

تعیین محیط تشکیل سازند آغاچاری بر اساس رخساره‌های سنگی و عناصر سافتاری در برشی از جنوب خاوری سروستان، استان فارس

محمد صمرائیان*، محمد بهرامی^۲ و سیدمسن مجازی^۳

(۱) دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان (اصفهان)، m_sahraeyan@yahoo.com

(۲) استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات فارس

(۳) استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان (اصفهان)

* عهده‌دار مکاتبات

دریافت: ۹۰/۹/۲۶؛ دریافت اصلاح شده: ۹۱/۲/۱۸؛ پذیرش: ۹۱/۲/۲۱؛ قابل دسترس در تارنما: ۹۱/۳/۳۱

چکیده

سازند آغاچاری، معروف به فارس بالایی، در سرتاسر زون زاگرس چین خورده توسعه دارد ضخامت این سازند در برش نمونه در جنوب باختری ایران ۲۹۶۶ متر است. برای تعیین محیط رسوبی نهشته‌های این سازند بر اساس رخساره‌های سنگی و عناصر ساختاری، برشی در جنوب خاوری سروستان در استان فارس به ضخامت ۲۲۶۶ متر انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت. در این برش، ۱۷ رخساره سنگی و ۶ عنصر ساختاری شناسایی گردیدند. رخساره‌های سنگی به دو گروه اصلی و فرعی تقسیم بندی شدند که رخساره‌های سنگی اصلی شامل رخساره‌های دانه درشت (Gcm, Gt, Gp, Gh) و (Gmg) دانه متوسط (Ss, Sr, Sm, Sl, St, Sp, Sh) و دانه ریز (Fsm, Fl, Fm) و رخساره‌های فرعی نیز دربرگیرنده رخساره‌های تبخیری و مخلوط آواری- کربناته هستند. عناصر ساختاری شناسایی شده نیز شامل عناصر SG, LA, SB, GB, CH و FF می‌باشند. سازند آغاچاری بر اساس نتایج آنالیز رخساره‌ها و عناصر ساختاری و تلفیق آنها با یکدیگر، به سه بخش تقسیم گردید. محیط رسوبگذاری نهشته‌ها به ترتیب از بالا به پایین رودخانه مناندری گراولی، رودخانه مناندری گراولی-ماسه‌ای و رودخانه مناندری ماسه‌ای زودگذر تشخیص داده شد. از ساخت‌های مهم مشاهده شده در این نهشته‌ها می‌توان به طبقه‌بندی افقی، طبقه‌بندی مورب، لود کست، جهت یافتگی (ایمپریکاسیون)، دانه بندی تدریجی، آثار آشفستگی، آثار کنده شدگی و پر شدگی و ساختمان‌های تویی و بالشی اشاره کرد. جهت جریان دیرینه نهشته‌های این سازند نیز با استفاده از شواهد صحرایی به دست آمده نشان دهنده جریان شمال باختری به جنوب خاوری در زمان تشکیل می‌باشد. این نتایج می‌توانند در تفسیر حوضه و بازسازی جغرافیای دیرینه در مقیاس‌های محلی و ناحیه‌ای مورد استفاده قرار گیرند.

واژه‌های کلیدی: محیط رسوبی، رودخانه مناندری، رخساره‌های تبخیری، طبقه‌بندی مورب، ساختمان‌های تویی و بالشی.

۱- مقدمه

سنگی به تفسیر فرایندهای همزمان با رسوبگذاری کمک شایانی می‌کند (Catuneanu 2003). تشخیص و تعیین مجموعه رخساره‌ها نیز می‌تواند شاخصی مهم برای بازسازی محیط رسوبی دیرینه باشد

رخساره‌های سنگی توسط فرایندهای رسوبی، که در مناطق خاصی از محیط رسوبگذاری عمل می‌کنند، کنترل می‌شوند. شناخت رخساره‌های

نهشته‌های این سازند بر اساس آنالیز رخساره‌های سنگی و شناخت عناصر ساختاری می‌باشد.

۲- موقعیت جغرافیایی

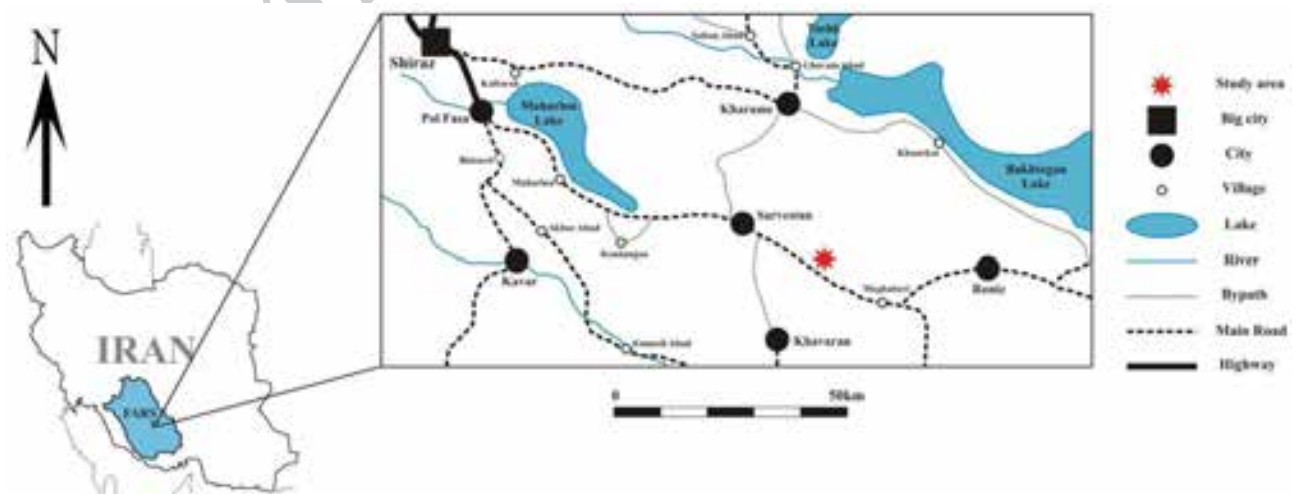
منطقه مورد بررسی، در ۲۵ کیلومتری جنوب خاوری سروستان در زون زاگرس چین خورده و در عرض جغرافیایی $29^{\circ} 12' 46''$ و طول جغرافیایی $53^{\circ} 21' 04''$ قرار گرفته است. تنها راه دسترسی به این منطقه جاده آسفالتی سروستان به فسا می‌باشد (تصویر ۱). این منطقه در حد فاصل کوه (تاق‌دیسی) میان جنگل و کوه (ناودیسی) سمت باختر امامزاده اسماعیل قرار گرفته است. سازند آجاجاری در این منطقه دارای بروزدهای زیادی است و با توجه به فرسایش پذیری متفاوت افق‌های گلشنگی، ماسه سنگی و کنگلومرای آن، توپوگرافی این ناحیه به طور پیاپی از دره و ستیغ تشکیل شده است (تصویر ۲).

۳- وضعیت زمین شناسی

منطقه مورد مطالعه، در زون ساختاری زاگرس چین خورده و در انتهای خاوری دشت سروستان قرار دارد. دشت سروستان ادامه خاوری دشت شیراز و چاله تکتونیکی مهارلو می‌باشد. از مشخصات مهم آن، کنار هم قرار گرفتن رسوبات کربناته و آواری به طور تقریباً برابر است که آن را حاصل اثر فاز رهایی پس از کوهزایی معادل با پاسادین می‌دانند (یوسفی ۱۳۸۵). رسوبات آواری سازند آجاجاری در این ناحیه، با مرزی تدریجی بر روی رسوبات آواری سازند رازک قرار گرفته‌اند، مرز بالایی آن نیز با طبقات کنگلومرای سازند بختیاری به صورت تدریجی است (تصویر ۳). بر اساس آثار فسیلی، سن سازند آجاجاری میوسن پایانی تا پلیوسن تعیین گردید (آقاباتی ۱۳۸۵).

(Catuneanu 2006). سازند آجاجاری به عنوان رسوبات مولاسیک آخرین فازهای کوهزایی در زاگرس تشکیل شده است. چینه‌شناسی این سازند در برش نمونه در میدان نفتی آجاجاری ابتدا توسط جیمز و ایند (James & Wynd 1965) و سپس توسط ستوده‌نیا (Setudehnia 1972) مورد بررسی قرار گرفت. سن این سازند، میوسن فوقانی- پلیوسن (Stöcklin 1977) و ضخامت آن حدود ۲۹۶۶ متر گزارش شده است (مطیعی ۱۳۷۲). این سازند هم ارز سازندهای فتحا (Fat'ha) و اینجنا (Injana) در عراق، سازندهای فارس پایینی و فارس بالایی در سوریه و کویت و سازندهای کیال (Kial) و جبل کبریت (Jabal Kibrit) در عربستان سعودی می‌باشد (Al-Husseini 2008). بر اساس مطالعات بهرامی (Bahrami 2009)، دانه‌های بخش کنگلومرای سازند آجاجاری ناهمگن بوده و توسط جریان‌های قوی و متناوب از بلندی‌های دور و نزدیک فرسایش یافته و به درون حوضه رسوبی این سازند حمل شده‌اند. همچنین براساس مطالعات ایشان دو گروه رخساره شناسایی شده است که بسیار شبیه به این مطالعه می‌باشد (بهرامی ۱۳۷۷).

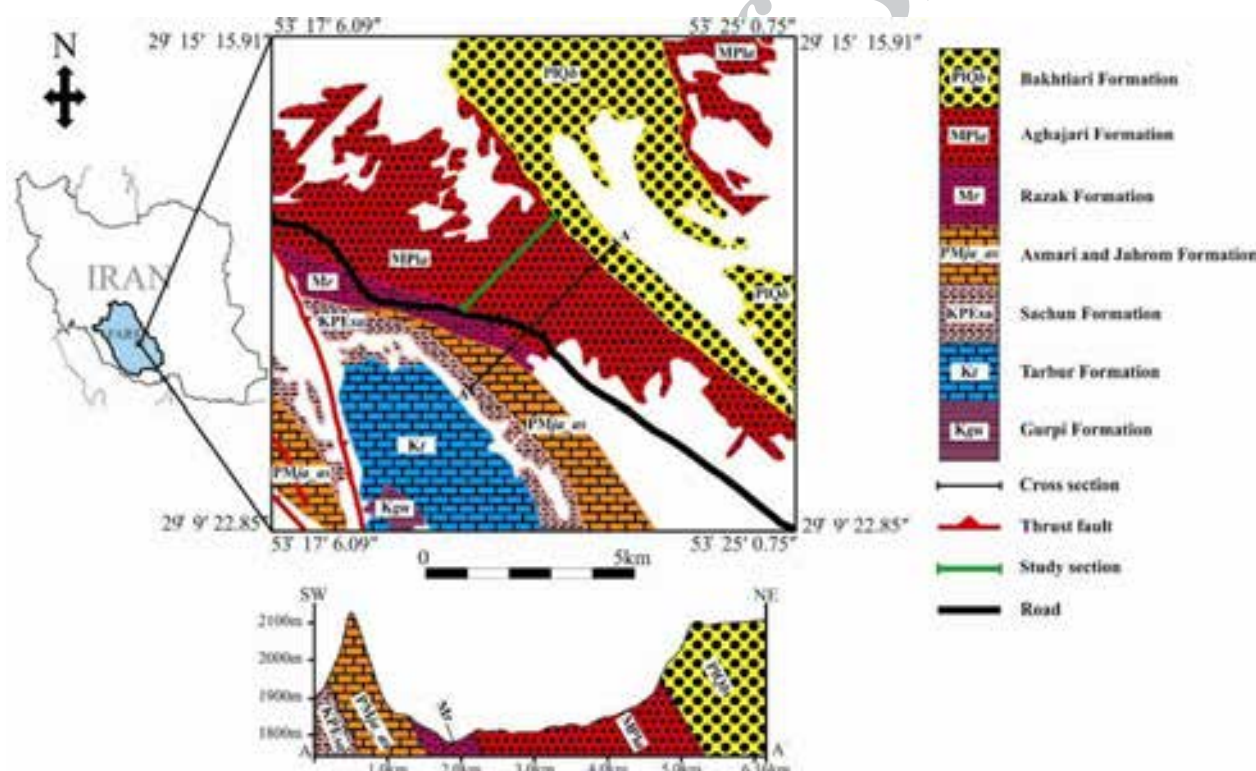
این مطالعات ما را به شناسایی رخساره‌ها و سیستم رسوبگذاری سازند آجاجاری در فارس داخلی رهنمون ساخت. همچنین محیط رسوبی این سازند با توجه به بررسی‌های انجام شده بر روی منشا و محیط رسوبی بر اساس مجموعه کانی‌های رسی موجود در نهشته‌های گلشنگی، دشت سیلابی تا مردابی تعیین شده است (سلیمانی و مرادی ۱۳۸۶). نهشته‌های سازند آجاجاری و هم ارزهای آن، دارای وسعت زیادی در سرتاسر زون زاگرس چین خورده و کشورهای همجوار است. تاکنون هیچ مطالعه‌ای بر روی عناصر ساختاری نهشته‌های سازند آجاجاری انجام نشده است. لذا هدف این تحقیق، تعیین محیط رسوبی



تصویر ۱- راه‌های دسترسی به منطقه



تصویر ۲- توپوگرافی دره و ستیغ سازند آغاچاری، (دید عکس به سمت شمال خاور)



تصویر ۳- نقشه زمین شناسی منطقه و برش مورد مطالعه (یوسفی ۱۳۸۵)

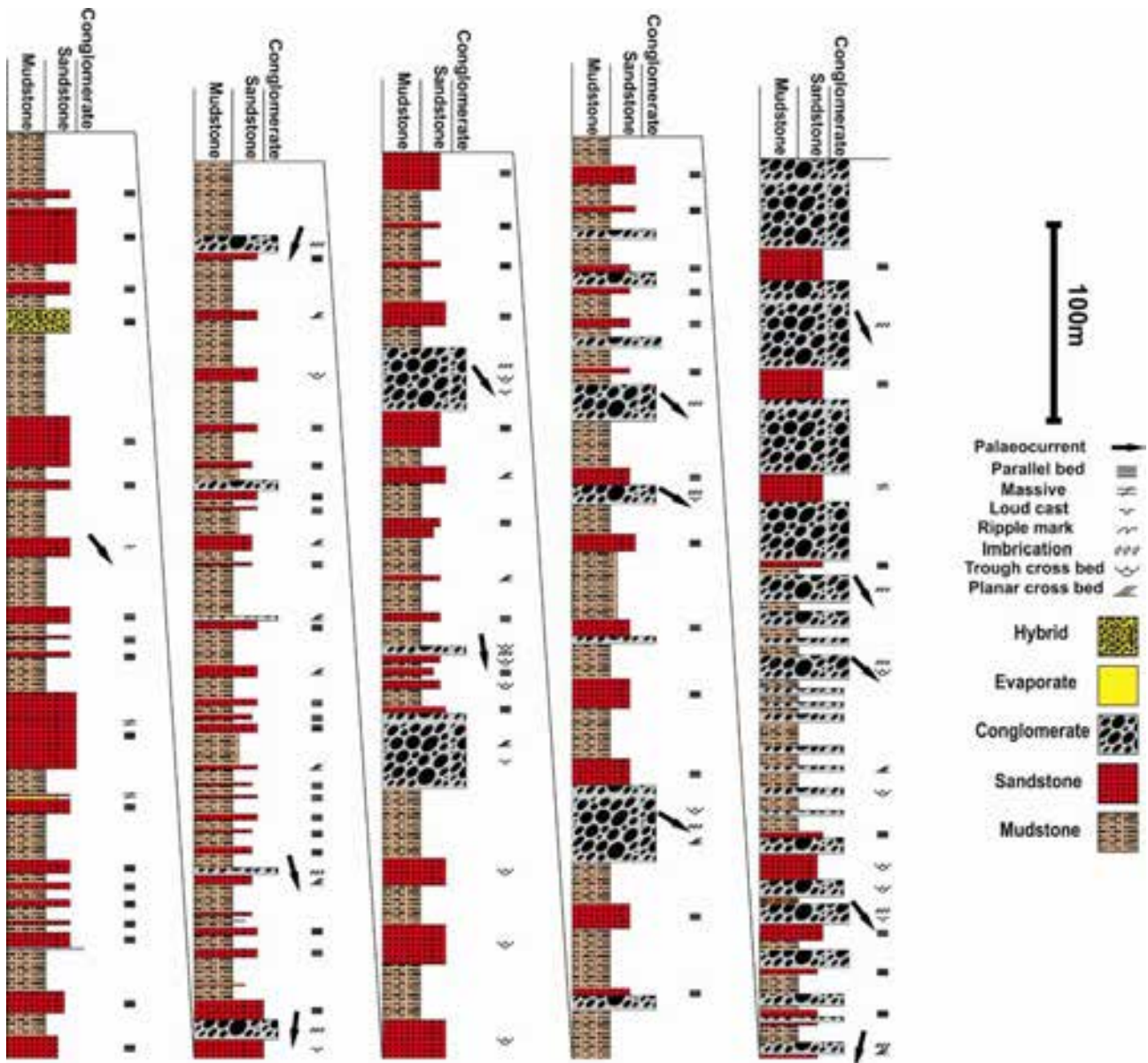
۴- روش مطالعه

این نامگذاری عمدتاً بر اساس اندازه ذرات، ساختمان‌های رسوبی و هندسه طبقات صورت گرفته است (Miall 1996). تمامی ساخت‌های رسوبی موجود در لایه‌ها نیز به دقت بررسی شده‌اند (Tucker 2001). با توجه به اندازه‌گیری‌های انجام شده، ستون چینه‌شناسی سازند در این برش رسم شد (تصویر ۴). برای به دست آوردن جهت

این مطالعه بر اساس مجموعه داده‌های سنگ‌شناسی، رسوب‌شناسی و چینه‌شناسی انجام شد. در این پژوهش، تمامی لایه‌های موجود به دقت شناسایی، ضخامت آنها اندازه‌گیری و به روش مایل (Miall 1985, 1996, 2000) و اینسل (Einsele 2000) نامگذاری شدند.

ساختاری، که بر روی نهشته‌های این سازند انجام پذیرفته، از سیستم نامگذاری ارائه شده توسط میال (Miall 1985, 1996) گرفته شده است که واقعیت آنها به روشنی در رخنمونهای موجود آشکار می‌باشد (Bridge 1993). در ادامه، بر اساس همراهی عناصر ساختاری با یکدیگر، محیط‌های رسوبی نهشته‌های این سازند تعیین شد.

جریان دیرینه، از ۳۵۰ نقطه در امتداد برش، اندازه‌گیری‌های مورد نیاز انجام شده و جهت جریان دیرینه تعیین و بازسازی گردید. همچنین تعداد ۲۴۰ نمونه سنگی به صورت رخساره‌ای سیستماتیک برداشت گردید. از ۸۳ نمونه مقطع نازک تهیه شد، سپس نمونه‌ها توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند. آنالیز عناصر



تصویر ۴- ستون سنگ‌شناسی سازند آغاچاری در برش مورد بررسی

مشخصه‌های اصلی این رخساره می‌توان به وجود لایه‌بندی افقی و جهت یافتگی (ایمپریکاسیون) اشاره کرد که ممکن است در اثر مهاجرت سدهای طولی و یا به شکل رسوبات باقی مانده در کف کانال تشکیل شده باشد (Rust 1972, Gustavson 1974, Smith 1974, Kim et al. 2009, Miall 1996, 1990). رخساره گراولی با طبقه‌بندی مورب عدسی (Gt) در درجه دوم از لحاظ ضخامت در بین

۵-۱- (فشاره‌های اصلی)

۵-۱-۱- (فشاره‌های درشت دانه (کنگلمرای))

در نهشته‌های مورد بررسی، ۵ رخساره سنگی درشت دانه شناسایی شده است که عموماً از نوع رخساره‌های پرکننده کانال و سدهای گراولی می‌باشند. رخساره گراولی با طبقه‌بندی افقی (Gh) بیشترین ضخامت را در این گروه دارا است (تصاویر ۵-۸ و ۸-۸). از

سامانه‌های رودخانه‌ای می‌باشند (Miall 1996). رخساره ماسه سنگی با طبقات موازی (Sh)، فراوان ترین رخساره موجود در نهشته‌های مورد مطالعه است. مهم‌ترین ساختار رسوبی در این رخساره، لایه‌بندی و لامیناسیون موازی و مسطح است (Fisher 1971, Kostic et al. 2005) (تصویر A-۷).

این رخساره در سرعت‌های پایین و بالای جریان آب حاصل می‌شود (Boothroyd & Ashley 1975, Harms et al. 1982, Allen 1984, Todd 1989, Maizels 1989, Miall 1996, Jo et al. 1997, Miall 2000, Lee & Chough 2006). ماسه‌سنگ‌های درشت دانه در سرعت‌های پایین جریان آب و ماسه‌سنگ‌های ریز دانه در سرعت‌های بالای جریان آب ایجاد می‌شوند (Miall 2000). این رخساره ممکن است در قسمت‌های بالای پشته‌های کانالی و یا در داخل کانال تشکیل شده باشد (Miall 1996, Miall 2000, Khalifa & Catuneanu 2008). رخساره ماسه سنگی با طبقات مورب مسطح (Sp)، دارای لایه‌های مورب با زاویه‌ای بین ۱۵ تا ۳۳ درجه به دو صورت ساده و در هم می‌باشد که بیانگر ته نشست در محیط آبی با جریان‌های یک جهتی و دو جهتی است (Tucker 2001) (تصاویر B-۷ و A-۸). این رخساره اغلب در سرعت‌های پایین جریان آب (Harms et al. 1982, Miall 1989) و در اثر حرکت ریپل‌ها و مگا ریپل‌های دو بعدی با خط الراس مستقیم تشکیل می‌شود (Miall 1996, Miall 2000, Therrin 2006). رخساره ماسه سنگی با طبقات مورب عدسی (St)، بیشتر در سرعت‌های پایین جریان آب (Harms et al. 1982) و در اثر حرکت ریپل‌ها و مگاریپل‌های سه بعدی با خط الراس سینوسی تشکیل می‌شود (Miall 1996, Gani & Alam 2004, Lee & Chough 2006, Therrin, 2006, Ghosh et al. 2006) (تصویر C-۷). رخساره ماسه سنگی با طبقات مورب کم زاویه (SI) دارای لایه‌های مورب با زاویه کمتر از ۱۰ درجه است (Miall 1996, 2000).

این رخساره نیز مانند رخساره Sh، می‌تواند در رژیم‌های جریانی پایین و بالای آب (Boothroyd & Ashley 1975, Harms et al. 1982, Allen 1984, Todd 1989, Maizels 1989, Miall 1996, Jo et al. 1997, Miall 2000, Lee & Chough 2006) تشکیل شود. البته این رخساره بیشتر در سرعت‌های بالای جریان آب و مقدار بار رسوبی کم تشکیل می‌شود (Harms et al. 1982).

تشکیل این رخساره به شیب بستر در زمان رسوب گذاری بستگی دارد (موسوی حرمی و همکاران ۱۳۸۷). رخساره ماسه سنگی با ساخت‌های ریپلی (Sr) دارای ریپل مارک‌های نامتقارن بوده و از فراوانی کمی برخوردار است. ریپل مارک‌های این رخساره، اغلب دارای ارتفاعی بین ۳ تا ۱۷ سانتی متر و طول موجی تا حدود ۲۵ سانتی متر می‌باشند (تصویر D-۷). این رخساره عموماً در رژیم‌های

رخساره‌های درشت دانه قرار دارد. شیب طبقات مورب در این رخساره ممکن است به ۳۰ درجه نیز برسد (Kostic et al. 2005, Deynouxa et al. 2005). که در این برش نیز مشاهده می‌شود. این رخساره عمدتاً در ارتباط با مهاجرت به طرف پایین دست سدهای گراولی در قسمت‌های نسبتاً کم عمق (Smith 1990, Kapeta 1993, Miall 1996, Miall 2000) و دون‌های متقاطع سه بعدی با سرعت بالای جریان و بار رسوبی متوسط تشکیل می‌شود (Kim et al. 2009). رخساره گراولی دانه پش‌تیبان توده‌ای (Gcm)، فاقد هرگونه ساختمان رسوبی است (تصاویر B-۶ و B-۸).

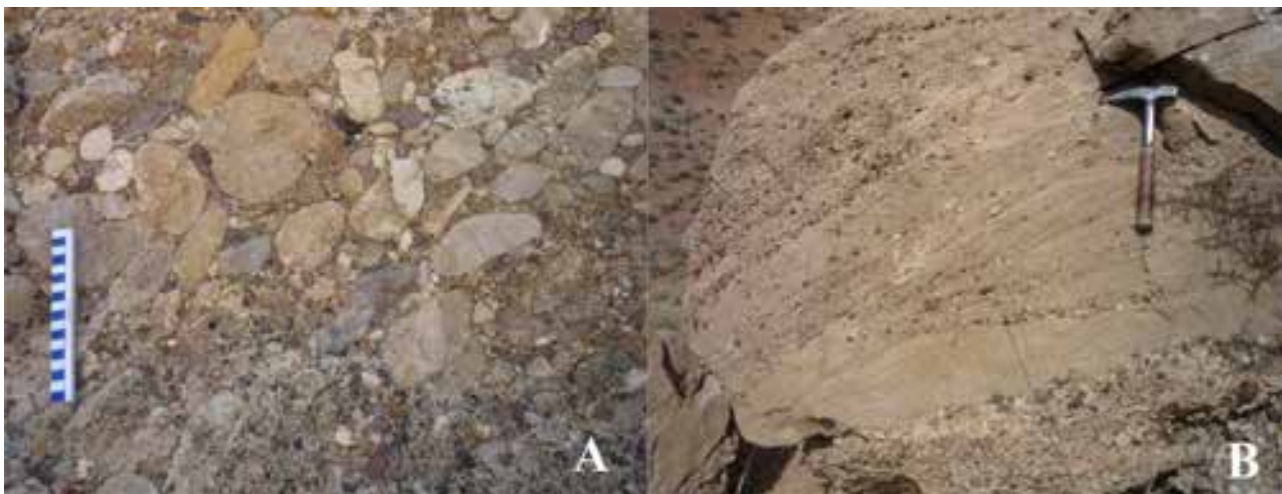
تشکیل این رخساره، بیانگر انرژی بالای محیط در هنگام رسوبگذاری است که از ته نشست ذرات ریز جلوگیری نموده و به علت تشکیل در جریان آشفته، حالت توده‌ای دارد (Kostic et al. 2005). جریان‌های خرده داری که از سرعت و انرژی بالایی برخوردارند نیز می‌توانند سبب تشکیل این نوع رخساره گردند (Smith 1974, Hein & Walker 1977, Miall, 1977, Rust 1978, Karpeta 1993, Yuste et al. 2004, Petit et al. 2005, Ito et al. 2006). همچنین این رخساره می‌تواند توسط جریان‌های با بار رسوبی زیاد و در نزدیکی منشا تشکیل گردد و جزء رخساره‌های پر کننده کانال باشد (Miall 1996, Nalpas et al. 2008). رخساره گراولی با طبقه‌بندی مورب مسطح (Gp) (تصاویر B-۵ و B-۶) بر اثر مهاجرت سدهای طولی و زبانه‌ای در بخش‌های عمیق تر کانال رودخانه و یا در کف کانال‌های باقی مانده در اثر ریزش رسوبات قسمت جلویی سدها تشکیل می‌گردد (Kim et al. 2009). این رخساره در بیشتر موارد دارای توالی‌های ریز شونده به سمت بالا است (Opluštil et al. 2005) که ممکن است در اثر جریان‌های کششی یک جهتی ایجاد شده باشد (Miall 1977, Hein & Walker 1977, Smith 1990, Karpeta 1993, Opluštil et al. 2005). پش‌تیبان با طبقه‌بندی تدریجی (Gmg) از دیگر رخساره‌های این بخش است که در آن مقدار گل بیشتر از دانه می‌باشد (تصویر A-۶) و دارای طبقه‌بندی تدریجی است که علت آن پایین بودن قدرت جریان حمل کننده رسوبات می‌باشد (Schultz 1984, Hubert & Filipov 1989, Deynouxa et al. 2005).

۵-۱-۲- (رخساره‌های دانه متوسط (ماسه سنگی))

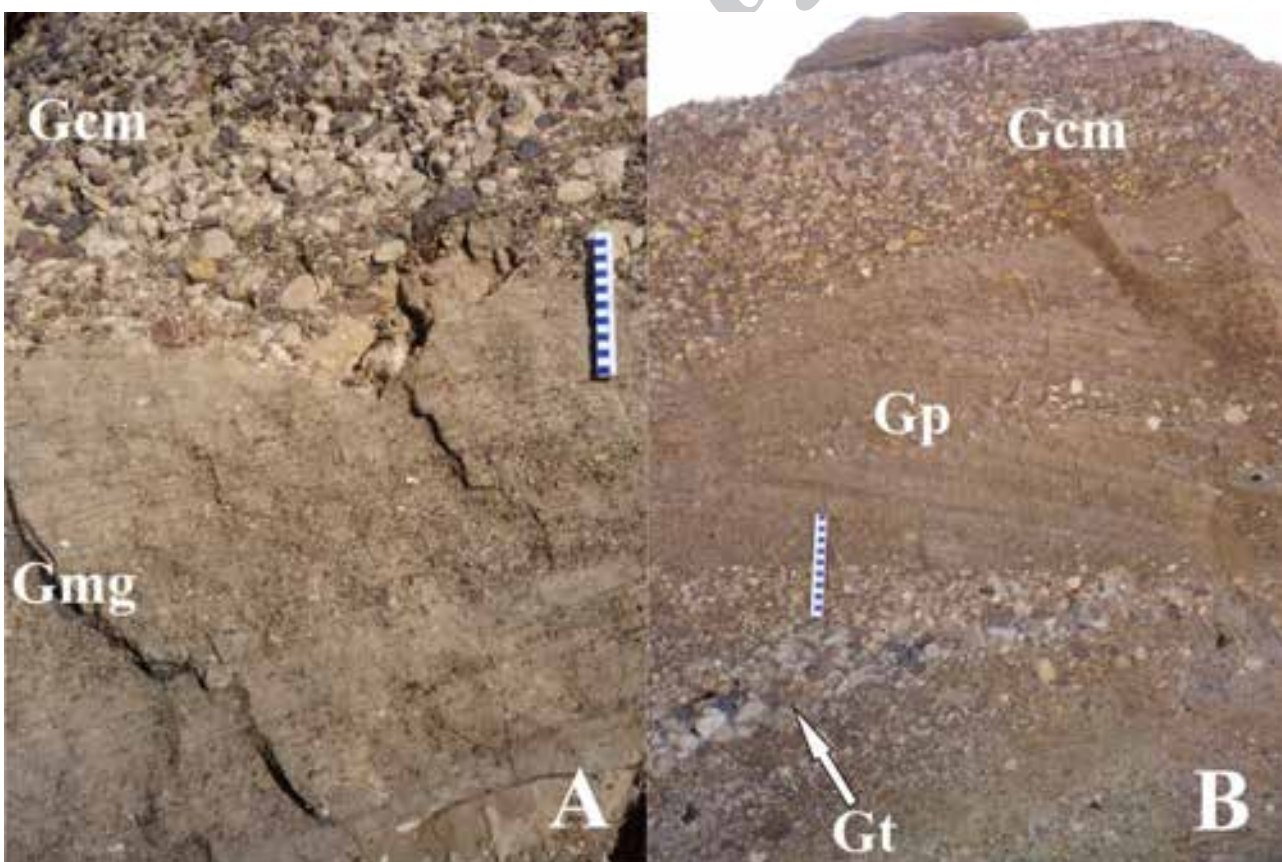
در نهشته‌های مورد بررسی، ۷ رخساره سنگی دانه متوسط تشخیص داده شده است که در گروه‌های لیت آنزایت و ساب لیت آنزایت طبقه‌بندی شدند (Pettijohn et al. 1987, Folk 1980) (تصویر ۱۱). حاصل حمل و نقل ماسه توسط جریان‌های کششی و متناوب،

صحرائیان و همکاران: تعیین محیط تشکیل سازند آغاچاری بر اساس رخساره‌های سنگی و عناصر ساختاری در برشی از جنوب خاوری...

(Miall 2000, et al. 1982, Miall 2000) ، فرو ریختن دیواره‌های کانال (Harms et al. 1982, Miall 1996, Nichols 1999). رخساره ماسه سنگی توده‌ای (Sm) از فراوانی کمی برخوردار است و به واسطه رسوب گذاری سریع ذرات (Harms 2001) تشکیل می‌شود و باعث از بین رفتن لامیناسیون ها می‌گردد. (Miall 1996, Tucker 2000) و یا به علت فرآیندهای دیاژنتیکی (Miall 1996, Tucker 2000) تشکیل می‌شود و باعث از بین رفتن لامیناسیون ها می‌گردد.



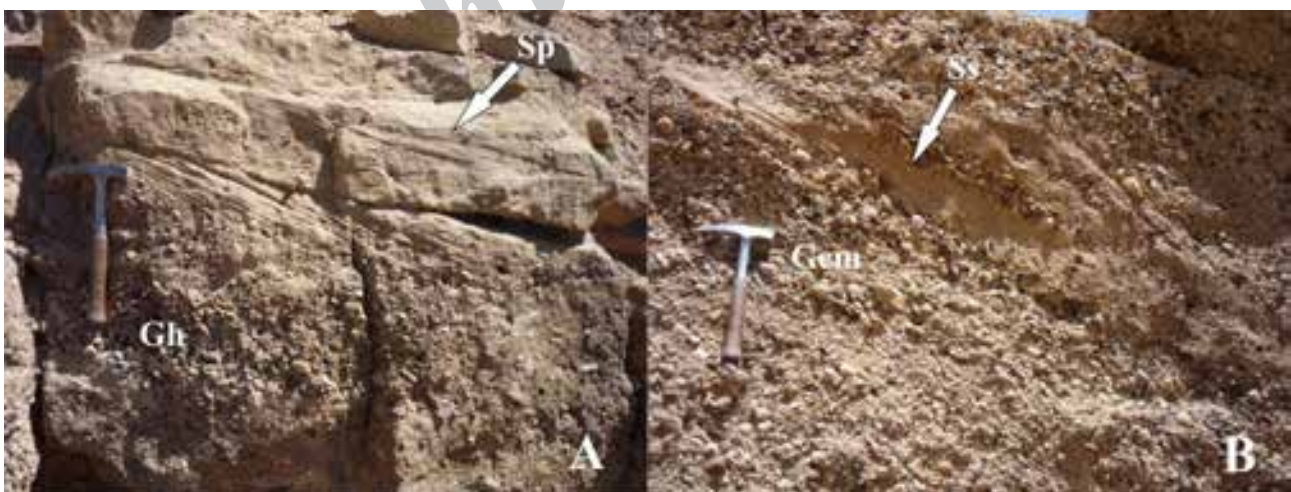
تصویر ۵- A- رخساره Gh (گراول دارای ایمبریکاسیون). B- رخساره Gp (گراول دارای طبقه‌بندی مورب مسطح). (طول چکش: ۳۵ سانتی متر و طول خط کش: ۱۸ سانتی متر)



تصویر ۶- A- همجواری رخساره‌های Gcm و Gmg. B- همجواری رخساره‌های Gcm, Gp و Gt. (طول خط کش: ۱۸ سانتی متر)



تصویر ۷- A- رخساره Sh. B- رخساره Sp. C- رخساره St. D- رخساره Sr. (طول چکش: ۳۵ سانتی متر، طول خط کش: ۱۸ سانتی متر و ارتفاع قد انسان: ۱۸۵ سانتی متر)



تصویر ۸- A- همجواری رخساره‌های Sp و Gh. B- رخساره‌های Ss و Gcm. (طول چکش: ۳۵ سانتی متر)

رسوبات دون‌های بزرگ دو بعدی و سه بعدی که به صورت دوره‌ای و متناوب ته نشست می‌کنند، تفسیر می‌شود (Miall 1996, Hjellbakk 1997) (تصویر ۸- B). از مشخصه‌های اصلی این رخساره، جورشدگی ضعیف است که علت آن می‌تواند رسوبگذاری سریع این رخساره

رخساره ماسه سنگی پرکننده کندگی‌ها و مناطق فرسایش یافته (Ss) به صورت عدسی‌هایی متشکل از رسوبات ماسه‌ای است که درون رسوبات کنگلومرایی قرار گرفته‌اند و در اثر مهاجرت سدها و دون‌ها به درون کانال‌های کم عمق ایجاد می‌گردد؛ این رخساره تحت عنوان

تشکیل دهنده آن در اندازه‌های سیلت و رس می‌باشد ولی میزان سیلت آن بیشتر است (Opluštil et al. 2005) (تصویر ۹-A). این رخساره در سرعت‌های بسیار پایین آب در اثر رسوب گذاری ذرات معلق به وجود می‌آید (Miall 1996 2000). همچنین این رخساره در منطقه خارج کانال و بخش‌های بالایی پشته‌های ماسه‌ای در پهنه‌های سیلابی تشکیل می‌شود (Miall 1996). رخساره ماسه‌ای-گلی دارای لامیناسیون (Fsm) شامل بین لامینه‌هایی از گل، سیلت و ماسه خیلی ریز دانه است (تصویر ۹-D).

این رخساره اغلب بر روی سطوح فرسایشی یا روی ماسه سنگ‌های متوسط تا درشت دانه باقی می‌ماند و دارای لامیناسیون‌های برجسته‌ای است. رسوبات این رخساره همچنین از طریق تعلیق و نیز در جریان‌های یکطرفه کم سرعت نهشته می‌شوند (Hjellbakk 1997). این رخساره احتمالاً پرکننده کانال‌های رها شده و متروک است (Miall 1996).

باشد (Miall 1996). این رخساره در رژیم‌های جریان‌ی که سرعت آنها به طور تدریجی کاهش می‌یابد نیز می‌تواند تشکیل گردد (Hjellbakk 1997).

۵-۱-۳- رخساره‌های دانه ریز (گلسنگی)

رخساره‌های سنگی دانه ریز در همه بخش‌های توالی مورد بررسی وجود دارند و تقریباً ۶۰ درصد رسوبات این سازند را به خود اختصاص داده‌اند. در برش مورد بررسی، ۳ نوع رخساره دانه ریز مشاهده شده است. رخساره سیلتي - گلی توده‌ای (Fm)، که از طریق رسوب گذاری در دشت سیلابی بر جای گذاشته می‌شود (Miall 1996, Ito et al. 2006) (تصویر ۹-B).

از مهم‌ترین ساختمان‌های رسوبی مشاهده شده در این رسوبات می‌توان به ساختمان‌های توپی و بالشی اشاره کرد (تصویر ۹-C). رخساره ماسه‌ای، سیلتي و گلی دارای لامیناسیون (Fl)، که ذرات



تصویر ۹- A- رخساره Fl. B- رخساره Fm. C- ساختمان‌های توپی و بالشی. D- رخساره Fsm. (قطر سکه: ۲ سانتی متر، طول خط کش: ۱۸ سانتی متر و ارتفاع قد انسان: ۱۸۵ سانتی متر)

۵-۲- (رفساره‌های فرعی

۵-۲-۱- (رفساره تبخیری

(تصویر ۱۰-۵) و مقادیر زیادی فسیل است و به نظر می‌رسد در پهنه جزر و مدی (shoreface) رسوب کرده باشد.

همچنین بر اساس طبقه‌بندی مونت (Mount 1985)، این نهشته‌ها در گروه سنگ آهک آلومک دار ماسه‌ای قرار می‌گیرند که دارای ۲۶ درصد دانه‌های اسکلتی، ۶۴ درصد ذرات ماسه و ۱۰ درصد میکزیت هستند (تصویر ۱۲). میکروفسیل‌های موجود در این لایه عمدتاً روتالیا (*Rotalia*)، نئو روتالیا (*Neorotalia*)، سودوروتالیا (*Pseudorotalia*)، دوکفه‌ای اوستر (*Oster*)، میلیولید (*Milliolid*)، جلبک قرمز (*Red algae*)، بریوزوئر (*Beryozoon*)، اکتینوئید (*Echinoid*)، استراکود (*Ostracod*)، تکستولاریا (*Textolaria*) و الفیدیوم (*Elphidium*) می‌باشند (تصویر ۱۲). محیط زندگی مشترک این میکروفسیل‌ها، محیط لاگون در پهنه جزر و مدی (shoreface) تعیین گردید.

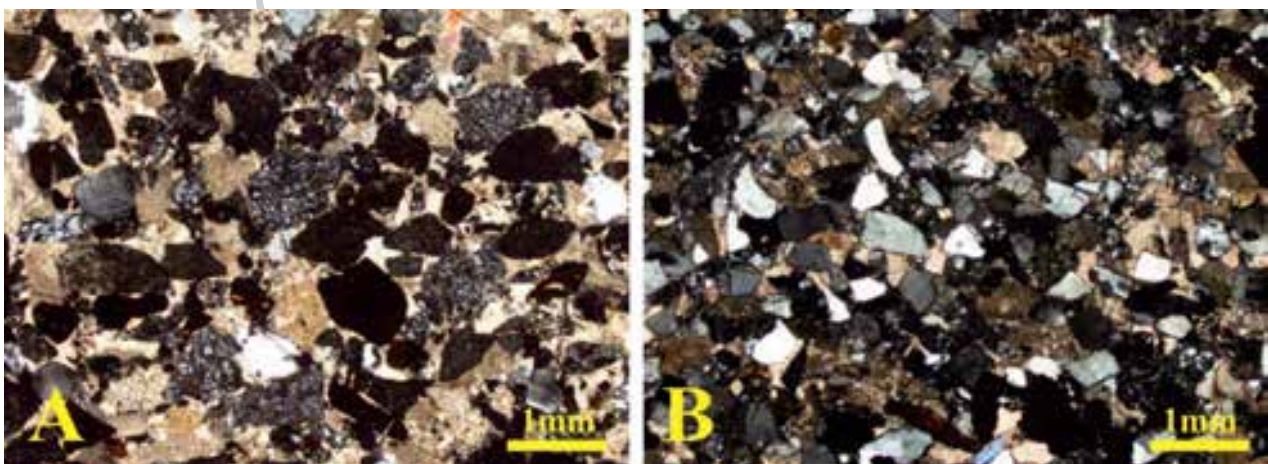
این رخساره شامل یک لایه به ضخامت ۱/۴۵ متر می‌باشد که به وسیله رخساره‌های ماسه سنگی دانه ریز احاطه شده است. این رخساره در بخش پایینی برش دیده می‌شود که با درون لایه‌هایی از گل و ماسه بسیار ریز همراه است (تصویر ۱۰-۵). رنگ این رخساره سفید تا کرم رنگ است که در برخی بخش‌ها به دلیل حضور زیاد گل و ماسه، دارای رنگ تیره تری است. این رخساره به طور جانبی دارای گسترشی در حدود ۳۰۰ متر می‌باشد و با عنوان رسوبات دریاچه‌های فصلی و پلایا تفسیر می‌شود (Miall 1996).

۵-۲-۲- (رفساره مخلوط کربناته-آواری

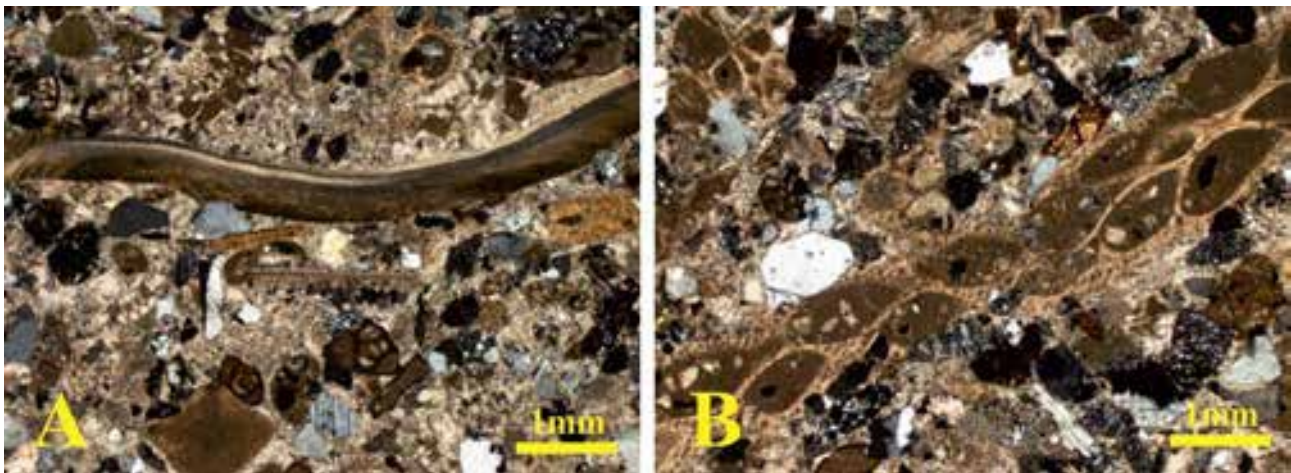
این رخساره، یک لایه ۱۲/۱۰ متری با طبقه‌بندی مورب هموکی



تصویر ۱۰-۵-۱- رخساره تبخیری، B- رخساره مخلوط آواری کربناته. (قطر سکه: ۲ سانتی متر و طول خودکار: ۱۵ سانتی متر)



تصویر ۱۱- نمای میکروسکوپی ماسه سنگ‌های سازند آغاچاری. A- ساب لیت آرنایت. B- لیت آرنایت



تصویر ۱۲- نمای میکروسکوپی رخساره مخلوط آواری کربناته

مشخص تا توده‌ای را تشکیل می‌دهند. از رخساره‌های سنگی تشکیل دهنده این عنصر می‌توان به رخساره‌های Gp، Gt و Gmg اشاره کرد. عنصر ساختاری رسوبات با برافزایی جانبی (LA)، که در اثر حرکات جانبی و به طرف پایین دست کانال به وجود می‌آید و از مهمترین عناصر ساختاری در رودخانه‌های مئاندری است (Roberts 2007). حرکات جانبی کانال در این رودخانه‌ها، سبب فرسایش در قسمت مقعر و رسوب گذاری در قسمت محدب شده و در نتیجه بر اساس شکل هندسی و مقدار بار رسوبی موجود اشکال مختلفی تشکیل می‌گردد. از رخساره‌های سنگی تشکیل دهنده این عنصر می‌توان به رخساره‌های St، Sp، Sh، Gt و Gp اشاره کرد. عنصر ساختاری رسوبات جریان‌های گرانشی (SG) که بر اثر جریان‌های گرانشی به وجود می‌آید، سطح فرسایشی کانال را پر کرده و عموماً به صورت بین لایه‌ای با عناصر ساختاری SB و GB دیده می‌شود (Miall 1996). رخساره‌های تشکیل دهنده اصلی این عنصر در برش مورد بررسی، رخساره‌های Gcm و Gmg هستند (تصویر ۶- A). عنصر ساختاری دانه ریز دشت سیلابی (FF) یکی از مهم‌ترین عناصر ساختاری شناسایی شده در رسوبات این سازند است. رخساره‌های سنگی اصلی این عنصر در این برش، رخساره‌های Fl و Fm هستند که گاهی با رخساره Sr و Sh نیز همراه می‌باشند (Viseras et al. 2006). در این نهشته‌ها، رسوبات این عنصر حالت ورقه‌ای داشته و گاهی دارای چینه بندی از نوع مورب نیز هستند که نشان دهنده پایین بودن انرژی محیط رسوب گذاری در زمان ته نشست رسوبات بوده و جزء نهشته‌های دشت سیلابی تفسیر می‌شوند (Miall 1996).

۷- محیط رسوبی

سازند آغاچاری جهت تعیین نوع محیط رسوبی در برش مورد

۶- عناصر ساختاری (Architectural Elements)

کانالها و سدهای رسوبی اجزا اصلی فرایندهای رسوب گذاری در محیط‌های رودخانه‌ای هستند که با عنوان عناصر ساختاری رودخانه‌ها و محیط‌های رسوب گذاری، نامگذاری شده اند (Miall 1996) و شامل اشکال فرسایشی از قبیل کانال‌های پر شده و اشکال رسوبگذاری از قبیل نهشته‌های خارج کانال هستند (Lowey 2007). این عناصر بر اساس مرز یا سطوح بالا و پایین خود، اشکال هندسی داخلی و خارجی، ضخامت، الگوی جهت جریان دیرینه و سنگ شناسی رسوبات داخل و خارج کانال رودخانه شناسایی و تفکیک می‌شوند (Miall 1996). با توجه به رخساره‌های سنگی شناسایی شده در برش مورد مطالعه و همراهی آنها با یکدیگر، ۶ عنصر ساختاری تشخیص داده شد. عنصر ساختاری کانالی (CH)، عمدتاً به فرم رسوبات پر کننده کانال مشاهده می‌شود که شامل رخساره‌های گراولی و ماسه‌ای است (Miall 1996) که در رژیم‌های جریان متفاوت برجای گذاشته شده‌اند (تصاویر ۱۳- A، ۶- B و ۸- B). رخساره‌های سنگی تشکیل دهنده این عنصر ساختاری شامل رخساره‌های Sm، Sh، Gcm، Gh، Sp، Sl، St، Sr و Fsm می‌باشند که دارای همبندی زیرین فرسایشی هستند. عنصر ساختاری ماسه با اشکال لایه‌ای (SB) به شکل ورقه‌ای و نیز پهن و گسترده دیده می‌شود که به طور عمده از رخساره‌های سنگی Sh، Sp، St و Sl تشکیل شده است (تصویر ۱۳- B). تشکیل این عنصر را می‌توان به مهاجرت سدهای کانالی در نرخ رسوب گذاری متوسط در سیستم‌های رودخانه‌ای نسبت داد (Capuzzo & Wetzel 2004). عنصر ساختاری با سد گراولی و اشکال لایه‌ای (GB) در ابتدا ضخامت کمی دارند که در کف بستر به صورت پراکنده رسوب کرده و در مواقع سیلابی مقداری گراول به روی آنها ته نشست کرده است. این رسوبات با حرکت به سمت پایین دست، لایه‌بندی

غالب آن کنگلومرا، ماسه سنگ و گل‌سنگ است که در توالی‌های ریز شونده به سمت بالا قرار گرفته اند (تصویر ۱۴-B). از رخساره‌های سنگی موجود در این بخش می‌توان به رخساره‌های Gh, Gp, Gt, Gmg, Sh, Sp, St, Ss, Sl, Fl و Fm اشاره کرد.

با توجه به رخساره‌های سنگی و همراهی آنها با یکدیگر، عناصر ساختاری CH, GB, SB, SG و FF شناسایی گردیدند. همچنین بر اساس تقسیم بندی میال (Miall 1996) و عناصر ساختاری موجود، در این بخش رودخانه‌های مئاندری گراولی- ماسه‌ای دارای پیچش متوسط تا زیاد و پارامتر سدی کم تا متوسط بوده که گاهی نیز رسوبات موجود در آن، تحت نیروی ثقل قرار گرفته و عنصر SG را پدید آورده است.

۷-۳- قسمت بالایی

ضخامت این بخش در این برش، ۷۱۲ متر است که شامل چرخه‌های به سمت بالا ریز شونده گل‌سنگی، ماسه سنگی و کنگلومرای می‌باشد. ضخامت چرخه‌ها بیشتر از بخش میانی است (تصویر ۱۴-A). از رخساره‌های سنگی موجود در این بخش می‌توان به رخساره‌های Gh, Gcm, Gt, Gp, Sh, Sl, Fm و Fl اشاره کرد. عناصر ساختاری مشاهده شده در این بخش نیز عناصر CH, GB, LA و FF هستند که نشان دهنده رودخانه‌های مئاندری گراولی با پیچش زیاد و پارامتر سدی کم می‌باشند (Miall 1996).

بررسی، بر اساس وجود و همراهی رخساره‌های سنگی و همچنین وجود عناصر ساختاری مختلف، به سه بخش پایینی، میانی و بالایی تقسیم شد. اندازه گیری‌ها و آنالیزهای انجام شده برای تعیین جهت جریان دیرینه، نشان دهنده جهت جریان از شمال باختری به جنوب خاوری برای این نهشته‌ها در زمان تشکیل می‌باشد.

۷-۱- قسمت پایینی

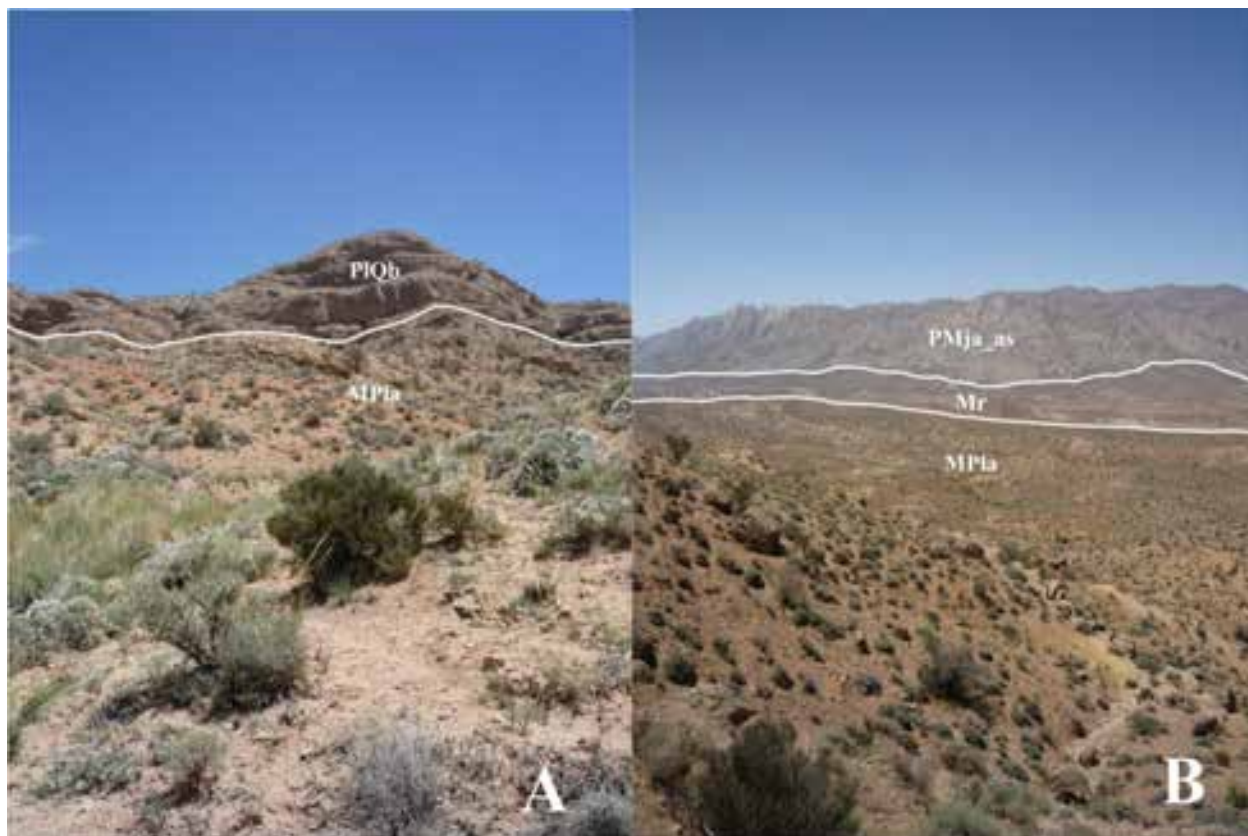
این بخش ۵۴۹ متر ضخامت دارد و لیتولوژی غالب آن گل سنگ و ماسه سنگ است (تصویر ۱۴-B). از رخساره‌های سنگی این بخش می‌توان به رخساره‌های Sh, Sp, Sl, Sm, Sr, Gh, Gcm, Fl, Fm و Fsm اشاره کرد که در عناصر ساختاری CH, SB, LA و FF دسته‌بندی شدند. بر اساس تقسیم بندی میال (Miall 1996) در این قسمت، رودخانه‌های مئاندری ماسه‌ای زودگذر دارای پیچش زیاد و پارامتر سدی کم می‌باشند. این رودخانه‌ها می‌توانند شاهد خوبی برای نشان دادن آبگذری زیاد رود در منطقه باشند. نهشته‌های این رودخانه‌ها معرف ته نشین شدن در جریان‌های کم عمق و با انرژی کم در نزدیکی منطقه انتقالی هستند (Miall 1996). وجود رخساره‌های فرعی در این بخش نیز می‌تواند مویید شرایط خشکی این منطقه و ورود رودخانه به یک لاگون یا پلایا باشد.

۷-۲- قسمت میانی

این بخش دارای ضخامتی حدود ۱۰۰۵ متر می‌باشد و لیتولوژی



تصویر ۱۳- A- عنصر ساختاری کانالی (CH). B- عنصر ساختاری ماسه با اشکال لایه‌ای (SB)



تصویر ۱۴- A- نمای قسمت بالایی سازند آجاجاری و مرز آن با سازند بختیاری، (دید عکس به سمت شمال). B- نمای قسمت میانی و پایینی سازند آجاجاری و مرز آن با سازند رازک، (دید عکس به سمت جنوب شرق). PIQb: سازند بختیاری، MPIa: سازند آجاجاری، Mr: سازند رازک و PMja_as: سازند آسماری- جهرم

۸- نتیجه‌گیری

رودخانه‌ای مئاندری گراولی- ماسه‌ای و رودخانه‌ای مئاندری ماسه‌ای زود گذر می‌باشد. همچنین در قسمت‌هایی از بخش پایینی، لاگون و پلایا نیز مشاهده شد. وجود چرخه‌های ریز شونده به سمت بالا، همراه با قاعده فرسایشی و وجود ساختارهایی نظیر ریپل مارک نامتقارن، جهت یافتگی (ایمپریکاسیون)، طبقه‌بندی‌های مورب، ساختمان‌های کنده شده و پر شده نیز موید محیط رودخانه‌ای مئاندری می‌باشند.

۵- مطالعات انجام شده بر روی جهت جریان دیرینه، نشان داد که جهت حرکت رودخانه‌ها از شمال باختری به سمت جنوب خاوری بوده است.

تشکر و سپاسگزاری

از دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان (اصفهان) به دلیل حمایت مالی این طرح و همچنین از آقای مهندس حیدریه، به دلیل همکاری در برداشت‌های صحرائی تشکر و قدردانی می‌گردد.

مراجع

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵، "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۱۶ ص.

با توجه به بررسی رخساره‌های سنگی، عناصر ساختاری و محیط رسوبی نهشته‌های سازند آجاجاری در خاور سروستان، نتایج زیر به دست آمد.

۱- بر اساس مطالعات انجام شده، ۱۷ رخساره سنگی تشخیص داده شد که در دو گروه اصلی و فرعی طبقه‌بندی شدند. گروه اصلی شامل رخساره‌های سنگی دانه درشت (Gm, Gt, Gp, Gh, Gmg) و دانه متوسط (Fsm, Fl, Fm, Ss, Sr, Sm, Sl, St, Sp, Sh) و گروه فرعی شامل رخساره‌های تبخیری و مخلوط آواری- کربناته است.

۲- با توجه به رخساره‌های سنگی شناسایی شده، ۶ عنصر ساختاری CH, GB, SB, LA, SG و FF مشخص گردید.

۳- بر اساس وجود و همراهی رخساره‌های سنگی با یکدیگر و نیز عناصر ساختاری موجود، سازند آجاجاری به ۳ قسمت پایینی، میانی و بالایی تقسیم گردید.

۴- با توجه به عناصر ساختاری شناسایی شده، محیط‌های رسوبی این سازند به ترتیب از بالا به پایین شامل رودخانه‌ای مئاندری گراولی،

- Fisher, R.V., 1971**, "Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits", *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 41: 916- 927.
- Folk, R.L., 1980**, "Petrology of sedimentary rocks", *Austin, Texas: Hemphill Publication Company, 182 pp.*
- Gani, R. M. & Alam, M. M., 2004**, "Fluvial facies architecture in small scale river system in the Upper Dupi Tila formation, North east Bengal basin, Bangladesh", *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 24: 225- 236.
- Ghosh, P., Sarkar, S., & Maulik, P., 2006**, "Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India", *Sedimentary Geology*, Vol. 191: 3- 36.
- Gustavson, T.C., 1974**, "Sedimentation on gravel outwash fans, Malaspina Glacier foreland, Alaska", *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 44: 374- 389.
- Harms, J. C., Southard, J. B. & Walker, R. G., 1982**, "Structures and sequence in clastic rock", *SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), Short Course, Chapter 1, 55 pp.*
- Hein, F. J. & Walker, R. G., 1977**, "Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia", *Canadian Journal of Earth Science*, Vol. 14: 562- 570.
- Hjellbakk, A., 1997**, "Facies and fluvial architecture of a high-energy braided river: the Upper Proterozoic Segloden Member, Varanger Peninsula, northern Norway", *Sedimentary Geology*, Vol. 114: 131- 141.
- Hubert, J. F. & Filipov, A. J., 1989**, "Debris-flow deposits in alluvial fans on the west flank of the White Mountains, Owens Valley, California, U.S.A", *Sedimentary Geology*, Vol. 61 (3-4): 177- 205.
- Ito, M., Matsukawa, M., Saito, T. & Nichols, D. J., 2006**, "Facies architecture and paleohydrology of a synrift succession in the early cretaceous Choyn basin, southern Mongolia", *Cretaceous Research*, Vol. 27: 226- 240.
- James, G. A. & Wynd, J. G., 1965**, "Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement Area", *AAPG Bull*, Vol. 49 (12): 2182- 2245.
- Jo, H. R., Rhee, C. W. & Chough, S. K., 1997**, "Distinctive characteristics of a streamflow-dominated alluvial fan deposit; Sanghori area, Kyongsang Basin (Early Cretaceous), southeastern Korea", *Sedimentary Geology*, Vol. 110 (1-2): 51- 79.
- Karpeta, W.P., 1993**, "Sedimentology and gravel bar morphology in an Archean braided river sequence; the Witpan Conglomerate Member (Witwatersrand Supergroup) in the Welkom Goldfield, South Africa, In: Best, J. L. & Bristow, C. S., (eds). Braided Rivers", *Geological Society of London Special Publication*, Vol.75: 369- 388.
- Khalifa, M. A. & Catuneanu, O., 2008**, "Sedimentology of the fluvial and fluvio-marine facies of the Bahariya Formation (Early Cenomanian), Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt", *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 51: 89-103.
- Kim, S.B., Kim, Y. G., Jo, H. R., Jeang, K. S. & Chough, S. K., 2009**, "Depositional facies, architecture
- بهرامی، م.، ۱۳۷۷، "بررسی رسوب شناسی، محیط رسوبی و تکامل مورفوتکتونیکی سازندهای آجاجاری و بختیاری در شمال غربی و غرب شیراز"، *مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی*، ج ۸، شماره‌های ۲۷ و ۲۸.
- سلیمانی، ب.، مرادی، م.، ۱۳۸۶، "بررسی مطالعه منشأ و محیط رسوبی سازند آجاجاری، ناحیه رامهرمز - امیدیه، خوزستان"، *مجموعه مقالات پنزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران*، مشهد، دانشگاه فردوسی مشهد: ۶۷-۶۲.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، "زمین شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس"، *انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور*، ۵۳۸ ص.
- موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا.، خردمند، ع. و زندمقدم، ح.، ۱۳۸۷، "تفسیر توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سیلیسی آواری سازند داهو (کامبرین پیشین) در شرق و جنوب شرق زرنند کرمان"، *علوم زمین*، سال ۱۸ (۷۰): ۱۳۹-۱۲۶.
- یوسفی، ط.، ۱۳۸۵، "چهار گوش زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سروستان"، *انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور*.
- Al-Husseini, M. I., 2008**, "Middleeast geological timescale 2008", *Journal of Middle East Petroleum Geosciences*, Vol. 13 (4).
- Allen, J. R. L., 1984**, "Sedimentary structures: their character and physical basis, in developments in sedimentology", *Amsterdam Elsevier*, 663 pp.
- Bahrami, M., 2009**, "Lithofacies and sedimentary environments of Aghajari Formation in Dehsheikh Mountain, West of Shiraz, Iran", *World Applied Sciences*, Vol. 6 (4): 464- 473.
- Boothroyd, J. C., & Ashley, G. M., 1975**, "Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska", *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, Vol. 23: 193- 222.
- Bridge, J. S., 1993**, "Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective", *Sedimentology*, Vol. 40: 801- 810.
- Capuzzo, N. & Wetzel, A., 2004**, "Facies and basin architecture of the late carboniferous Salvan-Dorénaz continental basin (Western Alps, Switzerland/France)", *Sedimentology*, Vol. 51: 657- 697.
- Catuneanu, O., 2003**, "Sequence stratigraphy of clastic systems", *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 248 pp.
- Catuneanu, O., 2006**, "Principles of sequence stratigraphy", *Amsterdam, Elsevier, First Edition*, 375 pp.
- Deynoux, M., Inerb, C. A., Monode, O., Karab, A., Vyvkoglund, M. & Manatschala, G., 2005**, "Sevim Tuzcu Facies architecture and depositional evolution of alluvial fan to fan-delta complexes in the tectonically active Miocene Kfprqç,ay Basin, Isparta Angle, Turkey", *Sedimentary Geology*, Vol. 173: 315- 343.
- Einsele, G., 2000**, "Sedimentary basin: evolution, facies and sediment Budget", *Springer- Verlag*, 292 pp.

- Pilsen basins", *Bulletin of Geosciences*, Vol. 80 (1): 45-66.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R., 1987**, "Sand and sandstone", 2nd Ed., *Springer, New York*, 553 pp.
- Petit, F., Gol, F., Houbrechts, G. & Assani, A. A., 2005**, "Critical specific stream power in gravel-bed rivers", *Geomorphology*, Vol. 69: 92-101.
- Roberts, E., 2007**, "Facies architecture and depositional environments of the Upper Cretaceous Kaiparowits Formation, southern Utah", *Sedimentary Geology*, Vol. 197: 207- 233.
- Rust, B. R., 1972**, "Structure and process in a braided river", *Sedimentology*, Vol. 18: 221- 245.
- Rust, B. R., 1978**, "Depositional models for braided alluvium, In: Miall, A. D., (ed.), *Fluvial sedimentology*", *Canadian Society of Petroleum Geology Memoir*, Vol. 5: 605-625.
- Schultz, A. W., 1984**, "Subaerial debris flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, western Colorado", *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 54: 759- 772.
- Setudehnia, A., 1972**, "Lexique Stratigraphique International", *ASIE*, Vol. III, Fascicule 9b 2-Iran du Sud Quest.
- Smith, N. D., 1974**, "Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream", *Journal of Geology*, Vol. 82: 205- 224.
- Smith, S. A., 1990**, "The sedimentology and accretionary styles of an ancient gravel-bed stream; the Budleigh Salterton pebble beds (Lower Triassic), Southwest England", *Sedimentary Geology*, Vol. 67 (3-4): 199- 219.
- Stöcklin, J., 1977**, "Stratigraphic Lexicon of Iran", *Geological Survey Of Iran, Report No. 18, 1971, (first edition)*, 376 pp.
- Therrien, F., 2006**, "Depositional environment sand fluvial system changes in the dinosaur-bearing Sâmpetru Formation (Late Cretaceous, Romania): Post-orogenic sedimentation in an active extensional basin", *Sedimentary Geology*, Vol. 192: 183- 205.
- Todd, S. P., 1989**, "Stream-driven, high-density gravelly traction carpets; possible deposits in the Trabeg conglomerate formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin", *Sedimentology*, Vol. 36 (4): 513- 530.
- Tucker, M. E., 2001**, "Sedimentary petrology", 3rd Edition, *Blackwell, Oxford*, 260 pp.
- Viseras, C., Soria, J. M., Duran, J. J., Pla, S., Carrido, G., Garcia, F. & Arribas, A., 2006**, "A large-mammal site in a meandering fluvial context (Fonelas P-1, Late Pliocene, Guadix Basin, Spain) Sedimentological keys for its paleoenvironmental reconstruction", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 242: 139- 168.
- Yuste, A., Luzon, A. & Bauluz, B., 2004**, "Provenance of Oligocene-Miocene alluvial and fluvial fans of the Northern Ebro Basin (NE Spain): An XRD petrographic and SEM study", *Sedimentary Geology*, Vol. 172: 251- 268.
- and environments of the Sihwa Formation (Lower Cretaceous), mid-west Korea with special refrence to dinosaur eggs", *Cretaceous Research*, Vol. 30: 100- 126.
- Kostic, B., Becht, A. & Aigner, T., 2005**, "3-D sedimentary architecture of a Quaternary gravel delta (SW-Germany): Implications for hydrostratigraphy", *Sedimentary Geology*, Vol. 181: 143- 171.
- Kwon, Y. K., Chough, S. K., Choi, D. K. & D. J., Lee, 2006**, "Sequence stratigraphy of the Taebaek Group (Cambrian-Ordovician), Mideast Korea", *Sedimentary Geology*, Vol. 192: 19- 55.
- Lee, H. S. & Chough, S. K., 2006**, "Lithostratigraphy and depositional environments of the Pyeongan Super group (Carboniferous- Permian) in the Taebaek area mid-east Korea", *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 26: 339- 352.
- Lowey, G. W., 2007**, "Lithofacies analysis of the Dezadeash Formation (Jura-Cretaceous), Yukon, Canada: The depositional architecture of a mud/sand-rich turbidite system", *Sedimentary Geology*, Vol. 198: 273- 291.
- Nalpas, T., Dabard, M. P., Ruffet, G., Vernon, A., Mpodozis, C., Loi, A. & Heralli, G., 2008**, "Sedimentation and preservation of the Miocene Atecamá Gravels in the pedernales- Chararal Area, Northern Chile, Climatic or tectonic control", *Tectonophysics*, Vol. 459: 161- 173.
- Nichols, G. J., 1999**, "Sedimentology and stratigraphy", *Oxford, United Kingdom, Blackwell Science*, 355 pp.
- Maizels, J. K., 1989**, "Sedimentology, paleoflow dynamics and flood history of jökulhlaup deposits: paleohydrology of Holocene sediment sequences in southern Iceland sandur deposits", *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 59: 204- 223.
- Miall, A. D., 1977**, "A review of the braided river depositional environment", *Earth Science Review*, Vol. 13: 1- 62.
- Miall, A. D., 1985**, "Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits", *Earth-Science Reviews*, Vol. 22: 261- 308.
- Miall, A. D., 1989**, "Architectural elements and bounding surfaces in channellized clastic deposits: notes on comparisons between fluvial and turbidite system. In: Taira, A. & Masuda, F., (eds.) *Sedimentary facies in the active plate margin*", *Terra Scientifc, Tokyo*, 3- 15.
- Miall, A. D., 1996**, "The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology", *Springer-Verlag, New York*, 582 pp.
- Miall, A. D., 2000**, "Principle of Sedimentary Basin Analysis (3rd edition)", *Springer-Verlag, NewYork*, 668 pp.
- Mount, J., 1985**, "Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification", *Sedimentology*, Vol. 32: 435- 442.
- Opluštil, S., Martínek, K. & Tasáryová, Z., 2005**, "Facies and architectural analysis of fluvial deposits of the Nýřany Member and the Týnec Formation (Westphalian D- Barruelian) in the Kladno-Rakovník and