پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و دوم، شماره پیاپی ۶۲، شماره اول، بهار ۱۳۹۵
تاریخ وصول: ۱۳۹٤/۵/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹٤/۱۱/۱۸
صص ۸۱-۹۸

مولاس‌های نئوژن پسین زاگرس در مرکز فروافتادگی دزفول: رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و عوامل کنترل‌کننده

علی حسین جلیلیان، *استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، ایران* *

چکیده
مولاس‌های زاگرس شامل مجموعه سازندهای گچساران، میشان، آغاجاری و بختیاری هستند که همزمان با رویدادهای تکتونیکی نئوژن در حوضه فورلند زاگرس پدید آمدند. مطالعه یک برش سطحی از سازندهای آغاجاری و بختیاری به ضخامت ۳٤۰۰ متر در مرکز فروافتادگی دزفول به شناسایی ۹ رخساره از نوع کنگلومرا (Gt, Gh, Gmm)، ماسه سنگ (St, Sr, Sh, Sp) و مادستون (Fm, Fl) منجر گردید. این مجموعه در یک سیستم آبرفتی متشکل از رودخانه‌های مآندری، بریده بریده و مخروط افکنه نهشته شده است و ساخت‌های رسوبی آن از جمله ایمبریکاسیون، کانال و ریپل‌های نامتقارن جهت جریان گذشته را به سمت جنوب نشان می‌دهند. توالی رسوبی مورد مطالعه به سمت بالا درشت شونده و محصول یک چرخه رسوبی پسرونده بزرگ است که در شرایط آب و هوایی گرم و خشک به وجود آمده است. تجزیه و تحلیل رخساره‌ها و کنکاش در تاریخچه رسوب‌گذاری مولاس‌های زاگرس حاکی از آن است که تغییرات سطح اساس بیشترین تأثیر را در روند رسوب‌گذاری این آبرفت‌ها داشته است. مشاهده روند کلی این سری پسرونده گویای پایین افتادن مداوم سطح اساس ناشی از افت سطح آب دریا و فرونشینی حوضه از یک سو و بالا آمدن خشکی همزمان با گسلش و چین خوردگی پوسته از سوی دیگر است. با شروع تکاپوهای تکتونیکی و بالا آمدن زاگرس در میوسن پسین، محیط‌های قاره‌ای گسترش یافتند و شرایط مناسب برای رسوب‌گذاری نهشته‌های سازند آغاجاری در مآندرهای حاشیه فورلند فراهم گردید. تداوم فرونشینی حوضه و بالا آمدگی حوزه آبریز در پلیوسن پیشین به تغییرات بیشتر سطح اساس و افزایش پتانسیل فرسایش منجر شد که حاصل آن کاهش پیچش آبراهه‌ها و رسوب‌گذاری آواری‌های بخش لهبری در رودخانه‌های بریده بریده بود. چرخه رسوبی مولاس‌ها با تشکیل کنگلومرای بختیاری پایان پذیرفت که در پلیوسن- پلئیستوسن اختلاف ارتفاع خاستگاه و حوضه رسوبی به حداکثر رسید و مخروط افکنه‌های وسیع و به هم پیوسته (باهادا) در دامنه بلندی‌های زاگرس فعال شدند.

کلیدواژه‌ها: حوضه مولاسی زاگرس، سطح اساس، سازندهای آغاجاری و بختیاری

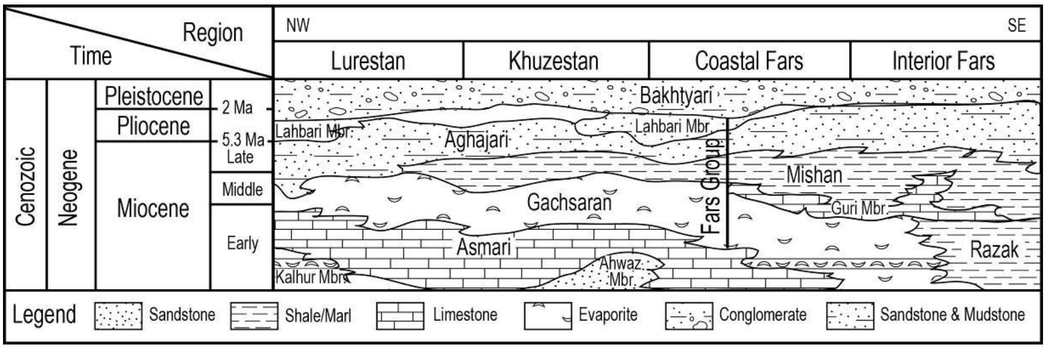
* نویسنده مسؤول: ۰۹۱۶۱۱۳۳۵٤٤
Email: jalilian@pnu.ac.ir

Copyright©2016, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they can’t change it in any way or use it commercially.

مقدمه

مولاس به مجموعه رسوبات و یا نهشته سنگ‌های آواری اطلاق می‌شود که در محیط‌های قاره‌ای و دریاهای کم عمق مجاور رشته کوه‌های در حال بالا آمدن تشکیل شده‌اند (Van Houten 1969; Allaby 2008). رخساره‌های بسیار متنوعی در این مجموعه جای می‌گیرند که محصول رسوب‌گذاری محیط‌های آبرفتی، دلتاها و بخش‌های کم عمق فلات قاره‌ها هستند (Einsele 2000). مولاس به عنوان یکی از بارزترین شاخص‌های رسوبی مرتبط با رویدادهای کوهزایی مطرح است که بیانگر رسوب‌گذاری همزمان با بالا آمدگی و تشدید تکاپوهای تکتونیکی می‌باشد (Turner 1980). حوضه مولاسی بخشی از حاشیه حوضه‌های فورلند است که با چارچوب ساختمانی و تاریخچه رسوب‌گذاری منحصر به فرد خود، به خصوص گسترش زیاد رخساره‌های آواری از سایر بخش‌ها قابل تفکیک است (Dickinson 1974; Schlunegger et al. 1997; Kempf et al. 1999). بسیاری از بزرگ‌ترین حوضه‌های فورلند شناخته شده جهان نظیر هیمالیا، آپالاش، آدریاتیک و زاگرس در اثر برخورد صفحات قاره‌ای پدید آمده‌اند (Alavi 2004; Miall 2006).

مطالعه بخش آبرفتی مولاس‌ها که به نام مولاس‌های آب شیرین هم شناخته می‌شوند، اطلاعات با ارزشی در ارتباط با وضعیت آبراهه‌ها، شرایط تکتونیکی و دینامیک حوضه، آب و هوا، رژیم جریان، خاستگاه رسوبات و تغییرات سطح اساس در اختیار می‌گذارد (Bridge and Demicco 2008). توالی رسوبی منسوب به نئوژن در جنوب و جنوب باختری ایران عمدتاً شامل رخساره‌های آواری و تبخیری است (شکل ۱) که در منابع گوناگون به نام مولاس‌های زاگرس معرفی شده است (برای نمونه مطیعی ۱۳۷۲؛ James and Wynd 1965 Falcon 1974; Berberian and King 1980; Elmore and Farrand 1981 ;Alavi 2004). این مجموعه رسوبی که با ضخامت چند هزار متر در قالب سازندهای گچساران، میشان، آغاجاری و بختیاری مناطق گسترده‌ای از لرستان، فارس و خوزستان را پوشانده است، تا کنون بیشتر از جنبه چینه‌نگاری و زمین‌شناسی ساختمانی مورد مطالعه قرار گرفته است (به عنوان نمونه Fakhari et al. 2008; Pirouz et al. 2011; Leturmy and Robin 2010; Mouthereau, et al. 2012). در این مقاله رخنمون‌هایی از سازندهای آغاجاری و بختیاری در فروافتادگی دزفول مورد بررسی قرار گرفته‌اند که هدف اصلی آن تعیین رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و ارزیابی نقش عوامل مؤثر در رسوب‌گذاری آن‌ها است که در مطالعات قبلی کمتر مورد توجه و کنکاش قرار گرفته است.

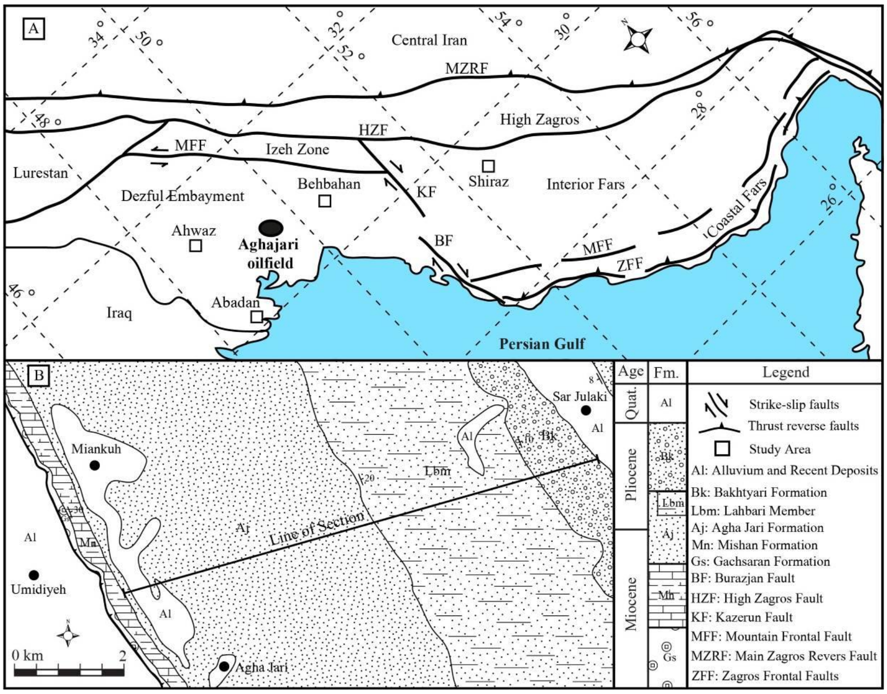


شکل ۱- هم‌ارزی واحدهای سنگ چینه‌نگاری نئوژن در زاگرس (James and Wynd 1965).

روش مطالعه و مواد

در این مطالعه یک برش سطحی از بخش آواری مولاس‌های زاگرس در میانه میدان نفتی آغاجاری و در امتداد جاده آغاجاری به بهبهان مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۲). برش مورد نظر در یال شمالی تاقدیس آغاجاری و بخش مرکزی فروافتادگی دزفول واقع است. در این تاقدیس توالی به نسبت کامل از نهشته‌های نئوژن شامل سازندهای گچساران (میوسن زیرین)، میشان (میوسن میانی)، آغاجاری (میوسن بالایی)،

بخش لهبری (پلیوسن) و سازند بختیاری (پلیوسن–پلئیستوسن) رخنمون دارد. مجموع ضخامت برش مورد مطالعه نزدیک به ۳٤۰۰ متر است که از این مقدار سازند آغاجاری و بخش لهبری ۲۹۱۹ متر و سازند بختیاری ٤۸۰ متر را به خود اختصاص داده‌اند. برش الگوی سازند آغاجاری در همین ناحیه است و برش الگوی بخش لهبری و سازند بختیاری هم در فروافتادگی دزفول اندازه‌گیری و معرفی شده است. مرز زیرین توالی مورد مطالعه با آهک و مارن‌های سازند میشان تدریجی است و با ناپیوستگی زاویه‌دار از رسوبات عهد حاضر جدا می‌شود. در مطالعات صحرایی ضمن اندازه‌گیری ضخامت واحدهای رسوبی، رخساره‌های سنگی (لیتوفاسیس) مختلف از هم تفکیک و بر اساس کدهای میال (Miall 2006) دسته‌بندی گردیدند. در این مطالعات تغییرات عمودی و گسترش جانبی رخساره‌های مختلف و ساختمان‌های رسوبی معرف جهت جریان‌های دیرینه از جمله ریپل‌های جریانی، کانال‌ها و ایمبریکاسیون نیز مورد توجه قرار گرفت. ترکیب اجزای سازنده کنگلومراها و فراوانی نسبی قطعات مختلف در آن‌ها با شمارش گراول‌های ۱۰ نمونه انتخابی از افق‌های مختلف سازند بختیاری کنترل گردید. همچنین، برای اطلاع از ترکیب و بافت پتروفاسیس‌های مختلف حدود ۸۰ مقطع نازک از ماسه سنگ‌ها تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفت. ماسه سنگ‌ها به روش فولک (Folk 1980) و کنگلومراها به روش بلر ومک‌فرسون (Blair and McPherson 1999) نام‌گذاری شدند. به منظور بازسازی محیط‌های رسوبی، رخساره‌های شناخته شده با معادل امروزی آن‌ها مقایسه گردید و برای ارزیابی نقش عوامل مختلف در تشکیل مولاس‌ها از مدل‌های ارائه شده برای سیستم‌های آواری از جمله میال (Miall 1978; 1992; 2000)، اینسل (Einsele 2000)، ریدینگ (Reading 2001)، شام (Schumm 1985; 2005) و بلر و مک‌فرسون (Blair and McPherson 2009) استفاده شد.



شکل ۲– **A**: زیرپهنه‌های مختلف زاگرس و موقعیت جغرافیایی میدان نفتی آغاجاری در مرکز فروافتادگی دزفول و **B**: نقشه زمین‌شناسی ساده شده بخشی از یال شمالی تاقدیس آغاجاری که برش مورد مطالعه روی آن نشان داده شده است (بر اساس داده‌های مطیعی ۱۳۷۲؛ **Berberian 1995; Setudehnia and Perry 1966** با اندکی تغییرات).

رخساره‌های سنگی

مطالعه صحرایی رخنمون‌ها و بررسی‌های آزمایشگاهی نمونه‌های مختلف حاکی از آن است که طیف گسترده‌ای از انواع رخساره‌های آواری در مولاس‌های نئوژن پسین در مرکز فروافتادگی دزفول قابل تشخیص است. نکته حائز اهمیت در این زمینه مشابهت نسبی ترکیب کانی شناسی واحدهای سنگ چینه‌ای مختلف تشکیل دهنده مولاس‌های میوسن پسین- پلئیستوسن زاگرس است (Ghazban 2007; Alavi 2004). این موضوع اساساً به تشابه ترکیب سنگ‌شناسی سنگ مادر و تاریخچه فرسایش این مجموعه باز می‌گردد. کربنات‌های الیگوسن و ائوسن در کنار چرت‌ها (رادیولاریت‌ها) و کربنات‌های کرتاسه منابع اصلی تأمین کننده دانه‌ها و قطعات موجود در مولاس‌ها هستند (Berberian and King 1980; Fakhari et al. 2008). به همین دلیل، با توجه به خواص بافتی نمونه‌ها به خصوص اندازه ذرات، رخساره‌های سنگی به سه دسته دانه درشت (کنگلومرا)، دانه متوسط (ماسه سنگ) و دانه ریز (گلسنگ) گروه‌بندی و معرفی شدند. همچنین، در هر یک از گروه‌های یاد شده بر اساس ساخت‌های رسوبی موجود در آن‌ها رخساره‌های مختلف از هم تفکیک گردیدند (جدول ۱).

جدول ۱- رخساره‌های سنگی شناخته شده در مولاس‌های میوسن-پلیوسن زاگرس بر اساس کدهای رخساره‌ای میال (Miall 1977; 2006)

Facies Code	Lithofacies	Sedimentary Stractures	Interpretation
Gmm	Matrix-supported, massive gravel	Weak grading	Plastic debris flow (high strength, viscous)
Gh	Clast-supported, crudely bedded gravel	Horizontal bedding, Imbrication	Longitudinal bedloads, lag deposits, sieve deposits
Gt	Gravel stratified	Trough cross beds	Minor channel fills
Sh	Sand, very fine to coarse	Ripple cross lamination	Lower flow regime
Sp	Sand, medium to very coarse, may be pebbly	Planar cross beds	Linguoid, transverse bars (lower flow regime)
St	Sand, medium to very coarse, may be pebbly	Trough cross beds	Dunes (lower flow regime)
Sr	Sand, very fine to coarse	Ripple cross lamination	Ripples (lower flow regime)
Fl	Sand, silt, mud deposits	Fine lamination, very small ripples	Overbank or waning flood deposits
Fm	Mud, silt	Massive, desiccation cracks	Overbank or drape deposits

رخساره‌های سنگی دانه درشت

این گروه رخساره‌ای در بخش انتهایی توالی مورد مطالعه و عمدتاً در سازند بختیاری قابل مشاهده است؛ البته به صورت فرعی در افق‌هایی از سازند آغاجاری و بخش لهبری نیز حضور دارند که اشاره خواهد شد. نهشته‌های آواری دانه درشت موجود در مولاس‌های مورد بحث در قالب سه رخساره کنگلومرایی ماتریکس پشتیبان توده‌ای (Gmm)، دانه پشتیبان با لایه‌بندی افقی (Gh) و با لایه‌بندی مورب عدسی (Gt) قابل تفکیک هستند. رخساره کنگلومرای ماتریکس پشتیبان توده‌ای حدود دو سوم بخش بالایی سازند بختیاری (بیش از ۳۰۰ متر) را تشکیل می‌دهد. از گراول‌ها و قطعه سنگ‌های[1] عمدتاً کربناته (حدود ۸۵ درصد) همراه با مقادیر کمتری قطعات سیلیسی به خصوص چرت (حدود ۱۵ درصد) تشکیل شده است که در یک ماتریکس گلی - ماسه‌ای شناورند. سیمان آهکی اجزای مختلف را به هم متصل

[1] Boulder

کرده و باعث مقاومت زیاد و حالت صخره ساز این بخش شده است. ساختمان کلی این رخساره توده‌ای است؛ با این حال ممکن است در اندازه قطعات و یا ماتریکس تغییرات تدریجی هم دیده شود. مرز زیرین واحدهای رسوبی این رخساره ناگهانی است و در جوانب نیز به صورت ناگهانی به رخساره‌های ماسه سنگی تغییر می‌یابد. متوسط اندازه دانه‌ها حدود ۳۰ سانتی متر و قطر بزرگ‌ترین دانه‌ها در حد قطعه سنگ‌های متوسط (حدود ۱ متر) اندازه‌گیری شد. از نظر بافتی دارای گرد شدگی و کرویت متوسط تا خوب است، اما جورشدگی بسیار بد دارد (شکل ۳A). ویژگی‌های یاد شده بیانگر نهشته شدن رخساره کنگلومرای ماتریکس پشتیبان توده‌ای توسط جریان‌های خرده‌دار با گرانروی زیاد[1] و توانایی و بار رسوبی بالا است (Martinson et al. 1999; Miall 2006). منظور از توانایی، اندازه بزرگ‌ترین دانه‌هایی است که یک جریان می‌تواند با خود حمل کند (صداقت و معماریان ۱۳۸۹).

رخساره کنگلومرای دانه پشتیبان با لایه‌بندی افقی هم از گراول‌های مختلف کربناته و سیلیسی تشکیل شده و در مجموع ساخت لایه‌بندی افقی از خود به نمایش می‌گذارد. نزدیک به یک سوم بخش زیرین سازند بختیاری در تسلط کنگلومرای دانه پشتیبان است. چارچوب اصلی این نهشته‌ها را هم قطعات و خرده سنگ‌های رسوبی با گرد شدگی خوب و کرویت متوسط می‌سازند که نشانه حمل و نقل نسبتاً زیاد و قدرت بالای جریان است. فرم کلی گراول‌ها دیسکی و اندازه متوسط آن‌ها در حدود ۱۰ سانتی‌متر می‌باشد. ضخامت لایه‌های مجزا در مقیاس دسی‌متر و مرز واحدهای متوالی غالباً غیر فرسایشی و در مواردی به دلیل نبود لایه‌بندی نامشخص است. این رخساره به صورت متناوب با عدسی‌هایی از ماسه سنگ و خرده سنگ‌های مختلف مشاهده می‌شود. بارزترین ساختمان رسوبی قابل مشاهده در این رخساره ایمبریکاسیون است که برای تعیین جهت جریان‌های گذشته مورد توجه قرار گرفته است (شکل ۳B). فابریک دانه پشتیبان و بودن

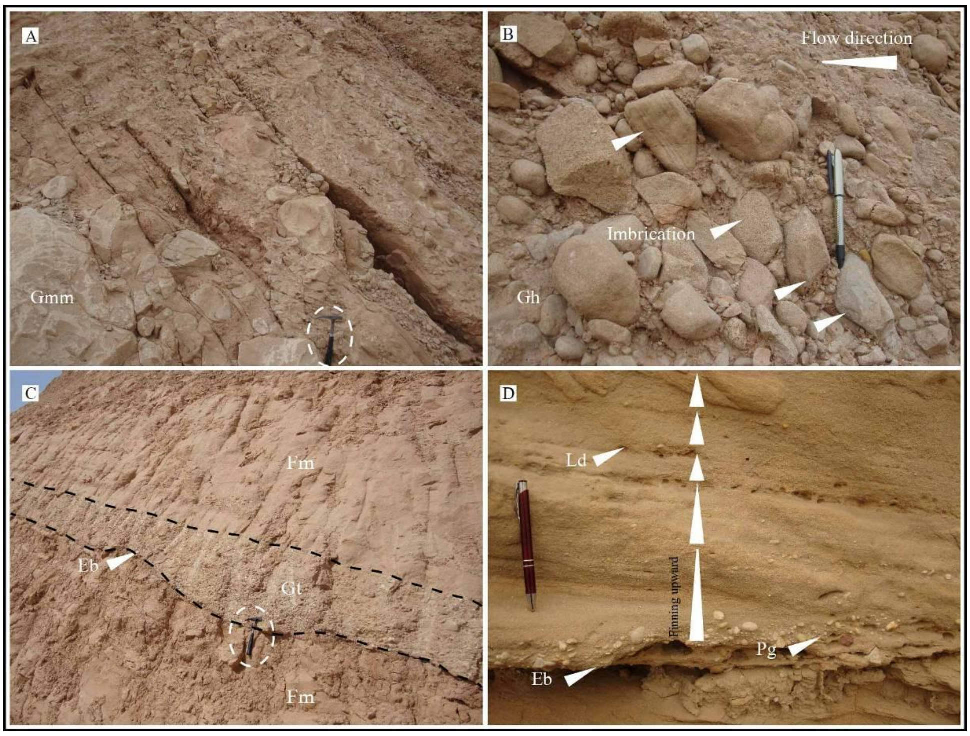
[1] High viscosity debris flows

گراول‌های دارای ایمبریکاسیون بیانگر رسوب‌گذاری این نهشته‌ها به وسیله جریان‌های کششی و بار بستری رودخانه‌های بریده بریده و مخروط افکنه‌ها است (Serra 1985; Dasgupta 2007). سطح زیرین غیر فرسایشی، جهت یافتگی ترجیحی، ماتریکس کم و غالباً ماسه‌ای هم از رسوب‌گذاری این رخساره توسط جریان‌های خرده‌دار با گرانروی پایین و جریان‌های رودخانه‌ای[2] به خصوص سیلاب‌های صفحه‌ای[3] در کانال اصلی حکایت می‌کنند (Pierson 1980; Blair 1999). مهاجرت سدهای طولی و زبانه‌ای در بالا دست رودخانه‌های بریده بریده هم به عنوان عامل مؤثر در تشکیل این رخساره سنگی عنوان شده است (موسوی حرمی و همکاران ۱۳۸۵).

رخساره کنگلومرای با لایه‌بندی مورب عدسی متشکل از گراول‌های کربناتی، چرتی و گلی با متوسط اندازه ۳ سانتی‌متر است که در قاعده چرخه‌های رسوبی یا بخش‌های دیگری از توالی رسوبی سازند آغاجاری و بخش لهبری دیده می‌شود. کنگلومرای مورد نظر پلی میکتیک است و بیشتر از گراول‌های آهکی مربوط به سازند آسماری (الیگو- میوسن) تشکیل شده است. ساخت عمومی این رخساره اغلب به صورت کانال، لایه‌بندی عدسی و لایه‌بندی مورب عدسی یا تراف[4] است. ضخامت کلی عدسی‌های این کنگلومرا کمتر از ۱ متر و گسترش جانبی آن‌ها تا ۱۰ متر هم می‌رسد (شکل ۳C). این رخساره دارای سطح زیرین فرسایشی است و در مواردی با گراول‌ها و نهشته‌های جامانده[5] پوشیده شده است (شکل ۳D). در این حالت به صورت یک واحد پاراکنگلومرایی با ضخامت کم خود را نشان می‌دهد. رخساره کنگلومرای عدسی شکل توسط رخساره‌های گلی و یا ماسه سنگی در بر گرفته شده است و در مقام مقایسه بخش اندکی از توالی رسوبی مولاس‌ها را اشغال می‌کند. حضور این

[2] Stream flow
[3] Sheet floods
[4] Trough
[5] Lag deposits

رخساره می‌تواند مؤید افزایش توانایی جریان در کانال اصلی همزمان با طغیان رودخانه و وقوع سیلاب‌های فصلی باشد (Brierley 1991; Einsel 2000). همچنین، پر شدن تدریجی کانال اصلی توسط سدهای گراولی طولی و تغییر مکان جانبی آبراهه نیز می‌تواند به شکل‌گیری این نوع رخساره‌ها منجر گردد (Miall 1992; Garzione et al. 2003).

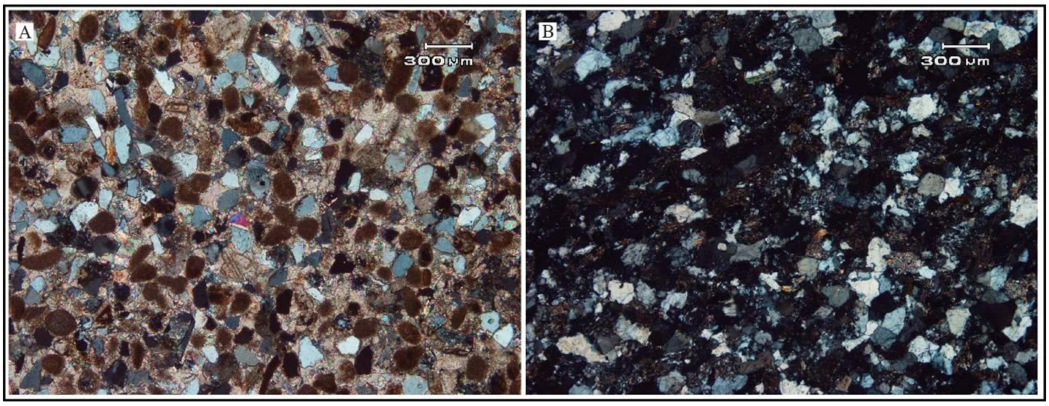


شکل ۳- تصاویر صحرایی از رخساره‌های سنگی دانه درشت در مولاس‌های زاگرس A: کنگلومرای ماتریکس پشتیبان توده‌ای (Gmm) در بخش بالایی سازند بختیاری، B: ساخت ایمبریکاسیون در کنگلومرای دانه پشتیبان (Gh) بخش زیرین سازند بختیاری، نگاه دوربین به سمت باختر – جنوب باختری است، بنابراین جهت جریان به سمت چپ تصویر یعنی به سوی جنوب- جنوب خاوری بوده است، C: لایه‌بندی عدسی در رخساره کنگلومرای (Gt) بخش لهبری با مرز زیرین فرسایشی (Eb) و تناوب با رخساره‌های مادستونی (Fm) و D: قاعده فرسایشی، پاراکنگلومرا (Pg) و نهشته‌های جامانده (Ld) در پایه چرخه‌های رسوبی به سمت بالا ریز شونده سازند آغاجاری.

رخساره‌های سنگی دانه متوسط

این گروه رخساره ای سنگ مایه و چارچوب اصلی سازند آغاجاری و بخش لهبری را تشکیل می دهد و در نیمه زیرین ستون چینه‌شناسی آواری‌های نئوژن بالایی زاگرس بیشترین گسترش را دارد. این مجموعه به رنگ‌های خاکستری، قهوه‌ای تا مایل به قرمز دیده می‌شود و اشکال متفاوتی از لایه‌بندی ضخیم تا نازک و لامیناسیون را از خود به نمایش می‌گذارد. در نمونه‌های مطالعه شده بین ۲۷ تا ۵۲ درصد کوارتز و ۳٤ تا ٦۳ درصد خرده سنگ‌های مختلف مشاهده گردید که با سیمان آهکی به هم متصل شده‌اند. میانگین ترکیب ماسه‌سنگ‌ها مشابه رخساره‌های کنگلومرایی است و افزایش اندک ذرات آهکی در رخساره‌های دانه درشت می‌تواند به فاصله کمتر محیط تشکیل آن‌ها از سنگ منشأ مربوط باشد. کوارتزهای تک بلور (Qm) خاموشی مستقیم دارند و با میانگین فراوانی حدود ٤۳٪ ذرات غالب هستند. کوارتزهای چند بلور (Qp) نیز حدود ۹٪ کل دانه‌های کوارتز را تشکیل داده‌اند. بیشتر خرده سنگ‌ها از گروه رسوبی (Ls) و از دسته چرت و آهک هستند. مقادیر اندکی فلدسپات (F) و میکا و خرده سنگ‌های آذرین و دگرگونی (در مجموع کمتر از ۱۰٪) نیز در بعضی نمونه‌ها مشاهده شد. از نظر بافتی نیمه گرد

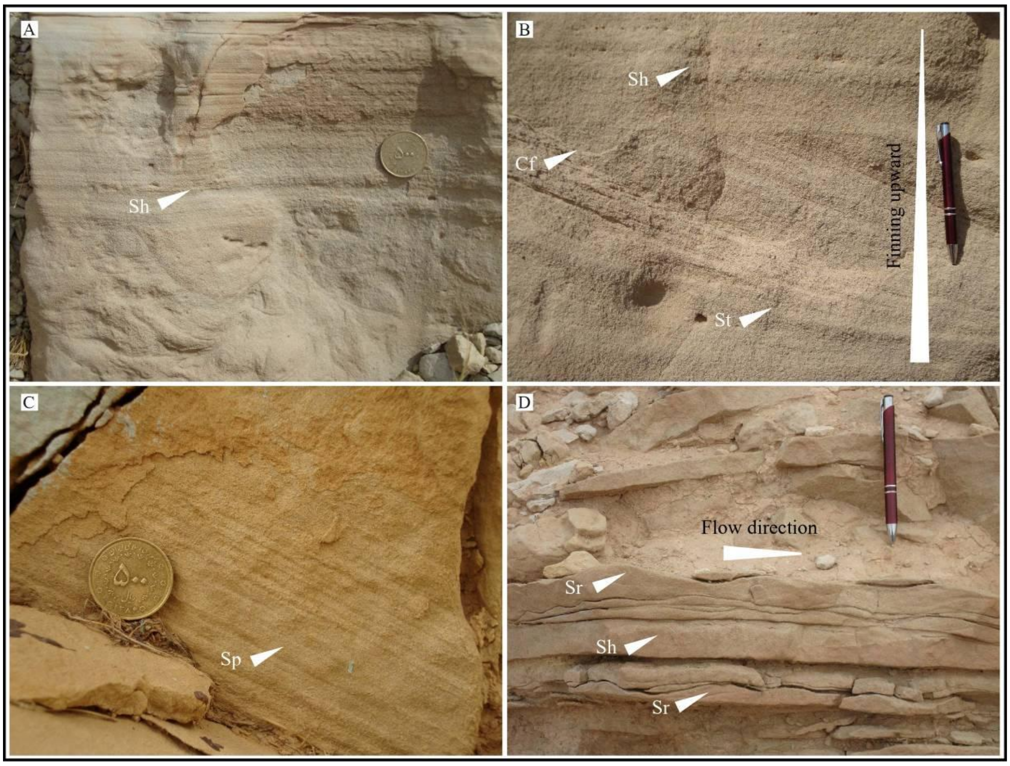
شده‌اند و کرویت و جورشدگی متوسط دارند. حضور کوارتزها و خرده سنگ‌های مختلف در نمونه‌ها بیانگر چند منشأیی بودن ماسه‌سنگ‌ها است (Rangzan and Igbaluddin 1998). رسیدگی بافتی این دسته رخساره‌ها از نارس تا نیمه رسیده تغییر می‌کند و از نظر کانی‌شناسی نیز نارس تا رسیده هستند. با این ترکیب، ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه در گروه لیتارنایت‌ها و به صورت دقیق‌تر دسته سدآرنایت‌های فولک (Folk 1980) قرار می‌گیرند. با توجه به فراوانی نسبی خرده سنگ‌های موجود در ماسه‌سنگ‌ها به دو زیرگروه چرت آرنایت و کالک لیتایت قابل تفکیک هستند (شکل‌های ٤A و ٤B).



٤- تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های ماسه‌سنگی در مولاس‌های زاگرس A: ماسه‌سنگ کالک لیتایت و B: چرت آرنایت (XPL).

در بخش های مختلف توالی مورد مطالعه، ماسه‌سنگ‌ها ساختمان‌های رسوبی متفاوت از خود به نمایش می‌گذارند که نشان‌دهنده تغییر اندازه دانه‌ها، عمق و گرانروی[1] جریان و هندسه آبراهه‌ها در زمان‌های مختلف است. با توجه به ساخت غالب در رخساره‌های دانه متوسط، این گروه به چهار نوع ماسه‌سنگ با لایه‌بندی افقی (Sh)، با لایه‌بندی مورب عدسی (St)، با لایه‌بندی مورب مسطح (Sp) و لایه‌بندی مورب ریپلی (Sr) تقسیم شده است (شکل‌های ٥A تا ٥D). ماسه‌سنگ‌ها خیلی دانه ریز تا متوسط و تقریباً فاقد ذرات در اندازه گراول هستند. در مواردی که ضخامت لایه‌ها زیاد باشد، قاعده فرسایشی دارند و در پایه چرخه‌های رسوبی به سمت بالا ریز شونده ظاهر می‌شوند (شکل‌های ٥B و ٦A). متداول‌ترین ساخت‌های موجود در ماسه‌سنگ‌ها لایه‌بندی و لامیناسیون افقی و مورب است که بارها و بارها در بخش‌های مختلف مولاس‌ها تکرار شده‌اند. لامینه‌های افقی از ماسه‌های دانه ریز و انواع مورب از ماسه‌های دانه متوسط تشکیل شده‌اند. لایه‌های مورب مسطح و عدسی به ترتیب به جابجایی تلماسه‌های دو بعدی و سه بعدی در رژیم‌های جریان پایین نسبت داده شده‌اند(Harms et al. 1982; Miall 2006). نبود جدایی خطی[2] در لایه‌های افقی نیز گواه این موضوع و تشکیل آن‌ها در جریان‌های با سرعت کم است (McBride and Yeakel 1963; Picard and High 1973). مشاهده ریپل‌های نامتقارن بیانگر نهشته شدن این رخساره‌ها توسط جریان‌های یک جهتی است (Allen 1977; Tucker 1991). علاوه بر موارد یاد شده، باید به لایه‌بندی مورب بزرگ مقیاس[3]، قالب‌های وزنی و ساختمان شعله‌ای اشاره کرد که به صورت فرعی در بخش‌هایی از توالی مولاس‌ها دیده می‌شوند (شکل‌های ٦A و ٦B).

1 Viscosity
2 Parting lineation
3 Epsilon X-bedding

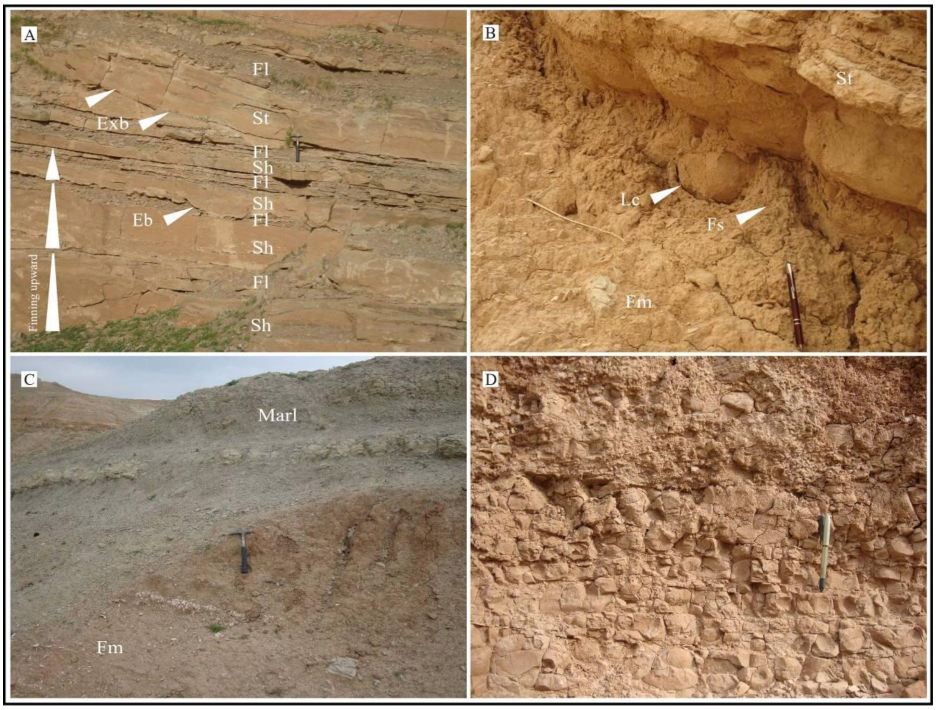


شکل ۵- تصاویر صحرایی از رخساره‌های ماسه‌سنگی در مولاس‌های زاگرس A: ماسه‌سنگ دانه ریز با لامیناسیون افقی (Sh)، B: ماسه‌سنگ دانه متوسط با لامیناسیون مورب عدسی (St) که با ساخت قطع شدگی و پرشدگی (Cf) از رخساره Sh جدا شده است، C: ماسه‌سنگ با لامیناسیون مورب مسطح (Sp) و D: ماسه‌سنگ با لامیناسیون مورب ریپلی، نگاه دوربین به سمت خاور – شمال خاوری است و جهت جریان به سمت راست تصویر یعنی به سوی جنوب – جنوب خاوری بوده است.

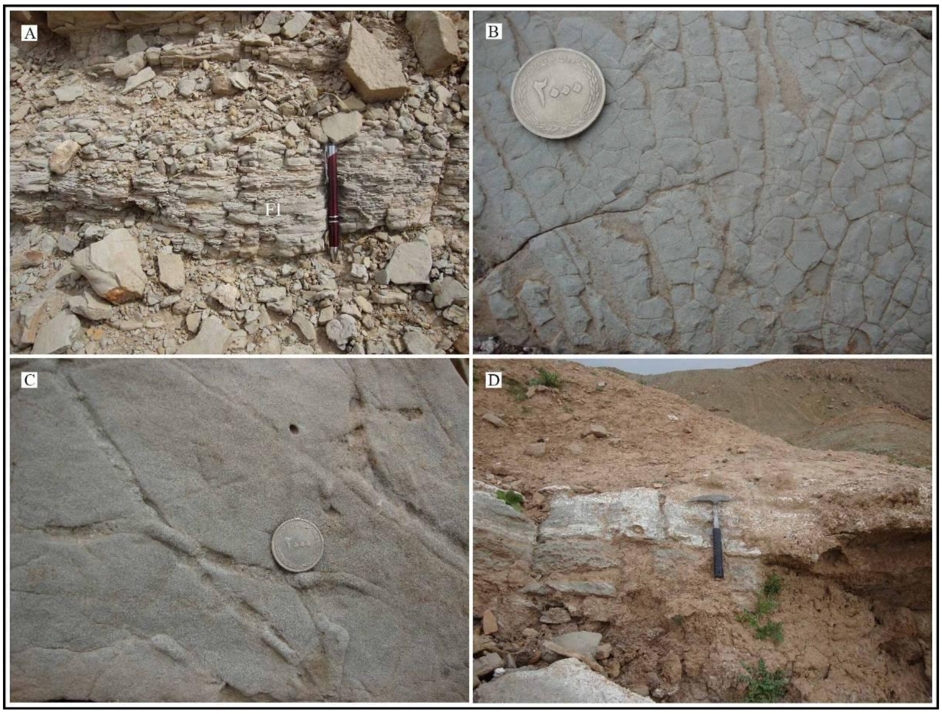
رخساره‌های سنگی دانه‌ریز

این دسته از رخساره‌ها به صورت توده‌ای و لایه‌بندی متوسط تا لامیناسیون به رنگ قرمز تا زیتونی و خاکستری در روی زمین خود را نشان می‌دهد (شکل ٦C). درصد قابل توجهی از توالی رسوبی بخش لهبری و نهشته سنگ‌های سازند آغاجاری را رخساره‌های آواری دانه ریز تشکیل داده‌اند. در حقیقت، این گروه رخساره‌ای شامل مادستون‌هایی است که از درصدهای مختلف سیلت و رس تشکیل شده‌اند. با توجه به فراوانی بیشتر سیلت در اغلب نمونه‌های مورد مطالعه، می‌توان عنوان سیلتستون را برای این رخساره‌ها به کار برد. در بعضی موارد مقدار آهک موجود در این رخساره تا حد زیادی افزایش می‌یابد و به مارن‌های رنگین تبدیل می‌شود. کنکرسیون فراوان‌ترین ساختمان رسوبی این رخساره است (شکل ٦D). با توجه به ساخت عمومی این رخساره‌ها به دو نوع مادستون‌های توده‌ای (Fm) و مادستون‌های با لامیناسیون افقی (Fl) تقسیم شدند (شکل‌های ٦C و ۷A). از دیگر ساخت‌های مهم همراه با مادستون‌ها باید به ترک‌های گلی و آثار ناشی از فعالیت موجودات زنده هم اشاره کرد (شکل‌های ۷B و ۷C). علاوه بر این موارد، گاهی اوقات در تناوب با رخساره‌های آواری دانه ریز میان لایه‌هایی از رسوبات تبخیری به خصوص ژیپس مشاهده می‌شود (شکل ۷D). مادستون‌های آواری اساساً محصول رسوب‌گذاری بار معلق رودخانه‌ها هستند. بخش‌های آرام و کم انرژی این محیط‌ها مثل کانال‌های متروک[1] و دشت‌های سیلابی محل‌های مناسبی برای رسوب‌گذاری این رخساره‌ها عنوان شده است (Miall 2006). وجود ترک‌های گلی مؤید خروج متناوب مادستون‌ها از آب و قرار گرفتن در معرض آب و هوای گرم و خشک است (Stear 1985).

---
[1] Abandoned channel



شکل ٦- تصاویر صحرایی از ماسه سنگ‌ها و مادستون‌ها در مولاس‌های زاگرس A: توالی ماسه سنگ (Sh) و مادستون (Fl) در قالب چرخه‌های به سمت بالا ریز شونده سازند آغاجاری که این چرخه‌ها معمولاً قاعده فرسایشی (Eb) دارند، در نیمه بالایی تصویر ماسه سنگ‌ها (St) لایه‌بندی مورب بزرگ مقیاس یا اپسیلون (Exb) از خود به نمایش گذاشته‌اند. B: قالب‌های وزنی (Lc) و ساختمان شعله‌ای (Fs) در تماس ماسه سنگ (Ft) و مادستون‌های (Fm) بخش لهبری، C: نمای کلی از مادستون‌ها (Fm) و مارن‌های رنگین در بخش آغازین سازند آغاجاری و پایه مولاس‌ها و D: کنکرسیون‌های فراوان در مادستون‌های بخش لهبری.



شکل ۷- تصاویر صحرایی از رخساره‌های مادستونی در مولاس‌های زاگرس A: مادستون با لامیناسیون افقی (Fl)، B: ترک‌های گلی در مادستون‌های برش الگوی سازند آغاجاری، C: آثار فسیلی ناشی از فعالیت موجودات زنده (Scoyenia) در سطح مادستون‌های بخش لهبری و D: میان لایه ژیپسی در تناوب با مادستون‌های سازند آغاجاری.

تفسیر محیط رسوبی

مشاهدات صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که مولاس‌های نئوژن بالایی زاگرس در مراحل مختلف تکامل یک سیستم آبرفتی تشکیل شده‌اند. شرایط مشابهی برای نهشته‌های کرتاسه زیرین کپه داغ (Moussavi-Harami and Brenner 1990) و میوسن بالایی البرز (لاسمی و مهاری ۱۳۷۷) گزارش شده است. آبرفت‌ها محصول محیط‌های رسوبی آواری هستند که به طور عمده در زمان پایین افتادن سطح آب دریاها[1] (LST) پدیدار می‌شوند (لاسمی ۱۳۷۹). از اواسط میوسن و به گمان قوی‌تر از میوسن پیشین با افت سطح آب دریاها و بالا آمدگی زمین ناشی از چین خوردگی و گسلش، مناطق وسیعی از فورلند زاگرس از آب خارج شد و شرایط مناسب برای گسترش نهشته‌های قاره‌ای فراهم آمد (Berberian and King 1981; Alavi 2004; Fakhari et al. 2008). تداوم این شرایط تا اواخر سنوزوئیک سبب گردید در مناطق محصور بین خلیج فارس و ارتفاعات زاگرس به خصوص در فروافتادگی دزفول بیش از ۵/۰۰۰ متر رسوبات تبخیری و آواری بر جای گذاشته شود (Koop and Stoneley 1982). بخش آواری این مجموعه رسوبی شامل سازندهای آغاجاری، بخش لهبری و سازند بختیاری است که در این جا مولاس‌های آب شیرین یا مولاس‌های آبرفتی هم معرفی شده است.

بخش زیرین سازند آغاجاری با استناد به حضور گلسنگ‌ها و مارن‌های قرمز رنگ، ترک‌های گلی و میان لایه‌های تبخیری در یک محیط قاره‌ای متأثر از آب و هوای گرم و خشک به وجود آمده است. چنین شرایطی با یک محیط دریاچه‌ای موقت، پهنه گلی یا پلایا[2] قابل مقایسه است. به نظر می‌رسد با پس نشستن و کاهش عمق پلاتفرم سازند میشان (میوسن میانی) در بخش عمده‌ای از فروافتادگی دزفول و منطقه فارس پلایاهای محدود و کم عمق بر جای ماندند که محصول رسوب‌گذاری آن‌ها بخش زیرین سازند آغاجاری است. این بخش به تدریج جای خود را به تناوب‌های ماسه سنگی – مادستونی بخش اصلی سازند آغاجاری می‌دهد. نهشته سنگ‌های بخش اصلی سازند آغاجاری با توجه به شواهد زیر در یک محیط رودخانه مآندری پدید آمده‌اند: ۱- بودن چرخه‌های متعدد به سمت بالا ریز شونده و لایه‌بندی مورب اپسیلون که از مهم‌ترین شاخص‌های رودخانه‌های مآندری به شمار می‌آیند (Allen 1975; Reading 2001) ۲- کاهش اندازه ساخت‌های رسوبی از لایه‌بندی مسطح و مورب بزرگ در پایین به لامینه‌های مورب و مسطح در بالای چرخه‌های رسوبی ۳- آشفتگی زیستی و آثار فعالیت موجودات گل خوار در بخش بالایی چرخه‌ها بیشتر می‌شود که مادستون‌های دشت سیلابی گسترش می‌یابند ٤- لایه‌های کنگلومرا و ماسه سنگ گسترش جانبی محدود دارند و در بیشتر موارد عدسی شکل‌اند که چنین حالتی گویای محیط رسوبی آبراهه است (Reineck and Singh 1986) ۵- وجود نهشته‌های جامانده و گراول‌های گلی ناشی از فرسایش دیواره‌های کانال رودخانه ٦- اغلب ماسه سنگ‌ها بلوغ بافتی و ترکیبی ضعیف تا متوسط دارند که از نشانه‌های محیط‌های رودخانه‌ای است ۷- وجود لایه‌های ماسه سنگ با ضخامت کم[3] در میان مادستون‌ها نشانگر شکافته شدن خاکریز رودخانه در زمان طغیان و رسوب‌گذاری در دشت سیلابی است ۸- پاراکنگلومراهای قاعده بعضی از چرخه‌ها نیز مؤید افزایش توانایی جریان در کانال اصلی همزمان با طغیان رودخانه و سیلاب‌های فصلی است و ۹- افزایش قابل ملاحظه ضخامت رخساره‌های مادستون و مارن در بعضی قسمت‌ها نشانه رسوب‌گذاری در محیط آرام و کم انرژی دریاچه‌های نعل اسبی است که در محل کانال‌های متروک رودخانه به وجود می‌آیند. در مراحل پایانی خشک شدن دریاچه‌ها در اثر تبخیر، لایه‌ها و لامینه‌هایی از رسوبات تبخیری بر جای ماندند. حضور گسترده تناوب‌های ماسه سنگ – مادستونی در توالی رسوبی سازند آغاجاری نشان می‌دهد مآندرهای فعال در حاشیه فورلند زاگرس مخلوطی از بار بستری و معلق را با خود حمل می‌کرده‌اند. در طبقه‌بندی شام (Schumm 1985; 2005) چنین رودخانه‌هایی در گروه ۸ قرار می‌گیرند که نسبت بار بستری به معلق بین ۳ تا ۱۱ و ضریب پیچش آن‌ها حدود ۲ می‌باشد.

بخش لهبری با رنگ نخودی و نیمرخ فرسایش یافته و استحکام کمتر نسبت به سازند آغاجاری قابل تشخیص است

[1] Lowstand systems tract
[2] Playa
[3] Crevasse splay deposits

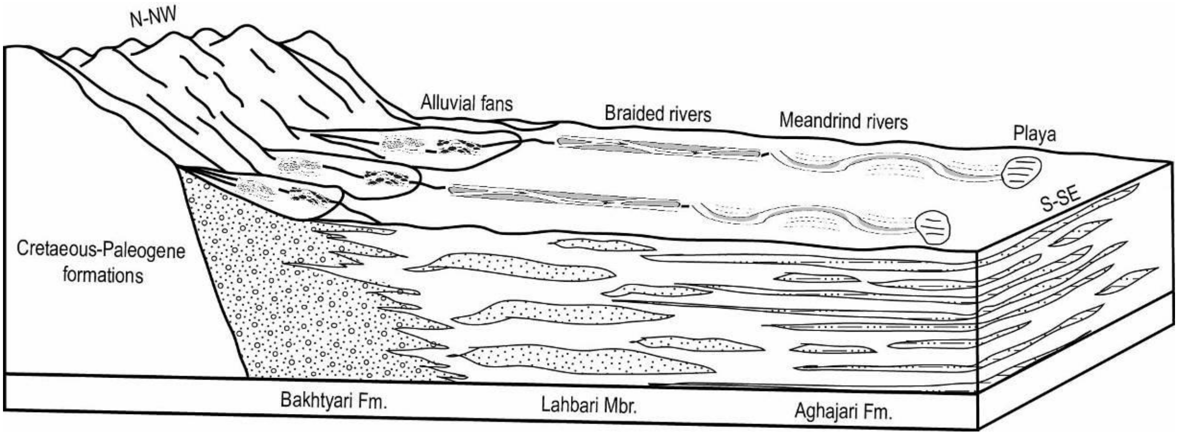
(James and Wynd 1965). این بخش متشکل از چرخه‌های به سمت بالا درشت شونده و ضخیم شونده مادستون، ماسه سنگ و کنگلومرا است که سن پلیوسن پیشین برای آن تعیین کرده‌اند (Homke et al. 2004). ویژگی‌های مختلف بخش لهبری بیانگر رسوب‌گذاری آن در مجموعه‌ای از رودخانه‌های بریده بریده است که رسوبات دشت سیلابی آن‌ها از گسترش زیادی برخوردار بوده است (Elmore and Farrand 1981). چنین شرایطی با وجود رودخانه‌های بریده بریده با بار معلق زیاد و متأثر از سیلاب‌های متعدد قابل تفسیر است. در مدل‌های ارائه شده برای رودخانه‌های بریده بریده توسط میال (Miall 1977; 1978) این رودخانه به نام بیجو کریک[1] معرفی شده است. در این مدل ماسه سنگ‌های با لایه‌بندی افقی (Sh) فراوانی بیشتری دارند و رودخانه کلرادو[2] به عنوان مشابه امروزی آن ذکر شده است (Miall 2006). در این آبراهه‌ها نسبت بار بستری به معلق از ۳ کمتر است و در گروه ۱۱ رده‌بندی شام (Schumm 1985; 2005) قرار می‌گیرند.

سازند بختیاری در فروافتادگی دزفول نسبت به سایر مناطق زاگرس کمتر دچار تغییر شکل شده و عمدتاً از کنگلومراهای ضخیم لایه و توده‌ای تشکیل شده است (Fakhari et al. 2008). در این منطقه و جنوب لرستان رخنمون‌های سازند بختیاری سن پلیوسن پسین - پلئیستوسن دارند (Homke et al. 2004). حضور چشمگیر فنگلومراهای دانه پشتیبان (Gp) در پایه سازند بختیاری را می‌توان به فعالیت رودخانه‌های بریده بریده با بار بستری متشکل از گراول‌های مختلف نسبت داد. این الگو با رودخانه‌هایی از نوع اسکات[3] در مدل‌های میال (Miall 1978; 2000) و گروه ۲ آبراهه‌های شام (Schumm 1985) مطابقت دارد. در این آبراهه‌ها ضریب پیچش کمتر از ۱/۵۰ و نسبت بار بستری به معلق بیشتر از ۱۱ است. در مخروط افکنه‌های متأثر از سیلاب‌های صفحه‌ای نیز امکان تشکیل و گسترش رخساره‌های مشابه وجود دارد. رسوبات سیلاب‌های صفحه‌ای همزمان با پهن شدن جریان آب در اطراف نقطه تقاطع[4] بادبزن‌های آبرفتی به وجود می‌آیند. در این رسوبات جورشدگی تا حدودی بهتر است و ممکن است بعضی از ساخت‌های رسوبی از جمله لایه‌بندی و ایمبریکاسیون هم مشاهده شوند (Blair and McPerson 1994). مجموعه رخساره‌های آواری مربوط به مخروط افکنه‌ها به نام فنگلومرا[5] شناخته می‌شوند (Selly 2004).

تغییر قابل ملاحظه رخساره‌ها به فنگلومراهای توده‌ای با ماتریکس فراوان (Gmm) در بالای سازند بختیاری و انتهای توالی رسوبی مولاس‌ها گویای تغییری بارز در هندسه آبراهه‌ها و رژیم رسوب‌گذاری است. فراوانی گراول‌های درشت در این رخساره نشانه نزدیکی به منشأ، بالا دست جریان و شیب زیاد بستر آبراهه‌ها می‌باشد (Blair and McPherson 2009). رودخانه‌های نوع ترولیم[6] میال (Miall 1978) و گروه ۱ آبراهه‌های شام (Schumm 1985) از چنین شرایطی برخوردارند. همان طور که اشاره شد این بخش از نهشته سنگ‌های سازند بختیاری عمدتاً محصول جریان‌های خرده‌دار است. این جریان‌ها یکی از مهم‌ترین شاخص‌های شناخت مخروط افکنه‌ها محسوب می‌شوند و غالباً بخش‌های بالایی و میانی این محیط‌ها را در سیطره خود دارند (Whipple and Dunne 1992; Coussot and Meunier 1996; Staley et al. 2006). علاوه بر این، جورشدگی بسیار بد و فراوانی زیاد ذرات بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر هم ارتباط این رسوبات با بادبزن‌های آبرفتی متأثر از جریان‌های خرده‌دار را تأیید می‌کنند (Serra 1985; Blair 1999; Harvey et al. 2005). گسترش زیاد رسوبات ناشی از جریان‌های خرده‌دار در مخروط افکنه‌ها نشانه آب و هوای گرم و خشک و به تبع آن پوشش گیاهی کم و وقوع سیلاب‌های فصلی قدرتمند است (Arzani 2005, 2012; Waters et al. 2010). گسترش جانبی بسیار زیاد سازند بختیاری در جنوب و جنوب باختری ایران (شکل ۱) گویای مساعد بودن شرایط برای فعالیت و توسعه بادبزن‌های آبرفتی متعدد در کنار هم در اواخر نئوژن است. از به هم پیوستن مخروط افکنه‌های مجاور هم به تدریج دشت آبرفتی وسیعی در دامنه ارتفاعات زاگرس پدید آمد که می‌توان آن را باهادای[7] سازند بختیاری معرفی کرد. بعضی از

[1] Bijiu Creek
[2] Colorado
[3] Scott
[4] Intersection point
[5] Fanglomerate
[6] Trollheim
[7] Bajada

ساخت‌های رسوبی نظیر کانال، لایه‌بندی مورب، ریپل‌های نامتقارن و ایمبریکاسیون در مولاس‌های زاگرس جهت کلی جریان‌های قدیمی را به سوی جنوب – جنوب خاوری و به موازات محور فورلند نشان می‌دهند (شکل‌های ۳B و ۵D). مشابه رودخانه‌های دجله و فرات که رواناب‌های ارتفاعات شمال باختری زاگرس را زهکشی نموده و به سوی خلیج فارس جریان دارند. با توجه به مطالب یاد شده، مدل رسوبی بخش آواری مولاس‌های زاگرس به صورت ترکیبی از محیط‌های مخروط افکنه، رودخانه بریده بریده، رودخانه مآندری و پلایا در نظر گرفته شده و ارائه گردیده است (شکل ۸). تغییر محیط رسوب‌گذاری نهشته‌های فورلند زاگرس در نئوژن تقریباً مشابه محیط‌های رسوبی مختلفی است که امروز در این حوضه فعال هستند (Pirouz et al. 2011).



شکل ۸- مدل پیشنهادی برای محیط‌های رسوبی مولاس‌های زاگرس

عوامل کنترل‌کننده

مجموعه‌های آبرفتی در مقابل تغییرات محیطی بسیار حساس‌اند و عملکردی پیچیده دارند (Charlton 2008). به همین دلیل، سنگ‌شناسی و ساختمان آن‌ها بسیار متغیر است. از مهم‌ترین عوامل مؤثر در تشکیل آبرفت‌ها باید به زمین‌شناسی خاستگاه (حوزه آبریز)، آب و هوا، تکتونیک و موقعیت سطح اساس اشاره کرد (Miall 2006; Goswami et al. 2009; Arzani 2012). نکته بسیار مهم در این میان تعیین نقش نسبی عوامل یاد شده به خصوص در آبرفت‌های مربوط به ادوار گذشته زمین‌شناسی است (Hartley et al. 2010). در حقیقت، پرسش اساسی این است که در تغییر هندسه و رژیم جریان آبراهه‌های به وجود آورنده بخش آواری مولاس‌های زاگرس کدام عامل یا عوامل نقش بیشتری داشته است؟ بررسی‌های مختلف نشان می‌دهد که ریخت‌شناسی و عملکرد آبراهه‌ها به متغیرهای زیادی وابسته است که از میان آن‌ها دبی، بار رسوبی و سطح اساس اهمیت بیشتری دارند (Schumm 2005). تغییر و تنوع رخساره‌ها در توالی رسوبی بخش آبرفتی مولاس‌های زاگرس به گونه‌ای است که یک چرخه بزرگ به سمت بالا درشت شونده و ضخیم شونده را به نمایش می‌گذارند (شکل ۹). این موضوع بیانگر افزایش توانایی و ظرفیت جریان در آبراهه‌ها با گذشت زمان است. با توجه به شرایط آب و هوایی گرم و خشک در نئوژن پسین و سنگ‌شناسی تقریباً یکسان این بخش از مولاس‌های بر جای مانده از آن زمان، می‌توان نتیجه گرفت که افزایش شیب بستر علت اساسی افزایش پتانسیل فرسایش و تغییر ضریب پیچش آبراهه‌ها بوده است. به عبارت دیگر، تغییر پیوسته سطح اساس ناشی از تکاپوهای تکتونیکی و افت سطح آب دریا سبب شد در مراحل مختلف تکامل سیستم آبرفتی نئوژن پسین زاگرس، الگوی رسوب‌گذاری از پلایا و مآندر به رودخانه بریده بریده و مخروط افکنه متحول گردد. لازم به ذکر است که در یک سیستم آبرفتی شیب بستر تابع اختلاف ارتفاع خاستگاه و حوضه رسوبی است که موقعیت سطح اساس و در نهایت

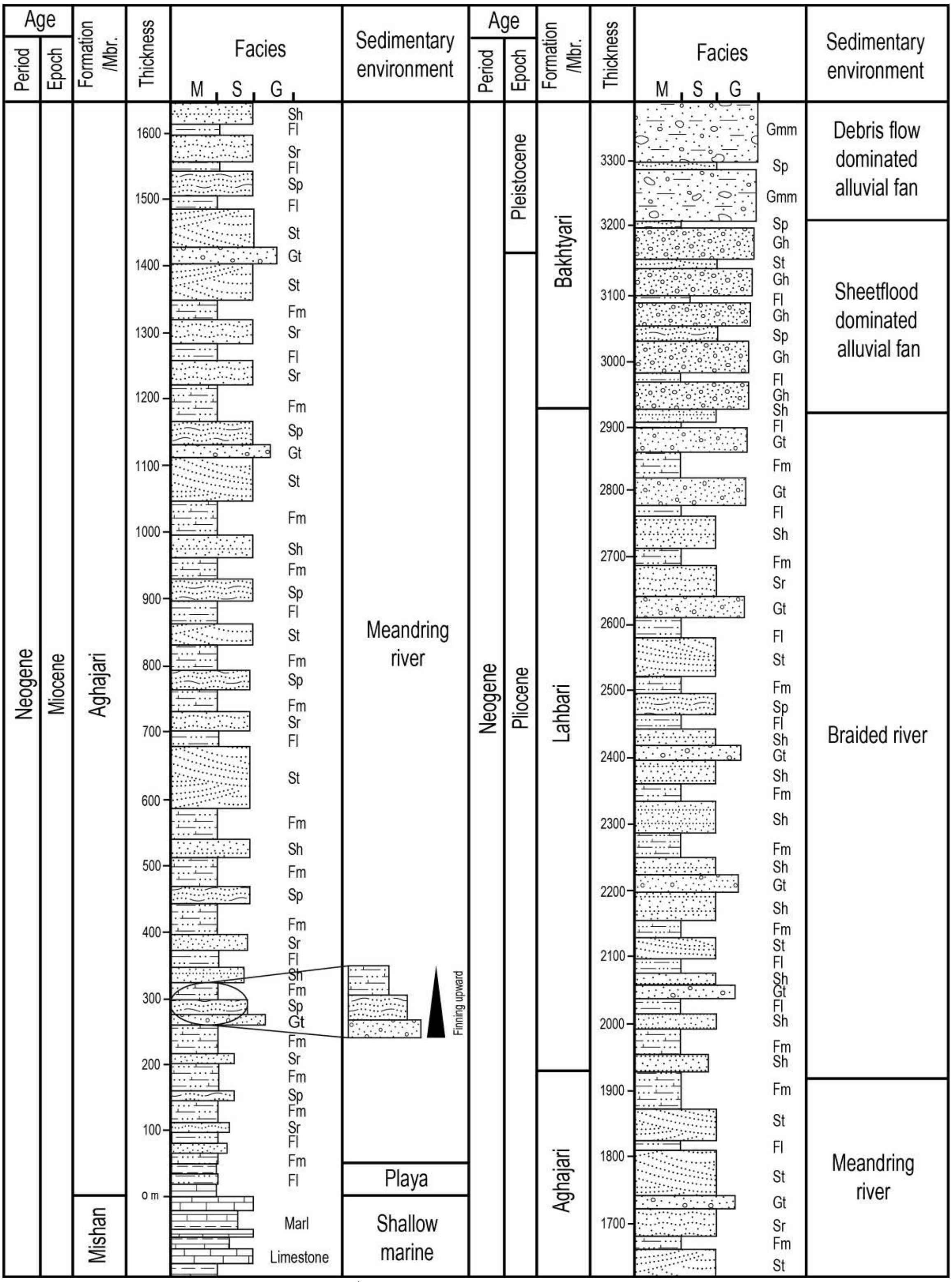
سرگذشت فرسایش و رسوب‌گذاری را تعریف می‌کنند (Walker and James 1992).

از اواخر میوسن با تشدید چین خوردگی و گسلش ناشی از برخورد ورقه‌های عربی و اورازیا ارتفاع رشته کوه‌های زاگرس به تدریج افزایش یافت (Berberian and King 1980; Ziegler 2001). این موضوع با افت سطح آب دریاها تا اواخر پلئیستوسن همراه شد تا اختلاف ارتفاع خاستگاه و حوضه رسوبی هر چه بیشتر شود (Haq and Al-Qahtani 2005). برآیند این دو عامل به تولید حجم زیادی از نهشته‌های عمدتاً آواری در قالب یک چرخه پسرونده بزرگ در حوضه فورلند زاگرس منجر شد. این چرخه رسوبی معرف تحولاتی است که بدون تردید با رویدادهای تکتونیکی اواخر نئوژن موسوم به آتیکن[1] و پاسادنین[2] (آقانباتی ۱۳۸۳) در ارتباط بوده است. فعالیت‌های تکتونیکی با ایجاد اختلاف ارتفاع در سطح زمین، افزایش شیب بستر رودخانه‌ها و ایجاد فضای رسوب‌گذاری بر سیستم‌های آبرفتی تأثیر می‌گذارند (Jones et al. 2014). نشانه‌های موجود حاکی از آن است که نرخ بالای تولید رسوب توأم با فرونشینی سریع سبب گردید از میوسن تا پلئیستوسن ظرفیت و نرخ رسوب‌گذاری حوضه به طور پیوسته افزایش یابد (Koop and Stonely 1982; Homke et al. 2004). ضخامت چند هزار متری توالی رسوبی زمان یاد شده به همین شرایط مربوط می‌شود. بالا آمدگی رشته کوه زاگرس با تغییر مکان به سمت جنوب نیز همراه بوده است؛ به گونه‌ای که مراکز رسوب‌گذاری مختلف حوضه فورلند در خلال نئوژن تقریباً ٤٠٠ کیلومتر (حدود ۲۷ میلی متر در سال) جابجا شده‌اند (Pirouz et al. 2011). مهاجرت جانبی محیط‌های مختلف از شمال به جنوب حوضه هم نوعی واکنش به پایین افتادن سطح اساس بوده است. مجموعه محیط‌های رسوبی یک حوضه به خصوص بخش‌های مختلف یک سیستم آبرفتی به هم وابسته‌اند و با تغییر در هر یک از عوامل کنترل کننده بیرونی یا درونی دچار تغییر می‌شوند. این موضوع اساساً به تمایل ذاتی محیط‌ها در کاهش فاصله با سطح اساس برای رسیدن به پایداری بیشتر نهفته است (Charlton 2008).

نتیجه

بخش عمدتاً آواری مولاس‌های نئوژن پسین زاگرس شامل سازندهای آغاجاری و بختیاری و بخش لهبری است. رخنمون‌های این مجموعه در مرکز فروافتادگی دزفول از ۹ رخساره سنگی شامل کنگلومرا (Gt, Gh, Gmm)، ماسه سنگ (St, Sr, Sh, Sp) و مادستون (Fm, Fl) تشکیل شده‌اند. توالی عمودی رخساره‌های یاد شده بیانگر یک چرخه رسوبی پسرونده بزرگ است که در مراحل مختلف تکامل یک سیستم آبرفتی متأثر از آب و هوای گرم و خشک به وجود آمده است. این سیستم آبرفتی مناطق وسیعی از حوضه فورلند زاگرس را در سیطره خود داشته و همزمان با تکاپوهای تکتونیکی اواخر نئوژن، مولاس‌های آب شیرین را بر جای گذاشته است. چرخه رسوبی مولاس‌های آبرفتی زاگرس با تشکیل سازند آغاجاری در محیط‌های پلایایی و مآندری آغاز گردید و با ته‌نشست بخش لهبری در رودخانه‌های بریده بریده ادامه یافت. پایان بخش این چرخه فنگلومراهای سازند بختیاری هستند که در مخروط افکنه‌های به هم پیوسته (باهادا) و متأثر از سیلاب‌های صفحه‌ای و جریان‌های خرده‌دار نهشته شدند. مشاهده بعضی ساخت‌های رسوبی از جمله کانال، ایمبریکاسیون و ریپل‌های نامتقارن جهت جریان قدیمی را به سمت جنوب – جنوب خاوری و به موازات محور فورلند تعیین کرد. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که افزایش توانایی، ظرفیت و نرخ تولید رسوب در محیط‌های رسوبی مرتبط با مولاس‌های آبرفتی زاگرس به تغییر هندسه و دینامیک آبراهه‌ها مربوط بوده است. عامل اصلی تفاوت در عملکرد آبراهه‌ها تغییر شیب بستر و اساساً تغییر سطح اساس در زمان‌های مختلف بوده که به نوبه خود از تحولات تکتونیکی و افت سطح آب دریا تبعیت می‌کرده است.

[1] Atikan
[2] Pasadenian



شکل ۹- نمودار رسوبی، رخساره‌ها و محیط رسوبی مولاس‌های نئوژن زاگرس؛ کُدهای مورد استفاده در متن معرفی شده‌اند.

سپاسگزاری

نویسنده لازم می‌داند مراتب قدردانی خود را نسبت به داوران ارجمند و همه عزیزان دست‌اندرکار نشریه وزین پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی اعلام نماید که امکان چاپ و انتشار این مقاله را فراهم کردند.

منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

صداقت، م. و ح. معماریان، ۱۳۸۹، مبانی زمین‌شناسی فیزیکی: انتشارات دانشگاه تهران، ۵۹٤ ص.

لاسمی، ی.، ۱۳۷۹، رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته سنگ های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ ص.

لاسمی، ی. و ر. مهاری، ۱۳۷۷، رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی سازند قرمز بالایی در شمال شرق تبریز: مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، ش. ۲۹ و ۳۰، ص. ۲۱۷۹-۲۱۵۳.

مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، چینه‌شناسی زاگرس: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، طرح تدوین کتاب، ۵۳٦ ص.

موسوی حرمی، ر.، ا. محبوبی، و ف. هاشمی، ۱۳۸۵، لیتوفاسیس و پتروفاسیس رسوبات سیلیسی - آواری ژوراسیک میانی در شرق بینالود و ارتباط آن با موقعیت تکتونیکی منشأ: مجله زمین‌شناسی ایران، سال دوم، ش ٤، ص ٤٦-۳۳.

Alavi, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: American Journal of Science, **v.** 304, p. 1-20.

Allaby, M., 2008, A Dictionary of Earth Sciences: Oxford University Press, 654 p.

Allen, J. R. L., 1977, The plan shape of current ripples in relation to flow conditions: Sedimentology, **v.** 24, p. 53-62.

Arzani, N. 2005, The fluvialmegafan of Abarkoh basin (central Iran): an example of flash-flood sedimentation in arid lands. In: Harvey, A. M., Mather, A. E. and Stokes, M. (Eds.), Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamic: Geological Society of London, Special Publication, **v.** 251, p. 41–61.

Arzani, N., 2012, Catchment lithology as a major control on alluvial megafan development, Kohrud Mountain range, central Iran: Earth Surface Process and Landforms, **v.** 37, p. 726–740.

Berberian, M., 1995, Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics: Tectonophysics, **v.** 241, p. 193-224.

Berberan, M. and G. C. P. King, 1980, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian Journal of Earth Sciences, **v.** 18, p. 210-265.

Blair, T. C., 1999, Sedimentary processes and facies of the water laid Anvil Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California: Sedimentology, **v.** 46, p. 913-940.

Blair, T. C. and J. G. McPherson, 1994, Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages: Journal of Sedimentary Research, **v.** 64, p. 450-489.

Blair, T. C. and J. G. McPherson, 1999, Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles: Journal of Sedimentary Research, **v.** 69, p. 6–19.

Blair, T. C. and J. G. McPherson, 2009, Processes and Forms of Alluvial Fans. In: Parsons, A. J. and Abrahams, A. D., 2009 (Eds.), Geomorphology of Desert Environments: Springer, p. 413-467.

Bridge, J. and R. Demicco, 2008, Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits: Cambridge University Press, 815 p.

Brierley G. J., 1991, Floodplain sedimentology of the Squamish River, British Columbia: relevance of element analysis: Sedimentology, **v.** 38, p. 735-750.

Charlton, R., 2008, Fundamental of fluvial geomorphology: Routledge, New York, 234 p.

Coussot, P. and M. Meunier, 1996, Recognition, classification and mechanical description of debris flows: Earth Science Reviews, **v.** 40, p. 209-227.

251, 248 p.

Homke, S., J. Verges, M. Garces, H. Emami and Karpuz, R., 2004, Magnetostratigraphy of Miocene–Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran): Earth and Planetary Science Letters, **v.** 225, P. 397-410

James, G. A. and J. G. Wynd, 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: AAPG Bulletin, **v.** 49(12), P. 2182-2245.

Jones, S. J., N. Arzani, and M. B. Allen, 2014, Tectonic and climatic controls on fan systems: The Kohrud mountain belt, Central Iran: Sedimentary Geology, **v.** 302, p. 29-43.

Kempf, O., A. Matter, D. W. Burbank and M. Mange, 1999, Depositional and structural evolution of a foreland basin margin in a magnetostratigraphic framework: the eastern Swiss Molasse Basin: Journal of Earth Sciences, **v.** 88, P. 253–275.

Koop, W. and R. Stoneley, 1982, Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to Recent: Philos. Trans. R. Soc. Lond, **v.** 305, P. 149–168.

Leturmy, P. and C. Robin, 2010, Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic–Cenozoic: Geological Society of London, Special Publications 330, 360 p.

Martinson, O. J., A. Ryseth, W. Helland-Hansen, H. Flesche, G. Torkildsen and S. Idil, 1999, Straigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian). Rock Springs Uplifts, SW Wyoming, USA: Sedimentology, **v.** 47, P. 235-259.

McBride, E. F. and L. S. Yeakel, 1963, Relationship between parting lineation and rock fabric: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 33, P. 779-782.

Miall, A. D., 1977, A review of the braided river depositional environment: Earth Sciences Review, **v.** 13, P. 1-62.

Miall, A. D. 1978, Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In: Miall, A. D., 1978 (Ed.), Fluvial Sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists, **v.** 5, P. 597-604.

Miall, A. D. 1992, Alluvial Deposits. In: Walker, R. G. and James, N. P., 1992 (Eds.), Facies models response to sea level change: Geological Association of Canada, p. 119-142.

Miall, A. D., 2000. Principles of sedimentary basin analysis: Springer, 616 p.

Miall, A. D., 2006, The geology of fluvial deposits: Springer, 582 p.

Dasgupta, P., 2007, Facies characteristics of Talchir Formation, Jharia basin, India: Implication for initiation of Gondwana sedimentation: Sedimentary Geology, **v.** 185, p. 59-78.

Dickinson, W. R., 1974, Plate tectonics and sedimentation: SEPM Special Publication, **v.** 22, p. 1-27.

Einsele, G., 2000, Sedimentary Basins Evolution, Facies, and Sediment Budget (2nd Edition): Springer-Verlag, 628 p.

Elmore, D. R. and W. R. Farrand, 1981, Asphalt-Bearing Sediment in Synorogenic Miocene-Pliocene Molasse, Zagros Mountains, Iran: AAPG Bulletin, **v.** 65, p. 1160-1165.

Fakhari, M. D., G. J. Axen, B. K. Horton, J. Hassanzadeh, and A. H. Amini, 2008, Revised age of proximal deposits in the Zagros foreland basin and implications for Cenozoic evolution of the High Zagros: Tectonophysics, **v.** 51, p. 170–185.

Falcon, N. L., 1974, Southern Iran: Zagros Mountains. In: A. M. Spencer (Ed.), Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies: Geol. Soc. London, Spec. Publ., **v.** 4, p. 199-211.

Folk, R. L., 1980, Petrology of sedimentary rocks: Hemphil Pub. Co., Austin, Texas, 182 p.

Garzione, C. N., P. G. Decelles, D. G. Hodkinson, T. P. Ojha and B. N. Upreti, 2003, East-west extension and Miocene environmental change in the southern Tibetan plateau: Thakkhola graben, central Nepal: Geological Society of America Bulletin, **v.** 115, p. 3-20.

Ghazban, F., 2007, Petroleum geology of the Persian Gulf: Tehran University Press, 707 p.

Goswami, K. P., C. C. Pant, and S. Pandey, 2009, Tectonic controls on the geomorphic evolution of alluvial fans in the Piedmont Zone of Ganga Plain, Uttarakhand, India: Journal of Earth System Sciences, **v.** 118(3), p. 245–259.

Haq, B. U. and A. M. Al-Qahtani, 2005, Jurassic-Neogene Arabian platform cycle chart: GeoArabia, **v.** 10.

Harms, J. C., J. B. Southard and R. G. Walker, 1982, Structures and Sequence in Clastic Rocks: SEPM, Short Course, **v.** 1, p. 55.

Hartley, A. J., G. S. Weissmann, G. J. Nichols and G. L. Warwick, 2010, Large distributive fluvial systems: characteristic, distribution, and controls on development: Journal of Sedimentary Research, **v.** 80(2), p. 167–183.

Harvey, A. M., A. E. Mather and M. Stokes, 2005 (Eds.), Alluvial fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics: Geological Society of London, Special Publication No.

Moussavi-Harami, R. and R. L. Brenner, 1990, Lower Cretaceous (Neocomian) fluvial deposits in eastern Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran: Cretaceous Research, **v.** 11, P. 163-174.

Mouthereau, F., O. Lacombe, and J. Vergés, 2012, Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence: Tectonophysics, **v.** 532-535, P. 27-60.

Picard, M. D. and L. R. Jr. High, 1973, Sedimentary structures of ephemeral streams: Elsevier, 223 p.

Pierson, T. C., 1980, Erosion and deposition by debris flows at Mt. Thomas, New Zealand: Earth Surface Processes, **v.** 5, P. 1952-2984.

Pirouz, M., G. Simpson, A. Bahroudi, and A. Azhdari, 2011, Neogene sediments and modern depositional environments of the Zagros foreland basin system: Geological Magazine, Cambridge University Press, **v.** 148(5-6), P. 838-853.

Rangzan, K. and A. Iqbaluddin, 1998, Sedimentation as guide to tectonic setting of Aghajari Formation, Zagros structural belt, SW Iran: Journal of Indian Association Sedimentologists, **v.** 17(1), P. 1-11.

Reading, R. G., 2001, Clastic facies models, a personal perspective: Bulletin of the Geological Society of Denmark, **v.** 48, P. 101-115.

Reineck, H. E. and I. B. Singh, 1986, Depositional sedimentary environments: Springer-Verlag Berlin, 549 p.

Schumm, S. A., 1985, Patterns of alluvial rivers: Annual Reviewof Earth and Planetary Sciences, **v.** 13, P. 5–27.

Schumm, S. A., 2005, River variability and complexity: Cambridge University Press, 220 p.

Schlunegger, F., T. E. Jordan and E. M. Klaper, 1997, Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: the Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example: Tectonics, **v.** 16, P. 823–840.

Selly, R. C., 2004, Ancient sedimentary environments and their sub-surface diagnosis: Forth edition, Routledge, New York, 300 p.

Serra, O., 1985, Sedimentary environments from wireline logs: Schlumberger, 243 p.

Setudehnia, A. and J. T. Perry, 1966, Aghajari geological compilation map (1:100,000) Iranian oil operating company: Geological and exploration division, Tehran.

Staley D. M., T. A. Wasklewicz and J. S. Blaszczynski 2006, Surficial patterns of debris flow deposition on alluvial fans in Death Valley, CA, using airborne laser swath mapping data: Geomorphology, **v.** 74, P. 152-163.

Stear W. M., 1985, Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient sandy ephemeral flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa: Sedimentary Geology, **v.** 45, p. 209-230.

Tucker, M. E., 1991, Sedimentary petrology: Blackwell, 260 p.

Turner, P., 1980, Continental Red Beds: Elsevier, 562 p.

Van Houten, F. B., 1969. Molasse facies: records of worldwide crustal stresses: Science, **v.** 166, p. 1506-1508.

Walker, R. G. and N. P. James, 1992, Facies models response to sea level change: Geological Association of Canada, 409 p.

Waters, J. V., S. J. Jones and H. A. Armstrong, 2010, Climatic controls on late Pleistocene alluvial fans, Cyprus: Geomorphology, **v.** 115(3–4), p. 228–251.

Whipple, K. X. and T. Dunne, 1992, The influence of debris-flow rheology of fan morphology, Owens Valley, California: Geological Society of America Bulletin, **v.** 104, p. 887-900.

Ziegler, M. A., 2001, Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences: GeoArabia, Gulf Petrolink, Bahrain, **v.** 6(3), p. 445-470.