

تاریخچه رسوبگذاری و چینه‌نگاری سکانسی سنگ آهک‌های کرتاسه زیرین در منطقه امان آباد واقع در جنوب مشهد

محبوبی، اسداله^۱؛ موسوی حرمی، رضا^{۱و۲}؛ نجفی، مهدی^۱؛ یحیی شیبانی، وصال^۱

^۱ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

^۲ گروه علوم زمین، دانشگاه آیوا، آیوا

(دریافت: ۸۱/۹/۱۵؛ پذیرش: ۸۱/۱۱/۲۱)

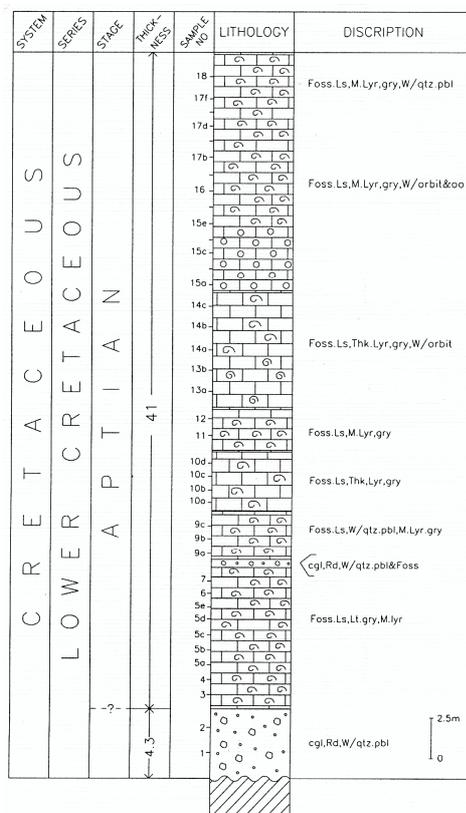
چکیده

رسوبات کرتاسه زیرین بطور پراکنده در جنوب مشهد در رشته کوه‌های بینالود رخنمون دارند که بخش اعظم این رخنمون در شمال روستای امان آباد قرار دارد. ضخامت این رسوبات در ۴ برش اندازه‌گیری شده از ۳۰ تا ۸۵ متر در تغییر است و عمدتاً از سنگ آهک و مقادیر ناچیزی سنگهای سیلیسی آواری شامل ماسه سنگ و کنگلومرا تشکیل شده‌اند. بدلیل وجود مقادیر زیادی اریبتولین به ویژه گونه Iraqia simplex سن این واحد آپسین تعیین شده است. نتایج مطالعات پتروگرافی و ۱۰۵ مقطع نازک نشان داده است که رسوبات منطقه مورد مطالعه از ۴ رخساره کربناته و ۲ رخساره سیلیسی آواری تشکیل شده است. رخساره‌های کربناته در یک پلاتفرم کم عمق از نوع رمپ و در چهار زیر محیط دریای باز (Open marine)، پشته (Shoal)، لاگون (Lagoon) و ساحل / پهنه جزر و مدی (beach / Tidal flat) بر جای گذاشته شده‌اند. سنگهای سیلیسی آواری بخش زیرین توالی کرتاسه زیرین در این ناحیه عمدتاً در محیطهای قاره‌ای برجای گذاشته شده‌اند. همچنین شواهد صحرایی و آزمایشگاهی سنگ آهکهای کرتاسه زیرین منجر به تشخیص دو سکانس رسوبی DS1 و DS2 در مقطع بازحوض و یک سکانس رسوبی در سایر نقاط مورد مطالعه شده است که توسط مرزهای فرسایشی (SB1) محصور شده‌اند. هر یک از سکانسها از تعدادی پاراسکانس کم عمق شونده تشکیل شده است که با رخساره‌های بخش عمیق تر دریا شروع شده و به رخساره‌های کم عمق ختم می شوند. مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در توالی های مطالعه شده با منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا نیز نشان می‌دهد که این منحنی ها تا حدودی همخوانی داشته و تفاوت‌های موجود ناشی از رویدادهای محلی بوده است.

واژه‌های کلیدی: کرتاسه زیرین، بینالود، چینه‌نگاری سکانسی، امان آباد.

مقدمه

رشته کوه‌های بینالود یک سلسله جبال سینوسی با روند شرقی- غربی و تحدب به سمت شمال را در شمال شرق ایران تشکیل می‌دهد که ادامه شرقی سلسله جبال البرز است. از نظر موقعیت ژئوتکتونیک، بینالود در لبه شمال شرق خرد ورق ایران در جنوب خط درز پالتوتیس قرار گرفته است و در برگرنده سنگ‌های پالتوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک است (Alavi, 1991). سنگ آهک‌های کرتاسه زیرین در منطقه مورد مطالعه بصورت پراکنده در جنوب مشهد رخنمون دارند که قسمت اعظم آنها در شمال روستای امان آبان قابل مشاهده است. این واحدهای آهکی به دلیل داشتن مقادیر فراوانی اربیتولین (گونه iraqia simplex) سن آپسین را نشان می‌دهند. این واحد چینه‌ای در منطقه مورد مطالعه بین ۳۰ تا ۸۵ متر ضخامت داشته و عمدتاً از سنگ آهک‌های دانه متوسط تا ریز حاوی خرده‌های اسکلتی و مقادیر کمی ماسه سنگ و کنگلومرا تشکیل شده است (شکل ۱).

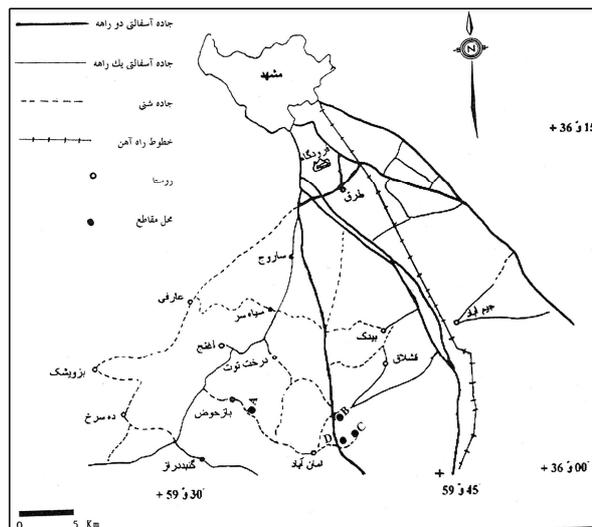


شکل ۱- ستون چینه شناسی مقطع باز حوض (غربی ترین منطقه مورد مطالعه)

این سنگها که توسط چندین گسل قطع شده‌اند به طور تدریجی بر روی یک واحد کنگلومرایی که احتمالاً معادل سازند شوربچه با سن نئوکومین در حوضه رسوبی کپه داغ است بر جای گذاشته شده‌اند. از آنجائیکه رسوبات کرتاسه این منطقه تاکنون بطور تفصیلی از نظر تاریخچه رسوبگذاری و چینه‌نگاری سکانسی مورد مطالعه قرار نگرفته است، لذا هدف از انجام این تحقیق بررسی تغییرات رخساره‌ای و تحلیل آنها، تفسیر محیط رسوبگذاری، ارائه مدل رسوبی و بکارگیری نتایج آن جهت تفکیک سکانسهای رسوبی و نهایتاً تفسیر منحنی تغییرات سطح آب دریا در ناحیه مورد مطالعه و مقایسه آن با منحنی‌های ارائه شده توسط سایر محققین است. برای دسترسی به این اهداف از اطلاعات صحرایی و نیز مطالعات پتروگرافی استفاده شده است.

روش مطالعه

به منظور رسیدن به اهداف تعیین شده، تعداد ۴ مقطع چینه‌شناسی در صحرا انتخاب و اندازه‌گیری شده (شکل ۲) و تعداد ۱۳۰ نمونه براساس تغییرات رخساره‌ای جمع‌آوری شده است (شکل ۳). جهت تشخیص وجود یا عدم وجود دولومیت، مقاطع نازک تهیه شده به روش دیکسون (Dickson, 1965&1966) با استفاده از آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم رنگ آمیزی شده‌اند. همچنین برای تشخیص و تفکیک رخساره‌های سنگی، تعداد ۱۰۵ مقطع نازک مورد بررسی دقیق پتروگرافی قرار گرفته است.



شکل ۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه، محل مقاطع چینه‌شناسی اندازه‌گیری شده به صورت A, B, C, D در روی شکل نمایش داده شده است.



شکل ۳- نمای کلی از سنگ آهکهای مقطع باز حوض.

برای هریک از نمونه‌های کربناته قطعات اسکلتی و غیراسکلتی، سیمان، ماتریکس و ذرات آواری شناسایی شده و اندازه قطر هریک از اجزاء توسط میکرومتر تعیین شده است. همچنین درصد فراوانی دانه‌های تشکیل‌دهنده اصلی و فرعی با استفاده از چارت مقایسه‌ای (Flugel, 1982) تخمین زده شده است. سنگهای کربناته براساس کیفیت و کمیت هریک از اجزاء اسکلتی و غیراسکلتی به روش (Dunham, 1962) و (Wright, 1992) و سنگهای سیلیسی آواری براساس (Folk, 1980) نامگذاری شده‌اند.

رخساره‌های سنگی

مطالعات پتروگرافی و شواهد صحرایی رسوبات منطقه مورد مطالعه نشان داده است که این رسوبات از دونوع رخساره سنگی آهکی و سیلیسی آواری تشکیل شده‌اند. چهار گروه رخساره آهکی (D, C, B, A) در ناحیه مورد مطالعه شناسایی شده که به دلیل تنوع کمی و کیفی اجزاء اسکلتی و غیر اسکلتی و نیز تفاوت در اندازه ذرات تشکیل دهنده، هریک از این گروه‌ها به چندین رخساره و در مجموع ۱۴ رخساره تقسیم شده‌اند. لازم به ذکر است که رخساره‌های شناسایی شده متعلق به یک کمربند رخساره‌ای بوده و تنها موقعیت‌های متفاوت هریک از آنها در محیط منجر به تشکیل این رخساره‌ها شده‌است. در این قسمت به ترتیب هریک از این رخساره‌ها از سمت دریا به طرف خشکی و سپس شرایط و نحوه رسوبگذاری آنها تفسیر میگردد.

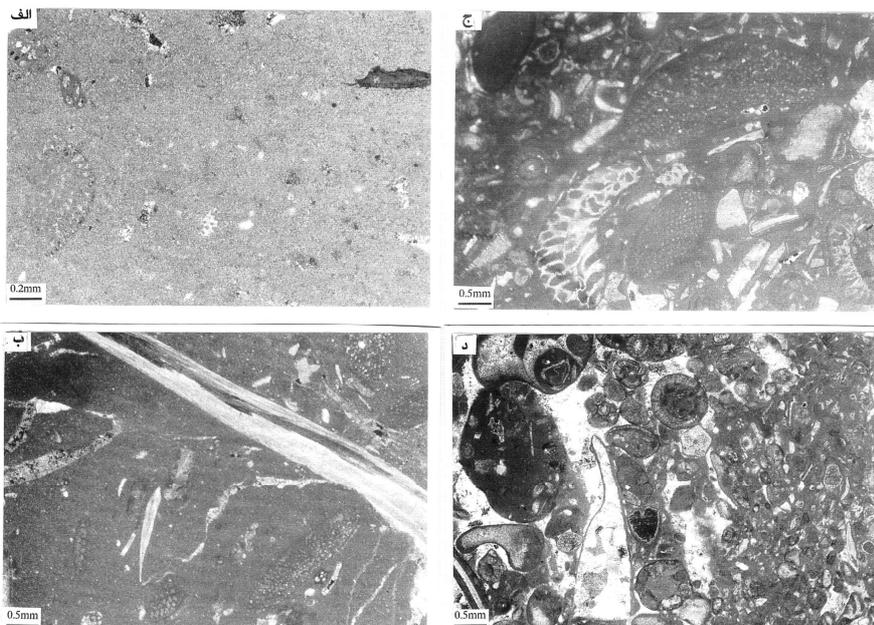
گروه رخساره A: این گروه از سه رخساره A1, A2, A3 تشکیل شده است که عبارتند از: **رخساره A1 (کلسی مادستون فسیل دار):** این رخساره دارای ۱۰-۱ درصد فسیل بوده که بیشتر شامل براکیوپود، بریوزوئر و اندکی اینتراکلاست می باشد. خمیره آن از میکریت تشکیل شده است. آثار رگه های کلسیتی و دولومیتی و استیلولیتی شدن نیز در آن دیده می شود. این رخساره در روی زمین به صورت کلسی لوتایت‌های خاکستری رنگ با لایه بندی نازک رخنمون دارد (شکل ۴ الف).

رخساره A2 (وکستون بیوکلسیتی): این رخساره حاوی خرده‌های اسکلتی دریایی نظیر براکیوپود، بریوزوئر، اکینودرم، پلسی پود، جلبک قرمز و مقدار کمتری اربیتولین و گاستروپود است که اکینودرم، براکیوپود و جلبک قرمز درصد بیشتری (در مجموع ۲۰ درصد) را به خود اختصاص می دهند. اندازه بیوکلست‌ها بطور متوسط در اندازه ماسه ریز تا متوسط است (شکل ۴ ب).

رخساره A3 (پکستون بیوکلسیتی): این رخساره حاوی بیش از ۵۰ درصد آلوکم بوده که شامل اکینودرم، براکیوپود، بریوزوئر، جلبک قرمز، لنتیکولینا و نیز الئید، اینتراکلاست و پلت است که در بین بیوکلست‌ها اکینودرم با قطر بین ۰/۴ تا ۰/۹ میلی متر، براکیوپود ۰/۴ تا ۱/۷ میلیمتر از درصد بالائی برخوردار هستند. قطر متوسط اجزاء تشکیل دهنده این رخساره نسبت به رخساره A2 بیشتر است. در مواردی علاوه بر ذرات کربناته، ذرات آواری کوارتز در حدود ۸-۱۰ درصد سنگ را تشکیل می دهند (شکل ۴ ج-د).

گروه رخساره B: این گروه از سه رخساره B1, B2, B3 تشکیل شده است.

رخساره B1 (گرینستون بیوکلسیتی): این رخساره بیشتر از ۵۰ درصد آلوکم دارد که شامل آلوکم‌های اسکلتی و نیز غیراسکلتی از جمله الئید، اینتراکلاست، و پلت است که گاه فراوانی ذرات غیراسکلتی به بیش از ۱۰ درصد می رسد. بیوکلست‌هایی نظیر جلبک قرمز، پلسی پود، اکینودرم، بریوزوئر، میلیولیده، اربیتولین و براکیوپود و نیز ذرات آواری نظیر کوارتز و فلدسپات (میکروکلین) در این رخساره وجود دارند که توسط سیمان اسپاری به هم متصل شده‌اند. این رخساره سنگی در روی زمین با لایه‌بندی متوسط حاوی طبقه‌بندی مورب مشخص می شود (شکل ۵ و ۶ الف).



شکل ۴ - الف) رخساره کلسی مادستون فسیل دار (A_1) (PPL)
 ب) رخساره وکستون بیوکلستی (A_2) که حاوی فسیل های براکیوپود، اربیتولین در یک زمینه میکریتی است (XPL).
 ج) رخساره پکستون بیوکلستی (A_3) که آثار فسیل های بریوزتر، اکینودرم، پلسی پود و مقدار پراکنده ای ائید و اینتراکلت در یک زمینه میکریتی مشاهده می شود (XPL).
 د) نمای دیگری از رخساره A_3 که اجزای اسکلتی به همراه اینتراکلت و ائید در آن مشاهده می شود. در این نمونه مقدار گل کمتر از نمونه ج است (XPL).

رخساره B2 (گرینستون الیتی خوب جور شده): ائید شاخص ترین و فراوان ترین آلوکم موجود در این رخساره سنگی است. ائیدها از نظر اندازه به یکدیگر نزدیکتر و به طور متوسط بین ۰/۶ تا ۰/۸ میلی متر قطر و در حدود ۵۰ درصد فراوانی دارند. هسته ائیدها از ذرات مختلفی از جمله خرده های اسکلتی و همچنین ذرات آواری کوارتز تشکیل شده است. ائیدها عمدتاً دارای مقطع دایره ای و برخی بیضوی یا میله ای شکل اند.

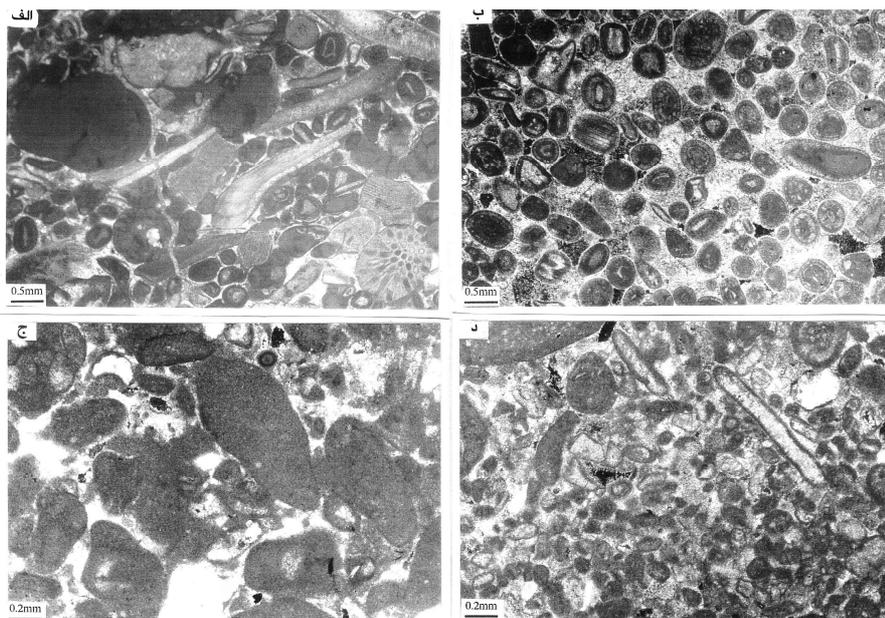
ائیدها دارای فابریک کاملاً حفظ شده متحدالمرکز و شعاعی و یا ترکیبی از هر دو می باشند که حاکی از کانی شناسی اولیه کلسیتی آنهاست (سندبرگ، ۱۹۸۵، محبوبی و همکاران، ۱۳۸۰). در برخی نمونه ها علاوه بر ائید تعدادی بیوکلت از جمله اربیتولین، براکیوپود و اکینودرم نیز

دیده می‌شود. این رخساره سنگی در روی زمین به صورت سنگ آهک نازک تا متوسط لایه با لامیناسیون مورب رخنمون دارد (شکل ۶ ب).

رخساره B3 (گرینستون اینتراکلاستی بیوکلست دار): اینتراکلاست‌ها از فراوان‌ترین آلوکم‌های موجود در این رخساره سنگی می‌باشند که فراوانی آنها در حدود ۲۸ درصد بوده و قطر متوسط آنها بین ۰/۴ تا ۰/۹ میلی‌متر می‌باشد. علاوه بر این ائید، لنتیکولینا، اکینودرم و پلت نیز در آن دیده می‌شوند. اینتراکلاست‌های موجود در این زیر رخساره به صورت نیمه گرد شده تا نیمه زاویه دارند و به اشکال مختلفی دیده می‌شوند. تعدادی از اینتراکلاست‌ها کاملاً گلی بوده و فاقد آلوکم آهکی هستند در حالی که گروهی علاوه بر میکریت حاوی خرده‌های اسکلتی نیز می‌باشند. بین دانه‌ها توسط سیمان اسپاری ریز تا متوسط پر شده است (شکل ۶ ج).



شکل ۵ - لایه بندی مورب در گروه رخساره سدی



شکل ۶ - الف) رخساره گرینستون بیوکلستی (B₁) حاوی ائید که فسیل های شاخص بریوزوئر، اکینودرم، براکیوپود و جلبک قرمز در یک زمینه اسپاریتی دیده می شود (XPL).
 ب) ائیدهای دایره ای و بیضوی شکل با ساختمان داخلی شعاعی و متحدالمرکز در رخساره گرینستون الیتی (B₂) (XPL).
 ج) رخساره گرینستون اینتراکلستی بیوکلست دار (B₃) که اینتراکلستهای گلی را در یک زمینه اسپاریتی در نور XPL نشان می دهد.
 د) رخساره گرینستون بیوکلستی وپلوئیدی (C₁) که بیوکلستهای اربیتولین، بریوزوئر، پلسی پود همراه با پلتها در یک زمینه اسپاریتی دیده می شود (XPL).

گروه رخساره C: در این گروه ۷ رخساره C₁, C₂, C₃, C₄, C₅, C₆, C₇ شناسایی شده است. رخساره C₁ (گرینستون بیوکلستی وپلوئیدی): در این رخساره بیشترین اجزاء آن شامل بیوکلستهایی نظیر میلیولیده، اربیتولین، لنتیکولینا، تکستولاریا، گاستروپود و تعداد کمتری اکینودرم، براکیوپود و جلبک قرمز است. پلت با قطر کمتر از ۰/۱ میلی متر در حدود ۲۰ درصد اجزاء تشکیل دهنده این رخساره را شامل شده و بین دانه ها را سیمان اسپاری پر می کنند (شکل ۶ د).

رخساره C2 (پکستون اینتراکستی): در این رخساره فراوان ترین جزء تشکیل دهنده اینتراکست می‌باشد که حدود ۲۸ درصد فراوانی داشته و قطر متوسط بین ۰/۵ تا ۱/۲ میلی متر است. آلوک‌های دیگر شامل میلیولیده، اربیتولین، گاستروپود، و مقدار کمی براکیوپود است. بین دانه‌های تشکیل دهنده توسط گل آهکی پر شده است (شکل ۷ الف).

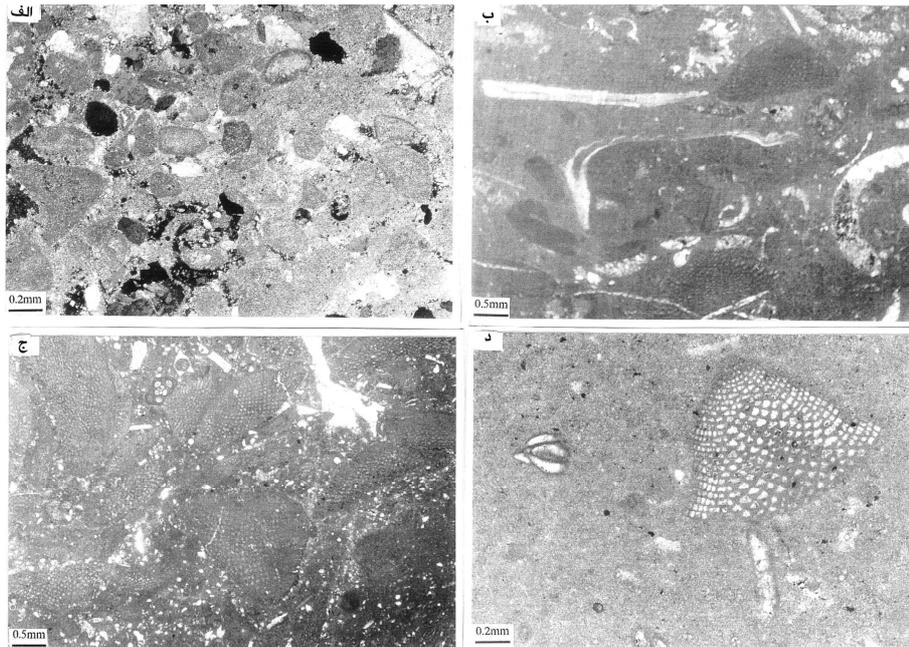
رخساره C3 (وکستون - پکستون بیوکلستی): عمده ترین اجزاء تشکیل دهنده این رخساره شامل خرده‌های اسکلتی نظیر اربیتولین، میلیولیده، تکستولاریا، لنتیکولینا، جلبک سبز و همچنین مقدار پراکنده ای خرده براکیوپود، بریوزوئر، گاستروپود و جلبک قرمز است که در بعضی نمونه‌ها ذرات کوارتز نیز دیده می‌شود. متوسط اندازه بیوکلست‌ها از ۰/۴ تا ۱/۹ میلی متر در تغییر است. فضای بین آلوک‌ها توسط میکریت پر شده است (شکل ۷ ب).

رخساره C4 (پکستون اربیتولین دار): فراوان ترین اجزاء تشکیل دهنده این رخساره اربیتولین می‌باشد که در حدود ۶۰ درصد فراوانی داشته و قطر متوسط آنها در حدود ۱/۵ میلی متر است. از دیگر خرده‌های اسکلتی موجود که به صورت پراکنده وجود دارد می‌توان به میلیولیده، گاستروپود، لنتیکولینا، براکیوپود، بریوزوئر و اکینودرم نیز اشاره نمود (شکل ۷ ج).

رخساره C5 (مادستون - وکستون): این رخساره سنگی با داشتن مقادیر پراکنده‌ای از خرده‌های اسکلتی نظیر جلبک سبز، میلیولیده، گاستروپود و اربیتولین و همچنین قطعات غیر اسکلتی پلت همراه با درصد فراوانی گل مشخص می‌شود (شکل ۷ د).

رخساره C6 (پکستون میلیولیده دار و پلت دار): این رخساره با داشتن آلوک‌هایی نظیر میلیولیده با قطر متوسط ۰/۳ میلی متر، پلت با قطر ۰/۱ میلی متر بیشترین اجزاء و بقیه شامل تکستولاریا، اربیتولین، جلبک سبز، اینتراکست، براکیوپود، پلسی پود و مقدار کمی کوارتز آواری مشخص می‌شود (شکل ۸ الف).

رخساره C7 (پکستون حاوی جلبک سبز): فراوان ترین آلوک موجود در این رخساره جلبک سبز است که ۲۰ درصد فراوانی داشته و قطر متوسط آنها بین ۰/۴ تا ۰/۹ میلی‌متر می‌باشد. اربیتولین، میلیولیده، لنتیکولینا، و کمی اینتراکست و پلسی پود و مقدار کمتری اجزاء غیر اسکلتی الئید نیز در آن موجود می‌باشد. آشفستگی زیستی نیز در تعدادی از نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۸ ب).



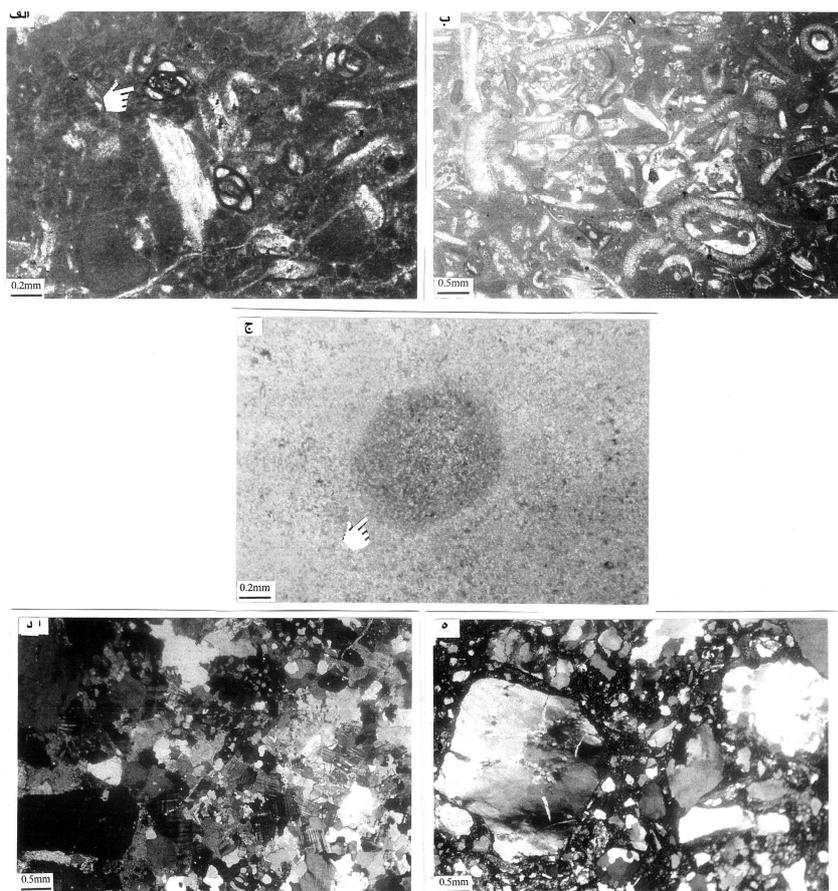
شکل ۷ - الف) رخساره پکستون اینتراکلاستی (C₂) که اینتراکلاستهای کاملاً میکریتی به همراه تعدادی بلور کوارتز مشاهده می‌شود (XPL).
 ب) رخساره وکستون - پکستون بیوکلاستی (C₃) که آثار اربیتولین، گاستروپود و جلبک سبز در شکل مشخص است (XPL).
 ج) رخساره پکستون حاوی اربیتولین (C₄) که در این زیر رخساره گونه‌های مختلفی از اربیتولین با تراکم بسیار بالایی مشاهده می‌شوند (XPL).
 د) رخساره مادستون - وکستون (C₅) که فسیلهای اربیتولین و میلیولیده به صورت پراکنده مشاهده می‌شود (XPL).

رخساره D (کلسی مادستون): این رخساره تماماً از گل آهکی تشکیل شده و هیچگونه آثاری از اجزاء اسکلتی در آن دیده نمی‌شود و فقط کمتر از ۱۰٪ ذرات آواری کوارتز در آن مشاهده می‌شود. رگه‌های کلسیتی و گاه دولومیتی به صورت متقاطع در آن دیده می‌شود. همچنین آثار استیلولیتی شدن در اکثر آنها مشخص است. این رخساره در روی زمین به صورت نازک لایه و به رنگ نخودی رخنمون دارد (شکل ۸ ج).

رخساره سنگی سیلیسی آواری: رخساره‌های سنگی سیلیسی آواری در توالی های مورد مطالعه از فراوانی کمتری برخوردارند و در زیر توالی مورد مطالعه و به مقدار خیلی کم در بخشهای میانی به صورت بین لایه‌ای با رسوبات آهکی رخنمون دارند. رسوبات سیلیسی آواری مورد مطالعه براساس اندازه ذرات تشکیل دهنده به دو دسته ماسه سنگ و کنگلومرا تقسیم می‌شوند که عبارتند از:

رخساره سنگی ماسه سنگ: کوارتز از اجزاء اصلی تشکیل دهنده ماسه سنگها بوده و مقدار آن بیش از ۵۰ درصد است. بعلاوه فلدسپات و خرده سنگ نیز در این ماسه سنگها دیده می‌شود. فلدسپات حدود ۲۷ درصد فراوانی داشته و خرده سنگ نیز حدود ۱۰ درصد بوده که بیشتر از نوع دگرگونی و رسوبی می‌باشد. کوارتزها از نظر اندازه در حد ماسه ریز تا درشت در تغییر هستند. با توجه به فراوانی فلدسپاتها که بیشتر از جنس میکروکلین است، رخساره ماسه سنگی از نوع آرکوز می‌باشد. سیمان بین دانه‌ها بیشتر کربناته و گاه سیلیسی است (شکل ۸ ه).

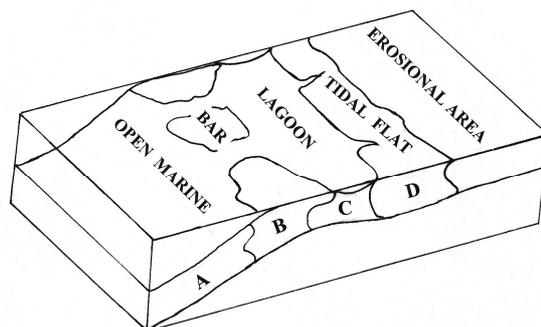
رخساره سنگی کنگلومرا: در این رسوبات کنگلومرا از نظر اندازه اجزای تشکیل دهنده به دودسته تقسیم می‌شوند. کنگلومرای نوع اول که عمدتاً از ذرات در اندازه درشت (۲ تا ۸ سانتیمتر) و جنس کوارتز و قطعات آهکی تشکیل شده است. کوارتزها با منشا پلوتونیک و دگرگونی و حالت نیمه گرد شده تا نیمه زاویه دار و به صورت مونوکریستالین و پلی کریستالین دیده می‌شود. این کنگلومراها دارای جورشدگی ضعیفی می‌باشند و عمدتاً دارای سیمان کربناته هستند. براساس تقسیم بندی (Pettijohn, 1975) این کنگلومرا از نوع خارج سازندی (Extraformational)، از نظر بافتی ارتوکنگلومرا و از نظر ترکیبی کنگلومرای پلی میکتیک می‌باشد. لازم به ذکر است که قطعات تشکیل دهنده عمدتاً از گرانیتهای ژوراسیک و کنگلومرای کوارتزار باسن ژوراسیک منشاء گرفته‌اند. کنگلومرای نوع دوم از نظر اندازه نسبت به نوع اول ریز تر است. قطر دانه‌ها به ۱ تا ۲ سانتیمتر می‌رسد و بیشتر از کوارتز نیمه گرد شده تا نیمه زاویه دار با جورشدگی ضعیف تشکیل شده‌است که با عنوان میکروکنگلومرا نامگذاری می‌گردد. این کنگلومرا نیز همانند نوع اول خارج سازندی و ارتوکنگلومرا و بر اساس تنوع اجزاء تشکیل دهنده از نوع پلی میکتیک است (شکل ۸ ه).



شکل ۸- (الف) رخساره پکستون حاوی میلیولیده و پلت (C₆) که درصد بالائی فرا مینیفرهای بنتیک به ویژه میلیولیده را در زمینه میکریتی نشان می‌دهد (XPL).
 (ب) رخساره پکستون حاوی جلبک سبز (C₇). در این زیر تصویر تعداد زیادی جلبک سبز داسی کلاد به همراه مقادیر کمتری اربیتولین در یک زمینه میکریتی مشاهده می‌شود (XPL).
 (ج) رخساره کلسی مادستون (D) که آشفته‌گی زیستی را در آن نشان می‌دهد (XPL).
 (د) ماسه سنگ دانه درشت آرکوز حاوی کوارتز و فلدسپات میکروکلین با سیمان آهکی (XPL).
 (ه) میکروکنگلوмера با کوارتزهای درشت همراه با سیمان آهکی و سیدریتی (XPL).

محیط رسوبگذاری و مدل رسوبی

نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که گروه رخساره A به دلیل داشتن مقادیر فراوانی از موجودات استنوهالین نظیر براکیوپود، بریوزوئر، اکینوودرم (Bone & James, 1993) به همراه مقدار زیادی گل در یک محیط با انرژی پائین و نرخ رسوبگذاری آرام که متناسب با محیط دریای باز و دور از ساحل است برجای گذاشته شده است. ضمناً وجود مقدار کمی از ذرات غیر اسکلتی نظیر ائیدواینتراکلست نشان می‌دهد که این ذرات احتمالاً از نواحی مجاور و پر انرژی به منطقه محیطهای دورتر از ساحل انتقال یافته‌اند. لازم به ذکر است که اختصاصات رخساره‌های A1, A2, A3 بسیار به یکدیگر نزدیک است و صرفاً اندازه و فراوانی اجزاء آلوکمی باعث تفکیک آنها از یکدیگر شده است و لیکن محیط رسوبی کلی این مجموعه دریای باز می‌باشد. با توجه به اینکه از رخساره A1 به طرف رخساره A3 اندازه دانه‌ها و فراوانی آنها تدریجاً افزایش یافته است لذا این شرایط رسوبگذاری در مناطق نزدیک‌تر به محیط سدی را نشان می‌دهد. همچنین عدم وجود گل آهکی و فراوانی زیاد دانه‌ها (grain supported) نظیر ائید و خرده‌های اسکلتی در گروه رخساره B ته نشینی این رسوبات را در یک محیط پرانرژی پشته (Shoal) یا سد (Bar) نشان می‌دهد. وجود طبقه بندی و لامیناسیون مورب نیز مؤید این شرایط می‌باشد. لازم به ذکر است که ارتباط عمودی رخساره‌ها نشان می‌دهد که سدهای تشکیل دهنده در برخی از نقاط عمدتاً بیوکلستی و در نقاط دیگر ائیدی بوده است. در گروه رخساره C، خرده‌های اسکلتی نظیر میلیولیده، اربیتولین، گاستروپود، جلبک سبز و تکستولاریا به همراه گل افزایش یافته که درصحا به صورت لایه بندی بسیار نازک رخنمون دارند. این خصوصیات شرایط تشکیل در محیط لاگونی را نشان می‌دهد (Tucker & Wright, 1990; Flugel, 1982) درحالیکه رخساره D به دلیل داشتن رخساره‌های مادستونی و فقدان اجزاء اسکلتی مؤیدرسوبگذاری در پهنه‌های جزر و مدی است. بنابراین با توجه به شرایط تشکیل مجموعه رخساره‌ها، ارتباط عمودی آنها و براساس قانون والتر (Middleton, 1973) که رخساره‌هایی که در روی یکدیگر قرار گرفته در زمان تشکیل در مجاور هم بوده‌اند و همچنین با مقایسه با کارهای دیگران (Wilson, 1975; Tucker & Wright, 1990; Selwood, 1996; Einsele, 2000) می‌توان برای سنگهای آهکی کرتاسه در منطقه مورد مطالعه یک پلاتفرم کربناته کم عمق از نوع رمپ که چهار کمر بند رخساره‌ای دریای باز، پشته، لاگون و پهنه جزر و مدی در آن قرار دارند پیشنهاد نمود (شکل های ۹ و ۱۰). لازم به ذکر است که رخساره‌های سنگی آواری به فرم دگر شیب و ناپیوسته بر روی سنگهای دگرگونی و نیز آذرین (گرانیت) ژوراسیک و در زیر سنگهای آهکی



شکل ۱۰- دیاگرام سه بعدی که محل تشکیل رخساره‌های شناسایی شده در رسوبات کربناته منطقه مورد مطالعه بر روی آن نشان داده شده است.

مطالعات اولیه بر روی ماسه سنگها و کنگلومراهای موجود نشان می‌دهد که این رسوبات در یک سیستم رودخانه‌ای به ویژه رودخانه‌های بریده بریده در نزدیکی منشا تشکیل شده‌اند. در توالی عمودی اندازه پیل‌ها به طرف بالا کاهش پیدا کرده و رفته رفته بر میزان ذرات در اندازه ماسه و مقدار ناچیزی گل اضافه می‌شود که به احتمال زیاد در نواحی پست تر برجای گذاشته شده‌اند. از آنجاییکه شرایط آب و هوایی در زمان کرتاسه تحتانی در منطقه مورد مطالعه گرم و خشک بوده است (Habicht, 1979) لذا بخش اعظم ماسه سنگها از نوع آرکوزی می‌باشند. علاوه بر این وجود یک افق بسیار نازک کنگلومرایی در قسمتهای میانی توالی کربناته مورد مطالعه مؤید پسروری دریا و خروج منطقه از آب و رسوبگذاری این واحد کنگلومرایی در محیطهای ساحلی می‌باشد. اجزای اصلی تشکیل دهنده این کنگلومرا عمدتاً کوارتزهای گرد شده شیری در اندازه متوسط یک یا دو میلیمتر و به مقدار کمتری خرده سنگهای آذرین، دگرگونی و کربناته‌ای است که به احتمال زیاد اجزای کربناته از فرسایش افق‌های کربناته که قبلاً برجای گذاشته شده اند منشا گرفته است.

چینه نگاری سکانسی منطقه مورد مطالعه

تلفیق اطلاعات پتروگرافیکی و صحرایی، رسم ستون‌های رخساره‌ای، مطالعه تغییرات عمودی و جانبی و موقعیت رخساره‌ها در محیط رسوبگذاری می‌تواند برای تفسیر چینه‌نگاری سکانسی بکار رود (Lehman *et al.*, 2000; Sarg *et al.*, 1999; Ehrenberg *et al.*, 2001; Haq, 1991). (Van Wagoner *et al.*, 1988; Emery & Myers, 1996).

و با استفاده از کار ساین، سنگهای آهکی کرتاسه زیرین را می‌توان به ۲ سکانس رسوبی در مقطع باز حوض و یک سکانس رسوبی در سایر مقاطع (C, B, A) تفکیک نمود. هریک از این سکانس‌ها توسط مرزهای فرسایشی (SB1) از یکدیگر تفکیک می‌شوند. از آنجایی که تغییرات عمودی و مجموعه‌های رخساره‌ای در ناحیه مورد مطالعه در مقطع باز حوض به‌طور کامل‌تری مشاهده می‌شود، لذا عمده مطالعات چینه‌نگاری سکانشی به سمت این مقطع معطوف شده است.

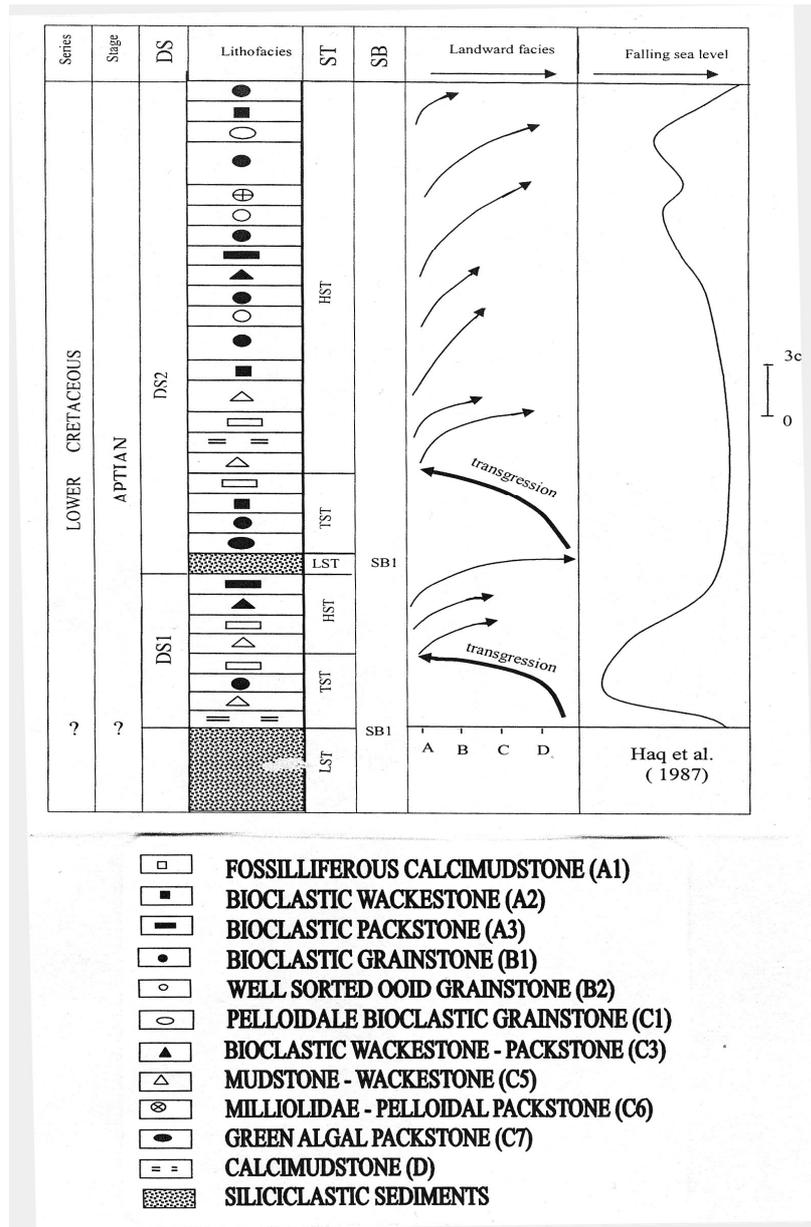
سکانس‌های رسوبی در مقطع باز حوض

با توجه به تشخیص دو مرز فرسایشی، سنگهای آهکی کرتاسه زیرین در ناحیه مورد مطالعه را میتوان به دو سکانس DS1 و DS2 تقسیم نمود. مرز زیرین و بالایی سکانس رسوبی اول را رسوبات سیلیسی آواری که در شرایط محیطی خارج از آب بر جای گذاشته شده اند، تشکیل می‌دهد.

سکانس رسوبی اول (DS1): این سکانس ۹ متر ضخامت داشته و بین دو مرز فرسایشی (SB1) محصور شده است. بخش تحتانی این سکانس با تغییر رسوبات قرمز رنگ سیلیسی آواری که در یک سیستم رودخانه ای (LST) بر جای گذاشته شده است به رسوبات کربناته مشخص می‌شود. این تغییر در تمام مقاطع چینه‌شناسی مورد مطالعه قابل ردیابی می‌باشد. این سکانس با پیشروی دریا و رسوبگذاری کربناتهای لاگونی و سدی آغاز شده و تدریجاً به رسوبات آهکی بخش دریای باز که عمدتاً از مادستون‌های حاوی تعداد کمی فسیل دریایی است ختم می‌شود. این تغییرات نشان دهنده یک سیکل پیشرونده است (Transgressive Systems Tract) که دارای ضخامت ۵/۳ متر است. دسته رخساره‌های پیشرونده (TST) سکانس رسوبی اول (DS1) در روی زمین به صورت سنگ آهک فسیل دار متوسط تا ضخیم لایه خاکستری رنگ مشاهده می‌شود که به سمت بالا دانه ریزتر و لایه نازک‌تر می‌شوند. در منطقه مورد مطالعه پس از رسوبگذاری رخساره‌های دریای باز که در مرحله حداکثر پیشروی آب دریا بر جای گذاشته شده‌اند، آب دریا به حالت سکون نسبی (Still Stand) درآمده و در این شرایط مجموعه رخساره‌ای مرحله (High Stand Systems Tract-HST) ته نشین شده است. این مجموعه شامل تعدادی پاراسکانس کم عمق شونده با مقیاس کمتر از یک متر است که عمدتاً به صورت ناقص از رخساره‌های مادستون فسیل دار و مادستون- و کستون دریای باز آغاز و در نهایت به کستون- پکستون حاوی بیوکلست‌های لاگونی ختم می‌شود. دسته رخساره‌های HST سکانس رسوبی اول در روی زمین به صورت سنگ آهک فسیل دار لایه متوسط و خاکستری رنگ با

ضخامت ۳/۷ متر مشاهده می‌شود، در آخرین مرحله و در آخرین پاراسکانس، آب دریا پسروی نموده و در مرحله LST به جای رسوبات کربناته، افقی از رسوبات سیلیسی آواری (کنگلومر) با ضخامت بسیار کم و در محیط ساحلی خارج از آب بر جای گذاشته شده و مرز فرسایشی SB1 تشکیل شده است.

سکانس رسوبی دوم (DS2): سکانس دوم نیز با ضخامت ۳۱/۵ متر توسط دو مرز فرسایشی (SB1) در پایین و بالا مشخص می‌گردد. این سکانس رسوبی با پیشروی مجدد دریا و رسوبگذاری کربناتها در یک محیط پشته یا سدی بر روی رسوبات سیلیسی آواری شروع شده که مجموعه‌های رخساره‌های پیشرونده (TST) را در این سکانس تشکیل داده است. رسوبات پیشرونده در مقطع باز حوض به ضخامت ۴,۵ متر به ترتیب در محیط‌های لاگونی، سدی و دریای باز نهشته شده‌اند که شامل رخساره‌های پکستون حاوی جلبک سبز، گرینستون بیوکلستی و بالاخره پکستون بیوکلستی است (شکل ۱۱). دسته رخساره‌های پیشرونده (TST) سکانس رسوبی دوم (DS2) در روی زمین به صورت سنگ آهک فسیل دار متوسط تا ضخیم لایه خاکستری رنگ مشاهده می‌شود. پس از این مرحله و بعد از حداکثر پیشروی (رخساره کلسی مادستون فسیل دار)، دریا شروع به پسروی نموده و در اثر نوسانات فراوان آب دریا، پاراسکانسهای به طرف بالا کم عمق شونده مجدداً تشکیل شده است. این پاراسکانسها که رسوبگذاری رسوبات آهکی در محیط‌های سدی- لاگونی و دریای باز- سدی را نشان می‌دهند شامل گرینستون الیتی، گرینستون بیوکلستی، و کستون- پکستون بیوکلستی، پکستون حاوی میلیولیده و پکستون بیوکلستی است. ضخامت این قسمت ۲۷ متر است که در روی زمین به شکل متوسط لایه و خاکستری رنگ با لایه بندی مورب مشاهده می‌شود.



شکل ۱۱- سکانسهای رسوبی و مجموعه‌های رخساره‌ای و همچنین تغییرات نسبی سطح آب دریا در مقطع باز حوض که با منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا (Haq et al., 1987) مقایسه شده‌است.

سکانس های رسوبی در مقاطع شرق روستای امان آباد (D, C, B)

باتوجه به مطالعات و بررسی رخساره‌های سنگی در توالی عمودی نواحی D, C, B امان آباد تنها یک سکانس رسوبی در آنها تشخیص داده شده است. این سکانس همانند مقطع باز حوض در تمامی مقاطع توسط دو مرز فرسایشی در بالا و پایین مشخص می‌شود. این سکانس رسوبی با تغییر رخساره از رسوبات قرمز رنگ سیلیسی آواری به رسوبات کربناته که نشان دهنده پیشروی آب دریاست آغاز می‌گردد. مجموعه رخساره‌ای پیشرونده (TST) در مقطع B شامل پکستون اینتراکستی، پکستون حاوی اربیتولین، وکستون بیوکلستی و وکستون- پکستون بیوکلستی است، که عمدتاً در شرایط لاگون- دریای باز ته‌نشین شده‌اند. درحالیکه در مقطع C امان آباد این مجموعه رخساره‌ای بیشتر شامل پکستون بیوکلستی، وکستون بیوکلستی، وکستون- پکستون بیوکلستی (رخساره‌های دریای باز) و در مقطع D امان آباد شامل کلسی مادستون فسیل‌دار و پکستون بیوکلستی می‌باشد. پس از حداکثر پیشروی که در مقطع B با رخساره پکستون بیوکلستی، در مقطع C امان آباد با رخساره وکستون- پکستون بیوکلستی و در مقطع D امان آباد با رخساره پکستون بیوکلستی مشخص می‌شود سطح آب دریا به حالت سکون نسبی (Still Stand) رسیده و لذا منجر به ته‌نشینی مجموعه رخساره‌ای HST شده است که از چندین پاراسکانس کم عمق شونده در مقیاس متر تشکیل شده‌اند. تغییرات عمودی رخساره‌ها در این پاراسکانس‌ها نیز تقریباً مشابه با پاراسکانس‌های شناسایی شده در سکانس رسوبی یک در مقطع باز حوض است با این تفاوت که کاهش عمق در مقطع باز حوض تا مرحله تشکیل رخساره‌های لاگونی ادامه داشته درحالی که در مقاطع شرقی به ویژه در مقطع C تا پهنه جزر و مدی و در مقطع B و D تا مرحله تشکیل رخساره‌های سدی ادامه داشته است. تغییر رخساره‌ها در این پاراسکانس‌ها نیز مشابه با مقطع باز حوض به صورت ناقص مشاهده می‌شود که در مقطع B امان آباد به شکل دریای باز- لاگون و دریای باز- سدی، در مقطع D امان آباد به صورت دریای باز- سدی و دریای باز- لاگون و در مقطع C امان آباد نیز به شکل لاگون- پهنه جزر و مدی و دریای باز- سدی- لاگون است.

بنابراین در خاتمه می‌توان چنین اظهار داشت که علیرغم اینکه مقاطع B, C, D امان آباد در نزدیکی مقطع باز حوض قرار دارند، لیکن سکانس دوم باز حوض در هیچکدام از مقاطع فوق‌الذکر شناسایی نشده است. این موضوع به احتمال زیاد به دلیل فرسایش شدید است که در طی فرایندهای چین خوردگی و گسل خوردگی به وقوع پیوسته است.

به طور کلی با توجه به نمودارهای (Haq et al., 1987&1988) دو افت اصلی سطح آب دریا در زمان کرتاسه زیرین (آپسین) مشاهده می‌شود که یکی در ابتدا و دیگری در نزدیک به انتهای

زمان آپسین است. این دو کاهش سطح آب دریا توسط هاک و همکاران به عنوان مرحله LST تفسیر شده که منطبق با مرز فرسایشی نوع اول است. با مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در سنگهای آهکی ناحیه مورد مطالعه با منحنی‌های ارائه شده در مقیاس جهانی (Haq *et al.*, 1987) می‌توان چنین اظهار نمود که منحنی‌ها تا حدودی با یکدیگر قابل انطباق هستند و وجود تفاوتها که عمدتاً در نوع رخساره‌ها و پاراسکانسهای موجود در هر یک از توالی‌های رسوبی است می‌تواند به دلیل شرایط ویژه حوضه رسوبگذاری در منطقه مورد مطالعه و عمدتاً ناشی از رویدادهای محلی باشد.

ضمناً با توجه به اینکه سنگهای آهکی کرتاسه زیرین در منطقه مورد مطالعه دارای سن آپسین با طول دوره حدود ۹ میلیون سال است. لذا بدون در نظر گرفتن میزان فرسایش و فشردگی می‌توان تشکیل سنگهای آهکی کرتاسه زیرین در این منطقه را به بخشی از چرخه مرتبه دوم و هریک از سکانسها به بخشی از چرخه مرتبه سوم نسبت داد.

نتیجه گیری

رسوبات کرتاسه زیرین (آپسین) در حوضه رسوبی بینالود در شمال روستای امان آباد در جنوب مشهد رخنمون دارد که بیشتر از سنگ آهک و بین لایه‌هایی از کنگلو مرا و ماسه سنگ تشکیل شده است. این سنگها به طور تدریجی بر روی رسوبات سیلیسی آواری قرمز رنگ باسن احتمالی نئوکومین قرار گرفته است. مطالعات پتروگرافی نشان داده است که رسوبات کربناته منطقه مورد مطالعه از ۴ گروه رخساره A, B, C, D و ۱۴ رخساره تشکیل شده است. این رخساره‌ها در یک پلاتفرم کم عمق کربناته از نوع رمپ و در چهار زیر محیط دریای باز (A)، پشته (B)، لاگون (C) و ساحل / پهنه جزر و مدی (D) شناخته شده‌اند.

علاوه بر رخساره‌های کربناته دو رخساره آواری شامل کنگلومرا و ماسه سنگ (آرکوز) که شرایط رسوبگذاری در یک محیط قاره ای را نشان می‌دهند در ناحیه مورد مطالعه بر جای گذاشته شده است.

مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی موجود در رسوبات کرتاسه زیرین منجر به شناسایی دو سکانس رسوبی در مقطع باز حوض و یک سکانس رسوبی در مقاطع D, C, B, A امان آباد شده که هریک از آنها توسط ناپیوستگی فرسایشی SB1 محصور شده‌اند. هریک از سکانسها با رخساره‌هایی که موید پیشروی آب دریاست (TST) شروع شده و پس از سکون دریا پاراسکانسهای کم عمق شونده‌ای را در مرحله HST ایجاد کرده است. علاوه بر آن مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در توالی مطالعه شده با منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا

نشان می‌دهد که منحنی‌ها تا حدودی همخوانی داشته و تفاوت‌های موجود ناشی از رویدادهای محلی بوده است.

References

- Alavi, M. (1991) *Sedimentary and Structural characteristics of Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran*, Bulletin of Geological Society of America, **103**, 983-992.
- Bone, Y., and James, N. P. (1993) *Bryozoans as carbonate sediment producers on the cool water lacepede Shelf, southern Australia*, Sedimentary Geology, **86**, 247-271.
- Dickson, J.A.D. (1965) *A modified staining technique for carbonate in thin section*, Nature, **205**, 587.
- Dickson, J.A.D. (1966) *Carbonate identification and genesis as revealed by staining*, Journal of Sedimentary petrology, **36**, 491-505.
- 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 Bulletin, Memoir, **1**, 108-121.
- Einsele, G. (2000) *Sedimentary basins: evolution, Facies, and Sediment budget*, Springer, 792P.
- Emery, D. and Myers. (1996) *Sequence stratigraphy*, Blackwells, oxford, 297P.
- Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Henriksen, L.B., Srana, T.A., Gutteridge, P.G. and Macdonald, D. (2001) *A depositional and Sequence stratigraphy model for cold - water, Spiculitic strata based on the kapp starostin Formation (Permian) of spitsbergen and equivalent deptsits from the Barents sea*, **85**, N.12, AAPG, Bulletin, P.2061-2087.
- Flugel, E. (1982) *Microfacies Analysis of Limestone*, Springer-Verlag, New York, 933 pp.
- Folk, R.L. (1980) *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphill Publishing co., Austin, Texas, 182pp.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R. (1987) *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic*, Science, **235**, 1156-1167.
- Habicht, J.K.H. (1979) *Paleoclimate, Paleomagnetism and Continental Drift*, AAPG, Studies in Geology, **9**, 31p.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R. (1988) *Mezozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic*, in: P.D., Cerallo, J.L., Wilson, J.F., Sarg and j.F., Read(eds), Controls on Carbonate Platform and Basin Development, Society of Economic paleontologists and Mineralogists, Special publication **44**, 71-108.
- Haq, B.U. (1991) *Sequence Stratigraphy, Sea - Level change, and significance for the deep sea*. International Assoc. of sediment, spe. publ, **12**, 3-39.
- Lehman, C., Osleger, D.A., and Montanez, I. (2000) *Sequence Stratigraphy of lower cretaceous (Barremian - Albian) Carbonate platforms of Northeastern Mexico: Regional and global Correlations*, Journal of Sedimentary Research,

- 70(2), 373-391.
- Middleton, G.V. (1973) *Johannes Walther's Law of correlation of facies*, Bulletin of the Geological Society of America, **8**, 979-988.
- Pettijohn, F.J. (1975) *Sedimentary Rocks*: 3rd edition, Harper & Row, New York, 628p.
- Sandberg, P.A. (1985) *Aragonite cements and their occurrence in ancient limestone*, in: N. Schneidermann and P.M., Harris (eds.), Carbonate cements, SEPM, Special Publication **36**, 33-57.
- Sarg, J.F, Markello, J R. and Weber, L J. (1999) *The second - order Cycle , Carbonate-Platform growth and reservoir, source and Trappedediation* ,SEPM Special Publication , **No.63**, 11-34.
- Sellwood, B.W. (1996) *Shallow marine carbonate environments in:H.G., Reading (ed.)* , Sedimentary Environment Processes Facies and stratigraphy , Blackwells, Science, Oxford, 688p.
- Tucker, M.E., and wright, V P. (1990) *Carbonate Sedimentary*, Blackwells, Oxford, 482pp.
- Van Wagoner ,J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J. F., Lutit, T.S., and Hardenbol, J. (1988) *An Overview of the fundamentals of Sequence stratigraphy and key definitions* : in C., Wilgus, B., Hastings, C., Ross, H., Posamentier, J., Van Wagoner and C.G.St.C., Kendall (eds.), Sea Level Change: An Integrated Approach Society of Economic Paleontologists and Mineralogists , Special Publication 42, P.39-45.
- Wilson, J.L. (1975) *Carbonate Facies in Geological History*, Springer-Verlag , New York, 471pp.
- Wright, V.R. (1992) *A revised Classification of limestones Sedimentary Geology*, **76**, 177-185.

محبوبی، اسداله؛ موسوی حرمی، رضا؛ نجفی، مهدی؛ شیبانی، وصال (۱۳۸۰) بررسی کانی شناسی اولیه سنگهای آهکی شمال روستای امان آباد (کرتاسه زیرین) در جنوب مشهد، نهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران - آبان ماه - رشت، صفحات ۱۱۶-۱۱۴.