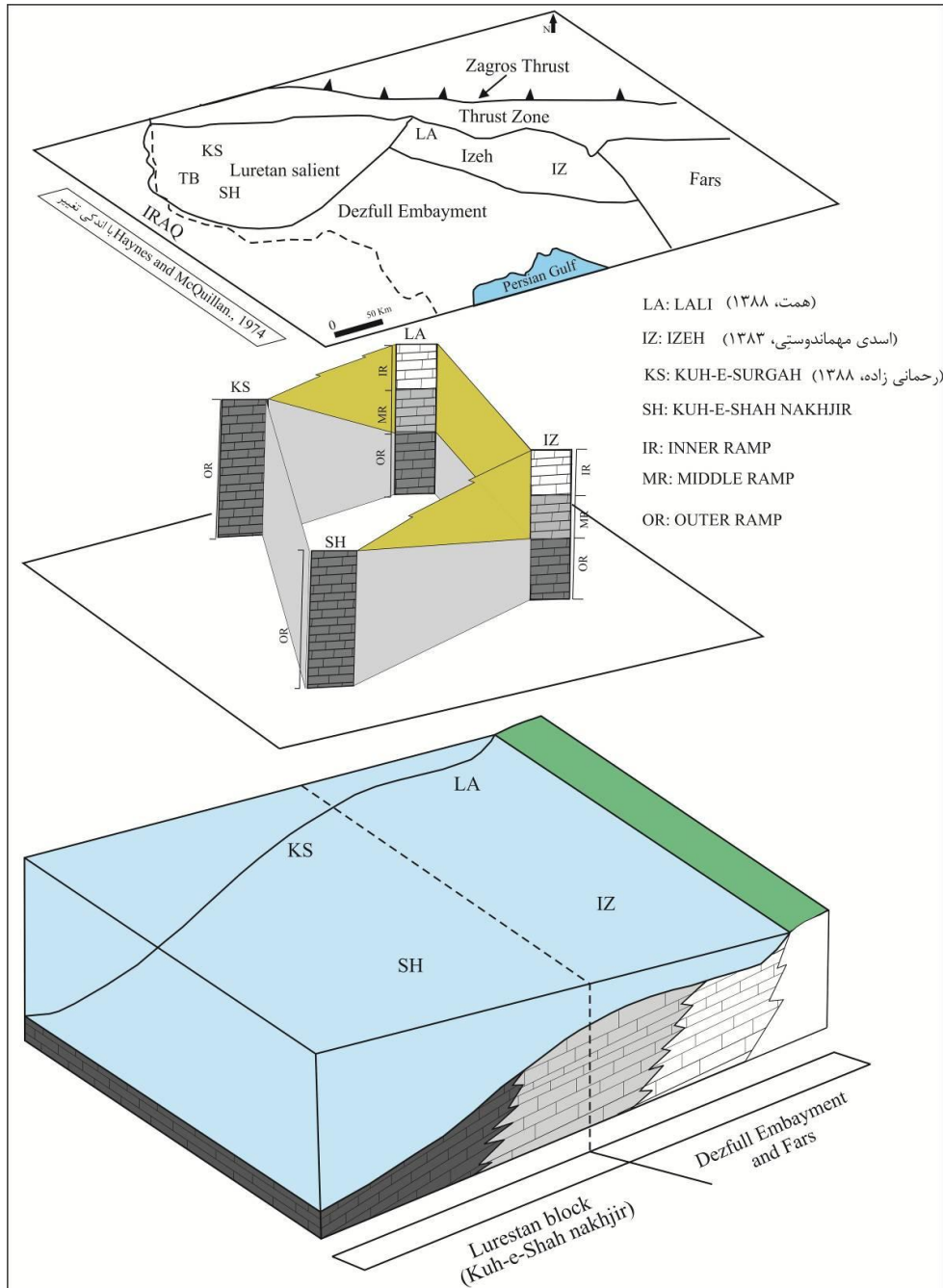
شکل ۹- مدل محیط رسوبی احتمالی سازند ایلام در برش مورد مطالعه.

ایلام ممکن است یک یا هر دو نوع رخساره‌ها را شامل شود. همچنین با توجه به مطالعات انجام شده بر روی سازند ایلام آدابی و اسدی مهماندوستی، ۲۰۰۸) در منطقه ایزه (IZ)، همت

سازند ایلام در حوضه زاگرس شامل دو نوع رخساره کم عمق و عمیق است که در لرستان رخساره‌های عمیق غلبه بیشتری دارد (چهارده چریک، ۱۳۸۵). اما در فروافتادگی دزفول و ناحیه فارس، سازند

لرستان واقع‌اند، فقط دارای رخساره‌های پلاژیک می‌باشند که نشان می‌دهد محیط رسوبی سازند ایلام یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ کم عمق بوده که رخساره عمیق آن در بلوک لرستان تشکیل شده است (شکل ۱۰).

در منطقه دشت لالی (LA)، که هر دو منطقه در فروافتادگی دزفول واقع‌اند دارای دو رخساره کم عمق و عمیق می‌باشند، رحمانی‌زاده (۱۳۸۸) در برش کوه سورگاه (KS) و برش مورد مطالعه در کوه شاه نخجیر (SH) که در بلوک



شکل ۱۰- تطابق سازند ایلام در نقاط مختلف حوضه زاگرس (ستون‌های چینه‌شناسی بدون توجه به مقیاس واقعی ترسیم شده‌اند) و محیط رسوبی آنها.

نتیجه‌گیری

سازند ایلام به سن سانتونین - کامپانین در برش کوه‌شاه‌نخجیر، در جنوب غرب ایلام، با ضخامت ۱۷۲ متر، از نظر چینه‌سنگی به صورت رخساره-های کربناته پلاژیک با میان لایه‌های آهک مارنی و شیلی در صحرا قابل مشاهده است. براساس مطالعات پتروگرافی فرآیندهای دیاژنتزی سازند ایلام شامل سیمانی شدن، تراکم فیزیکی و شیمیایی، جانیشینی (سیلیسی شدن، فسفاتی شدن، گلاکونیتی شدن و همچنین آهن‌دار شدن) به همراه تخلخل‌های بین دانه‌ای و تخلخل‌های ثانویه حفره‌ای و شکستگی می‌باشند. با بررسی پتروگرافی و خصوصیات بافتی پنج رخساره

هتروهلیکس / گلوبوترونکانا / ماکروگلوبو ژرینیلوئیدس وکستون، اولیگوسترینا / ماکروگلوبو ژرینیلوئیدس / هتروهلیکس پکستون، هتروهلیکس / گلوبوترونکانا / مارجینوترونکانا پکستون، هتروهلیکس / ماکروگلوبوژرینیلوئیدس / اینوسراموس پکستون، گلوبوترونکانا / هتروهلیکس / ماکروگلوبوژرینیلوئیدس وکستون / پکستون شناسایی گردید. با توجه به میکروفاسیس‌های شناسایی شده، فرآیندهای دیاژنتزی و همچنین مطالعات پیشین انجام گرفته در نواحی مجاور، محیط رسوبی این سازند در زمان تشکیل در لرستان دریای عمیق بوده است.

منابع

کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۲۶۴ صفحه.

- چهارده چریک، غ.، ۱۳۸۵. زیست چینه‌نگاری سازند ایلام (مقطع تیپ) بر اساس فرامینیفیرهای پلانکتونیک، جنوب غرب ایلام، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۴۲ صفحه.

- Adabi, M.H., and Asadi Mehmandosti, E., 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.
- Choquette P.W., and Pray L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 54, p. 207-250.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, p. 205, 507.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 1, p. 108-121.
- Ehrenbarg, S.N., 2006. Porosity destruction in carbonate platforms. *Journal of Petroleum Geology*, v. 29, p. 41-52.

- رحمانی‌زاده، ح.، ۱۳۸۸. محیط رسوبی سازند ایلام در کوه‌سورگه و مقایسه آن با برش سیاه کوه (ایلام)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۱۹۰ صفحه.

- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین شناسی ایران - چینه شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۳ صفحه.

- موسوی حرمی، ر.، ۱۳۸۳. رسوب شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی. ۴۷۴ صفحه.

- همت، م.، ۱۳۸۸. ژئوشیمی، دیاژنتز و محیط سازند ایلام در کوه گورپی و مقایسه آن با چاه-های شماره ۲ و ۵ میدان کازرون، پایان‌نامه

- “Lower Member” of the khuff Formation (Late Permian), Al Qasim Province, Saudi Arabia. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 25, p. 719-734.
- Lucia, F.J., 2007. Carbonate Reservoir Characterization. Second Edition, Springer, 336p.
 - McBride, E.F., 1989. Quartz cements in sandstone: a review. *Earth-Science Reviews*, v. 26, p. 69-112.
 - Odin, G., and Matter, A., 1981. De glauconiarum origine. *Sedimentology*, v. 28, p. 611-641.
 - Poppelreiter, M., 2002. Facies, cyclicity and reservoir properties of the lower Muschelkalk (Middle Teiassic) in the NE Netherland. *Facies*, v. 46, p. 119-132.
 - Prevot, L., and Lucas, J., 1986. Microstructure of Apatite-Replacing Carbonate in Synthesized and Natural Sample. *Journal Sedimentary Petrology*, v. 57, p. 154-159.
 - Scholle, P.A., and Scholle, D.S., 2006. A Colore Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. Published by American Association of Petroleum Geologists, Tulasa, Oklahoma, U.S.A. 459 p.
 - Schulke, I. and Popp, A., 2005. Microfacies development, sea-level change conodont stratigraphy of foraminifera mid to deep platform deposits of the Beringhauser tunnel section (Rheinisches Schiefergebirge, Germany). *Facies*, v. 50, p. 674-664.
 - Tucker, M.E., and Wright V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 404 p.
 - Falcon, N.L., 1961. Major earth-flexuring in the Zagros Mountains of South-West Iran. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, v. 117, p. 367-376.
 - Fluge I, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application, Springer Verlag, Berlin, 984 p.
 - Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types, in: Ham WE (ed) Classification Of Carbonate Rocks-symposium. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 1, p. 62-84.
 - Gischler, E. and Lomando, A.J., 2005. Offshore sedimentary facies of a modern carbonate ramp, Kuwait, northwestern Arabian-Persian Gulf. *Facies*, v. 50, p. 443-462.
 - Goldhaber, M.B., 2004. Sulfur-rich sediments. In: Mackenzie, F.T. (Eds.) Sediments diagenesis, and sedimentary rocks, Treatise on Geochemistry. Elsevier, Amesterdam, p. 257-288.
 - Haynes, S.J. and McQuillan, H., 1974. Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran. *Geological Society of American Bulletin*, v. 85, p. 739-744.
 - James, G.A., and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphy Nomenclature of Iranian Oil Consortiom Agreement Area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 49, p. 2183-2245.
 - Jorgensen B.B., 1977. Bacterial sulfate reduction within reduced micro-niches of oxidised marine sediments. *Marine Biology*, v. 41, p. 7-17.
 - Khalifa, M.A., 2005. Lithofacies, diagenesis and cyclicity of the