رخساره‌سنگی، پتروفاسیس و محیط رسوبی نهشته‌های ژوراسیک در زون بینالود در برش بازحوض، جنوب مشهد

مهدی‌رضا پورسلطانی[۱]، مریم جمالی[۱] و یعقوب نصیری*[۲]

۱ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد مشهد

۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد

نویسنده مسئول: nasiriyaghub@yahoo.com

دریافت: ۹۵/۳/۱۹ پذیرش: ۹۵/۵/۱۸

چکیده

رسوبات سیلیسی آواری ژوراسیک میانی در بخش شرقی رشته کوه‌های بینالود گسترش زیادی دارد و از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مقادیر زیادی رسوبات دانه‌ریز تشکیل شده است. مرز زیرین و بالایی این توالی به ترتیب با فیلیت تیره‌رنگ و سنگ‌آهک‌های خاکستری روشن، مشخص است. در این مطالعه آنالیز رخساره‌های سنگی به منظور تفسیر محیط رسوبی و موقعیت تکتونیکی منشا نهشته‌های سیلیسی آواری ژوراسیک زون بینالود در برش باز حوض واقع در جنوب مشهد انجام گرفته است. با تکیه بر ویژگی‌های رخساره‌ها و شکل هندسی لایه‌ها توالی مورد مطالعه به ۱۰ رخساره سنگی در ضخامتی حدود ۱۶۰ متر تقسیم شده‌اند. رخساره‌های سنگی در ۴ گروه دانه درشت (Gcm,Gmm,Gh,Gp)، دانه‌متوسط (Sh, Sr,Sm) و دانه‌ریز (Fl,Fm) و بیوشیمیایی (C) دسته‌بندی شده‌اند. بر مبنای شواهد زیر محیط تشکیل این رسوبات دلتای تحت تسلط رودخانه است: رخساره‌های رسوبی: رسوبات به سمت بالا درشت‌شونده، رسوبات زغال، آثار برگ درختان، ترک سین‌آرسیس، ساختارهای رسوبی یک جهتی مانند ریپل‌مارک، طبقه‌بندی مورب، عدم وجود ساختارهای دوجهتی. مطالعات پتروگرافی منجر به شناسایی ۶ پتروفاسیس کنگلومرایی و ماسه‌سنگی شده است. قرار دادن داده‌های حاصل بر روی نمودار Qt, F, L نشان‌دهنده منشا با موقعیت تکتونیکی برخاستگاه چرخه مجدد رسوبی برای این نهشته‌ها می‌باشد. هم‌چنین قرار دادن داده‌های حاصل بر روی نمودار چهارتائی باسو و نمودار Q,F,L، به ترتیب نشان‌دهنده منشأ دگرگونی درجه پایین تا متوسط و شرایط آب و هوای مرطوب برای ماسه‌سنگ‌های رسوبات ژوراسیک در زمان تشکیل بوده. با توجه به برخورد صفحات توران و ایران و بسته شدن دریای پالئوتتیس در شمال‌شرق ایران رسوبات ژوراسیک در ناحیه مورد مطالعه از فرسایش ارتفاعات تشکیل شده مشتق شده‌اند. این نتایج مبنی بر وجود شرایط آب و هوای مرطوب است.

واژه‌های کلیدی: رخساره‌های سنگی، عناصر ساختاری، بینالود، دلتا، پتروفاسیس

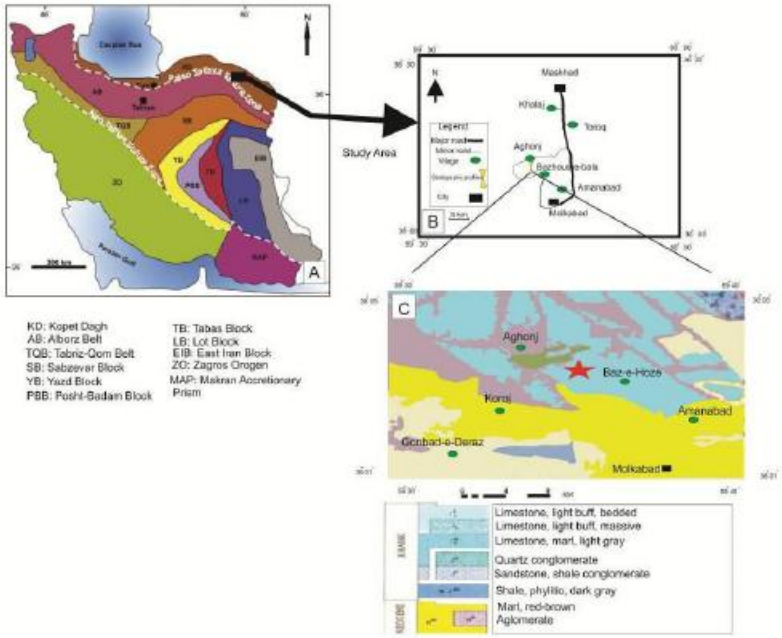
مقدمه

رشته کوه بینالود یک رشته کوه منحنی شکل با روند شرقی- غربی و تحدب به سمت شمال بوده و در شمال شرقی ایران قرار دارد [۷]. این رشته کوه از سمت غرب به رشته کوه البرز، از شرق به کوه‌های پاراپامیسوس در شمال افغانستان، از شمال به دشت مشهد - قوچان و از جنوب به دشت نیشابور- سبزوار محدود شده است و هم‌چنین خط درز پالئوتتیس در شمال این ارتفاعات قرار دارد [۷]. این ناحیه عمدتا از سنگ‌های پالئوزوییک پایینی، ژوراسیک، کرتاسه و سنوزوئیک تشکیل شده است. ارتباط بین واحدهای پالئوزوییک و واحدهای سنگی جوان‌تر غالبا گسله بوده به طوری که این رسوبات بر روی رسوبات سنوزوییک رانده شده‌اند [۵]. مطالعه رخساره‌های سنگی به ویژه در رسوبات سیلیسی آواری، از این رو حائز اهمیت است که این رخساره‌ها توسط آن دسته از فرایندهای رسوبی کنترل می‌شود که در مناطق خاصی از محیط رسوب‌گذاری عمل می‌کنند [۲۲ و ۴۷]. به همین علت شناخت رخساره‌های سنگی به تفسیر فرایندهای همزمان با رسوب‌گذاری کمک شایانی می‌کند و هم‌چنین تشخیص مجموعه رخساره‌ها می‌تواند کمک زیادی به بازسازی محیط رسوبی دیرینه نماید [۴۰ و ۱۷]. آنالیز پتروفاسیس‌ها از روش‌های اصلی در تعیین موقعیت تکتونیکی نهشته‌های سیلیسی آواری است [۴۰ و ۳۱]. در کنار بررسی‌های پتروگرافی و تحلیل

رخساره‌ای برای تعیین الگوی رسوبی سنگ‌های سیلیسی آواری، بررسی برخاستگاه (جایگاه زمین‌ساختی، ناحیه منشا و هوازدگی در ناحیه منشا) این نهشته‌ها نیز همواره مورد توجه بوده است. از آنجایی‌که تاکنون نهشته‌های ژوراسیک زون بینالود مورد مطالعه قرار نگرفته است لذا در این مطالعه محیط تشکیل و موقعیت تکتونیکی نهشته‌های ژوراسیک براساس ویژگی‌های رسوب‌شناسی و پتروگرافی مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت، بدیهی است که این نتایج می‌تواند به درک بهتری از محیط تشکیل این رسوبات در زون بینالود بینجامد.

موقعیت جغرافیایی و روش مطالعه

در این مطالعه به منظور تجزیه و تحلیل رخساره‌های رسوبی و تعیین برخاستگاه، برش چینه‌شناسی باز حوض واقع در جنوب مشهد و در مسیر جاده مشهد- نیشابور پس از طی کردن ۳۵ کیلومتر و عبور از شهر ملک آباد، با پیمودن مسافت ۱۰ کیلومتر در جاده فرعی روستای باز حوض برش مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی N ۳۳° ۵۰′ ۴″ و E ۴۷° ۵۵′ ۱۵″ اندازه‌گیری و نمونه‌برداری شده است (شکل‌های ۱ و ۲).



شکل ۱. نقشه کلی از ایران که در آن حوضه مختلف نشان داده شده است. منطقه مورد مطالعه در حوضه کپه داغ قرار دارد. B) نقشه راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه که موقعیت منطقه مورد مطالعه در آن نشان داده شده است. C) بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ مشهد [۱] که برش مورد مطالعه با علامت ستاره نشان داده شده است.

شکل۲. نمایی کلی از رخنمون رسوبات سیلیسی آواری ژوراسیک در برش باز حوض (دید به سمت شمال شرق)

تعداد ۱۰۰ نمونه سنگی جهت مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی برداشت شد (شکل ۳). نمونه‌های سنگی جهت تهیه برش نازک به کارگاه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد مشهد انتقال داده و در این مطالعه از تعداد ۱۰۰ نمونه سنگی برداشت شده، ۵۰ عدد برش نازک به طوری که تمامی توالی را پوشش دهد انتخاب شده و آنالیز نقطه شماری به روش گزی-دیکینسون [۳۲] با شمارش ۴۰۰ نقطه برروی آن‌ها انجام شده است. برای حذف اثرات دیاژنزی بر روی ترکیب و بافت اولیه سنگ تغییرات دیاژنزی تا حد ممکن در حین نقطه شماری مورد توجه قرار گرفته است [۳۲]. نام‌گذاری ماسه‌سنگ‌ها به روش فولک[۲۶] و کنگلومراها به روش پتی‌جان [۴۵] انجام شده است. با توجه به مطالعات انجام شده با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان اجزای اصلی و فرعی برش‌های نازک مشخص و مورد بررسی قرار گرفته و بر اساس آن‌ها پتروفاسیس‌ها نام‌گذاری شدند. هم‌چنین براساس اندازه ذرات، ضخامت، شکل هندسی، بافت، ساخت‌های رسوبی، سطوح محدود کننده و با استفاده از طبقه‌بندی ارائه شده توسط مایل [۴۰] رخساره‌های سنگی تعیین گردید (جدول‌های ۱و ۲) و با توجه به این اطلاعات، محیط رسوبی این نهشته‌ها مشخص شد و سپس براساس شواهد پتروگرافی و داده‌های حاصل از نقطه شماری و با استفاده از نمودار بر مبنای کل کوارتز (Qt)، فلدسپات (F) و خرده‌سنگ‌های موجود در نمونه‌ها (L) [۲۳] و هم‌چنین نمودارهای ارائه شده توسط تورتوزا و همکاران [۵۰]، پاسو و همکاران [۱۰]، ساتنر و همکاران [۴۸] موقعیت تکتونیکی و آب و هوای غالب در رابطه با منشاء تعیین شد. به منظور ترسیم مدل رسوبی، رسم دیاگرام‌های مثلثی و هم‌چنین ویرایش تصاویر از نرم‌افزارهای مختلفی از جمله Corel Draw Graphics X6 و Adobe Photoshop استفاده شده است.

جدول ۱. خلاصه رخساره‌های سنگی شناسایی شده در رسوبات ژوراسیک در برش باز حوض براساس طبقه‌بندی ارائه شده توسط مایل[۴۰]

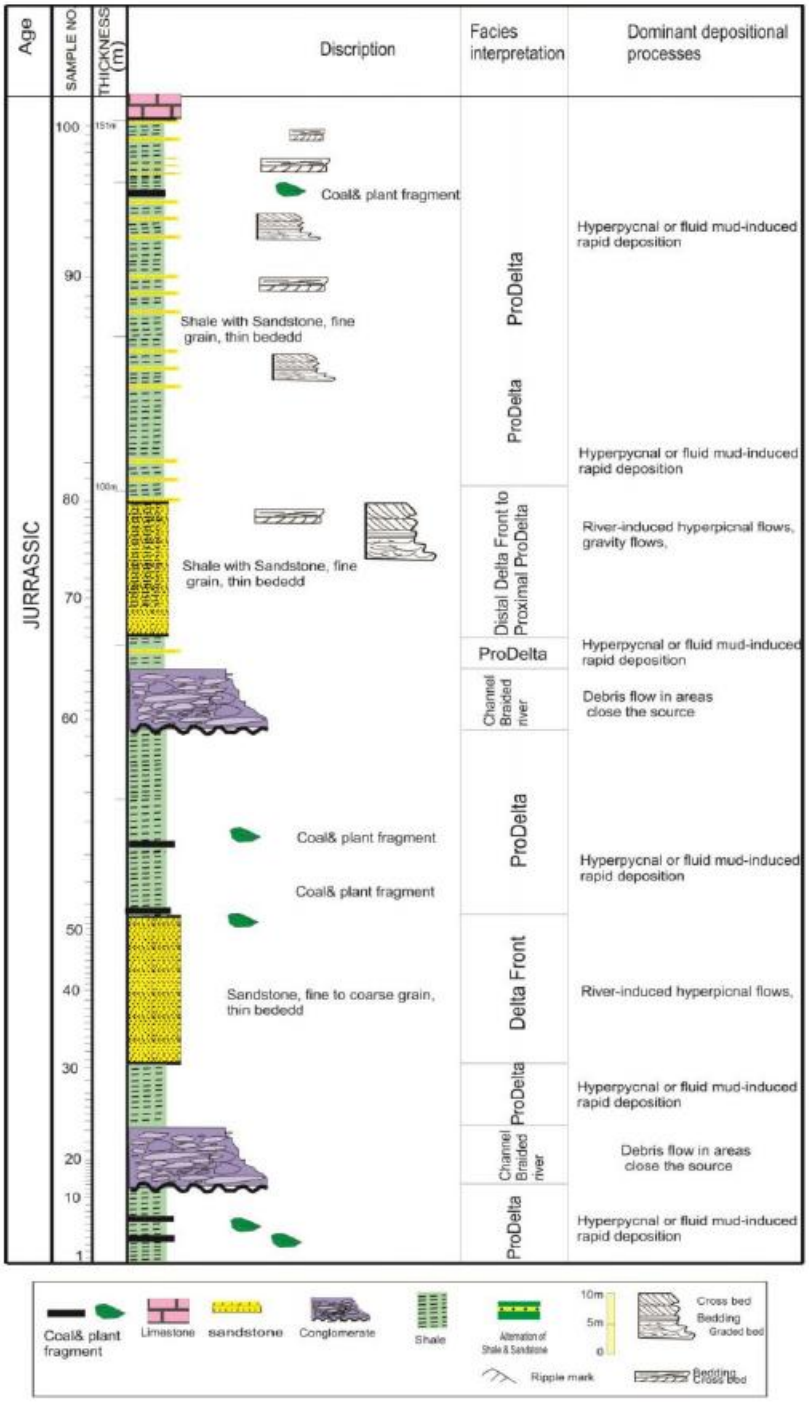
تفسیر	ساختارهای رسوبی	رخساره	کد رخساره
جریان‌های خرده‌دار	توده‌ای	کنگلومرا زمینه پشتیبان بدون چینه‌بندی	Gmm
جریان‌های خرده‌دار	توده‌ای	کنگلومرا توده‌ای دانه‌پشتیبان بدون چینه‌بندی	Gcm
اشکال لایه‌ای متقاطع	طبقه‌بندی مورب مسطح	کنگلومرا چینه‌بندی شده	Gp
مهاجرت سدهای طولی و یا به شکل رسوبات باقی‌مانده در کف کانال	طبقه‌بندی مورب مسطح	کنگلومرا با طبقه‌بندی افقی	Gh
جریان‌های مسطح	لامیناسیون افقی	ماسه‌سنگ خیلی ریز تا متوسط	Sh
نهشته‌های جریان رسوبی ثقلی	توده‌ای	ماسه‌سنگ ریز تا درشت	Sm
رژیم جریانی پایین	ریپل‌مارک	ماسه‌سنگ ریز تا درشت	Sr
پهنه دلتایی	توده‌ای	سیلت، گل	Fm
پهنه دلتایی	لامیناسیون	سیلت، گل‌لامینه‌ای	Fl
پهنه دلتایی	عدسی شکل	زغال	C

چینه‌سنگی

سنگ‌های سیلیسی آواری ژوراسیک در جنوب مشهد در رشته کوه‌های بینالود برونزد دارد. در برش باز حوض این نهشته‌ها دارای ضخامتی در حدود ۱۶۰ متر بوده و متشکل از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و سیلتستون با ضخامت زیاد می‌باشد که به طور متناوب تا انتهای توالی تکرار می‌شود (شکل۳). امتداد لایه‌ها در این برش شمال‌شرق - جنوب‌غربی و شیب لایه‌ها نیز بین ۳۰ تا ۵۰ متغییر است. شکل ۲ نمای کلی این برش را نشان می‌دهد. قسمت پایینی برش از گل‌سنگ توده‌ای تا سیلتی لامینه‌ای به رنگ قهوه‌ای تا سبز با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ‌های متوسط تا نازک لایه قرمز رنگ تشکیل شده است. گل‌سنگ‌ها حاوی بقایای گیاهی، طبقات و لامیناسیون پیچیده و ترک‌های سین‌آرسیس می‌باشند. واحدهای کنگلومرایی حاوی میان لایه‌های ماسه‌سنگی خاکستری رنگ به ضخامت حدود ۱ متر می‌باشند. کنگلومراها رنگ روشن و شامل ساختمان‌های رسوبی از جمله طبقه‌بندی مورب مسطح، لایه‌بندی افقی و نیز ریپل‌مارک می‌باشد. ماسه‌سنگ‌ها به رنگ قرمز و دارای طبقه‌بندی تدریجی، لامیناسیون موازی، لامیناسیون

ریپلی در آن‌ها دیده می‌شود. هم‌چنین ماسه‌سنگ‌های توده‌ای متوسط تا درشت دانه حاوی آثار و بقایای گیاهان نیز دیده می‌شود. قسمت راس برش از تناوب گل‌سنگ و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. در این قسمت رسوبات اکثرا شیل سبز رنگ و میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ‌های نازک‌لایه قرمز رنگ در بین آن‌ها دیده می‌شود.

ساختمان‌های رسوبی این بخش به ترتیب فراوانی شامل واحدهای مختلف بوما (A، B و C)، لامیناسیون مورب و لامیناسیون پیچیده، طبقه‌بندی تدریجی مهم‌ترین ساختمان‌های رسوبی شناسایی شده در این بخش به شمار می‌روند. لایه‌های گل‌سنگ لامینه‌ای نیز حاوی آثار و بقایای گیاهی می‌باشند.



شکل ۳. ستون چینه‌سنگی رسوبات ژوراسیک در برش مورد مطالعه

جدول ۲. داده‌های رسوب‌شناسی رسوبات ژوراسیک در برش مورد مطالعه

تفسیر	مجموعه لیتوفاسیس‌ها	لیتولوژی و ساختارهای رسوبی		مجموعه رخساره‌ای
جریان خرده‌دار در نواحی نزدیک به منشأ (در رودخانه‌های بریده بریده غالبا دیده می‌شود)، از نظر شکل هندسی غالبا پهن و ورقه‌ای می‌باشد. هم‌چنین حاصل مهاجرت سدهای گراولی و یا به صورت رسوبات باقی‌مانده در کف کانال در سیستم رودخانه‌ای بریده بریده با بار بستر می‌باشد.	Gcm,Gmm, Gh,Gp	گراول توده‌ای با قطعه فراوان، گراول توده‌ای با ماتریکس فراوان، گراول ریز تا درشت با طبقه‌بندی مورب مسطح، گراول با طبقه‌بندی افقی	کانال‌های رودخانه‌ای نزدیک به منشا	رخساره رودخانه‌ای
در سیستم‌های دلتایی پیشانی دلتا و در ترخ رسوب‌گذاری متوسط بر جای گذاشته می‌شود. از نظر شکل هندسی صفحه‌ای تا گوه‌ای می‌باشد.	Sm,Sr,Sh	ماسه‌سنگ ریز تا متوسط دانه، طبقه‌بندی مورب پلانار، توده‌ای، دارای لامیناسیون ریپلی، همراه با مادستون (۵ تا ۱۰ درصد)، طبقات و لامیناسیون به هم پیچیده	Proximal delta front (pDF)	رخساره دلتایی تحت نفوذ رودخانه
در سیستم‌های دلتایی پیشانی دلتا و در ترخ رسوب‌گذاری متوسط تا پایین بر جای گذاشته می‌شود. از نظر شکل هندسی صفحه‌ای می‌باشد.	Sm,Sr,Sh	میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ خیلی‌ریز تا ریز دانه، دارای لامیناسیون ریپلی و پلانار، سیلتستون و مادستون دارای طبقه‌بندی تدریجی، طبقات و لامیناسیون به هم پیچیده، ترک‌های سین‌آرسیس، گروو کست، واحدهای بوما	Distal delta front (dDF)	رخساره دلتایی تحت نفوذ رودخانه
رسوبات ریز خارج از کانال را شامل می‌شود و دیستال پیشانی دلتا به سمت انتهایی دلتا که نشانگر کاهش انرژی است.	Fm, Fl	مادستون و سیلتی مادستون دارای طبقه‌بندی تدریجی مشخص و لامیناسیون با مقدار ناچیزی از ماسه‌سنگ‌های خیلی‌ریز دانه دارای لایه‌بندی نازک‌لایه، ریپل‌مارک جریانی	Prodelta (pD)	رخساره دلتایی تحت نفوذ رودخانه

نتایج و بحث

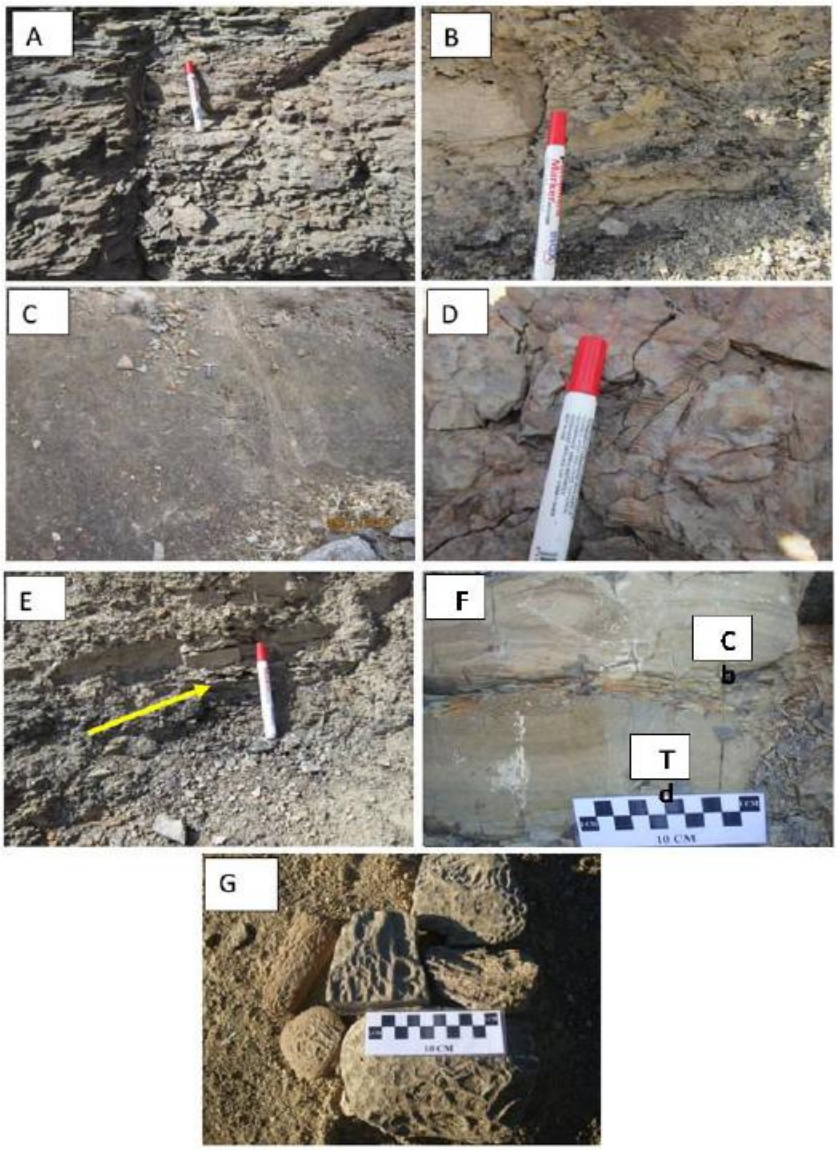
تشکیل رخساره‌های سنگی مختلف تحت تأثیر عوامل مختلفی از جمله اندازه دانه، عمق جریان، سرعت جریان، ویسکوزیته جریان و درجه حرارت است [۵۱]. در برش مورد مطالعه رخساره‌های سنگی بر اساس اندازه ذرات در سه گروه درشت‌دانه، دانه‌متوسط و دانه‌ریز تقسیم‌بندی شده‌اند. رخساره‌های اصلی تشکیل‌دهنده توالی مورد مطالعه، رخساره‌های دانه متوسط و ریز پوده و در مجموع بر اساس اندازه ذرات، شکل هندسی و ساخت‌های رسوبی مشاهده شده در توالی مورد مطالعه، سه مجموعه رخساره‌ای، ۱۱ رخساره سنگی شناسایی و مورد مطالعه قرار گرفت.

مجموعه رخساره‌های دانه‌ریز

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای دارای سیلتستون‌های نازک‌لایه (شکل۴A, B)، ماسه‌سنگ‌های سیلتی نازک لایه، ماسه‌سنگ‌های نازک‌لایه ریز تا خیلی ریز دانه دارای لامیناسیون (واحد b بوما)، ریپل‌مارک (واحد c بوما) و سیلتستون‌های دارای لامیناسیون موازی (واحد d بوما) (شکل F۴) است (شکل 5C, A). مواد آلی، آثار برگ درخت به فراوان در سیلتستون‌ها و مادستون‌ها پراکنده هستند (شکل۴C). ترک‌های سین‌آرسیس در رسوبات مادستونی و طبقات و لامیناسیون پیچیده در این مجموعه دیده می‌شود (شکل۴F, G). این مجموعه رخساره‌ای به طور متناوب با رخساره‌های ماسه‌سنگی مشاهده می‌شود و طبق طبقه‌بندی مایل ۲۰۰۶ متشکل از رخساره‌های Fm و Fl می‌باشد. رخساره Fl، شامل شیل‌های سیلتی و سیلت سنگ‌هایی است که در توالی رسوبی مورد مطالعه یافت شده‌اند و دارای شکل هندسی ورقه‌ای و مرز آن با طبقات زیرین و بالایی مشخص است (شکل۴A, B). رخساره Fm، رخساره گلی و توده‌ای است (شکل ۴C).

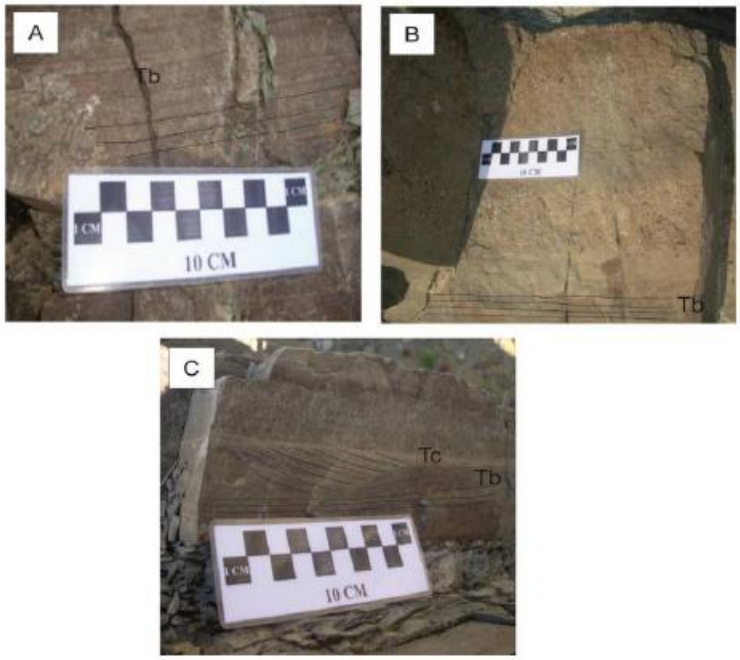
تفسیر: ماهیت دانه‌ریز بودن این مجموعه رخساره‌ای نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط‌های نسبتا کم انرژی انتهایی دلتا است. سیلتستون‌های توده‌ای نشان‌دهنده ته‌نشست بوسیله بار معلق در محیط‌های کم انرژی است، در حالی‌که سیلتستون و ماسه‌سنگ‌های خیلی

دانه‌ریز دارای لامیناسیون ریپلی بوسیله جریان‌های کششی تشکیل شده‌اند و نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط‌های دور از منشا پیشانی دلتا تا نزدیک منشا انتهایی دلتا است [۴۷ و ۲۲]. ترک‌های سین‌آرسیس نشان‌دهنده جریان‌های قوی رودخانه‌ای همراه با توسانات شوری است. زمانی‌که جریان‌های مملو از گل وارد پخش‌های انتهایی دلتا می‌شوند وجود لنزهای آب شیرین در بالای لایه و شوری متفاوت این دو جریان باعث تشکیل ترک‌های سین‌آرسیس می‌شود. ترک‌های سین‌آرسیس تشکیل شده بوسیله تغییرات شوری، گریدد بدینگ نرمال و معکوس و سیلتستون‌های توده‌ای از جریان‌های هیپرپیکنال تشکیل می‌شوند [۴۹ و ۱۱].



شکل ۴. رخساره‌های سنگی دانه‌ریز در رسوبات ژوراسیک؛ A: گلسنگ لامینه‌ای (Fl) حاوی زغال (شماره نمونه ۸۵)؛ B: نمایی نزدیک از گلسنگ لامینه‌ای (Fl) به همراه آثار زغال. C: گلسنگ توده‌ای حاوی آثار گیاهان (Fm) (شماره نمونه ۵)؛ D: نمایی نزدیک از اثار گیاهان در رخساره گلسنگ توده‌ای (Fm) E: تشکیل زغال بصورت رگه‌ای در میان گلسنگ فلش زرد رنگ (شماره نمونه ۷). F: طبقات و لامیناسیون بهم ریخته (Cb: Convolute beding) در رسوبات انتهایی دلتا تحت نفوذ رودخانه به سمت دیستال پیشانی دلتا (شماره نمونه ۹۸). به همراه سیلتستون‌های تورپیدیتی (T_d). G: ترک سین‌ارسیس در مادستون‌های انتهایی دلتاو پخش‌های دیستال پیشانی دلتا (شماره نمونه ۵۵)

رخساره Fl با توجه به اینکه این رخساره بیش‌تر در رخساره‌های گلی با مقادیر بالای سیلت دیده می‌شود [۶]، می‌توان نتیجه گرفت که در این رخساره مقدار سیلت نسبت به رس فراوان‌تر است. رخساره Fl حاصل فروکش کردن جریان سیلابی در نواحی خارج از کانال است و می‌تواند به دلیل وجود مقادیر بالای سیلت در بخش‌های دیستال پیشانی دلتا تا پروکسیمال انتهایی دلتا دیده می‌شود [۴۰]. رخساره Fm (شکل ۴A) رخساره گلی و توده‌ای است و به طور گسترده و با ضخامت چند سانتی‌متر تا چندین متر در برش باز حوض دیده می‌شود (شکل۳). رخساره Fm رخساره گلی و فاقد ساخت رسوبی است و رسوب‌گذاری ذرات دانه‌ریز معلق در رژیم جریانی پایین در بخش انتهای دلتا را نشان می‌دهد [۴۰ و ۱۲]. دلایلی همچون ماهیت دانه‌ریز بودن، تغییرات شوری، ترک‌های سین‌آرسیس (شکل ۴G)، مواد آلی، آثار برگ درختان (شکل ۴D) و سیلتستون‌های توربیدیتی (واحد T_d بوما) (شکل ۴F) و ماسه‌سنگ‌های خیلی ریزدانه دارای واحدهای بوما (شکل A و C ۵) این مجموعه رخساره‌ای در رسوبات ژوراسیک احتمالاً از طریق رسوب‌گذاری بخش‌های دیستال پیشانی دلتا به سمت انتهایی دلتا، بخصوص بخش انتهایی دلتا نهشته شده است [۳۸، ۱۳ و ۹].



شکل ۵. رخساره‌های سنگی دانه‌ریز و متوسط در رسوبات ژوراسیک : A: واحد Tb بوما (شماره نمونه ۷۵). B: واحد T_b بوما (شماره نمونه ۴۵). توالی به سمت بالا درشت‌شونده. C: واحدهای B و C بوما (شماره نمونه ۷۸)

رخساره‌های سنگی شیمیایی و بیوشیمیایی

رخساره سنگی زغال C

این رخساره سنگی بصورت رگه‌های بسیار نازک، باریک و عدسی شکل زغال، با ضخامت چند سانتی‌متر، که در لایه‌لای رخساره گل سنگی (رخساره Fl و Fm) در طول توالی نهشته شده، شناسایی گردیده است (شکل ۴ D). با توجه به رخساره‌های گل سنگی همراه این زغال‌ها به نظر می‌رسد این رخساره مربوط به یک بخش انتهایی دلتایی در یک آب و هوای نسبتاً گرم و مرطوب باشد [۲۲ و ۴۹].

مجموعه رخساره‌های دانه‌متوسط

توصیف: این مجموعه از سنگ‌های هترولیتیک با مرز مشخص، ماسه‌سنگ‌های ریز تا متوسط دانه و بین لایه‌هایی از سیلتستون‌های نازک لایه، ماسه‌سنگ‌های خیلی ریز دانه ریپلی و توده‌ای تشکیل شده است (شکل ۶ A، C). لایه‌های ماسه‌سنگی دارای طبقه‌بندی مورب کم‌زاویه و ماسه‌سنگ توده‌ای است (شکل ۶ B، C). ماسه‌سنگ‌های سانتی‌متری تا ضخیم لایه همراه با ماسه‌سنگ‌های توده‌ای، ریپلی و مورب دارای طبقه‌بندی بوما T_{abc} (شکل ۶ D) و T_b (شکل ۶ B) دیده می‌شوند.

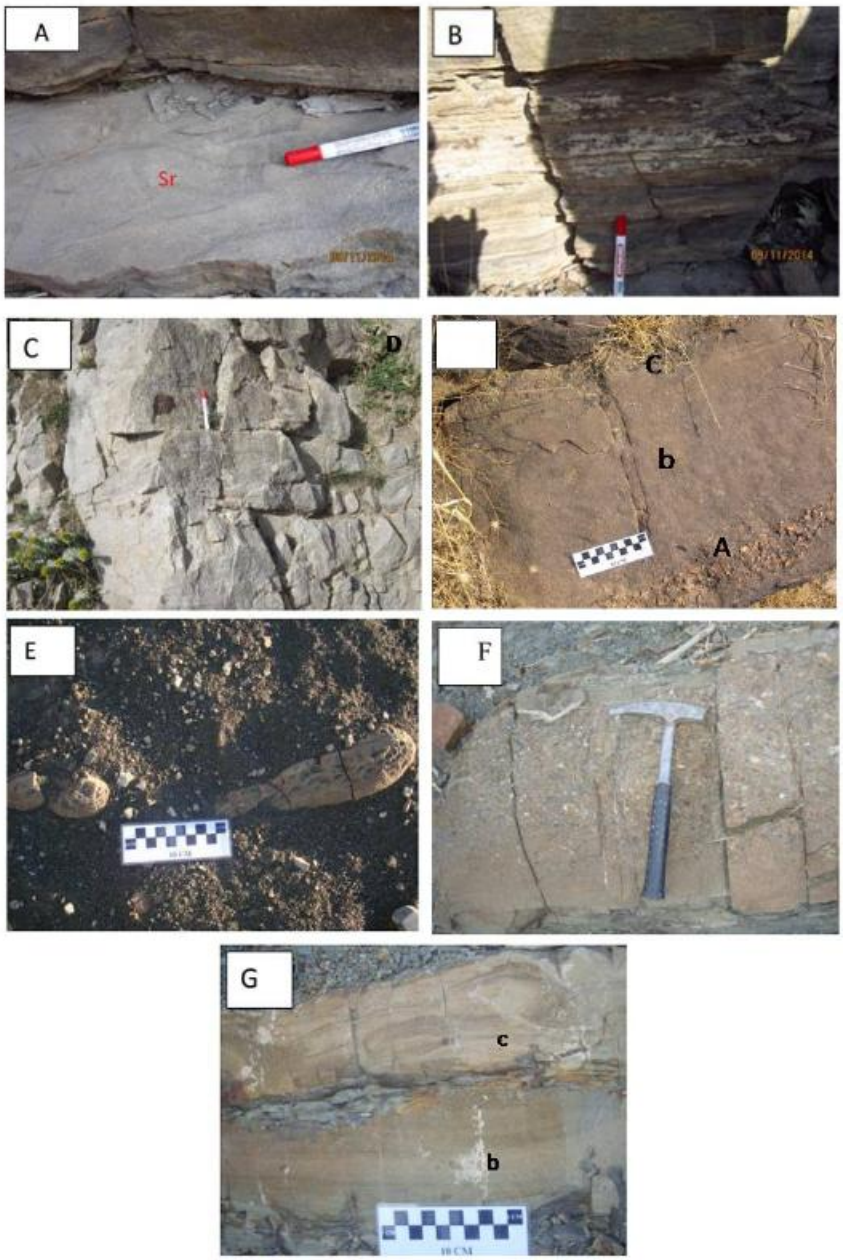
میان لایه‌های سیلتستونی و مادستونی شامل طبقات و لامیناسیون پیچیده (شکل ۶ G)، لامیناسیون موازی (واحد T_d بوما) (شکل ۶ G) ترک‌های سین‌آرسیس است (شکل ۶ E). ماسه‌سنگ‌های درشت‌دانه پبلی دارای گریدد بدینگ معکوس (شکل B۵ و F۶) و به مقدار کم ماسه‌سنگ‌های به سمت بالا ریز شونده دیده می‌شود. مواد آلی در میان لایه‌های مادستون و سیلتستون‌ها این مجموعه رخساره‌ای دیده می‌شود. در برش باز حوض این مجموعه رخساره‌ای نسبت به رخساره‌های دانه‌درشت دارای ضخامت بیش‌تری است (شکل۳). این مجموعه طبق طبقه‌بندی مایل [۴۰] متشکل از ۳ رخساره (Sh, Sr,Sm) است (شکل۳).

تفسیر: سیلتستون و ماسه‌سنگ‌های توده‌ای (sm) و گریددبدینگ بوسیله نفوذ طولانی مدت رودخانه‌ها تشکیل شده و نشان‌دهنده رسوب‌گذاری سریع جریان‌های با بار رسوبی بالا است [۱۲]. رخساره Sm، رخساره ماسه‌سنگی و فاقد هرگونه ساختمان رسوبی است و به طور پراکنده در برش باز حوض با ضخامت چند سانتی‌متر تا بیش از یک متر دیده می‌شود (شکل۶ C). ماسه‌سنگ‌های ریپلی رخساره Sr، نشان‌دهنده رخساره ماسه‌سنگی همراه با ریپل‌مارک است (شکل ۶A)، این رخساره در توالی مورد مطالعه اغلب به طور متناوب با رخساره Sh در قسمت ابتدایی و بالایی توالی دیده می‌شود. رخساره Sr و Sm نشان‌دهنده نهشته شدن در رسوبات پروکسیمال پیشانی دلتا است [۴۹ و ۲۲]. رخساره Sr می‌تواند بر اثر مهاجرت به طرف پایین‌دست ریپل‌مارک‌های نامتقارن در رژیم پایین جریان تشکیل شود [۴۰]. وجود مواد آلی و برگ درختان نشان‌دهنده دوره‌های ورود رودخانه به سمت بخش‌های پایینی مادستونی و سیلتستونی لوب‌های دلتایی است [۴۷]. پراکندگی طبقات و لامیناسیون پیچیده (شکل ۶ G)، ماسه‌سنگ‌های توده‌ای (شکل ۶ C)، ترک‌های سین‌آرسیس (شکل ۶ E) نشان‌دهنده افزایش نرخ رسوب‌گذاری در نزدیک دهانه رودخانه است [۳۰].

رخساره Sh، رخساره ماسه‌سنگی دارای لامیناسیون‌های موازی و مسطح بوده و فراوان‌ترین رخساره ماسه‌ای در برش باز حوض است (شکل ۶B). اندازه ذرات تشکیل دهنده این رخساره در حد ماسه متوسط تا ریز است. با توجه به جدایی خطی مشاهده شده و اندازه ذرات در این رخساره و با در نظر گرفتن اینکه در ماسه‌سنگ‌های ریز دانه، لامیناسیون افقی در ارتباط با فعالیت جریان‌های پرانرژی است، تشکیل این رخساره را می‌توان به سرعت‌های بالای جریان آب نسبت داد [۳۴]. این رخساره در رسوبات پروکسیمال پیشانی دلتا تشکیل شود [۴۴ و ۲۴]. با توجه به ویژگی‌های ذکر شده که خاص بخش‌های پیشانی دلتا است این مجموعه رخساره‌ای دانه متوسط در پیشانی دلتا ته‌نشین شده‌اند و نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در کانال‌های پخش کننده است، به طور کلی از بخش‌های پروکسیمال پیشانی دلتا به سمت بخش‌های دیستال پیشانی دلتا از لایه‌های ماسه‌سنگی ریز تا متوسط دانه کاهش یافته و بر میزان ماسه‌سنگ-های ریز تا خیلی ریز دانه با میان لایه‌هایی از سیلتستون و مادستون افزایش می‌یابد. از بخش‌های پروکسیمال به سمت دیستال پیشانی دلتا از واحدهای A، B و C واحدهای بوما، ماسه‌سنگ‌های ریپلی، توده‌ای کاسته شده و بر میزان ماسه‌سنگ‌های خیلی ریز دانه تا سیلتستونی دارای واحدهای D و E بوما افزایش می‌یابد. طبقات و لامیناسیون پیچیده، ترک‌های سین‌ارسیس در کل توالی پیشانی دلتا دیده می‌شود [۳۹].

مجموعه رخساره‌های دانه‌درشت

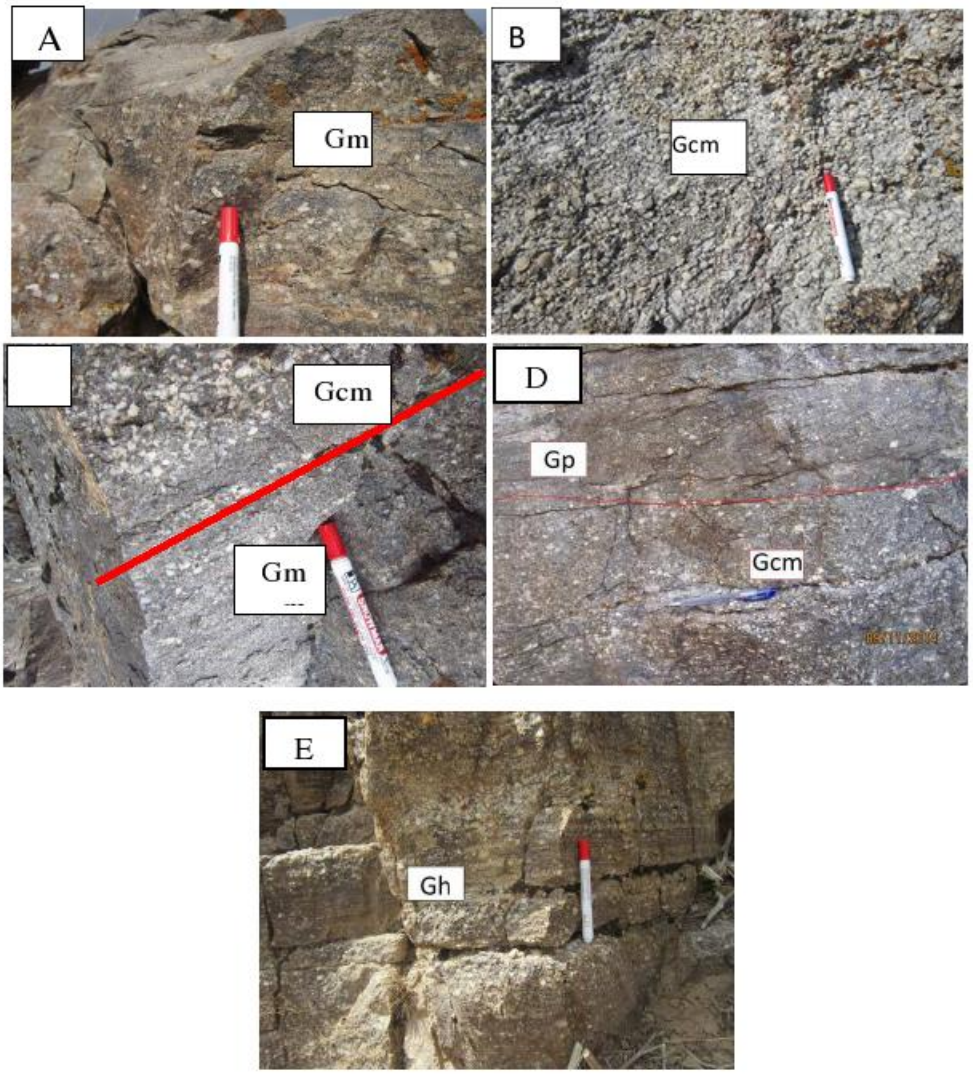
توصیف: این مجموعه دارای لایه‌بندی ضخیم بوده و ضخامت ناچیزی از برش باز حوض را تشکیل می‌دهد. این مجموعه رسوبات به سمت بالا ریزشونده دیده می‌شود. لایه کنگلومرایی این مجموعه دارای جورشدگی خوب تا متوسط، اندازه قطعات بین گرانول تا کابل متغیر بوده و نیمه‌گردشده تا نیمه‌زاویه‌دار هستند. جنس ذرات تشکیل‌دهنده، پبل‌های کوارتز مونوکریستالین و پلی‌کریستالین (دگرگونی و آذرین)، پبل‌های رسوبی (خرده‌های چرتی) و دگرگونی است. مواد آلی برگ درختان و میان لایه‌های ماسه‌سنگی دارای لامیناسیون پیچیده به صورت جزئی در این مجموعه دیده می‌شود. این مجموعه بر اساس طبقه‌بندی مایل [۴۰] متشکل از رخساره گراولی ماتریکس پشتیبان توده‌ای (Gmm)، رخساره گراولی دانه‌پشتیبان توده‌ای (Gcm)، رخساره گراولی دارای طبقه‌بندی مورب مسطح (Gp)، رخساره گراولی دارای طبقه‌بندی افقی (Gh) تشکیل شده است (شکل ۷).



شکل ۶. رخساره‌های سنگی دانه‌متوسط و میان لایه‌های دانه‌ریز در رسوبات ژوراسیک ؛ A: رخساره سنگی Sr در بخش میانی برش مورد مطالعه که در زیر رخساره Sh قرار گرفته است (شماره نمونه ۳۸)؛ B: رخساره سنگی Sh در مجاورت رخساره‌های سنگی Sm (شماره نمونه ۳۰)؛ C: رخساره سنگی Sm (شماره نمونه ۴۶). D: واحدهای A، B و C بوما (شماره نمونه ۴۲). E: ترک سین‌آرسیس (شماره نمونه ۵۲). F: توالی به سمت بالا درشت‌شونده (شماره نمونه ۴۴). G: واحد b و C بوما در پایین به همراه طبقات و لامیناسیون به هم ریخته در بالا (شماره نمونه ۶۷)

تفسیر: رخساره‌های سنگی Gmm,Gcm حاوی زمینه ریز دانه بوده و فاقد لایه‌بندی و ساختمان رسوبی هستند و عمدتا در ارتباط با رسوب‌گذاری از جریان‌های خرده‌دار در بخش‌های بالادست رودخانه برجای گذاشته شده‌اند. قطعات و زمینه دانه‌ریز موجود در این رخساره‌ها از جورشدگی ضعیف تا متوسط برخوردار است. رخساره Gcm، رخساره کنگلومرایی دانه‌پشتیبان توده‌ای بوده و به طور پراکنده در بخش پایینی توالی با ضخامت چند سانتی‌متر تا بیش از یک متر دیده می‌شود. با توجه به جورشدگی ضعیف و عدم وجود لایه‌بندی و ساختمان رسوبی و وجود قاعده فرسایشی (شکل B ۷) نشان‌دهنده تشکیل این رخساره توسط جریان‌های با بار

رسوبی بالا در نواحی پر انرژی و پرشیب نزدیکی منشاء است و می‌تواند جزء رخساره‌های پرکننده کانال محسوب شود. در رخساره Gcm از پایین به طرف بالا از اندازه ذرات درشت می‌شود و بر مقدار زمینه افزوده می‌شود [۲۱ و ۱۴]. رخساره Gmm، رخساره کنگلومرایی زمینه پشتیبان و توده‌ای است (شکل ۷ A) و به طور پراکنده در قسمت پایین توالی مشاهده می‌شود، ضخامت آن معمولا بیش از نیم متر بوده و حالت توده‌ای، لایه‌بندی عدسی شکل، وجود ماتریکس فراوان و قاعده فرسایشی همگی نشان می‌دهد که وجود گل فراوان، کمبود سیال انتقال دهنده و تاثیر نیروی ثقلی در حرکت توده باعث تشکیل این رخساره شده است. براساس شواهد موجود این رخساره توسط جریان‌های خرده‌دار با نرخ رسوب‌گذاری بالا در مناطق نزدیک به منشاء در کانال‌های رودخانه بریده‌بریده تشکیل شده است [۴۰ و ۲۱]. رخساره Gp، رخساره کنگلومرایی دارای طبقه‌بندی مورب مسطح، زمینه فراوان و قاعده فرسایشی بوده (شکل ۷ D) و به صورت پراکنده در پرش باز حوض با ضخامت کمتر از نیم متر مشاهده شده است (شکل۳).



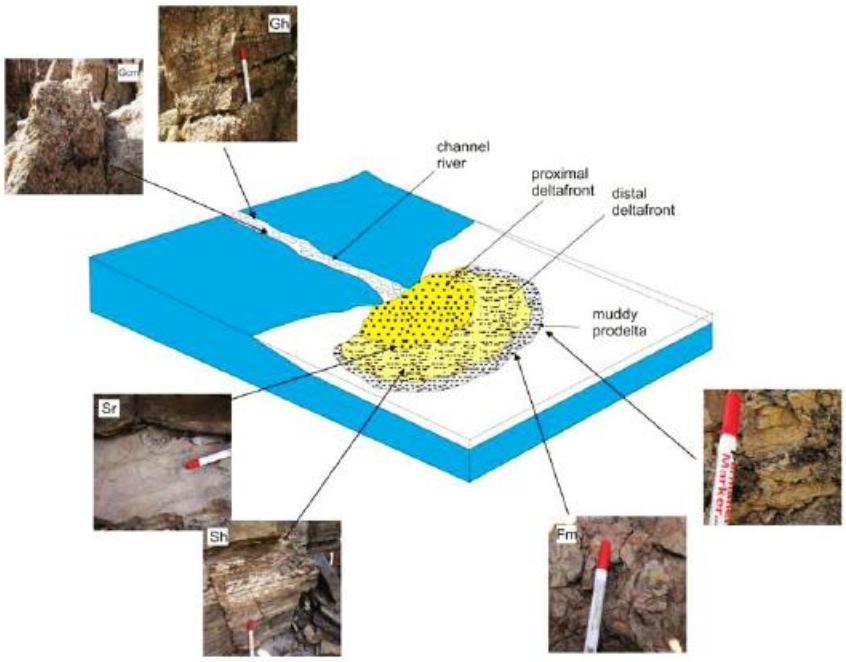
شکل۷. رخساره‌های سنگی دانه‌درشت در رسوبات ژوراسیک؛ A: کنگلومرای زمینه‌پشتیبان (رخساره سنگی Gmm) همراه با کنگلومرای دانه‌پشتیبان (شماره نمونه ۱۲)؛ B: رخساره سنگی Gcm با جورشدگی خوب (شماره نمونه ۱۵)؛ C: رخساره کنگلومرای دانه پشتیبان با طبقه‌بندی تدریجی به سمت بالا درشت‌شونده (شماره نمونه ۲۰)؛ D: رخساره سنگی Gp که بصورت طبقه‌بندی مورب مسطح در بالای رخساره Gcm مشاهده می‌شود (شماره نمونه ۶۲)؛ E: رخساره سنگی Gh (کنگلومرا با لامیناسیون افقی) با جورشدگی متوسط (شماره نمونه ۶۴)

این رخساره نشان‌دهنده نرخ رسوب‌گذاری بالا تحت شرایط رژیم‌های جریانی بالا است و ممکن است بر اثر مهاجرت سدهای طولی در بخش‌های عمیق‌تر کانال رودخانه‌های بریده‌بریده و یا در کف کانال‌های باقی‌مانده، در اثر ریزش رسوبات در قسمت جلویی سدها تشکیل شود [۴۰ و ۳۵]. هم‌چنین رخساره Gh، رخساره کنگلومرایی، دارای طبقه‌بندی افقی و قطعات با جورشدگی و گردشدگی متوسط است (شکل E ۷). این رخساره بیش‌تر در بخش‌های پایینی برش باز حوض دیده می‌شود (شکل۳) و می‌تواند در ارتباط با مهاجرت سدهای طولی و یا حاصل رسوبات باقی‌مانده در کف‌کانال باشد [۳۵]. بر اساس تفسیر بالا این قسمت از توالی به علت وجود طبقات گراولی ضخیم و کاهش لایه‌های ماسه‌سنگی و نبود لایه‌های سیلتستونی و نرخ رسوب‌گذاری بالا شرایط کانال‌های بریده‌بریده نزدیک به منشأ را نشان می‌دهد [۸]. از طرفی رسوبات دانه‌درشت در سیستم رودخانه‌ای بریده‌بریده نهشته می‌شوند که این رودخانه‌ها معمولا در مناطقی که از لحاظ تکتونیکی فعال هستند دیده می‌شوند[۴۰].

محیط رسوب‌گذاری

شناسایی رخساره‌های سنگی، بررسی تغییرات جانبی و عمودی آن‌ها منجر به تفسیر محیط‌رسوبی دیرینه می‌شود. بر همین اساس از این داده‌ها جهت تحلیل شرایط تشکیل سنگ‌های سیلیسی آواری ژوراسیک در برش باز حوض استفاده شده است. وجود توالی‌های به طرف بالا درشت‌شونده با قاعده فرسایشی، وجود فسیل گیاهی، زغال، شکل هندسی لایه‌ها در یک پروفیل عرضی و مجموعه رخساره‌ها (از جمله رخساره‌های کانالی) و ساختارهای رسوبی یک جهتی مانند ریپل‌مارک، طبقه‌بندی مورب، ترک‌های سین‌آرسیس، واحدهای یوما، طبقات و لامیناسیون به هم پیچیده، رخساره‌های کنگلومرایی شناسایی شده در برش مورد مطالعه و عدم وجود نشانه‌های موج مؤید محیط‌رسوبی دلتایی تحت نفوذ رودخانه‌ای می‌باشد که در بخش‌های نزدیک منشا رخساره‌های دانه‌درشت کنگلومرایی رودخانه بریده‌بریده به توالی دلتایی تبدیل می‌شود. توالی مورد مطالعه شامل مادستون و سیلتستون‌های توده‌ای انتهایی دلتا، ماسه‌سنگ‌های هترولیتیک پیشانی دلتا، توالی‌های دانه درشت کنگلومرایی رودخانه بریده‌بریده است. تغییرات عمودی از ماسه‌سنگ‌های هترولیتیک (دور از منشا پیشانی دلتا)، ماسه‌سنگ‌های پلانار (نزدیک منشا پیشانی دلتا) نشان‌دهنده کاهش عمق آب یا تغییر در شرایط هیدرودینامیک از کم انرژی به شرایط پرانرژی است [۴۷، ۴۶ و ۲۵]. لایه‌های ماسه‌سنگی به سمت بالا درشت شونده نشان‌دهنده پیش روی پیشانی دلتا از یک دلتای تحت نفوذ رودخانه است [۳۷، ۲۹ و ۲۴]. مشابه این رخساره‌ها در سازند Dunvegan کرتاسه بالایی توسط گینگراس و همکاران [۲۸] اشاره شده است. هم‌چنین وجود توالی‌های ماسه‌سنگی و سیلتستونی که در قسمت میانی و انتهایی برش مورد مطالعه دیده می‌شود را می‌توان در ارتباط با تشکیل در بخش‌های دیستال پیشانی دلتا به سمت انتهایی دلتا در این مناطق در نظر گرفت [۴۹ و ۲۷]. مشابه این محیط در سازند کشف‌رود ژوراسیک میانی توسط پورسلطانی و همکاران [۲] اشاره شده است. توالی کنگلومرایی درشت‌دانه با ضخامت زیاد همراه با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی که در قسمت ابتدایی و میانی برش دیده شده و متشکل از رخساره‌های Gcm, Gmm و Gp می‌باشد، را می‌توان با توجه به تشکیل رخساره Gmm توسط جریان‌های خرده‌دار با بار رسوبی بالا و رخساره‌های Gp و Gcm با قاعده فرسایشی به عنوان رخساره‌های پرکننده کانال، به تشکیل در قسمت داخلی کانال در سیستم رودخانه‌ای بریده‌بریده نهشته می‌شوند که این رودخانه‌ها معمولا در مناطقی که از لحاظ تکتونیکی فعال هستند دیده می‌شوند [۳۶]. مشابه این رخساره‌ها در نهشته‌های آوارای الیگوسن شمال نیشابور توسط دهنوی و همکاران [۴] و هم‌چنین در نهشته‌های آوارای نئوژن شرق کپه‌داغ توسط حسینی و همکاران [۳] اشاره شده است. نبود لایه‌بندی یا به عبارتی لایه‌بندی نامشخص در رسوبات رخساره Gcm نشان‌دهنده محیط پرانرژی بریده‌بریده نزدیک به منشأ می‌باشد [۵۲ و ۱۹]. هم‌چنین رخساره‌های گراولی دانه پشتیبان نشان‌دهنده حجم رسوب‌گذاری بالا و عمق کم جریان هستند [۲۱، ۱۴ و ۱۸]. میزان انرژی بالا و جابه‌جایی زیاد کانال در رودخانه‌های بریده‌بریده نزدیک به منشأ مانع از تشکیل رسوبات ماسه‌ای می‌گردد. نبود لایه‌های ماسه‌سنگی در بخش‌های درشت‌دانه، کاهش

ضخامت لایه‌ها از وسط به سمت طرفین (عدسی‌های یا قاعده تخت)، رخساره‌های سنگی درشت‌دانه یا گسترش بسیار محدود ساختارهای رسوبی و گسترش توالی‌های توده‌ای و یا ماتریکس زیاد نیز نشان‌دهنده حاکم بودن شرایط رودخانه بریده‌بریده در زمان رسوب‌گذاری است [۴۲، ۴۱ و ۲۱]. خصوصیات مربوط به محیط رودخانه بریده‌بریده که در بالا ذکر شد، در قسمت کنگلومرایی نهشته‌های ژوراسیک که شامل توالی کنگلومرائی است، مشاهده می‌شود. بنابراین با در نظر گرفتن شواهد ذکر شده در بالا، محیط‌رسوبی نهشته‌های ژوراسیک مورد مطالعه در ابتدا رودخانه بریده‌بریده دارای بار بستر گراولی می‌باشد. سپس این محیط تبدیل به محیط دلتای تحت نفوذ رودخانه می‌شود (شکل۸). در نتیجه با گذشت زمان و از پایین به سمت بالا رفته رفته بر انرژی محیط افزوده شده است.



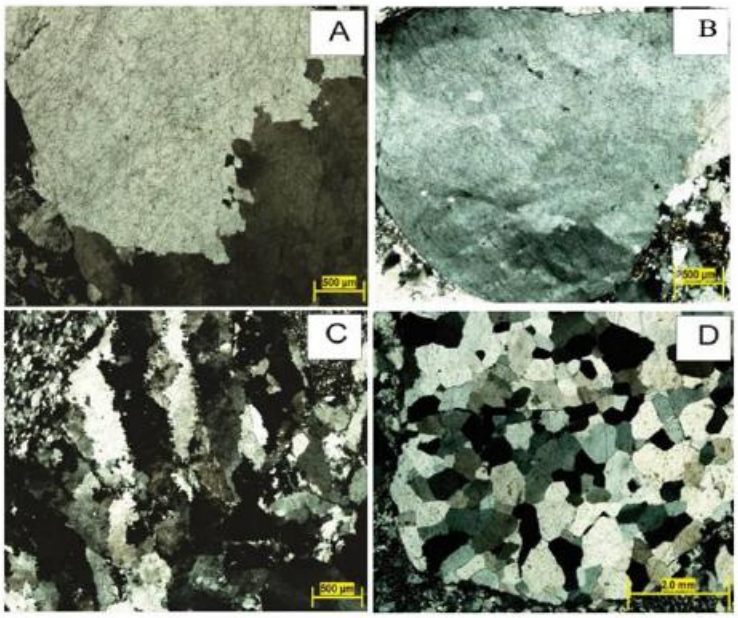
شکل۸. مدل رسوبی دلتای تحت نفوذ رودخانه نهشته‌های ژوراسیک در برش باز حوض

پتروفاسیس‌ها

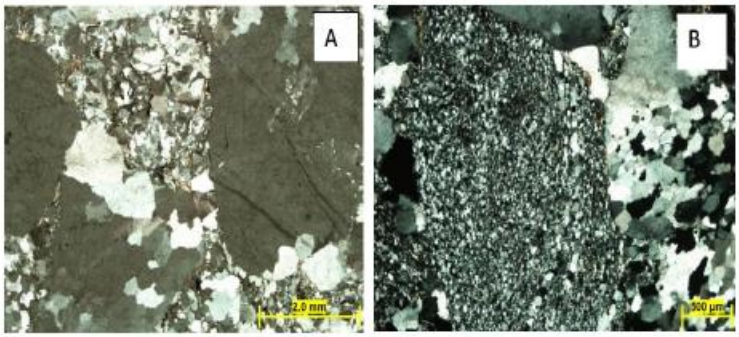
مهم‌ترین ویژگی سنگ‌های رسوبی که در شناسایی و طبقه‌بندی آن‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد، اندازه قطعات و جنس ذرات تشکیل‌دهنده آن‌هاست که تحت عنوان ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های رسوبی مورد بررسی قرار می‌گیرد [۵۱]. ذرات تشکیل‌دهنده رسوبات سیلیسی آواری دارای ترکیب متفاوتی هستند که از تخریب و فرسایش مواد خارج از محیط رسوبی سرچشمه گرفته‌اند [۵۱].

پتروفاسیس گراولی (کنگلومرا): کنگلومراهای مورد مطالعه از نوع رخساره دانه‌افزون بوده، از این رو مقاطع درشت‌دانه براساس خصوصیات بافتی جزء اورتوکنگلومراها طبقه‌بندی می‌شوند (شکل ۱۰ B). هم‌چنین در برش مورد مطالعه با توجه به اینکه قطعات تشکیل‌دهنده کنگلومراها اکثرا از جنس پبل‌های کوارتز مونوکریستالین و پلی‌کریستالین (دگرگونی و آذرین)، پبل‌های رسوبی (خرده‌های چرتی) و دگرگونی است، کنگلومراها براساس طبقه‌بندی پتی‌جان [۴۵] را می‌توان از نوع پلی‌میکتیک در نظر گرفت (شکل ۱۰ A). اندازه گراول‌ها از گرانول تا کابل در تغییر بوده و از جورشدگی متوسط تا خوبی همراه با حالت نیمه‌گردشده تا نیمه‌زاویه‌دار برخوردار هستند.

پتروفاسیس ماسه‌ای: پتروفاسیس‌های ماسه‌سنگی غالب در برش مورد مطالعه شامل کوارتز آرنایت، فلدسپاتیک لیتارنایت، ساب‌لیتارنایت و لیت‌آرنایت، از نوع چرت‌آرنایت و فیل‌آرنایت هستند که در ادامه شرح داده می‌شوند.



شکل ۹. اجزاء اصلی سنگ‌های آواری درشت دانه. A- پبل‌های نیمه‌زاویه‌دار کوارتز پلی‌کریستالین دوبلوری در سنگ‌های درشت‌دانه رسوبات ژوراسیک (برش نازک شماره ۲۱). B- پبل‌های گرد شده کوارتز منوکریستالین در زمینه‌های دانه‌درشت (برش نازک شماره ۱۳). C- پبل‌های نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده کوارتز پلی‌کریستالین دگرگونی از نوع گشیده در زمینه‌های دانه‌درشت (برش نازک شماره ۱۱). D- پبل‌های نیمه‌گرد شده کوارتز پلی‌کریستالین آذرین در زمینه‌های دانه‌درشت (برش نازک شماره ۶۰)



شکل ۱۰. A- پترو فاسیس کنگلومرای پلی‌میکتیک (برش نازک شماره ۱۹). B- پتروفاسیس ارتوکنگلومرا (برش نازک شماره ۶۳)

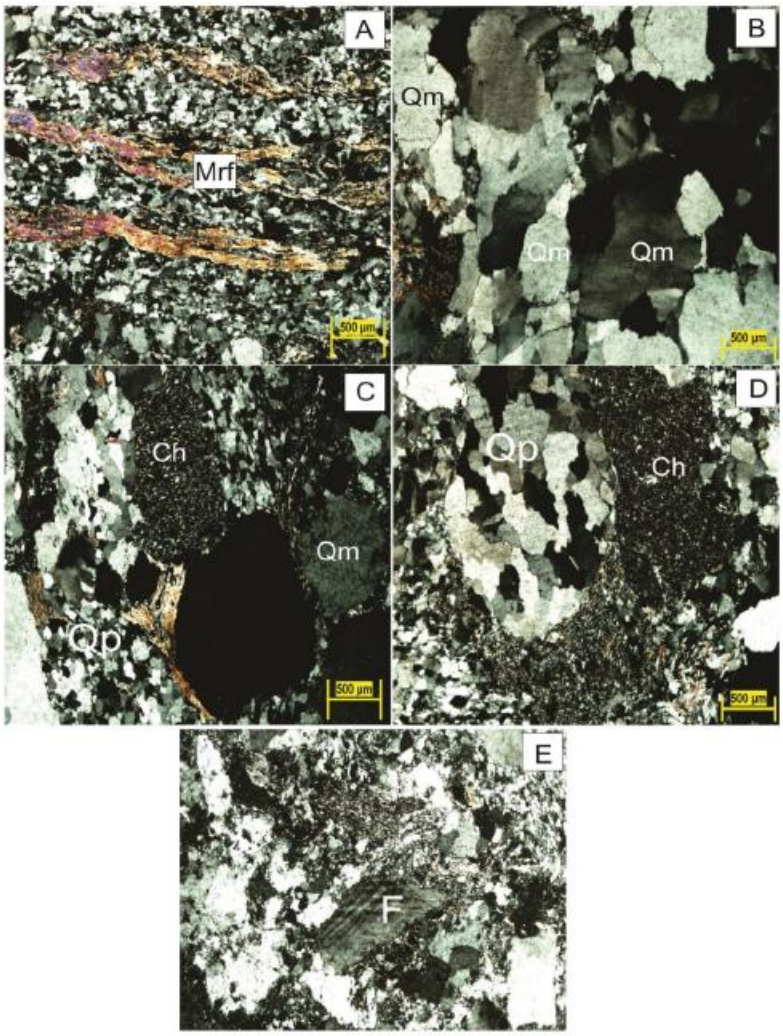
پتروفاسیس کوارتزآرنایت

این پتروفاسیس از فراوانی کمی در ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه برخوردار است. اندازه دانه‌ها در این پتروفاسیس بین ۰/۰۹ تا ۰/۶ میلی‌متر در تغییر بوده و عمدتا از جورشدگی و گردشدگی خوبی برخوردارند و بنابراین از لحاظ ضریب بلوغ بافتی در محدوده مچور تا سوپرمچور قرار می‌گیرند. کوارتز تک‌بلوری با خاموشی عمدتا مستقیم تا موجی فراوان‌ترین دانه در این پتروفاسیس است. فراوانی این ذرات بیش از ۹۰ درصد از کل دانه‌ها است که با انواع مرزهای مماسی، محدب - مقعر و مضرس در کنار یکدیگر قرار دارند. کوارتزهای چندبلورین نیز (کمتر از ۱۰ درصد) در این پتروفاسیس شناسایی شده است. فلدسپات‌ها نیز غالبا از نوع میکروکلین هستند و فراوانی آن‌ها معمولا کمتر از ۱ درصد است. سایر اجزای این پتروفاسیس خرده‌های چرتی کانی‌های سنگین زیرکن است که از کمتر از ۱ درصد برخوردارند (شکل ۱۱ B). این‌ماسه‌سنگ‌ها حاوی سیمان‌های مختلف سیلیسی هستند.

پتروفاسیس ساب‌لیت‌آرنایت

این پتروفاسیس از فراوانی زیادی در ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه برخوردار است و بیش از ۶۵ درصد پتروفاسیس‌های ماسه‌سنگی رسوبات ژوراسیک را تشکیل می‌دهد. اندازه دانه‌ها در این پتروفاسیس از خیلی‌ریز دانه تا درشت‌دانه در تغییر بوده و عمدتا جورشدگی ضعیف

دارند. بنابراین از لحاظ ضریب بلوغ بافتی در محدوده ایم‌چور تا ساب‌مچور قرار می‌گیرند. کوارتز تک‌بلوری با خاموشی عمدتا مستقیم تا موجی و خرده‌های چرتی اجزای اصلی این پتروفاسیس را تشکیل می‌دهند. فراوانی ذرات کوارتز ۶۵ درصد و چرت ۱۵ درصد از کل دانه‌ها است که با انواع مرزهای مماسی، محدب- مقعر و مضرس در کنار یکدیگر قرار دارند. از خرده‌های دیگر می‌توان به قطعات شیلی و اسلیتی اشاره کرد. فلدسپات‌ها نیز غالبا از نوع میکروکلین و ارتوکلاز هستند و فراوانی آن‌ها معمولا کمتر از ۵ درصد است. سایر اجزای این پتروفاسیس کوارتز پلی‌کریستالین (کمتر از ۱۰ درصد)، کانی‌های سنگین زیرکن مسکویت است که از درصد ناچیزی برخوردارند (شکل ۱۱ C). این ماسه‌سنگ‌ها حاوی سیمان‌های مختلف سیلیسی، هماتیت و کلسیت هستند.



شکل ۱۱. A- فیل‌آرنایت (برش نازک شماره ۶۶). B- کوارتزآرنایت (برش نازک شماره ۴۰). C- ساب لیتارنایت (برش نازک شماره ۴۲). D- لیتارنایت (چرت‌آرنایت) (برش نازک شماره ۵۰). E- فلدسپاتیک لیتارنایت (برش نازک شماره ۵۲)

پتروفاسیس لیت‌آرنایت (چرت‌آرنایت)

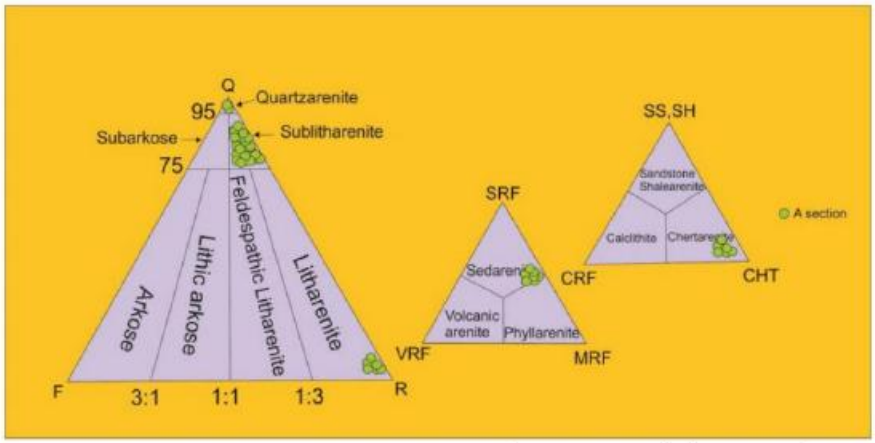
اجزای اصلی آن را کوارتزهای تک بلورین، پلی‌کریستالین و چرت تشکیل می‌دهد. دارای ۳۰ درصد چرت، ۲ درصد فلدسپات و ۶۸ درصد کوارتز است. اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره توسط سیمان کلسیتی و مقداری اکسید آهن به یکدیگر متصل شده‌اند. دانه‌ها در این رخساره دارای اندازه‌ای بین ماسه خیلی‌ریز تا خیلی‌درشت، نیمه‌شکل‌دار و زاویه‌دار هستند. جورشدگی در این ماسه‌سنگ‌ها ضعیف است. بلوغ بافتی در این ماسه‌سنگ‌ها ایم‌چور است (شکل ۱۱ D). سیمان سیلیسی اکسید آهن و دولومیت فضای بین اجزای تشکیل‌دهنده را پر می‌کند.

پتروفاسیس لیت‌آرنایت (فیل‌آرنایت)

این پتروفاسیس بعضا به صورت ماسه‌سنگ گراولی بوده و اجزای اصلی آن را کوارتزهای تک‌بلورین، پلی‌کریستالین و خرده‌های دگرگونی تشکیل می‌دهد. دارای ۲۸ درصد خرده‌سنگ دگرگونی، ۱ درصد فلدسپات و ۷۱ درصد کوارتز است. اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره توسط سیمان کلسیتی و مقداری اکسید آهن به یکدیگر متصل شده‌اند. دانه‌ها در این رخساره دارای اندازه‌ای بین ماسه ریز تا خیلی‌درشت، نیمه‌شکل‌دار و زاویه‌دارند. جورشدگی در این ماسه‌سنگ‌ها ضعیف است. بلوغ بافتی در این ماسه‌سنگ‌ها ایم‌مچور است (شکل ۱۱ A).

پتروفاسیس فلدسپاتیک لیت‌آرنایت

از لحاظ خصوصیات پترولوژیکی تقریبا مشابه با پتروفاسیس قبلی است که اختلاف اصلی آن‌ها در مقادیر فلدسپات و خرده‌سنگ می‌باشد. خرده‌سنگ‌ها اغلب از نوع چرت بوده، از خرده‌های دیگر می‌توان به قطعات شیلی و اسلیتی اشاره کرد که در برخی مقاطع با چرت‌ها برابری می‌کنند. در این پتروفاسیس مقدار فلدسپات نسبت به پتروفاسیس‌های دیگر افزایش یافته که در مثلث فولک در محدوده فلدسپاتیک لیت‌آرنایت قرار می‌گیرد. مقدار خرده‌سنگ‌ها بیش‌تر از ۲۵ درصد در تغییر می‌باشد. فلدسپات‌ها که کمترین دانه‌ها محسوب می‌شوند اکثرا از میکروکلین هستند (شکل ۱۲ E). از سیمان‌های مشاهده شده می‌توان به سیمان سیلیسی اشاره کرد. دانه‌ها در این رخساره دارای اندازه‌ای بین ماسه خیلی‌ریز تا خیلی‌ریز دانه، نیمه‌شکل‌دار و زاویه‌دارند. جورشدگی در این ماسه‌سنگ‌ها متوسط است. بلوغ بافتی در این ماسه‌سنگ‌ها ساب‌مچور است.

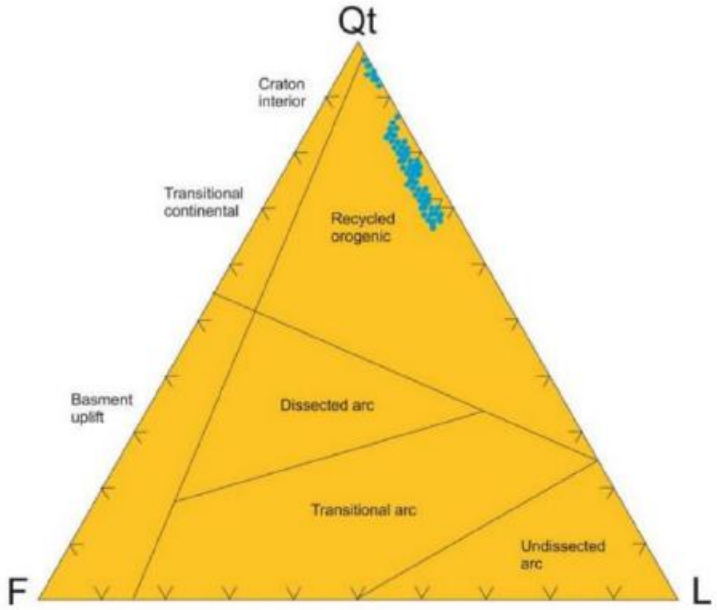


شکل ۱۲. دیاگرام سه‌تایی [۲۶] که محل ماسه‌سنگ‌های رسوبات ژوراسیک در برش مورد مطالعه را نشان داده است.

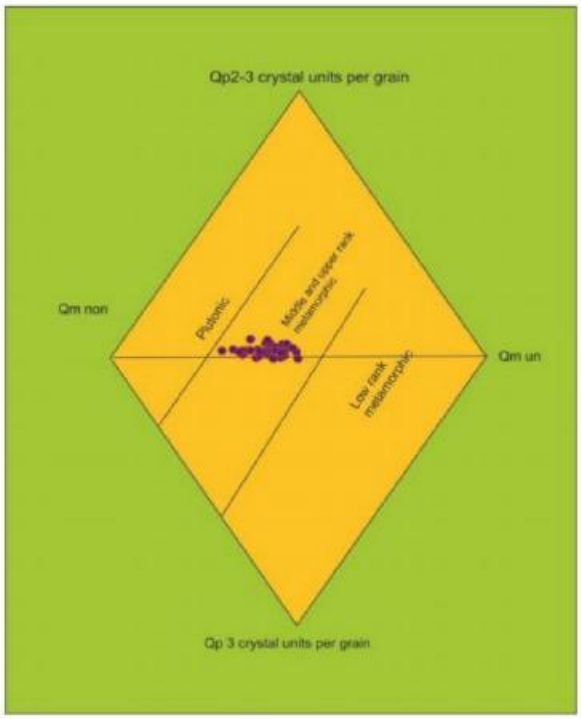
بررسی خاستگاه

به طورکلی ترکیب ماسه‌سنگ‌ها به خصوصیات منشاء، فاصله حمل و نقل و تغییرات بعد از رسوب‌گذاری بستگی دارد و رابطه اصلی بین منشاء و حوضه رسوب‌گذاری توسط فرایندهای تکتونیکی کنترل می‌شود [۱۵، ۵۳، ۴۳، ۳۳ و ۲۰]، که با قرار دادن اجزای اصلی ماسه‌سنگ‌ها (کوارتز، فلدسپات و خرده‌سنگ) بر روی نمودارهای منشا می‌توان ارتباط بین جایگاه تکتونیکی و رسوب‌گذاری را مشخص کرد. در این مطالعه بررسی برخاستگاه بر اساس داده پتروگرافی انجام شده است. در این مطالعه از دیاگرام‌های Qt,F,L دیکینسون [۲۳] (شکل ۱۳) استفاده شد. پس از قرار دادن درصد اجزاء اصلی ماسه‌سنگ‌ها، منشاء موقعیت تکتونیکی برخاستگاه چرخه مجدد رسوبی مشاهده شد (شکل ۱۳). هم‌چنین براساس دیاگرام چهارتایی باسو و همکاران [۱۰] (شکل ۱۴) و تورتوزا و همکاران [۵۰] (شکل ۱۵) که از دانه‌های کوارتز با خاموشی موجی و مستقیم و کوارتزهای چندبلوری و تک‌بلوری در تفسیر منشاء ماسه‌سنگ‌ها استفاده می‌شود، منشاء دگرگونی درجه پایین تا متوسط و پلوتونیک برای این نهشته‌ها تعیین گردید. بر اساس نتایج پتروگرافی با توجه به فراوانی بالای کوارتزهای پلی‌کریستالین با خاموشی موجی بیش از ۳ بلور نسبت به کوارتزهای تک‌بلورین با خاموشی مستقیم بیانگر منشا دگرگونی درجه پایین تا متوسط این ماسه‌سنگ‌ها است. دانه‌های کوارتز پلی‌کریستالین که سطوح بین‌بلوری مستقیم تا کمی منحنی را نشان می‌دهند احتمالا از

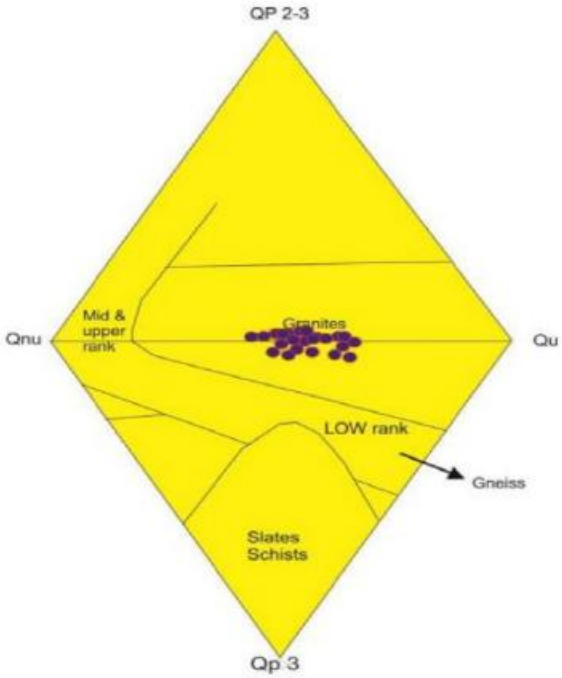
سنگ‌های آذرین پلوتونیکی و کوارتزهای با خاموشی موجی از سنگ‌های دگرگونی با درجه پایین نشات گرفته‌اند [۱۶]. هم‌چنین وجود میکروکلین نشان‌دهنده منشا پلوتونیک است [۶۰]. به طور کلی رسوبات حاصل از کوهزایی با چرخه مجدد می‌توانند در موقعیت‌های مختلف تکتونیکی مانند مجموعه فروراش، کمربندهای تراستی پشت قوسی و خط درز تشکیل شوند [۲۳]. رشته کوه بینالود و توران و بسته شدن پالئوتتیس در طی تریاس پسین در شمال‌شرق ایران تشکیل شده است [۷]. بنابراین این رویداد منجر به تشکیل کمربند کوهزایی و حوضه فورلندی در مجاورت کمربند شده است. کوهزایی سیمرین‌پسین در ژوراسیک میانی و نسل اول سیستم‌های گسل‌خوردگی تراستی منجر به بالا آمدن و فرسایش سنگ‌های قدیم‌تر در ناحیه شده است. بنابراین فرسایش رسوبات سیلیسی آواری مورد مطالعه پس از فرسایش و حمل و نقل به سمت شمال شرق در حوضه فورلند ته‌نشین شده و رسوبات ژوراسیک در ناحیه بینالود را تشکیل داده‌اند. شواهد پتروگرافی از جمله فراوانی کوارتزهای پلی‌کریستالین پلوتونیک و دگرگونی نبود سیمان رورشدی و زیرکن و تورمالین وجود فلدسپار و کانی‌های فرومنیزین وجود خرده‌سنگ‌های دگرگونی منشاء موقعیت تکتونیکی برخاستگاه چرخه مجدد رسوبی را نشان می‌دهد. در مقابل وجود فراوانی نسبتاً بالا قطعات خرده‌سنگی دگرگونی و رسوبی و فلدسپارها نشان‌دهنده وجود پی‌سنگ گنیسی و گرانیتی است. با توجه به تاثیر وضعیت آب و هوا در زمان رسوب‌گذاری بر ترکیب ماسه‌سنگ‌ها، استفاده از ترکیب ماسه‌سنگ‌ها در تعیین آب و هوای منشاء امری متداول می‌باشد. براین اساس جهت تعیین آب و هوای منشاء تهشته‌های ژوراسیک در برش مورد نظر از نمودارهای ساتنر و همکاران [۴۸] استفاده شد، که قرار دادن داده‌ها نشان‌دهنده آب و هوای مرطوب برای ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک زون بینالود، در زمان رسوب‌گذاری است. ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب قرار می‌گیرند که هم‌چنین وجود فلدسپار هوازده میکروکلین در بررسی پتروگرافی نشان‌دهنده ارتفاع زیاد و آب و هوای گرم و مرطوب است. از طرفی وجود فسیل‌های گیاهی نشان‌دهنده شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب است.



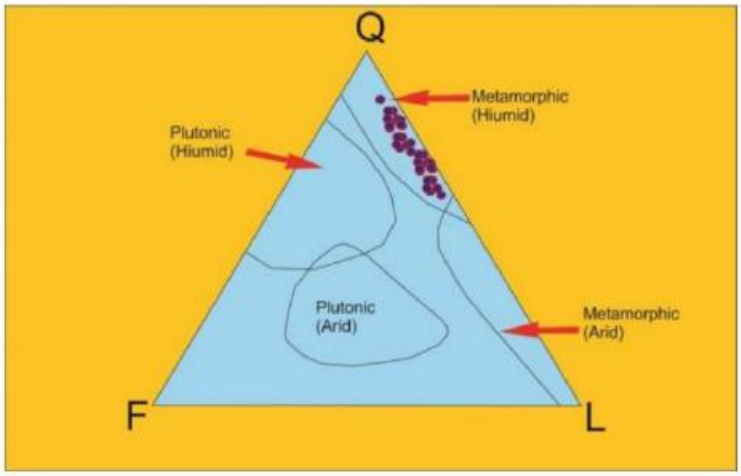
شکل ۱۳. نمودارهای Qt,F,L دیکنسون [۲۳] برای تعیین موقعیت تکتونیکی ماسه‌سنگ‌ها



شکل ۱۴. نمودار چهارتائی پاسو [۱۰]، رئوس قطر کوچک این نمودار را کوارتزهای موجی یا خاموشی پیش از ۵ درجه و کوارتزهای غیر موجی یا خاموشی کمتر از ۵ درجه تشکیل می‌دهند و در راس قطر بزرگ نیز کوارتزهای چند بلوری (۲ تا ۳ واحد بلوری) و کوارتزهای چند بلوری (بیش از ۳ واحد بلور) قرار دارند. داده‌های مربوط به نقطه شماری در این نمودار آورده شده و این نمودار منشأ ماسه سنگ‌های رسوبات ژوراسیک را سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تا متوسط نشان می‌دهد.



شکل ۱۵. نمودار چهارتائی تورتوزا و همکاران [۵۰] رئوس لوزی همان مقادیر نمودار پاسو می‌باشد ولی محدوده‌ها تفاوت دارد. داده‌های نقطه شماری در این نمودار منشا نمونه‌های مورد مطالعه را بین سنگ‌های گرانیتی و گنیسی نشان می‌دهد.



شکل۱۶. رسم داده‌های ماسه‌سنگ‌های رسوبات ژوراسیک روی نمودار ساتنر و همکاران [۴۸] در محدوده سنگ منشأ دگرگونی در شرایط آب و هوای مرطوب قرار می‌گیرد.

نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات انجام شده بر روی نهشته‌های سیلیسی آواری ژوراسیک زون بینالود (مطالعه رخساره‌های سنگی و پتروگرافی) نتایج زیر بدست آمده است. مرز زیرین و بالایی این برش به ترتیب با فیلیت تیره‌رنگ و سنگ‌آهک‌های خاکستری روشن، به صورت مشخص است. مطالعات رخساره‌ای نهشته‌های سیلیسی آواری ژوراسیک در زون بینالود سبب تشخیص ۱۰ رخساره‌سنگی شد که در ۴ گروه گروه دانه‌درشت (Gcm,Gmm,Gh,Gp)، دانه‌متوسط (Sh, Sr, Sm) و دانه ریز (Fl,Fm) و شیمیایی (C) دسته‌بندی شده است و در بخش نزدیک منشا رودخانه بریده‌بریده، پیشانی دلتا و انتهایی دلتا تشکیل شده‌اند. مشابه این رخساره‌ها (دانه درشت) در نهشته‌های آوارای الیگوسن شمال نیشابور توسط دهنوی و همکاران [۴] و هم‌چنین در نهشته‌های آواری نئوژن شرق کپه‌داغ توسط حسینی و همکاران [۳] اشاره شده است. وجود سیکل‌های به طرف بالا درشت شونده با قاعده فرسایشی، ترک‌های سین‌آرسیس، وجود مواد آلی، زغال و برگ درختان، واحدهای پوما، طبقات و لامیناسیون به هم پیچیده و ساختارهای رسوبی یک جهتی مانند ریپل‌مارک، طبقه‌بندی مورب، و عدم وجود نشانه‌های موج مشخصات بافت و ساختارهای دوجهتی مؤید محیط‌رسوبی نهشته‌های ژراسیک مورد مطالعه در ابتدا رودخانه بریده‌بریده دارای بار بستر گراولی می‌باشد. سپس این محیط تبدیل به محیط دلتای تحت نفوذ رودخانه تبدیل می‌شود. مشابه این محیط در سازند کشف رود ژوراسیک میانی توسط پورسلطانی و همکاران [۲] اشاره شده است.

آنالیز پتروگرافی قرار دادن داده‌های حاصل بر روی نمودار Qt, F, L نشان‌دهنده منشا یا موقعیت تکتونیکی برخاستگاه چرخه مجدد رسوبی برای این نهشته‌ها می‌باشد. قرار دادن داده‌های حاصل بر روی نمودار چهارتائی یاسو منشأ ماسه‌سنگ‌های رسوبات ژوراسیک را سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تا متوسط نشان می‌دهد. هم‌چنین قرار دادن داده‌های حاصل بر روی نمودار Q,F,L نشان‌دهنده آب و هوای مرطوب برای این نهشته‌ها در زمان تشکیل بوده، هم‌چنین داده‌های پتروگرافی مطالعه شده موید موقعیت تکتونیکی برخاستگاه چرخه مجدد رسوبی و منشأ سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تا متوسط و پلوتونیک برای ماسه‌سنگ‌های رسوبات ژوراسیک است.

منابع

[۱] آقانباتی، ع.، افشارحرب، ع.، مجیدی، ب.، علوی تهرانی، ن (۱۳۶۵) نقشه زمین‌شناسی مشهد (۲۵۰۰۰۰: ۱)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

[۲] پورسلطانی، م. ر.، موسوی‌حرمی، ر.، لاسمی، ی (۱۳۸۵) تفسیر محیط‌رسوبی سازند کشف‌رود بر مبنای مطالعه ایکنوفسیل‌ها در شمال خاور ایران: فصلنامه علوم‌زمین، ش ۶۵، ص. ۱۸۵ ۱۷۰.

[۳] حسینی، ح.، نجفی، م.، موسوی‌حرمی، ر.، دهنوی، د (۱۳۸۸) تفسیر محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی

نهشته‌های نئوژن، شرق کپه‌داغ، ۲۷ امین گردهمایی علوم‌زمین، بهمن ۸۸.

[۴] دهنوی، د.، موسوی‌حرمی، ر.، قرایی، م.، قائمی، ف (۱۳۸۹) آنالیز رخساره‌های سنگی و تعیین محیط تشکیل نهشته‌های الیگوسن زون بینالود در برش باغشن گچ (شمال نیشابور)، ۱۴ امین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، شهریور ۸۹.

[۵] قائمی، ف.، قائمی، ف.، حسینی، ف (۱۹۹۹) نقشه زمین‌شناسی نیشابور (۱:۱۰۰۰۰۰): انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

[۶] موسوی‌حرمی، ر.، محبوبی، ا.، خردمند، ع.، زندمقدم، ح (۱۳۸۷) آنالیز رخساره‌های سنگی و سیکل‌های به طرف بالا ریزشونده در نهشته‌های سیلیسی آواری، سازند داهو (کامبرین پیشین)، واقع در شرق و جنوب‌شرق زرند، شمال‌غرب کرمان: فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ش۶، ص. ۷۱ ۸۵

[7] Alavi, M (1992) Thrust tectonics of the Binalood region, NE Iran: Tectonics, v. 11, p. 360- 370.

[8] Allen, P.J; R. Fielding, C (2007) Sedimentology and stratigraphic architecture of the Late Permian Betts Greek Beds, Queens land, Australia, Sedimentar Geology 202, pp. 5-34.

[9] Bann, K.L. and Fielding, C.R (2004) An integrated ichnological and sedimentological comparison of non-deltaic shoreface and subaqueous delta deposits in Permian reservoir units of Australia. In McIlroy, D. (ed.), The Application of Ichnology to Palaeo environmental and Stratigraphic Analysis. Geological Society of London Special Publication v. 228, p. 273-310.

[10] Basu, A., S. Young, L. Suttner, W. James, and G.H. Mack (1975) Re-evaluation of the use of undulatory extinction and crystallinity in detrital quartz for provenance interpretation: Journal of Sedimentary Petrology, v. 45, p. 873–882.

[11] Bhattacharya, J.P (2006) Deltas. In Walker, R.G. and Posamentier, H. (Eds): Facies Models Revisited. SEPM Spec. Publ., v. 84, p. 237–292.

[12] Bhattacharya, J.P. and MacEachern, J.A (2009) Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous Seaway of North America. Journal of Sedimentary Research, v. 79, p. 184–209.

[13] Bhattacharya, J.P. Garza, Y.Z.D and Blankenship, E (2011) Evaluating delta asymmetry using three-dimensional facies architecture and ichnological analysis, Ferron 'Notom Delta', Capital Reef, Utah, USA. Sedimentology. v. 58, p. 478–507.

[14] Blair, T.C. and Mcpherson, J.G (1999) Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles, Journal of Sedimentary Research, v. 69, no. 1, p. 6-19.

[15] Blatt, H., Middleton, G.V., and Murray, R (1980) Origin of Sedimentary Rocks: 2nd ed., Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, NewJersy, 782p.

[16] Bordy, E.M., O. Catuneanu (2002) Sedimentology of the lower Karoo Supergroup fluvstratain the Tuli Basin,South Africa: African Earth Sci, v. 35, p. 503–521.

[17] Catuneanu, O (2006) Principles of Sequence Stratigraphy (First Edition): Elsevier-Amsterdam, p. 375.

[18] Capuzzo, N., A. Wetzel (2004) Facies and basin architectural of the Late Carboniferous Salvan–Dorénaz Continental basin (WesternAlps,Switzerland/France): Sedimentology, v. 51, p.675– 697.

[19] Caltorti, M., Pieruccini, P., Rustioni, M (2007) The Barga Basin (Tuscany): A record of Plio-Pleistocene mountain building of the North Apennines, Italy, Quaternary International, v. 10, 45 p.

[20] Corcoran, P.L; Muller, W.U. and Padgham, W.A (1999) Influence of tectonism and climate on lithofacies distribution and sandstone and conglomerate composition in the Arcean Beaulieu Rapids Formation, Northwest Territories, Canada. Percambrian Research, V. 95, P. 175-204.

[21] Cornelious, E.U; Christoph, H. and Carola, H (2005) Facies analysis and basin architecture of the Neogene Subandean synorogenic wedge, southern Bolivia, Sedimentary Geology, v.180, p.91-123.

[22] Cummings, D., Jin, J., Choi, K., Dalrymple, R (2015) The Tide Dominated Han River Delta. Elsevier Science & Technology Books, 532 pp.

[23] Dickinson, W.R (1985) Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites, Reidel, Dordrecht, p. 333–363.

[24] Fanget, A., Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M., Dennielou, B., Maillet, G.M., Tondut, M (2014) Impact of relative sea level and rapid climate changes on the architecture and lithofacies of the Holocene Rhone subaqueous delta (Western Mediterranean Sea). Sedimentary Geology, v. 305, p. 35–53.

[25] Fielding, C.R., H.E. La Garry, L.A. La Garry, B.E. Bailey, and J.B. Swinehart (2007) Sedimentology of the whiteclay Gravel Beds (Ogallala Group) in northwestern Nebraska, USA: Structurally controlled drainage promoted by Early Miocene uplift of the Black Hills Dome: Sedimentary Geology, v. 202, p. 58-71.

[26] Folk, R.L (1980) Petrology of sedimentary rocks. Hemphill, Austin, Texas, v. 159.
[27] Gao, C; Boreham, S; Preece, R.C; Gibbard, P.L; Briant, R.M (2007) Fluvial response to rapid climate change during the Devensian (Weichselian) Late glacial in the River Great Ouse, southern England, UK, Sedimentary Geology, v. 202, p. 193-210p.
[28] Gingras, M.K., MacEachern, J.A., Pemberton, S.G (1998) A comparative analysis of the ichnology of wave- and river-dominated allomembers of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation. Bull. Can. Petrol. Geol., v. 46, p. 51–73.
[29] Gomez, J.L; Chivelet , J.M; and Palma, R.M (2009) Architecture and development of the alluvial sediments of the Upper Jurassic Tordillo Formation in the Canada Ancha Valley, northern Neuquen Basin, Argentina, Sedimentary Geology, v. 219, p. 180-195.
[30] Hansen, C.D., and MacEachern, J.A (2007) Application of the asymmetric delta model to along-strike facies variation in a mixed wave- and river-influenced delta lobe, Upper Cretaceous Basal Belly River Formation, Central Alberta. In MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K. and Pemberton, S.G. (Eds.), Applied Ichnology . SEPM Short Course Notes, v. 52, p. 256–269.
[31] Hossain, H.M.Z., B.P. Roser., J.I.Kimura (2010) Petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary Sylhet succession, northeastern Bengal Basin, Bangladesh: Provenance and source area weathering: Sedimantary Geology, v. 228, p. 171-183.
[32] Ingersoll, R.V., C.A. Suczek (1984) Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans. DSDP sites 211 and 218: Journal of Sedimentary Petrology, v. 49, p. 1217-1228.
[33] Jin, Z., F . Li, J. Cao, S. Wang, and J.Yu (2006) Geochemistry of Daihai Lake sediments, Inner Mongolia, north China: Implications for provenance, sedimentary sorting and catchment weathering: Geomorphology, v. 80, p. 147–163.
[34] Khalifa, M., Q. Catuneanu (2008) Sedimentary of the bahariya Formation (Early Cenomanian), Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt: Journal of African Earth Sciences, v. 51, p. 89- 103.
[35] Kim, S.B., Y.G. Kim, H.R. Jo, K.S. Jeang, and S.K. Cjough (2009) Depositional facies, architecture and environments of the Sihwa Formation (Lower Cretaceous), mid-west Korea with special refrence to dinosaur eggs: Cretaceous Research, v. 30, p. 100- 126.
[36] Lin, C.M; Zhuo, H.C. and Gao, S (2005) Sedimentary facies and evolution in the Qiantang River incised valley, eastern China, Marine Geology, v. 219, p.235-259.
[37] 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, v. 198, p. 273– 291.
[38] MacEachern, J.A., Bann, K.L., Bhattacharya, J.P. Howell, C.D (2005) Ichnology of deltas. In Giosan, L., Bhattacharya, J.P. (eds.), River Deltas: Concepts, Models, and Examples. SEPM Spec. Publ., v. 83, p. 49–85.
[39] MacEacherrn, J.A., Bann, K.L (2008) The role of ichnology in refining shallow marine facies models. In: Hampson, G., Steel, R., Burgess, P., Dalrymple, R. (Eds.), Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy: SEPM Special Publication, v. 90, p. 73-116.
[40] Miall, A.D (2006) The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology: Springer-Verlag, p. 582.
[41] Miall, A.D (1996) The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag, New York, 582p.
[42] Miall, A.D (2000) Principle of Sedimentary Basin Analysis. Springer- Verlag, New York, 668p.
[43] Nalpas, T., M.P. Dabard, G. Ruffet, A. Vernon, C. Mpodozis, A. Loi, and G. Heralli (2008) Sedimentation and preservation of the Miocene Atecama Gravels in the pedernales-Chararal Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control: Tectonophysics, v.459, p. 161- 173.
[44] Park, Mi Eun, Cho, Hyeongseong, Son, Moon, Sohn, Young Kwan (2013) Depositional processes, paleoflow patterns, and evolution of a Miocene gravelly fan-delta system in SE Korea constrained by anisotropy of magnetic susceptibility analysis of interbedded mudrocks. Mar. Pet. Geol. v. 48, p. 206–223.
[45] Pettijohn, F.J (1975) Sedimentary Rocks: Harper and Row, New York, p. 628.
[46] Roberts, E (2007) Facies architecture and depositional environments of the Upper Cretaceous Kaiparowits Formation, southern Utah: Sedimentary Geology, v. 197, p. 207–233.
[47] Rossi, V., Steel, R.J (2016) The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). Sedimentology (In press). doi: 10.1111/sed.12240

[48] Suttner, L.J., A. Basu, and G.H. Mack (1981) Climate and the origin of quartz arenites: Journal of Sedimentary Petrology, v. 51, p. 1235- 1246.

[49] Tang, Y., Xu, Y., Qu, J.H., Meng, X.C., Zou, Z.W (2014) Fan-delta group characteristics and its distribution of the Triassic Baikouquan reservoirs in Mahu sag of Junggar basin. Xinjiang Petrol. Geol. V. 35, p. 628–635.

[50] Tortosa, A., Palomares, M., Arribas, J (1991) Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (eds.), Developments in Sedimentary Provenance Studies, Special Publication-Geological Society, v. 57, p. 47– 54.

[51] Tucker, M.E (2001) Sedimentary Petrology (Third Edition): Blackwell-Oxford, p. 260.

[52] Wang, Y. and Yan, D.P (2003) Fluvial gravel facies architecture of late Pleistocene age at Po Chue Tam, Lantau Island, Hong Kong, tectonic versus climatic control?, Journal of Asian Earth Sciences, v.21, p. 1113-1123.

[53] Zaid, S.M (2012) Provenance, diagenesis, tectonic setting and geochemistry Rudes Sandstone (Lower Miocene) Wada Field, Gulf Suez, Egypt, Journal of African Earth Science 66-67, 56-71.