



<https://jssr.ui.ac.ir/?lang=en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches

E-ISSN: 2423-8007

Vol. 42, Issue 3, No. 104, 2026, 79-113

Received: 22.02.2026

Accepted: 17.05.2026

Research Paper

Reconstruction of the depositional conditions of the Eocene siliciclastic deposits in the Zagros (Kashkan Formation, south of Lorestan)

Yaghub Nasiri* 

Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Gonabad, Gonabad, Iran

* y.nasiri.1365@gmail.com

Samira Taghdisi Nikbakht

Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Gonabad, Gonabad, Iran

Mostafa Sedaghatnia

PhD Graduate, Central Laboratory Expert of Lorestan University, Khorramabad, Iran

Abstract

The aim of this research is to investigate the lithofacies and sedimentary environment of the Kashkan Formation (middle Eocene) in the Lorestan sedimentary basin. In this regard, four stratigraphic sections were selected. The Kashkan Formation in the studied area has a variable thickness of 150 to 200 meters. It is mainly composed of conglomerate and sandstone strata, with lesser amounts of fine-grained lithofacies including mudstone, siltstone, and shale. Field studies on the four sections led to the identification of 12 lithofacies, which include five conglomeratic lithofacies (Gm, Gms, Gp, Gh, Gt), five sandstone lithofacies (Sp, St, Sm, Sh, Sr), and two mudstone lithofacies (Fm, Fl). Based on the vertical and lateral changes of facies, the depositional environment of these deposits was a braided river system with a gravelly and sandy bed in proximal areas. The clastic sequences of the Kashkan Formation overlie the marine carbonates of the Taleh Zang Formation, which indicates a sea regression and the progradation of braided rivers toward the basin. A decrease in accommodation space relative to sediment supply caused the progradation of braided river facies within the LST facies suite for the Kashkan Formation.

Keywords: Sedimentary environment, Kashkan Formation, Zagros, Lorestan.

Introduction

Terrigenous rocks in the Zagros region of Iran have received relatively little attention. These rocks (e.g., the Amiran, Kashkan, Aghajari, and Bakhtiari formations) have mostly been studied only from the perspectives of lithostratigraphy or stratigraphic position (Motiei 1993). The Kashkan Formation is most extensively distributed in the Lorestan region, and its main facies include conglomerate, sandstone, and siltstone. This formation is situated between the carbonate Telezang Formation below and the Shahbazan Formation above. Where the Telezang Formation is absent, the Kashkan Formation rests directly on the Amiran Formation. The type section of the Kashkan Formation was introduced by James and Wynd (1965) in the Amiran Anticline near the city of Mamulan. Terrigenous formations are of great importance in the Zagros in terms of tectonics, sedimentary environment, climatic changes, and hydrocarbon

generation and storage. The Kashkan Formation is essentially a terrigenous unit and is widely exposed in Lorestan. This formation is named after the Kashkan River that flows through this province. Among the few studies conducted on the Kashkan Formation, Yousefi Yeganeh et al. (2012) investigated the sedimentary environment and trace fossils of this formation within the Lorestan sedimentary basin, focusing on the northern, southeastern, and northwestern parts of Lorestan Province. The main goal of this research is to identify and describe the outcrops of the Kashkan Formation along the Khorramabad–Pol-e Zal Freeway (southern and southwestern Lorestan)—an area that has remained largely understudied. Through detailed analysis of lithological units and sedimentary environments in four selected sections, the depositional processes of this formation will be better understood. Finally, by integrating these findings with previous research, a comprehensive

*Corresponding author

Nasiri Y., Taghdisi Nikbakht S. and Sedaghatnia M. (2026). Reconstruction of the depositional conditions of the Eocene siliciclastic deposits in the Zagros (Kashkan Formation, south of Lorestan). Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 42(3): 79-113. <https://doi.org/10.22108/jssr.2026.148437.1328>

2423-8007 / © 2026 University of Isfahan

This is an open access article under the CC BY-NC-ND 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).



<https://doi.org/10.22108/jssr.2026.148437.1328>

understanding of the depositional history of the Kashkan Formation in the Zagros sedimentary basin will be completed and enhanced.

Materials & Methods

The sections were selected to maximize thickness, facies diversity, and accessibility while minimizing cover. In this regard, four stratigraphic sections were chosen along the Khorramabad–Pol-e Zal Freeway. In these sections, field characteristics—including grain size, bedding, geometric form of beds, sedimentary structures, contact types between beds, and sediment stacking patterns—were carefully examined and recorded. The thickness of the formation was measured using a Jacob staff and compass. Gravels within conglomeratic units were studied using the ribbon method (Tucker 2003). This method involves dividing conglomeratic outcrops into sequential lateral or longitudinal ribbons; within each ribbon, the size, roundness, sorting, lithology of clasts, and their percentages are systematically recorded to document lateral and vertical depositional changes in a regular, comparable manner. The orientation of the foresets of current ripples was used to determine paleocurrent direction. Sandstone samples were collected based on facies variations using a point-sampling method from the middle part of the beds. Clastic facies were classified according to Miall's (2006) codes, and sandstone classification followed Folk (1980). By integrating data from microscopic and field studies, lithofacies and facies associations representative of sub-environments within a sedimentary system were identified and differentiated. Finally, the sedimentary model of the Kashkan Formation was interpreted.

Discussion of Results & Conclusions

Field studies on the examined sections led to the identification of 12 lithofacies. These include coarse-grained conglomeratic lithofacies (Gm, Gms, Gp, Gh, Gt), medium-grained sandstone lithofacies (Sp, St, Sm, Sh, Sr), and fine-grained mudstone lithofacies (Fm, Fl). The architectural elements identified in the four studied sections include channel elements (CH), overbank fines (OF), gravelly bar elements (GB), sandy bar elements (SB), and sediment gravity flow elements (SG). The SG (sediment gravity flow) element is introduced as the main and dominant element in proximal braided rivers with debris-laden flows, which is entirely consistent with the high percentage of conglomeratic facies in the studied deposits. This element primarily consists of massive conglomerates with very poor bedding, a lack of large-scale sedimentary structures, and poor sorting. The formation of the SG element is attributed to high-energy fluvial flows, particularly debris flows and hyperconcentrated

flows. These flows typically develop under conditions of sudden discharge increases, bank instability, or intense bedload activity within braided river channels, leading to the rapid deposition of coarse-grained sediment. In terms of depositional setting, the SG element is interpreted mainly as a fill of main and subsidiary channels within a braided river system, representing peak flow energy phases. The abundance of this architectural element indicates the predominance of high-energy conditions, a relatively steep channel gradient, and a continuous supply of coarse-grained sediment to the sedimentary basin. Therefore, the SG element in the studied deposits is presented directly within the framework of a braided river model with an effective role played by debris flows.

Sequence stratigraphy of the Kashkan Formation—as a prominent representative of high-energy fluvial depositional environments in the Zagros (Lorestan) basin—provides a powerful tool for reconstructing the basin's evolutionary history and understanding the influence of sea-level fluctuations on river dynamics. The dominant lithological composition of the Kashkan Formation includes thick conglomerates, coarse-grained sandstones, and mudstone, which directly indicates high-energy depositional conditions, such as those found in braided river systems. The significance of sequence stratigraphy for the Kashkan Formation extends beyond understanding sea-level changes; it holds the key to the tectonic history of the Zagros Basin by identifying sedimentary units related to erosion and deposition during periods of base-level fall. The formation of sedimentary sequences, particularly lowstand systems tracts (LSTs) that occur during periods of pronounced sea-level fall (i.e., reduction in river base level), is often associated with deep incision of riverbeds and the development of valleys and channels that are subsequently filled by conglomeratic and sandy sediments. These processes are closely linked to regional tectonic uplifts and changes in basin slope. Therefore, identifying and delineating LST units within the Kashkan Formation can serve as an indicator of tectonic activity and uplift events associated with the Zagros orogeny. Based on the vertical and lateral changes in facies, the depositional environment of these deposits was a proximal braided river system with a gravelly and sandy bed. Paleocurrent direction analysis for this formation shows a northeast-to-southwest trend, which is evidence of unidirectional (fluvial) flows within the Kashkan Formation. The shallow depth and low sinuosity of the channels, along with the presence of coarse-grained gravelly and sandy sediments, support the interpretation that the clastic facies of the Kashkan Formation accumulated in a proximal braided river environment.

مقاله پژوهشی

بازسازی شرایط ته‌نشت نهشته‌های آواری ائوسن زاگرس (سازند کشکان، جنوب لرستان)

یعقوب نصیری^{*}، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، مجتمع آموزش عالی گناباد، گناباد، ایران

y.nasiri.1365@gmail.com

سمیرا تقدیسی نیک‌بخت، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، مجتمع آموزش عالی گناباد، گناباد، ایران

samirataghdisi@gmail.com

مصطفی صداقت‌نیا، دانش‌آموخته مقطع دکتری، کارشناس آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

mostafasedaghat1364@gmail.com

چکیده

هدف از این پژوهش، بررسی رخساره‌های سنگی و محیط رسوبی سازند کشکان (ائوسن میانی) در حوضه رسوبی لرستان است. در این راستا چهار برش چینه‌شناسی انتخاب شد. سازند کشکان در محدوده مطالعه‌شده با ضخامت ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر، از توالی غالب کنگلومرا و ماسه‌سنگ و به میزان کمتر رخساره‌های ریزدانه گلسنگی، سیلت‌سنگی و شیلی تشکیل شده است. لایه‌های ریزدانه بیشتر به صورت میان‌لایه‌های پراکنده در بین واحدهای کنگلومرایی و ماسه‌سنگی مشاهده می‌شوند. مطالعات صحرایی بر چهار برش، به شناسایی ۱۲ رخساره سنگی منجر شد که شامل پنج رخساره سنگی کنگلومرایی (Gm, Gms, Gp, Gh, Gt)، پنج رخساره سنگی ماسه‌سنگی (Sp, St, Sm, Sh, Sr) و دو رخساره سنگی گلی (Fm, Fl) شد. براساس تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها، محیط رسوب‌گذاری این نهشته‌ها سیستم رودخانه‌ای بریده‌بریده با بستر گراولی و ماسه‌ای در نواحی نزدیک به منشأ بوده است. توالی‌های آواری سازند کشکان بر کرنات‌های دریایی سازند تله‌زنگ قرار گرفته است که نشان از پس‌روی دریا و گسترش رودخانه‌های بریده‌بریده به سمت حوضه است. کاهش فضای رسوب‌گذاری نسبت به تأمین رسوب سبب پیشروی رخساره‌های رودخانه‌ای نوع بریده‌بریده در دسته رخساره LST برای سازند کشکان بوده است. آنالیز جهت جریان دیرینه در این سازند، روند شمال شرق به جنوب غرب را نشان می‌دهد که شواهدی بر جریان‌های یک‌طرفه (رودخانه‌ای) در سازند کشکان است.

واژه‌های کلیدی: محیط رسوبی، سازند کشکان، ائوسن، زاگرس، لرستان.

..

^{*} نویسنده مسئول

نصیری، یعقوب، تقدیسی نیک‌بخت، سمیرا و صداقت‌نیا، مصطفی. (۱۴۰۵). بازسازی شرایط ته‌نشت نهشته‌های آواری ائوسن زاگرس (سازند کشکان، جنوب

لرستان). پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۴۲ (۳): ۷۹-۱۱۳. <https://doi.org/10.22108/jssr.2026.148437.1328>



مقدمه

به سنگ‌های تخریبی در منطقه زاگرس ایران کمتر توجه شده است. این سنگ‌ها (به‌طور مثال سازند امیران، کشکان، آغاچاری و بختیاری) تنها از دیدگاه چینه‌نگاری سنگی و یا موقعیت چینه‌نگاری بررسی شده‌اند (Motiei 1993). سازند کشکان دارای بیشترین گسترش در منطقه لرستان است و رخساره‌های اصلی آن شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ و سیلتستون است. این سازند بین دو سازند کربناته تله‌زنگ در زیر و سازند شهبازان در بالا قرار گرفته است. در جایی که سازند تله‌زنگ وجود ندارد، سازند کشکان مستقیم بر سازند امیران قرار می‌گیرد. برش الگوی این سازند را جیمز و وایند (James and Wynd 1965)، در تاقدیس امیران در شهر معمولان معرفی کرده‌اند. سازندهای تخریبی از جنبه‌های تکتونیکی، محیط رسوبی، تغییرات اقلیمی، تولید و ذخیره هیدروکربن در زاگرس بسیار اهمیت دارند. سازند کشکان اساساً یک سازند تخریبی است و در لرستان گسترش وسیعی دارد؛ به‌گونه‌ای که حتی نام آن از رودخانه کشکان، که در این استان جاری است، گرفته شده است. از تنها مطالعات انجام‌شده بر سازند کشکان، به مطالعات یوسفی یگلنه و همکاران (Yousefi et al. 2012) اشاره می‌شود که محیط‌رسوبی و اثر فسیل‌های سازند کشکان را در حوضه رسوبی لرستان در بخش‌های شمالی، جنوب شرقی و شمال غربی استان لرستان مطالعه کرده‌اند. هدف اصلی این پژوهش، شناسایی و تشریح رخنمون‌های سازند کشکان در حاشیه آزادراه خرم‌آباد-پل‌زال (جنوب و جنوب غربی لرستان) است؛ منطقه‌ای که پیش از این کمتر درباره‌اش مطالعه شده است. با تحلیل دقیق واحدهای سنگی و محیط رسوبی در چهار برش انتخابی، فرآیندهای رسوب‌گذاری این سازند بهتر درک می‌شود و در نهایت با ادغام این یافته‌ها با پژوهش‌های پیشین، درک جامعی از تاریخچه رسوب‌گذاری سازند کشکان در حوضه رسوبی زاگرس تکمیل و ارتقا خواهد یافت.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مطالعه‌شده

منطقه مطالعه‌شده در زاگرس چین‌خورده قرار گرفته است

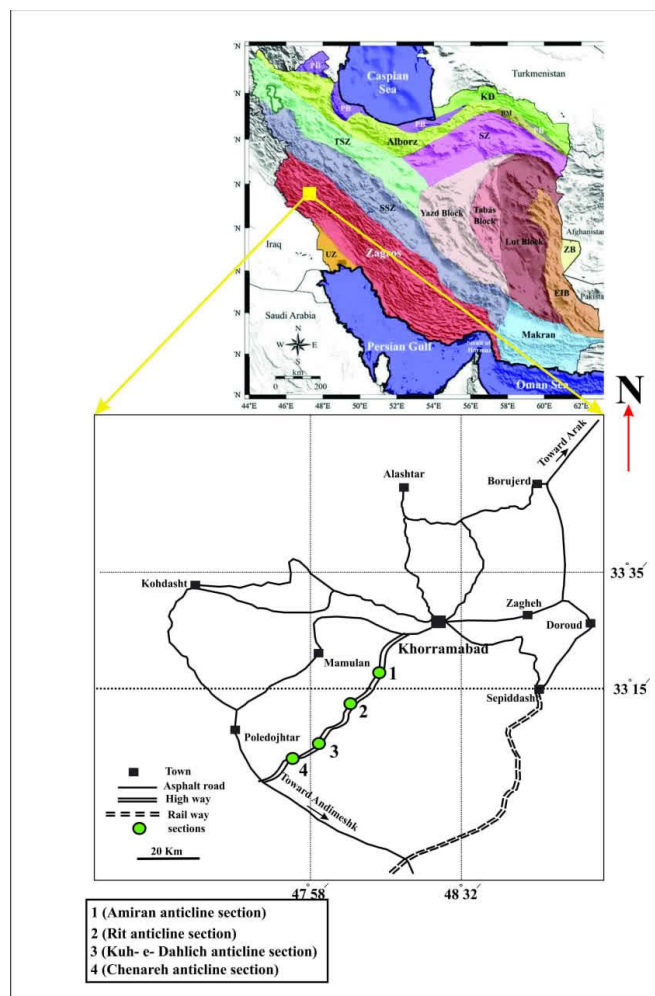
(Alavi 2004). زاگرس چین‌خورده، یک کمان وسیع از کوه‌ها و دشت‌هاست که در اثر برخورد ورقه ایران و ورقه عربی به وجود آمده است. سازند کشکان نیز بخشی از حوضه رسوبی لرستان است که در دل این ساختار تکتونیکی عظیم قرار گرفته است. این حوضه که در دوران‌های زمین‌شناسی مختلف، از جمله کرتاسه پسین و پالئوژن فعال بوده است، شاهد انباشت حجم عظیمی از رسوبات بوده است. سازند کشکان عمدتاً از رسوبات آواری تشکیل شده است و نشان‌دهنده شرایط قاره‌ای (رودخانه‌ای) در این منطقه در زمان تشکیل خود است. این سازند، به‌همراه دیگر سازندهای زمین‌شناسی منطقه، مانند سازندهای ایلام، گورپی، امیران و تله‌زنگ، روایتگر تاریخچه پیچیده زمین‌شناسی زاگرس، از جمله بالآآمدگی‌ها، فرونشست‌ها و فعالیت‌های تکتونیکی است که در نهایت به شکل‌گیری چین‌خورده‌های کنونی زاگرس منجر شده است. به‌طور کلی، سازند کشکان در چارچوب زمین‌شناسی زاگرس، یک سازند آواری مهم محسوب می‌شود و شواهدی از تاریخچه تکامل این رشته‌کوه پویا را در خود جای داده است. در این پژوهش، چهار برش چینه‌شناسی در مسیر آزادراه خرم‌آباد-پل‌زال انتخاب شد که در شکل ۱، موقعیت این برش‌ها نشان داده شده است. راه اصلی دسترسی به این برش‌ها از طریق آزادراه خرم‌آباد به سمت شهرستان اندیمشک میسر است که پس از طی مسافتی بالغ بر ۴۰ کیلومتر، به اولین برش (برش تاقدیس امیران) می‌رسیم. دیگر برش‌ها در ادامه مسیر قرار گرفته‌اند. موقعیت جغرافیایی برش‌ها شامل برش تاقدیس امیران (طول خاوری $48^{\circ} 15' 16''$ E و عرض شمالی $33^{\circ} 17' 45''$ N)، برش تاقدیس ریت (طول خاوری 48° E و عرض شمالی $33^{\circ} 14' 12''$ N)، برش تاقدیس دهلیج (طول خاوری $47^{\circ} 57' 31''$ E و عرض شمالی $33^{\circ} 05' 18''$ N) و برش تاقدیس چناره (طول خاوری $47^{\circ} 53' 31''$ E و عرض شمالی $33^{\circ} 01' 47''$ N) هستند. تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها در گستره بررسی‌شده، که بخشی از زاگرس چین‌خورده است، مهم‌ترین عوارض ساختمانی محسوب می‌شوند. در امتداد محور تاقدیس‌های امیران، ریت، کوه دهلیج و چناره، در اثر فرسایش، دره‌های تاقدیسی بزرگی ایجاد شده است و در آن

سازند تله‌زنگ قرار گرفته و با سازندهای آسماری - شهبازان به صورت هم‌شیب پوشیده شده است. حد جدایش سازند کشکان با آسماری - شهبازان با افق لیمونیتی معین می‌شود که خود بیانگر وقعه رسوبی است. ضخامت سازند کشکان در برش‌های یادشده به ترتیب ۲۰۰ متر (برش تاقدیس امیران)، ۱۸۰ متر (برش تاقدیس کوه دهلیج)، ۱۶۵ متر (برش تاقدیس ریت) و ۱۵۰ متر (برش تاقدیس چناره) است. واحدهای سنگی موجود در این برش‌ها بیشتر کنگلومرا، ماسه‌سنگ و سیلتستون است.

رخنمون‌های چالبی از سازندهای دوران دوم و سوم دیده می‌شود. در اشکال ۲ الی ۵، رخنمون‌هایی از سازند کشکان در برش‌های مطالعه‌شده به همراه گسترش دیگر سازندها نشان داده شده است.

سنگ‌چینه‌نگاری سازند کشکان در برش‌های مطالعه‌شده

در این پژوهش، ضخامت ردیف سنگی سازند کشکان در چهار برش چینه‌شناسی به صورت ستون عمودی ترسیم شده‌اند (شکل ۶). در چهار برش یادشده، سازند کشکان بر



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مطالعه‌شده

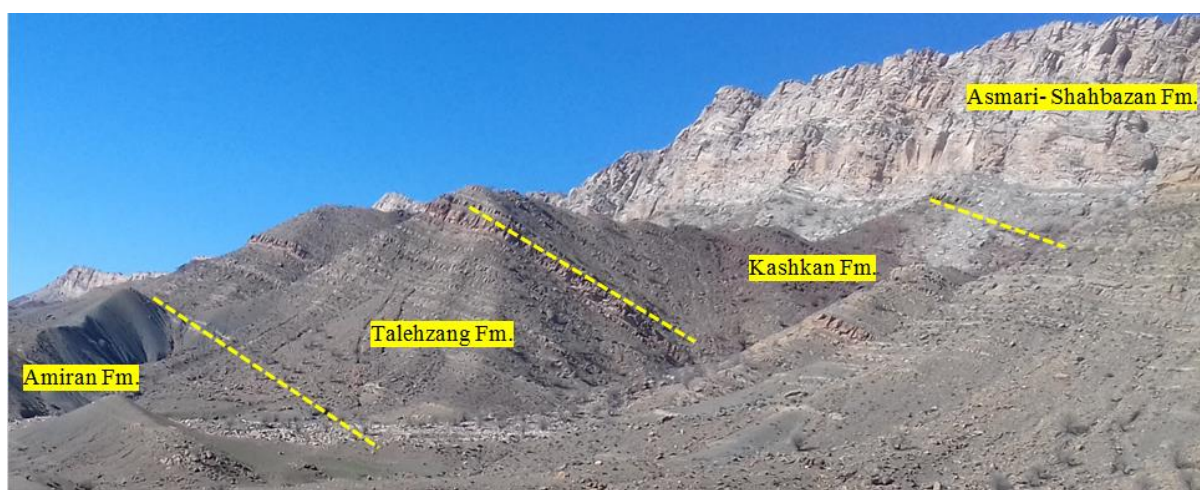
- ۱- برش تعلقدیس امیران؛ ۲- برش تعلقدیس ریت؛ ۳- برش تعلقدیس کوه دهلیج؛
۴- برش تاقدیس چناره

Fig 1- Geographic location and access routes to the studied sections. 1- Amiran Anticline section, 2- Rit Anticline section, 3- Kuh-e Dahlij Anticline section, 4- Chenareh Anticline section



شکل ۲- رخنمون صحرایی برش تاقدیس ریت (دید به سمت شمال خاوری)

Fig 2- Field exposure of the Rit Anticline section (view toward the northeast)



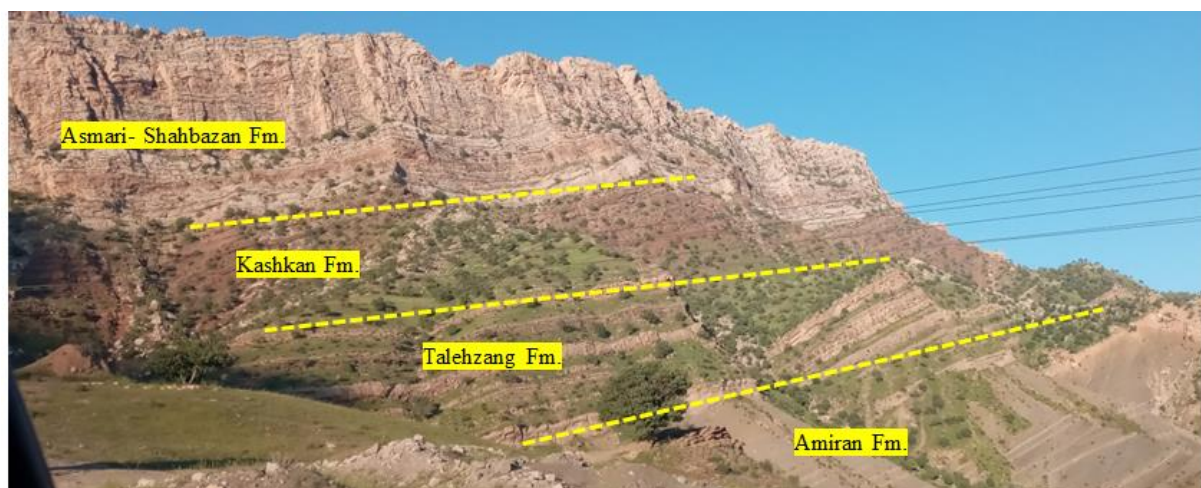
شکل ۳- رخنمون صحرایی برش تاقدیس چناره (دید به سمت شمال باختری)

Fig 3- Field exposure of the Chenareh Anticline section (view toward the northwest).



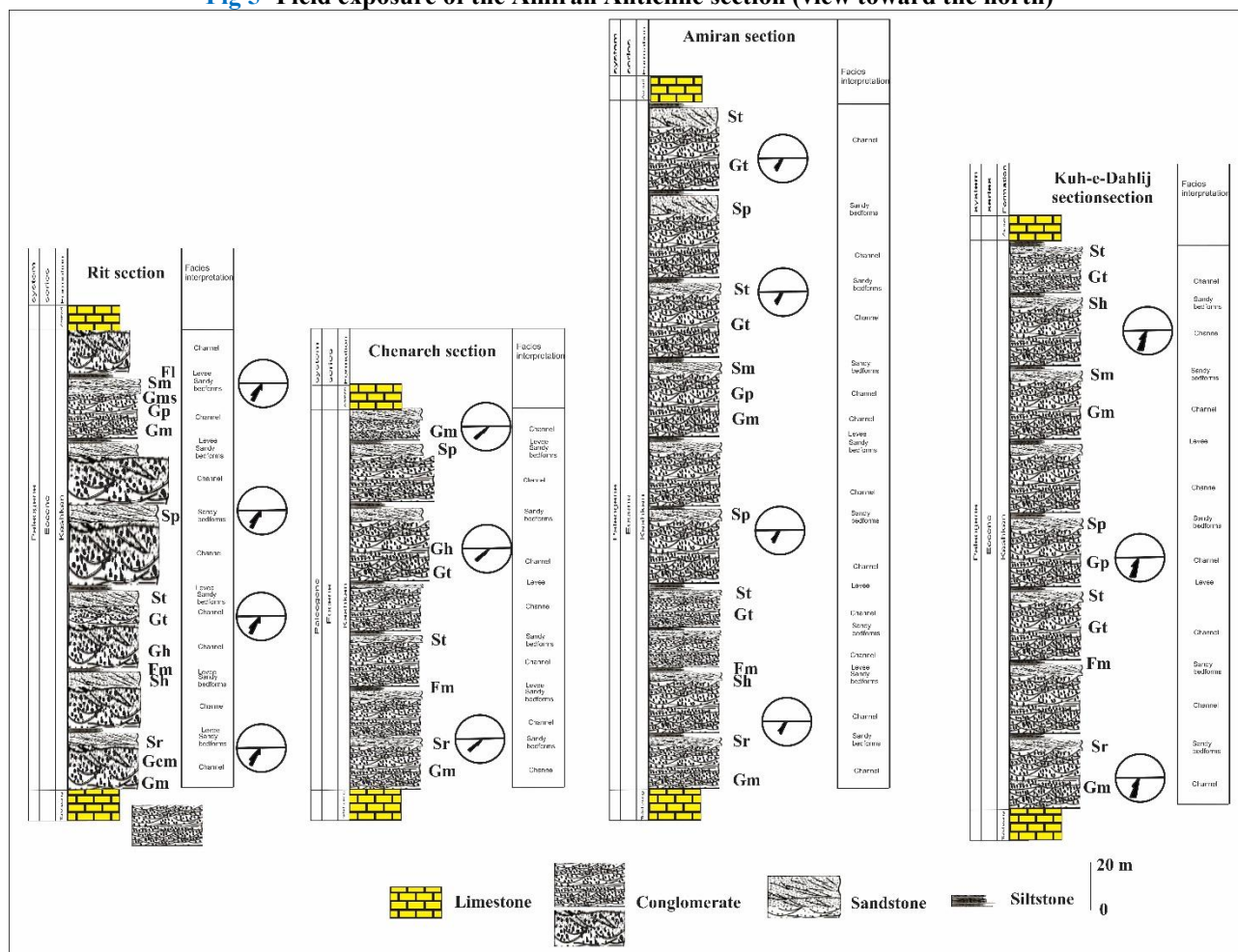
شکل ۴- رخنمون صحرایی برش تاقدیس کوه دهلیج (دید به سمت شمال باختری)

Fig 4- Field exposure of the Kuh-e Dehlij Anticline section (view toward the northwest)



شکل ۵- رخنمون صحرایی برش تاق‌دیس امیران (دید به سمت شمال)

Fig 5- Field exposure of the Amiran Anticline section (view toward the north)



شکل ۶- ستون سنگ‌چینه‌ای سازند کشکان در چهار برش مطالعه‌شده

Fig 6- Lithostratigraphic column of the Kashkan Formation in the four studied sections.

مواد و روش‌ها

با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی به مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد و پلدختر، محل چهار برش در این مطالعه تعیین شده است. برش‌ها به گونه‌ای انتخاب شده‌اند که دارای بیشترین ضخامت، بیشترین تغییرات رخساره‌ای، کمترین پوشیدگی و در دسترس باشند. در این راستا، چهار برش چینه‌شناسی در مسیر آزادراه خرم‌آباد- پل زال انتخاب شد. با توجه به اینکه بیشترین رخمون سازند آواری کشکان در حوضه رسوبی لرستان قرار دارد، مطالعات قبلی بر این سازند در نقاط مختلف استان انجام شده است (به جز برش‌های جنوب و جنوب غربی استان به دلیل کوهستانی بودن منطقه)؛ ولی این مطالعات عمدتاً قبل از احداث آزادراه خرم‌آباد- پل زال انجام و به دلیل ساخت و توسعه این پروژه در بخش جنوب و جنوب غربی استان لرستان، رخمون‌های درخور توجهی از این سازند در تاق‌دیس‌های متعدد در منطقه نمایان شده است که تاکنون به طور جامع مطالعه نشده‌اند. در این برش‌ها، اختصاصات صحرایی شامل دانه‌بندی، طبقه‌بندی، فرم هندسی طبقات، ساختمان‌های رسوبی، نوع تماس بین طبقات و الگوی انباشتگی رسوبات به طور دقیق بررسی و ثبت شده است. از روش متر و کمپاس برای اندازه‌گیری ضخامت سازند استفاده شده است. مطالعه گراول‌ها در واحدهای کنگلومرای با استفاده از روش روبانی انجام شده است (Tucker 2003) (در روش روبانی مطالعه کنگلومرا در صحرا، رخمون‌های کنگلومرای به صورت نوارها یا روبان‌های متوالی (عرضی یا طولی) تقسیم و در هر روبان، به طور سیستماتیک اندازه، گردش‌دگی، جورشدگی، نوع لیتولوژی قلوه‌سنگ‌ها و درصد هریک برداشت می‌شود تا

تغییرات جانبی و عمودی رسوب‌گذاری به صورت منظم و مقایسه‌شدنی ثبت شود). محور طبقه‌بندی مورب تراف در رپل‌های جریان برای یافتن جهت جریان دیرینه استفاده شده است. نمونه‌گیری از ماسه‌سنگ‌ها براساس تغییرات رخساره‌ای و به روش نقطه‌ای، از بخش میانی لایه‌ها انجام شده است. رخساره‌های آواری بر مبنای کدهای مایل (Miall 2006) و نام‌گذاری ماسه‌سنگ‌ها براساس طبقه‌بندی فولک (Folk 1980) انجام شده است. با تلفیق اطلاعات به دست آمده از مطالعات میکروسکوپی و صحرایی، رخساره‌های سنگی (Lithofacies) و مجموعه‌های رخساره‌ای (Facies association) معرف زیرمحیط‌های یک سیستم رسوبی شناسایی و تفکیک شده‌اند و در نهایت مدل رسوبی سازند کشکان تفسیر شده است. به جهت تعیین جریان دیرینه، آزیموت ساخت‌های رسوبی جهت‌دار، بیشتر از نوع تراف برداشت (برش تاق‌دیس امیران ۱۲ برداشت، برش تاق‌دیس ریت ۱۷ برداشت، برش تاق‌دیس دهلیج و تاق‌دیس چناره هرکدام ۱۰ برداشت) و در نهایت با استفاده از نرم‌افزار استریونت رزدياگرام ترسیم شد.

نتایج (توصیف و تفسیر)

مطالعات صحرایی بر برش‌های مطالعه‌شده، به شناسایی ۱۲ رخساره سنگی منجر شد. این رخساره‌ها شامل رخساره‌های سنگی درشت‌دانه کنگلومرای (Gm, Gms, Gp, Gh, Gt)، رخساره‌های سنگی متوسط‌دانه ماسه‌سنگی (Sp, St, Sm, Sh)، و رخساره‌های ریزدانه گلسنگی (Fm, Fl) هستند (جدول ۱).

جدول ۱- رخساره‌های سنگی شناسایی شده در برش‌های مطالعه شده

Table 1- Lithofacies identified in studied sections.

عناصر ساختاری مرتبط	رخساره‌های سنگی همراه	توصیف	کدهای رخساره‌ای
CH, GB, SG	Sm, Sh و St	کنگلومرای توده‌ای دانه‌پشتیبان	Gm
CH, GB, SG	Sm	کنگلومرای توده‌ای خمیره‌پشتیبان	Gms
GB	Gm و Gh	کنگلومرای با طبقه‌بندی مورب مسطح	Gp
GB	Fl و Sh	کنگلومرای با ساخت لایه‌بندی افقی	Gh
CH, GB	Gp و Gm	کنگلومرای با طبقه‌بندی مورب تراف	Gt
SB	Sh و St	ماسه‌سنگی ریپلی	Sr
SB	Sr, Sp, Sm و St	ماسه‌سنگ با چینه‌بندی افقی	Sh
CH, SB	St و Sl	ماسه‌سنگ با طبقه‌بندی مورب مسطح	Sp
SB	Sh و Sr	ماسه‌سنگ با طبقه‌بندی مورب عدسی شکل	St
CH	Sh و Sp	ماسه‌سنگ توده‌ای	Sm
OF	Sh و Sr	گل‌سنگ دارای لامینه و لایه‌بندی	Fl
OF	Sh و Sr	گل‌سنگ توده‌ای	Fm
عناصر ساختاری مرتبط	رخساره‌های سنگی همراه	توصیف	کدهای رخساره‌ای
CH, GB, SG	Sm, Sh و St	کنگلومرای توده‌ای دانه‌پشتیبان	Gm
CH, GB, SG	Sm	کنگلومرای توده‌ای خمیره‌پشتیبان	Gms
GB	Gm و Gh	کنگلومرای با طبقه‌بندی مورب مسطح	Gp
GB	Fl و Sh	کنگلومرای با ساخت لایه‌بندی افقی	Gh
CH, GB	Gp و Gm	کنگلومرای با طبقه‌بندی مورب تراف	Gt
SB	Sh و St	ماسه‌سنگی ریپلی	Sr
SB	Sr, Sp, Sm و St	ماسه‌سنگ با چینه‌بندی افقی	Sh
CH, SB	St و Sl	ماسه‌سنگ با طبقه‌بندی مورب مسطح	Sp
SB	Sh و Sr	ماسه‌سنگ با طبقه‌بندی مورب عدسی شکل	St
CH	Sh و Sp	ماسه‌سنگ توده‌ای	Sm
OF	Sh و Sr	گل‌سنگ دارای لامینه و لایه‌بندی	Fl
OF	Sh و Sr	گل‌سنگ توده‌ای	Fm

رخساره‌های سنگی درشت‌دانه

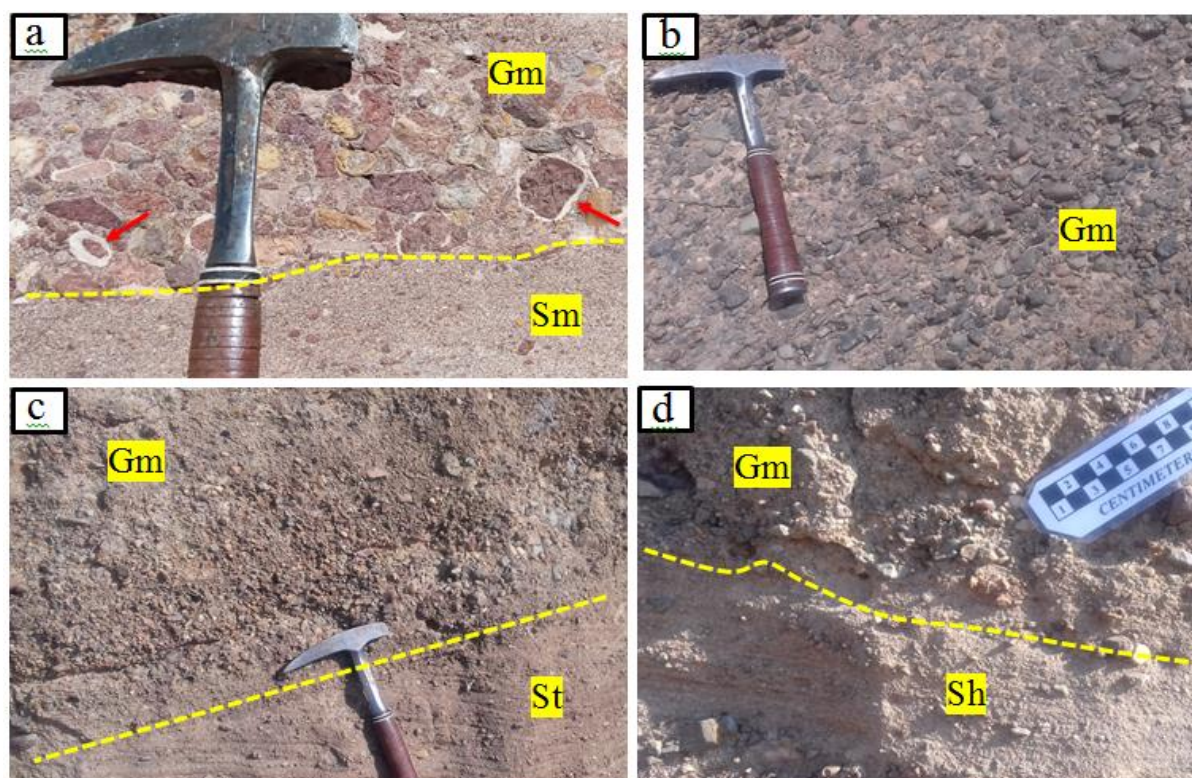
رخساره سنگی کنگلومرای توده‌ای دانه‌پشتیبان (Gm)

توصیف: این رخساره بیشتر به صورت کنگلومرایی دانه‌پشتیبان و توده‌ای و گاهی با چینه‌بندی ضعیف دیده می‌شود (شکل ۷). قطعات تشکیل‌دهنده آن نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده‌اند؛ ولی برخی از آنها گردش‌دگی خوبی نشان می‌دهند. تماس زیرین این رخساره ناگهانی و فرسایشی و تماس بالایی آن گاهی ناگهانی و تدریجی است. قطعات گردش‌ده تا نیمه‌گردشده ریز

و درشت آن بیشتر سیلیسی (چرتی) هستند. فضای بین این قطعات در بیشتر مواقع با ماسه‌سنگ‌های دانه‌متوسط تا دانه‌درشت پر شده است. در این رخساره ماسه‌سنگ دانه‌متوسط تا دانه‌درشت به عنوان زمینه (ماتریکس) در نظر گرفته می‌شود که جنس خمیره آن نیز بیشتر از جنس سیلیس است. جورشدگی در این رخساره سنگی اغلب متوسط تا خوب است (شکل ۱۲). این رخساره سنگی در ارتباط با رخساره‌های سنگی Sm, Sh و St است. این رخساره سنگی

در هر چهار برش مطالعه‌شده به فراوانی دیده می‌شود. هارمز و دیگران (Harms et al. 1982)، جریان‌های قوی را سبب رسوب‌گذاری این رخساره سنگی معرفی کرده و وجود ماتریکس دانه‌ریز را به مراحل افت جریان نسبت داده‌اند. جورشدگی ضعیف قطعات، فراوانی دانه‌ها و توده‌ای شکل بودن رخساره، دلالت بر وجود جریان قوی می‌کند (Ghazi 2018; Miall 2010; Moscariello 2009; Mountney and Rust 1978). علت نبود چینه‌بندی مورب را در این رخساره به کاهش نسبت عمق آب به متوسط اندازه قطعات نسبت می‌دهد. کوستا (Costa 1988) و شان موگان (Shanmugam

1996) توده‌ای بودن، جورشدگی ضعیف و وجود ماتریکس ماسه‌سنگی را دلیلی برای رسوب‌گذاری از جریان خرده‌دار غیر چسبیده می‌دانند. سیمپسون و همکاران (Simpson et al. 2002)، این رخساره را به جریان بسیار غلیظ مربوط دانسته‌اند. کومار و همکاران (Kumar et al. 2003) تولید فراوان رسوب را عامل مهم در تشکیل این رخساره می‌دانند. بیشترین تفسیر برای این رخساره، به‌عنوان سدهای طولی در رودخانه‌های بریده‌بریده، ورقه‌های گراولی و رسوبات کانالی در نظر گرفته شده است (Williams and Rust 1969; Reineck and Singh 1980; Miall 1996).



شکل ۷- a: رخساره سنگی Gm با فراوانی قطعات چرتی در تماس با رخساره سنگی Sm پیکان‌های قرمز رنگ سیمان کربناته اطراف دانه را نشان می‌دهند که دچار فرسایش شده است. این سیمان مربوط به چرخه‌های قبلی رسوب‌گذاری بوده است؛ **b:** کنگلومرای توده‌ای با قطعات چرتی فراوان و با جورشدگی متوسط و قطعات گردشده؛ **c:** رخساره سنگی Gm با فراوانی قطعات چرتی در تماس با رخساره سنگی St. **d:** رخساره سنگی Gm با فراوانی قطعات چرتی در تماس با رخساره سنگی ماسه‌سنگ پیل‌دار با ساخت لامینه‌بندی افقی.

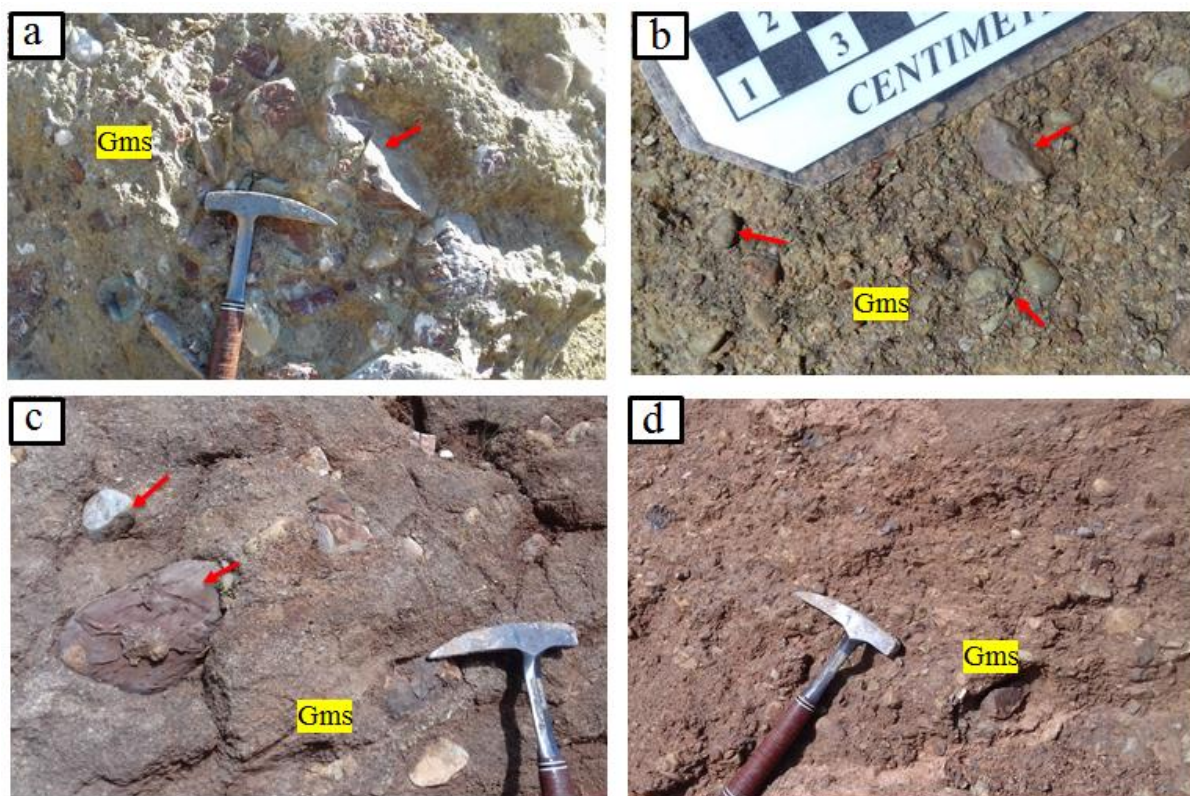
Fig 7- a: Gm lithofacies with abundant chert fragments in contact with Sm lithofacies. The red arrows indicate the carbonate cement around the grains that has been eroded. This cement is related to previous sedimentary cycles. **b:** Massive conglomerate with abundant chert fragments, moderate sorting, and rounded clasts. **c:** Gm lithofacies with abundant chert fragments in contact with St lithofacies. **d:** Gm lithofacies with abundant chert fragments in contact with pebbly sandstone lithofacies exhibiting horizontal lamination.

تاقدیس امیران و تاقدیس ریت نسبت به دو برش دیگر (برش دهلیج و چناره) از فراوانی بیشتری برخوردار است. این رخساره سنگی بیشتر در ارتباط با رخسارهای سنگی Sm است.

تفسیر: رسوب‌گذاری سریع از جریان‌های خرده‌دار چسبنده، عامل تشکیل این رخساره است (Miall 2000). کمبود دانه‌ها و قطعات، فراوانی ماتریکس و جورشدگی کم این رخساره، دلیلی بر تشکیل آن از جریان‌های خرده‌دار است (Miall 2010; Rossi et al. 2017).

رخساره سنگی کنگلومرای توده‌ای خمیره‌پشتیان (Gms)

توصیف: این رخساره سنگی (شکل ۸)، ماتریکس بیشتری نسبت به رخساره (Gm) دارد و کنگلومرای توده‌ای ماتریکس فراوان خوانده می‌شود؛ به گونه‌ای که دانه‌ها در ماتریکس گلی شناورند. جورشدگی در این رخساره سنگی بسیار ضعیف است و طیف وسیعی از قطعات چرتی در اندازه‌های گرانول تا کابل به صورت نیمه‌زاویه‌دار تا گردشده دیده می‌شوند. دانه‌ها بیشتر به صورت شناور در ماتریکس ماسه‌سنگی دیده می‌شوند و قطعات دانه‌درشت در بیشتر مواقع فاقد جهت‌یافتگی (ایمبریکاسیون) هستند. این رخساره سنگی در دو برش



شکل ۸- تصاویر a تا d: رخساره سنگی Gms با ساخت توده‌ای و خمیره ریزدانه فراوان

پیکان‌های قرمز رنگ در تصاویر، قطعات پبلی و کابلی شناور را در خمیره ریزدانه نشان می‌دهند. به جورشدگی ضعیف این رخساره سنگی توجه شود.

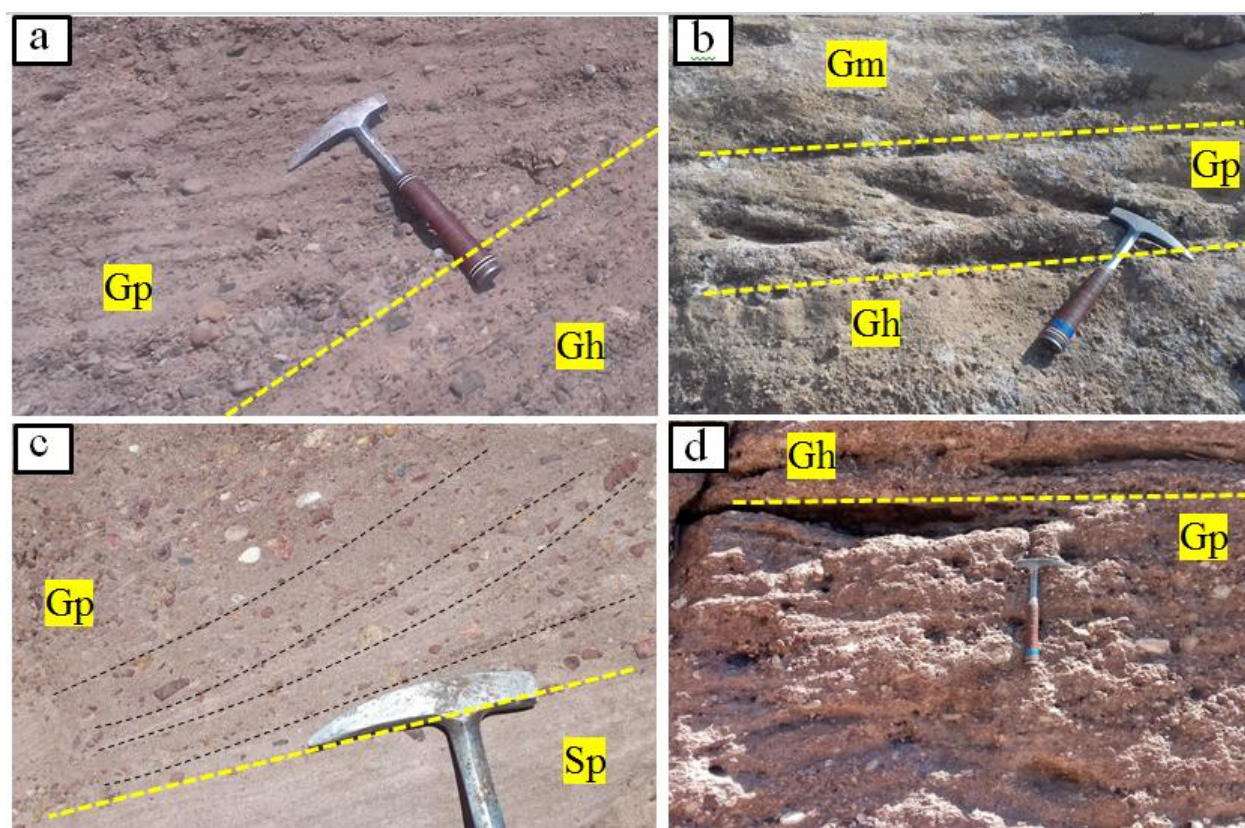
Fig 8- Images a to d: Gms lithofacies with massive structure and abundant fine-grained matrix. The red arrows in the images show floating pebble- and cobble-sized clasts within the fine-grained matrix. Note the poor sorting of this lithofacies.

کمتری دارد. این رخساره سنگی در ارتباط با رخساره‌های سنگی Gm و Gh است.

تفسیر: آلن (1983) و مایل (1985)، این رخساره را حاصل مهاجرت سدهای عرضی زبانه‌ای (Tabular Lateral Bars) در قسمت‌های عمیق یک کانال معرفی می‌کنند. هارمز و فنیستاک (1965; Miall 2010; Rossi et al. 2017) افزایش سرعت جریان را در تشکیل دانه‌های درشت این رخساره در رودخانه‌های بریده‌بریده مؤثر می‌دانند و رسوب دانه‌ریزها را به مواقع کاهش سرعت نسبت می‌دهند. رخساره‌های سنگی کنگلومرایی با طبقه‌بندی مورب مسطح با ضخامت کم، بیشتر به عنوان مجموعه‌های بزرگ در نظر گرفته نمی‌شوند.

رخساره سنگی کنگلومرا با طبقه‌بندی مورب مسطح (Gp)

توصیف: رخساره‌ای دانه‌پشتیبان تا خمیره‌پشتیبان که شیب لایه‌های مورب آن از ۱۵ درجه تا حداکثر ۲۵ درجه در تغییر است (شکل ۹). این رخساره دارای طبقه‌بندی مورب مسطح است. مرز زیرین و بالایی این رخساره از نوع فرسایشی است. گاهی سطوح فرسایشی، لایه‌های مورب را از همدیگر جدا می‌کند. ضخامت مجموعه‌های این رخساره کمتر از ۱/۵ متر است. قطعات تشکیل‌دهنده این رخساره بیشتر چرتی و در اندازه گرانول تا پیل هستند (شکل ۱۲) و امبریکاسیون ضعیفی در آنها دیده می‌شود و گردش‌دگی قطعات و کرویت آنها خوب است. این رخساره بیشتر در برش‌های تاکدیس امیران و تاکدیس ریت مشاهده شده است و نسبت به دو رخساره قبلی فراوانی



شکل ۹- a: رخساره سنگی Gp با فراوانی قطعات چرتی در تماس با رخساره سنگی Gh. **b:** رخساره سنگی Gp که در امتداد طبقات مورب دچار فرسایش شده است. این رخساره در پایین با رخساره سنگی Gh و در بالا با رخساره سنگی Gm در ارتباط است. **c:** رخساره سنگی Gp با فراوانی قطعات چرتی در تماس با رخساره سنگی Sp. **d:** رخساره سنگی Gp در تماس با رخساره سنگی Gh.

Fig 9- a: Gp lithofacies with abundant chert fragments in contact with Gh lithofacies. **b:** Gp lithofacies that has been eroded along cross-strata. This facies is in contact with Gh lithofacies below and Gm lithofacies above. **c:** Gp lithofacies with abundant chert fragments in contact with Sp lithofacies. **d:** Gp lithofacies in contact with Gh lithofacies.

رخساره دارای جورشدگی متوسط تا ضعیف است و از نظر اندازه قطعات سازنده آن، بیشتر در اندازه‌های گرانول تا پیل با کرویت و گردشگی نسبتاً متوسط تا خوب دیده می‌شوند و جنس بیشتر قطعات سیلیسی هستند (شکل ۱۲). هندسه این رخساره بیشتر به صورت طبقات مورب ترافی و در ارتباط با رخساره‌های Gp و Gm است. در مقیاس بزرگ، این کنگلومراها به صورت بسترهای رودخانه‌ای کشیده و ناپيوسته ظاهر می‌شوند که با سطوح لایه‌بندی زاویه‌دار در جهت جریان مشخص می‌شوند؛ در حالی که در مقیاس کوچک‌تر، هر لایه مورب با سطوح بالایی و پایینی محدود می‌شود و ابعاد آن به عواملی چون اندازه ذرات و شدت جریان بستگی دارد. فراوانی این رخساره سنگی در دو برش تاقدیس ریت و تاقدیس دهلیج نسبت به دو برش دیگر (تاقدیس امیران و تاقدیس چناره) بیشتر است.

تفسیر: کنگلومراهای دارای ساخت مورب تراف، که معمولاً در محیط‌های پرانرژی مانند رودخانه‌ها یافت می‌شوند، هندسه‌ای پیچیده را نشان می‌دهند که تحت تأثیر دینامیک جریان و رسوب‌گذاری است (Teisseyre 1975; Yagishita 2016; Chiarella et al. 1997). یک طبقه‌ای بودن این رخساره به پرشدگی یک مرحله‌ای آن دلالت دارد (Ramos and Sopena 1983). پیدایش این رخساره به سدهای گراولی درون کانالی نسبت داده شده است (Miall 1977). از طرفی، برخی به سبب شیب زیاد طبقات مورب عدسی‌شکل و نسبت کم‌عرض به ارتفاع در آنها، این رخساره را به مهاجرت دون‌های سه‌بعدی گراولی در محیط‌های رودخانه‌ای بریده‌بریده مربوط می‌دانند (Bridge and Mackey 1993; Browne and Plint 1994).

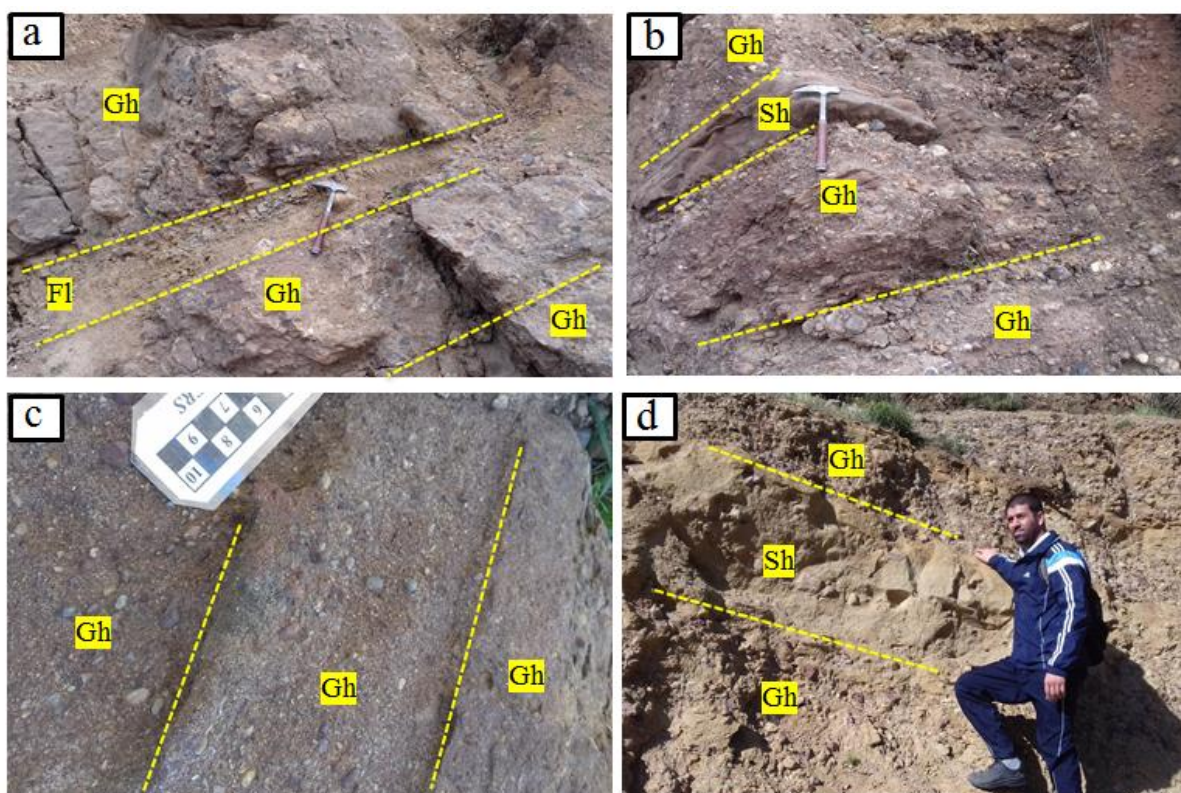
رخساره سنگی کنگلومرا با ساخت لایه‌بندی افقی (Gh)

توصیف: این رخساره سنگی در برش‌های مطالعه‌شده به صورت چین‌های مسطح و افقی با ضخامت بین ۰/۵ الی ۲ متر تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰). گاهی اوقات این واحدها به صورت یک طبقه‌ای و گاهی به صورت چندطبقه‌ای بر یکدیگر قرار گرفته‌اند. در بین طبقات مسطح افقی کنگلومرای واحدهای گلی کم‌ضخامت و عدسی‌های ماسه‌ای (طبقات ماسه‌سنگی) تشکیل شده‌اند. این رخساره سنگی با فراوانی لندک و به طور عمده به صورت دلنه‌پشتیان از گراول‌های ریزدانه تا درشت‌دانه همراه با مقادیری ماتریکس و با لایه‌بندی مشخص بوده است که همراه با رخساره‌های Fl و Sh دیده می‌شود. این رخساره سنگی با فراوانی چشمگیر در هر چهار برش مطالعه‌شده دیده می‌شود.

تفسیر: این رخساره با عنوان *Clast supported, horizontally stratified gravel* معرفی شده است و به کنگلومرای دارای لایه‌بندی افقی گفته می‌شود (Simpson et al. 2002). این رخساره رسوبی بر اثر مهاجرت سدهای طولی و یا به شکل رسوبات باقی‌مانده در کف کانال تشکیل می‌شود (Miall 2010). نهشته‌های مطالعه‌شده این رخساره سنگی بیشتر حاصل مهاجرت سدهای طولی است.

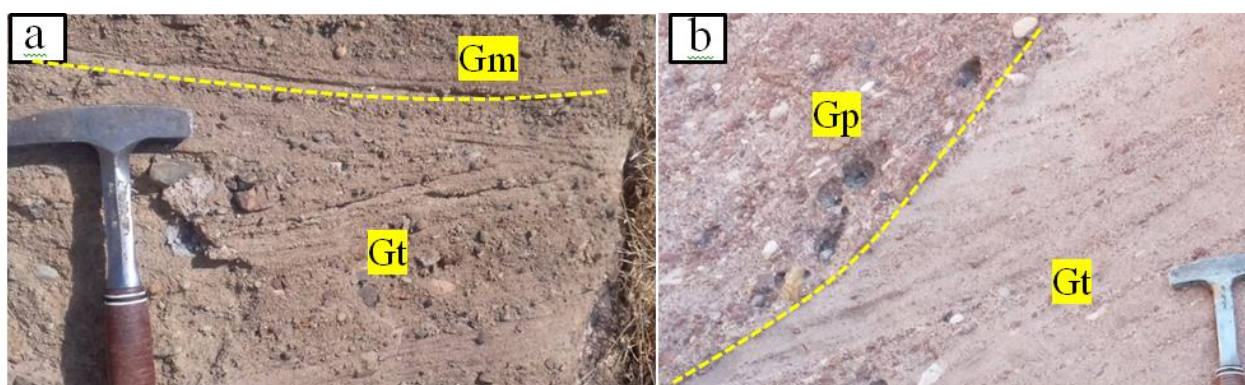
رخساره سنگی کنگلومرا با طبقه‌بندی مورب تراف (Gt)

توصیف: این رخساره سنگی از کنگلومرای دانه‌پشتیان و زمینه‌پشتیان با مجموعه‌هایی از طبقه‌بندی مورب عدسی‌شکل (تراف) تشکیل شده است (شکل ۱۱). کنگلومرای این



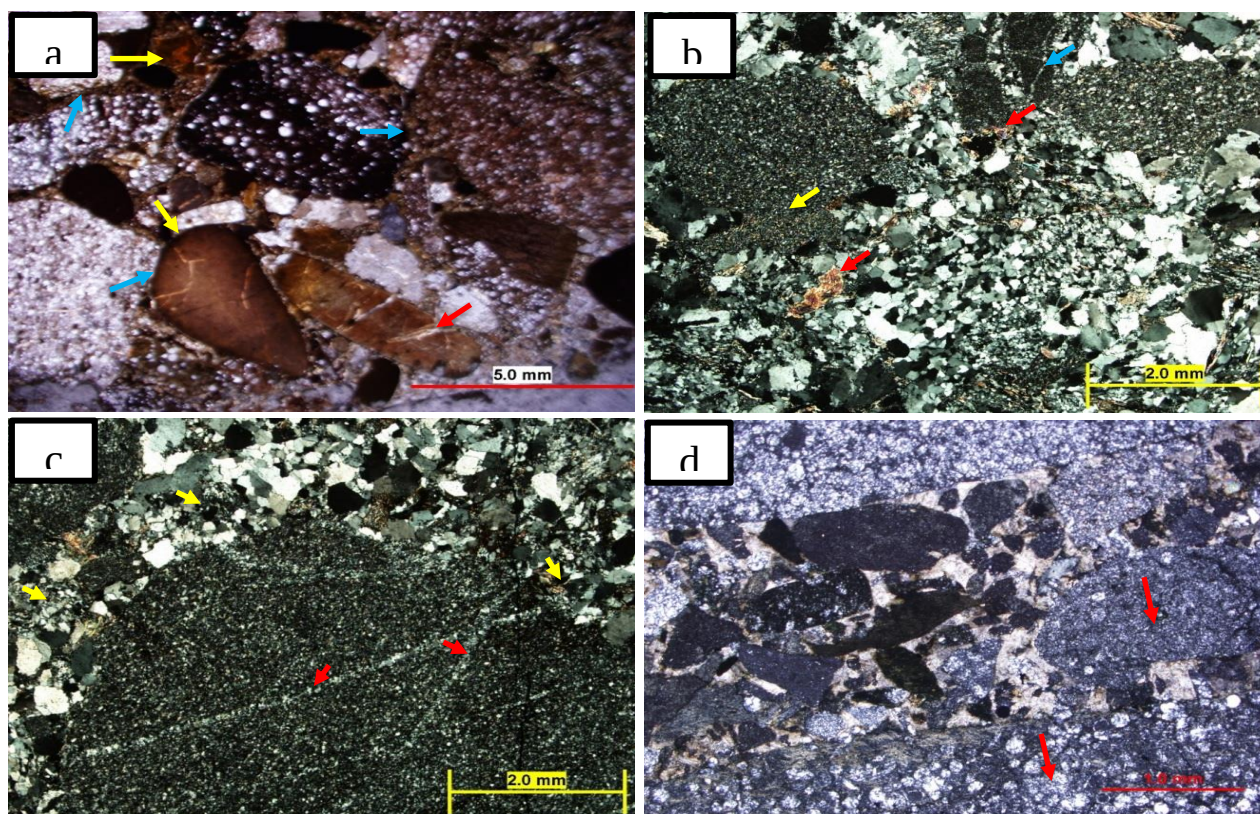
شکل ۱۰- a: رخساره سنگی Gh با ساخت لایه‌بندی افقی در تماس با رخساره گلسنگی لامینه‌ای Fl
 به افق‌های گلی محدود در بین رخساره‌های کنگلومرای توجه شود؛ **b:** رخساره سنگی Gh با ساخت لایه‌بندی افقی در تماس با رخساره
 ماسه‌سنگ افقی Sh نازک لایه؛ **c:** قرار گیری سه واحد رخساره کنگلومرای ریزدانه با ساخت افقی Gh بر یکدیگر. به مرز فرسایشی بین
 این واحدها توجه شود؛ **d:** رخساره سنگی Gh در تماس با رخساره ماسه‌سنگی با ساخت افقی Sh و ضخیم‌لایه

Fig 10- a: Gh lithofacies with horizontal bedding in contact with laminated mudstone facies Fl. Note the limited mudstone horizons between the conglomeratic facies. **b:** Gh lithofacies with horizontal bedding in contact with thin-bedded horizontal sandstone Sh. **c:** Stacking of three units of fine-grained conglomerate facies with horizontal bedding (Gh) on top of one another. Note the erosional boundary between these units. **d:** Gh lithofacies in contact with thick-bedded horizontal sandstone facies Sh.



شکل ۱۱- a: رخساره سنگی Gt با فراوانی قطعات چرتی در تماس با رخساره سنگی Gm؛ **b:** رخساره سنگی Gt در تماس با رخساره سنگی Gp

Fig 11- a: Gt lithofacies with abundant chert fragments in contact with Gm lithofacies. **b:** Gt lithofacies in contact with Gp lithofacies.



شکل ۱۲- a- پتروفاسیس کنگلومرای دانه‌پشتیبان با قطعات چرتی فراوان. فراوانی قطعات چرتی دلالت بر تک منشأیی بودن رخساره کنگلومرای دارد. به گردش‌دهی قطعات توجه شود. وجود خمیره اکسید آهن و پوشش نازک اکسید آهن در اطراف برخی قطعات (پیکان‌های زردرنگ) دلالت بر محیط قاره‌ای و اکسیدان دارد. در برخی دانه‌ها شکستگی‌های درجا‌زا دیده می‌شود که با سیمان سیلیسی پر شده است (پیکان قرمز رنگ). به انواع تماس ناشی از فشردگی فیزیکی در بین قطعات توجه شود (پیکان‌های آبی رنگ): **b-** پتروفاسیس کنگلومرای دانه‌پشتیبان با قطعات بزرگ چرتی فراوان. فراوانی قطعات چرتی دلالت بر تک منشأیی بودن رخساره کنگلومرای دارد. در بین قطعات سیمان، اکسید آهن تشکیل شده است که بیانگر تشکیل در محیط‌های اکسیدان است (پیکان قرمز رنگ). در برخی قطعات چرتی شکستگی‌های درجا‌زایی تشکیل شده است که با سیمان سیلیسی پر شده است (پیکان آبی رنگ). فرورفتگی دانه‌ها در هم، بیانگر فشردگی فیزیکی در این رخساره است (پیکان‌های زرد رنگ): **c-** پتروفاسیس کنگلومرای دانه‌پشتیبان با قطعات چرتی فراوان. سیمان غالب در این رخساره از نوع سیلیس است که هم در فضای بین دانه‌ها (پیکان‌های زرد رنگ) و هم در درون شکستگی‌های درجا‌زای دانه‌ها شکل گرفته است (پیکان‌های قرمز رنگ): **d-** پتروفاسیس کنگلومرای چرتی دانه‌پشتیبان. پیکان‌های قرمز رنگ، خرده‌سنگ‌های چرتی را نشان می‌دهند. خمیره کنگلومرا در اندازه ماسه و از جنس سیلیس (چرت) و سیمان کربنات‌اند. با توجه به وجود پتروفاسیس کلکیتایت، منشأ سیمان کربنات مربوط به انحلال خرده‌های ناپایدار کربناته است. یکنواخت بودن جنس قطعات و خمیره این رخساره، دلالت بر تک منشأ بودن آن دارد.

Fig 12- a- Grain-supported conglomerate petrofacies with abundant chert clasts. Abundance of chert clasts indicates a single-source nature of the conglomeratic petrofacies. Note the rounding of the clasts. Presence of iron oxide matrix and thin iron oxide coating around some clasts (yellow arrows) indicates a continental and oxidizing environment. In some grains, in-situ fractures are seen, which have been filled with silica cement (red arrow). Note the types of contact resulting from physical compaction between clasts (blue arrows). b- Grain-supported conglomerate petrofacies with abundant large chert clasts. Abundance of chert clasts indicates a single-source nature of the conglomeratic facies. Iron oxide cement has formed between the clasts, indicating formation in oxidizing environments (red arrow). In some chert clasts, in-situ fractures have formed, which have been filled with silica cement (blue arrow). Interpenetration of grains into each other indicates physical compaction in this facies (yellow arrows). c- Grain-supported conglomerate petrofacies with abundant chert clasts. The dominant cement in this facies is of the silica type, which has formed both in the intergranular space (yellow arrows) and within the in-situ fractures of the grains (red arrows). d- Petrofacies of chert-bearing clast-supported conglomerate. Red arrows show chert fragments. The matrix of the conglomerate is sand-sized and composed of silica (chert) with carbonate cement. According to the presence of calcilitite petrofacies, the source of the carbonate cement is related to the dissolution of unstable carbonate fragments. The uniformity of the clasts and matrix of this facies indicates its single-source origin.

رخساره‌های سنگی متوسط‌دانه

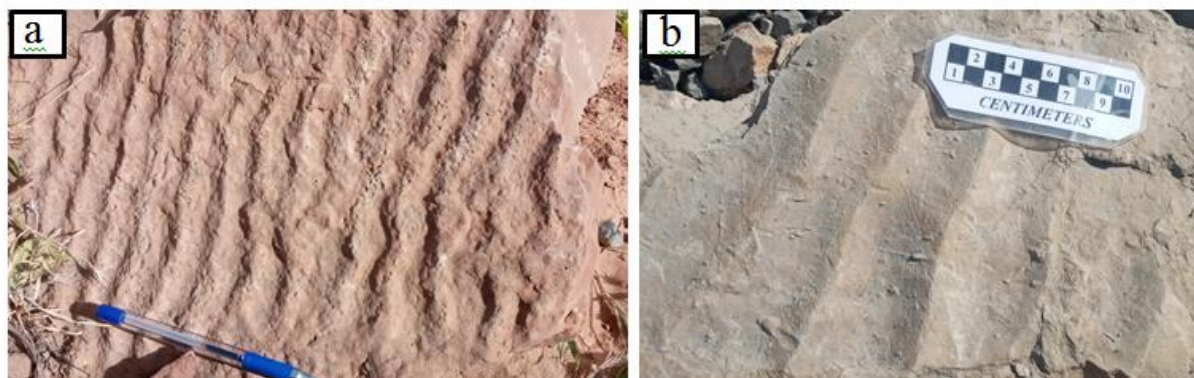
رخساره‌های ماسه‌سنگی در سیستم‌های رسوبی، نتیجه انتقال ماسه از طریق جریان‌های کششی به‌عنوان بار بستر و یا جریان‌های جهشی‌اند (Miall 1996). رخساره‌های سنگی دانه‌متوسط از فراوانی نسبتاً بالایی برخوردارند؛ زیرا در طیفی از انواع رژیم جریان تشکیل می‌شوند (Tucker 1994).

رخساره ماسه‌سنگی ریلی (Sr)

توصیف: رخساره ماسه‌سنگی ریلی (Sr) از رخساره‌های شناسایی‌شده سازند کشکان است که فراوانی نسبتاً زیادی را نشان می‌دهد. اندازه دانه‌های ماسه‌سنگ‌ها عمدتاً از دانه‌ریز تا دانه‌متوسط در تغییر است و دانه‌های ماسه‌سنگ، گردش‌دگی و جورشدگی متوسط تا نسبتاً خوبی را نشان می‌دهند. این ماسه‌سنگ‌ها نیمه‌بالغ بوده و از پتروفاسیس چرت‌آرنایت و

کالک‌لیت‌آرنایت تشکیل شده‌اند. مشخصه اصلی این رخساره سنگی، حضور اشکال مختلفی از ریل مارک‌های نامتقارن (جریانی) با خط‌الرأس سینوسی، مستقیم و شاخه‌ای‌اند (اشکال ۱۳). این رخساره سنگی در هر چهار برش مطالعه‌شده، از فراوانی زیادی برخوردار و در ارتباط با رخساره‌های سنگی St و Sh است.

تفسیر: ریل مارک‌ها در تمام محیط‌های رسوبی یافت می‌شوند. نوع متقارن به محیط‌های ساحلی و تحت تأثیر امواج رفت و برگشتی مربوط می‌شود و تحت شرایط مختلفی از رژیم جریان تشکیل می‌شوند؛ ولی نوع نامتقارن آن به جریان‌های یک‌طرفه نوع رودخانه‌ای مربوط می‌شود (Lee and Maciaszek et al. 2019; Chough 2006). به دلیل نامتقارن بودن ریل مارک‌های شناسایی‌شده در برش‌های مطالعه‌شده، این نوع ریل‌ها به جریان‌های یک‌طرفه نوع رودخانه‌ای نسبت داده می‌شوند.



شکل ۱۳- رخساره ماسه‌سنگی ریلی Sr: (a): ریل مارک نامتقارن با خط‌الرأس سینوسی؛ (b): ریل مارک نامتقارن با خط‌الرأس مستقیم

Fig 13- Rippled sandstone facies Sr. (a): Asymmetric ripple marks with sinuous crests. (b): Asymmetric ripple marks with straight crests.

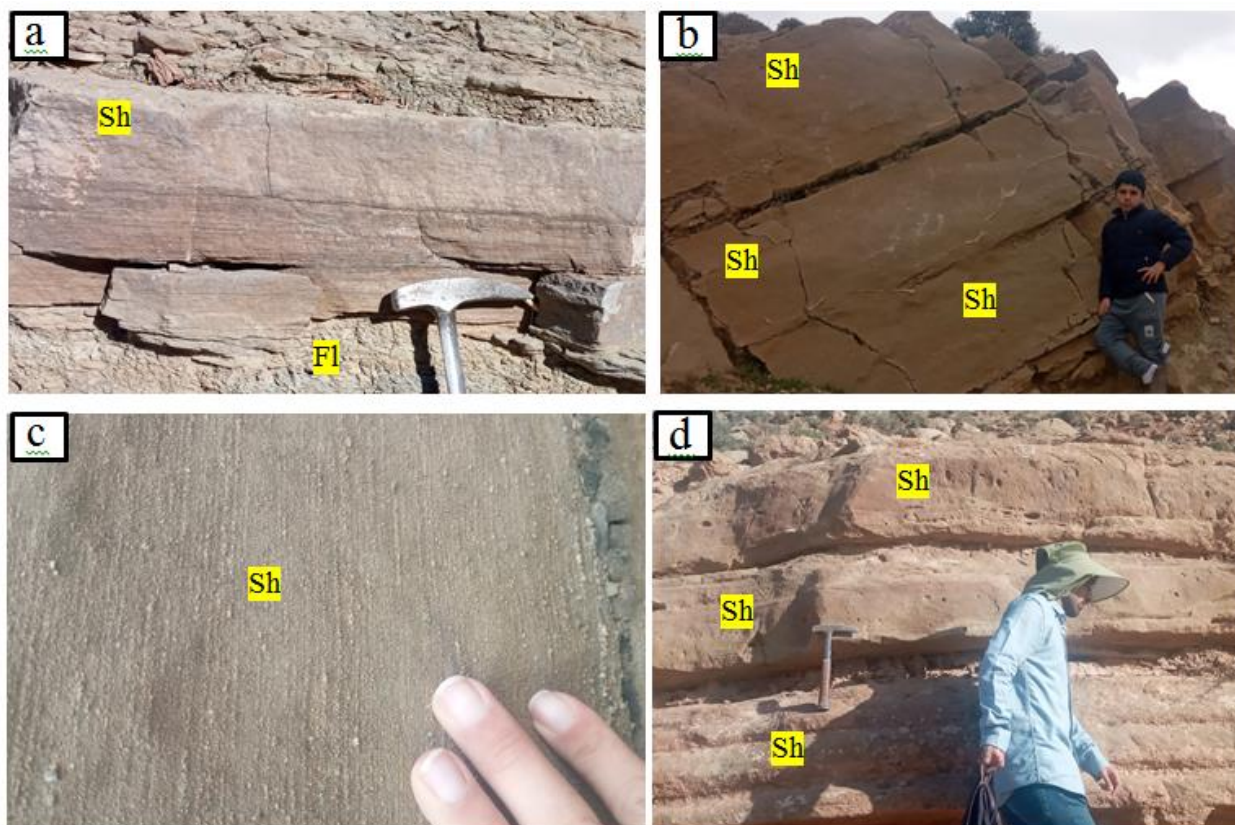
است. این رسوبات دارای گردش‌دگی و جورشدگی نسبتاً خوب و از نظر بلوغ بافتی ساب مجور تا مجورند. پتروفاسیس آنها متشکل از چرت آرنایت و کلکلیت‌آیت است. این رخساره سنگی با فراوانی به نسبت یکسان در هر چهار برش مطالعه‌شده دیده می‌شود. این رخساره سنگی به صورت عمودی به رخساره‌های Sr، Sp، Sm و St تبدیل می‌شود.

رخساره ماسه‌سنگی با چینه‌بندی افقی (Sh)

توصیف: رخساره سنگی Sh به‌وفور در برش‌های مطالعه‌شده دیده می‌شود. این رخساره سنگی به صورت لامینه‌های نازک تا لایه‌های ضخیم دیده می‌شود که مجموعه چینه‌هایی را به ضخامت چند سانتی‌متر تا حداکثر ۱/۵ متر تشکیل داده است (شکل ۱۴). اندازه دانه‌ها از ماسه خیلی ریز تا متوسط در تغییر

ریزدانه در سرعت‌های پایین آب ایجاد می‌شوند. در کانال‌های رودخانه‌ای، لامیناسیون‌های افقی مربوط به رژیم جریان‌ی بالا و لامیناسیون‌های مورب ترافی مربوط به رژیم جریان‌ی پایین‌اند (Schwarz et al. 2016).

تفسیر: این رخساره سنگی می‌تواند رژیم‌های جریان‌ی بالا و پایین تشکیل می‌شود (Boothroyd and Ashley 1975; Harms et al. 1982; Allen 1984; Miall 1996; Jo et al. 1977; Lee and Chough 2006); به گونه‌ای که رخساره‌های ماسه‌سنگی درشت‌دانه در سرعت‌های بالای جریان آب و ماسه‌سنگ‌های



شکل ۱۴- (a): لایه‌بندی افقی Sh در رخساره ماسه‌سنگی نازک‌لایه؛ **(b):** لایه‌بندی افقی Sh در رخساره ماسه‌سنگی ضخیم‌لایه؛ **(c):** لامینه‌بندی افقی Sh در رخساره ماسه‌سنگی نازک‌لایه؛ **(d):** لایه‌بندی افقی Sh در رخساره ماسه‌سنگی متوسط‌لایه

Fig 14- (a): Horizontal bedding (Sh) in thin-bedded sandstone facies. **(b):** Horizontal bedding (Sh) in thick-bedded sandstone facies. **(c):** Horizontal lamination (Sh) in thin-bedded sandstone facies. **(d):** Horizontal bedding (Sh) in medium-bedded sandstone facies.

دارای لامینه‌بندی متقاطع با زاویه کم) در ارتباط است (شکل ۱۵). این رخساره سنگی بیشتر در برش تاقدیس امیران و تاقدیس چناره دیده می‌شود.

تفسیر: این رخساره سنگی نشان‌دهنده ته‌نشست در محیط‌های آبی با جریان یک‌جهتی است (Tucker 2001; Decelles et al. 1983; Schwarz et al. 2018). ذرات این رخساره از دانه‌ریز تا دانه‌درشت در تغییر است و عمده‌تاً تحت شرایط

رخساره ماسه‌سنگی با طبقه‌بندی مورب مسطح (Sp)

توصیف: این رخساره سنگی حاوی طبقه‌بندی مورب مسطح است. ذرات این رخساره سنگی دارای گردشگری و جورشدگی متوسط و از دیدگاه بلوغ بافتی، نابالغ تا نیمه‌بالغ‌اند. پتروفاسیس‌های این رخساره سنگی چرت‌آرنایت و کالک‌لیتارنایت‌اند. این رخساره سنگی در برش‌های مطالعه‌شده، بیشتر با رخساره‌های St و Sl (رخساره ماسه‌سنگی

سنگی در برش‌های مطالعه‌شده، دارای فراوانی بسیار کم است و به رخساره‌های St و Sp تبدیل می‌شود.

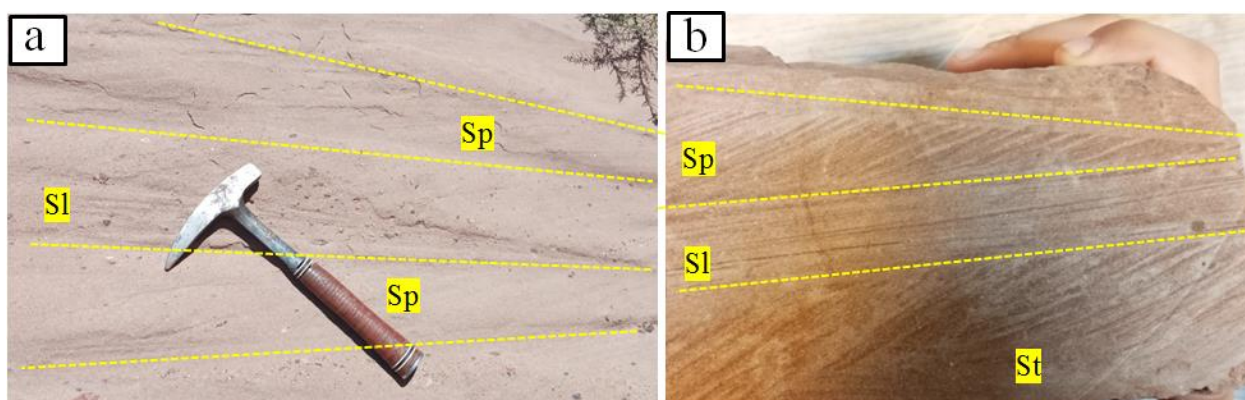
تفسیر: این رخساره دارای لایه‌های مورب با زاویه کمتر از ۱۰ درجه است (Miall 2000). این رخساره همانند رخساره Sh در رژیم جریان‌های پایین آب و بار رسوبی کم ایجاد می‌شود (Harms et al. 1982; Miall 1985; Chiarella et al. 2016). لایه‌بندی متقاطع با زاویه کم در این ماسه‌سنگ‌ها حاکی از جریان‌های کششی یک‌طرفه یا مهاجرت ریپل مارک‌هاست (Miall 2000)؛ بنابراین با توجه به ساختمان‌های موجود و هندسه لایه‌ها و ارتباط جلنبی و عمودی رخساره‌های همراه آن، این ماسه‌سنگ‌ها در بخش‌های کم‌انرژی کانال‌های رودخانه‌ها بریده‌بریده تشکیل شده‌اند.

رژیم جریان پایین و با مگاریپل‌ها و ریپل‌های دوبعدی تشکیل شده‌اند (Harms et al. 1982; Miall 1985; Strand 2005; Chiarella et al. 2016). مهاجرت و حرکت ریپل‌ها و دون‌های ماسه‌ای دوبعدی با خط‌الرأس مستقیم، دون‌های زیانه‌ای شکل و یا بارهایی که دارای سطوح شیب‌دارند، در تشکیل این رخساره مؤثرند (Harms et al. 1982; Miall 1977).

رخساره ماسه‌سنگی دارای لایه‌بندی متقاطع با زاویه کم

(Sl)

توصیف: این رخساره با رنگ قرمز آجری و به شکل عدسی در قسمت‌های پایینی و میانی برش‌های مطالعه‌شده دیده می‌شود (شکل ۱۵- a و b). مهم‌ترین ساختمان رسوبی در این رخساره، لایه‌بندی متقاطع با زاویه کم است. این رخساره



شکل ۱۵- (a): رخساره سنگی Sp تشکیل شده در بالای رخساره سنگی Sl (رخساره ماسه‌سنگی دارای لایه‌بندی متقاطع با زاویه کم) به دلیل افزایش انرژی جریان؛ **(b):** نمونه برش‌خورده و صیقل داده شده ماسه‌سنگ با ساخت طبقه‌بندی مورب مسطح که در بالای رخساره سنگی Sh به دلیل افزایش انرژی جریان تشکیل شده است.

Fig 15- (a): Sp lithofacies formed above Sh lithofacies due to an increase in flow energy. **(b):** Cut and polished sandstone sample with planar cross-bedding structure, formed above Sh lithofacies due to an increase in flow energy.

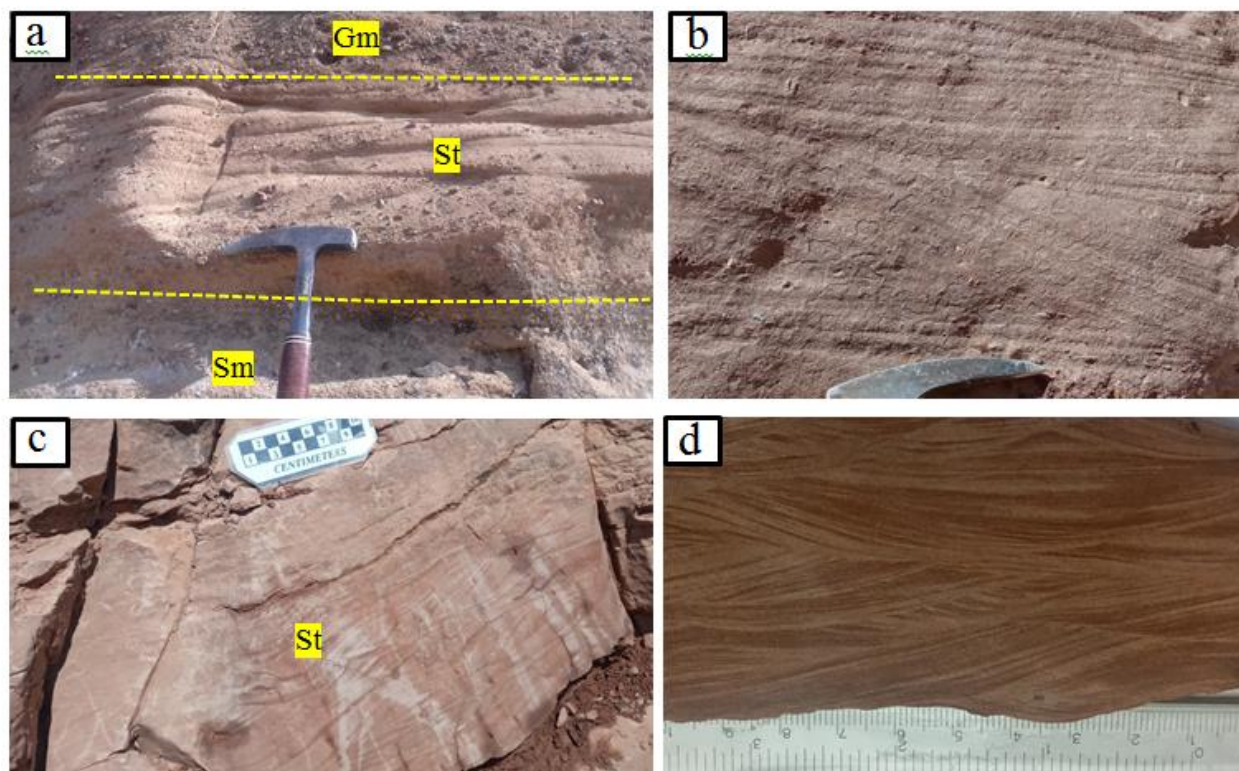
ماسه‌سنگ‌های ریزدانه تا متوسط‌دانه دیده می‌شود. طبقه‌بندی مورب نوع تراف در رخساره‌های ماسه‌سنگی با ضخامت بین ۱۰ سانتی‌متر تا حداکثر ۰/۵ متر تشکیل شده است (شکل ۱۶). اندازه ذرات تشکیل‌دهنده این رخساره سنگی ماسه‌ریز تا متوسط و گاهی درشت‌دانه و دارای گردشدگی متوسط تا خوب‌اند. از نظر بلوغ بافتی نیمه‌بالغ تا بالغ و از نظر پتروفاسیس

رخساره ماسه‌سنگی با طبقه‌بندی مورب عدسی شکل (St)

توصیف: ماسه‌سنگ‌ها در این رخساره، طبقه‌بندی مورب عدسی شکل یا تراف دارند. هندسه آنها عمدتاً به صورت عدسی، گوه‌ای و کانالی شکل و دارای تقعر به طرف بالا و نامتقارن است. این رخساره سنگی در ابتدا و اواسط توالی‌های مطالعه‌شده با رنگ قرمز به صورت کوچک‌مقیاس و بزرگ‌مقیاس در

تفسیر: این رخساره سنگی عموماً در رژیم جریان پایین تشکیل می‌شود (Miall 1985; Harms et al. 1982). این رخساره در اثر حرکت ریپل‌هایی با خط‌الرأس سینوسی تشکیل می‌شود (Miall 1996; Strand 2005; Kumar et al. 2003; Ghosh et al. 2006; Chiarella et al. 2016).

دارای رخساره سنگی چرت‌آرنایت و کلکلیتایت‌اند (شکل ۱۷). این رخساره سنگی بیشتر در برش تاقدیس امیران و تاقدیس ریت مشاهده شده است؛ ولی در دو برش دیگر فراوانی کمتری دارد. این رخساره سنگی در ارتباط با رخساره‌های سنگی Sh و Sr است.



شکل ۱۶- (a): رخساره ماسه‌سنگ ترافی St مربوط به کانال رودخانه‌ای. این رخساره سنگی بین رخساره‌های ماسه‌سنگ توده‌ای Sm و کنگلومرای توده‌ای Gm قرار گرفته است؛ **(b):** رخساره ماسه‌سنگ با طبقه‌بندی مورب ترافی St؛ **(c):** نمونه‌ای از تراف‌های ریزمقیاس در یک رخساره ماسه‌سنگی؛ **(d):** نمونه برش خورده و صیقل داده شده تصویر c که در آن ساخت‌های تراف به‌خوبی نمایان شده‌اند.

Fig 16- (a): Trough cross-bedded sandstone facies (St) related to a fluvial channel. This lithofacies is situated between massive sandstone facies (Sm) and massive conglomerate facies (Gm). **(b):** Sandstone facies with trough cross-bedding (St). **(c):** An example of small-scale troughs in a sandstone facies. **(d):** Cut and polished sample of image (c) in which the trough structures are clearly visible.

رخساره‌های سنگی Sh و Sp است.

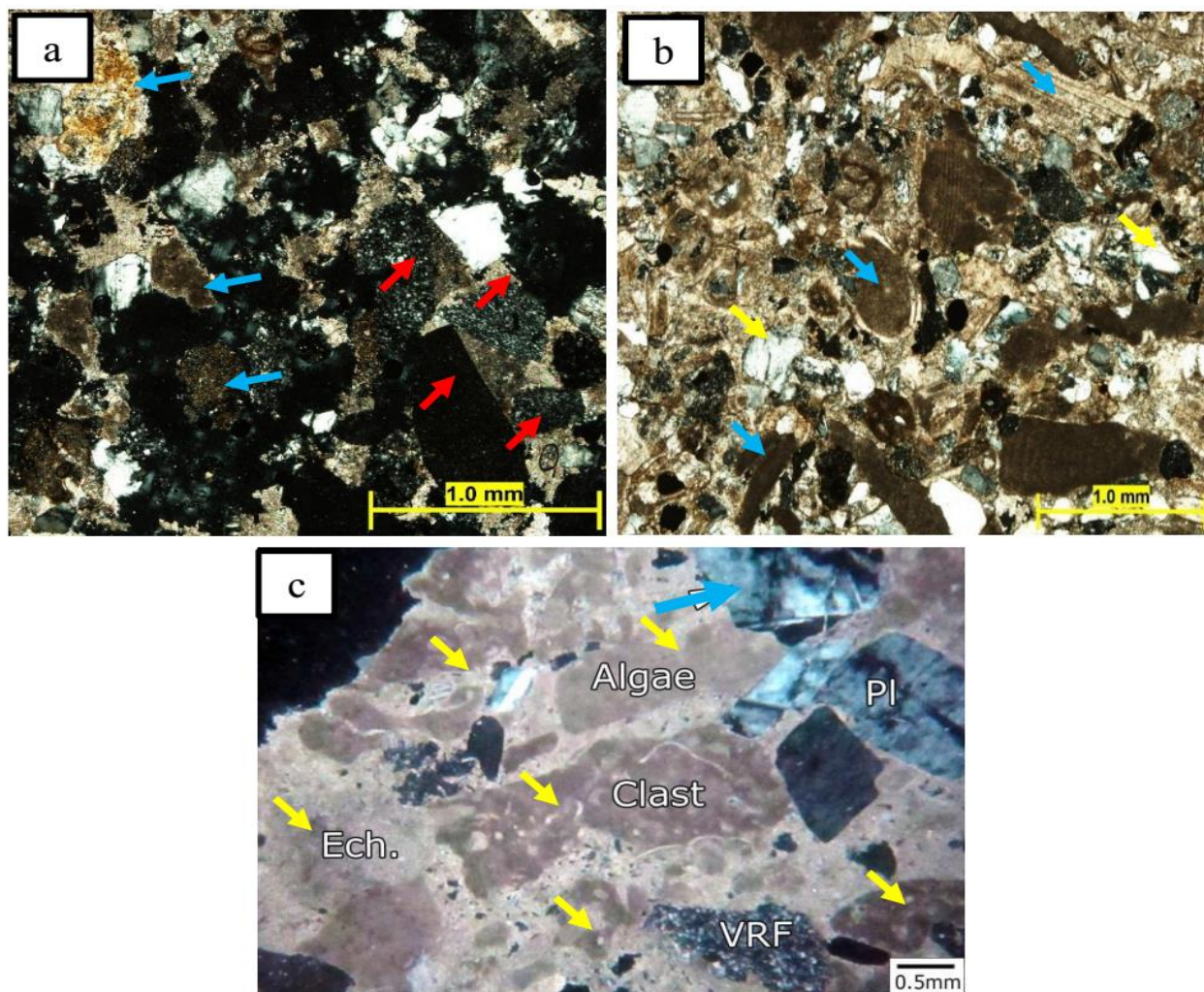
رخساره ماسه‌سنگی توده‌ای (Sm)

تفسیر: ناقص‌بودن لایه‌بندی و یا نبود آن به تأمین فراوان رسوب و نیز جریان‌هایی با بار رسوبی فراوان نسبت داده شده است (Miall 2000; Tucker 2003). این ریزش رسوبات دیواره کانال و رسوب‌گذاری سریع از عوامل دیگر ایجاد ساخت توده‌ای‌اند (Miall 2000; Therrien 2006). نهشته‌های ماسه‌ای توده‌ای به نهشته‌شدن سریع از حالت تعلیق در طی رژیم

توصیف: این رخساره به‌صورت ماسه‌سنگ بدون ساخت داخلی و گاهی با لایه‌بندی ناقص و ضعیف دیده می‌شود (شکل ۱۸). در منطقه مطالعه‌شده، این ساختمان رسوبی در ضخامت‌های ۲۰ سانتی‌متر تا بیش از ۲ متر دیده می‌شوند. این رخساره سنگی با فراوانی به نسبت یکسان در هر چهار برش مطالعه‌شده دیده می‌شود. این رخساره سنگی در ارتباط با

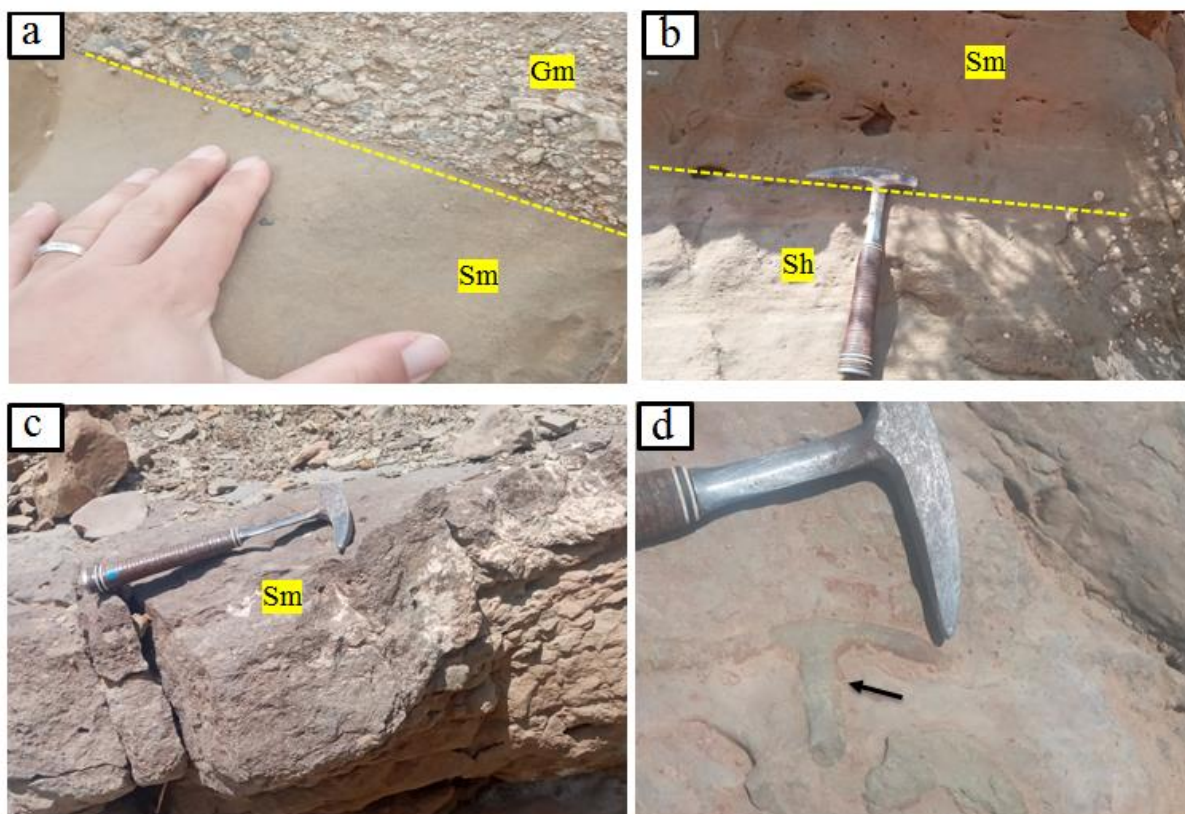
دیاژنتیکی (Tucker 2001) تشکیل می‌شود که باعث از بین رفتن لامیناسیون‌ها می‌شود.

جریان‌های بالا نسبت داده شده است (Harms et al. 1982; Miall 1996). همچنین این رخساره سنگی به علت فرآیندهای



شکل ۱۷- a- پتروفاسیس سد آرنایت با فراوانی خرده‌سنگ‌های چرتی (فلش قرمز رنگ) و کربناته (فلش آبی رنگ). سازند کشکان، جنوب لرستان. جورشدگی در این پتروفاسیس خوب و قطعات بیشتر نیمه‌زاویه دارند. فرآیند تراکم فیزیکی در این رخساره قبل از عمل سیمانی شدن رخ داده و سبب افزایش نسبت دانه‌ای شده است. سازند کشکان تاقدیس ریت؛ **b-** پتروفاسیس کالکلیتایت با فراوانی خرده‌سنگ‌های کربناته. پیکان آبی، خرده‌سنگ کربناته را نشان می‌دهد. پیکان زرد رنگ کوارتز تک‌بلور را نشان می‌دهد. سیمان تشکیل شده در این رخساره از جنس کربنات کلسیم است. سازند کشکان، جنوب خرم‌آباد؛ **c-** پتروفاسیس کالکلیتایت با فراوانی خرده‌سنگ‌های کربناته. جورشدگی در این رخساره ضعیف است. پیکان‌های زرد رنگ، خرده‌سنگ‌های کربناته را نشان می‌دهند. وجود اجزای زیستی در خرده‌سنگ‌ها دلالت بر منشأ کربناته آنها در این رخساره دارد. سیمان تشکیل‌دهنده این رخساره بیشتر کربنات کلسیم است که فضای بین دانه‌ها را پر کرده است. پیکان آبی رنگ، دانه کوارتز را نشان می‌دهد. سازند کشکان، تاقدیس ریت.

Fig 17- a- Petrofacies of sedarenite with abundant cherty rock fragments (red arrow) and carbonate rock fragments (blue arrow). Kashkan Formation, south of Lorestan. Sorting in this petrofacies is good and the grains are mostly sub-angular. Physical compaction process in this petrofacies has occurred before cementation and has caused an increase in grain-to-grain ratio. Kashkan Formation, Rit Anticline. **b-** Petrofacies of calcilithite with abundant carbonate rock fragments. The blue arrow shows a carbonate rock fragment. The yellow arrow shows monocrystalline quartz. The cement formed in this petrofacies is of calcium carbonate type. Kashkan Formation, south of Khorramabad. **c-** Petrofacies of calcilithite with abundant carbonate rock fragments. Sorting in this facies is poor. The yellow arrows show carbonate rock fragments. The presence of biological components in the rock fragments indicates their carbonate origin in this petrofacies. The cement forming this petrofacies is mostly calcium carbonate, which has filled the intergranular space. The blue arrow shows a quartz grain. Kashkan Formation, Rit Anticline.



شکل ۱۸- (a): رخساره سنگی Sm در تماس با رخساره سنگی Gm. به قطع‌شدگی واحد ماسه‌سنگی از طریق واحد کنگلومرای و مرز بسیار واضح بین این دو رخساره سنگی توجه شود؛ (b): رخساره سنگی Sm در تماس با رخساره سنگی Sh؛ (c): رخساره سنگی Sm در یک واحد ماسه‌سنگ درشت‌دانه؛ (d): رخساره سنگی Sm با اثر فسیل تشکیل شده در آن (پیکان تیره‌رنگ).

Fig 18- (a): Sm lithofacies in contact with Gm lithofacies. Note the truncation of the sandstone unit by the conglomerate unit and the very sharp boundary between these two lithofacies. (b): Sm lithofacies in contact with Sh lithofacies. (c): Sm lithofacies in a coarse-grained sandstone unit. (d): Sm lithofacies with a trace fossil formed within it (dark arrow).

مجموعه رخساره‌های دانه‌ریز

در بیشتر مواقع، رخساره‌های سنگی دانه‌ریز در تمام طول برش‌های مطالعه‌شده مشاهده شدند؛ اما از نظر فراوانی نسبت به رخساره‌های کنگلومرای و ماسه‌سنگی، فراوانی کمتری دارند. دو رخساره سنگی ریزدانه Fm و Fl در سازند کشکان شناسایی شدند. در برش‌های مطالعه‌شده، این رخساره‌های سنگی بیشتر به صورت میان‌لایه‌های کم‌ضخامت و با گسترش محدود در بین واحدهای کنگلومرای و ماسه‌سنگی قرار گرفته‌اند.

رخساره گلی دارای لامینه و لایه‌بندی (Fl)

توصیف: این رخساره سنگی در قسمت‌هایی از توالی سازند کشکان در اندازه سیلت مشاهده می‌شود (شکل ۱۹- a و b). وجود لامینه‌های بسیار ظریف و موازی، از شاخصه‌های مهم این رخساره سنگی است که بیشتر دارای رنگ‌های قرمز است. این رخساره سنگی در هر چهار برش مطالعه‌شده دیده می‌شود؛ ولی بیش‌ار در برش‌های تاکدیس چناره و تاکدیس دهلیج از فراوانی به نسبت بیشتری برخوردار است. این رخساره سنگی بیشتر با رخساره‌های Sh و Sr دیده می‌شود.

تفسیر: این رخساره سنگی از ذرات دانه‌ریز گلی در اندازه سیلت و رس تشکیل شده است و بیشتر در شرایط پایین جریان آب و در نتیجه جریان‌های تعلیقی به وجود آمده‌اند.

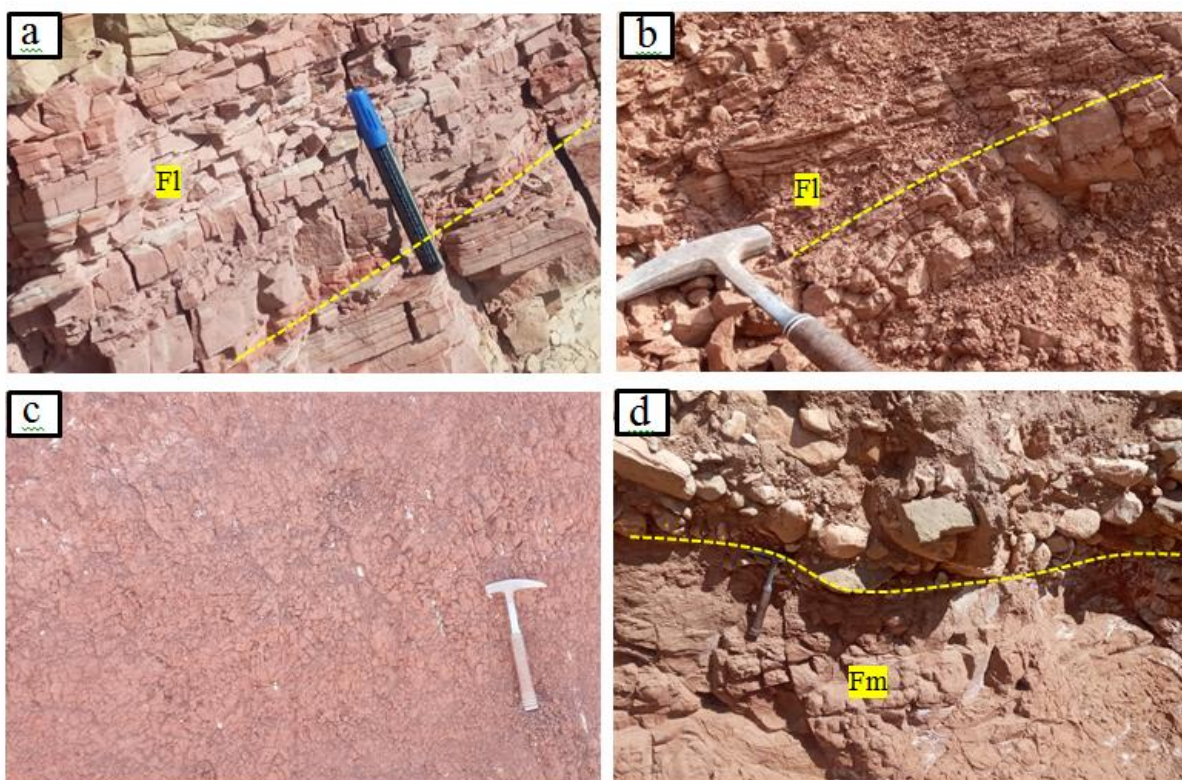
سنگی Sh و Sr همراه است.

تفسیر: همراه‌بودن این رخساره سنگی با دیگر رخساره‌های ریزدانه حاکی از رسوب‌گذاری سریع ذرات معلق در آب و در یک محیط کم‌انرژی همانند دشت‌های سیلابی محیط‌های رودخانه‌ای است (Woo et al. 2006; Miall 2006). این رخساره سنگی به رنگ‌های قرمز دیده می‌شود. وجود رنگ قرمز و ارغوانی معرف شرایط اکسیدی و زهکشی قوی در این رخساره است (Turner 1980).

رنگ قرمز این نهشته‌ها به دلیل شرایط اکسیدان در حوضه رسوبی است (Decelles et al. 1983).

رخساره‌های گلی توده‌ای (Fm)

توصیف: این رخساره سنگی فاقد هرگونه ساخت رسوبی است و ضخامت آن در توالی‌های مطالعه‌شده تا بیش از ۳ متر می‌رسد (شکل ۱۹- c و d). این رخساره سنگی در هر چهار برش مطالعه‌شده به‌وفور دیده می‌شود و بیشتر با رخساره‌های



شکل ۱۹- (a): رخساره سیلت‌ستون لامینه‌ای Fl در تماس با رخساره‌های ماسه‌سنگی؛ **(b):** رخساره گل‌سنگ لامینه‌ای Fl در تماس با رخساره‌های سیلت‌ستون لامینه‌ای؛ **(c):** رخساره گل‌سنگ با ساخت توده‌ای Fm که در آن ندول‌های تبخیری از ژپس دیده می‌شود؛ **(d):** رخساره گل‌سنگ توده‌ای Fm که با نهشته‌های آبرفتی عهد حاضر بریده شده است.

Fig 19- (a): Laminated mudstone facies (Fl) in contact with sandstone facies. **(b):** Laminated mudstone facies (Fl) in contact with laminated siltstone facies. **(c):** Mudstone facies with massive structure (Fm). **(d):** Massive mudstone facies (Fm) that has been incised by present-day alluvial deposits.

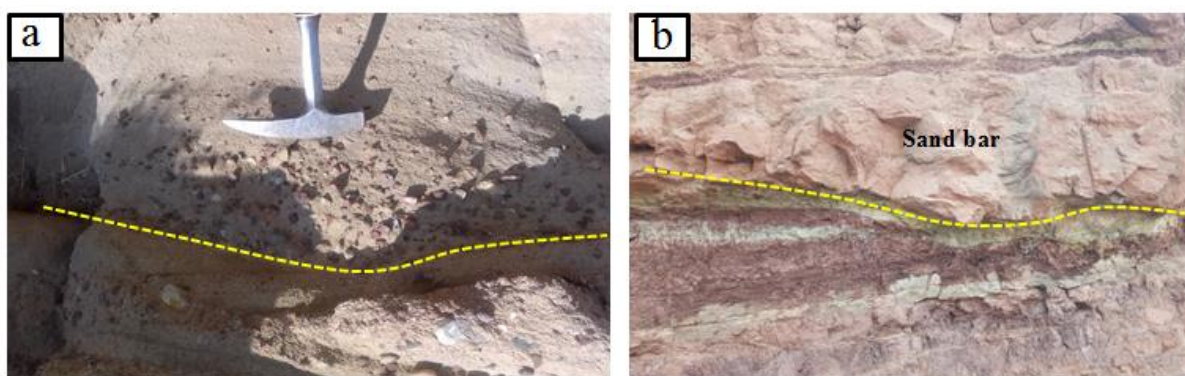
عناصر ساختاری (Architectural elements)

عناصر ساختاری در چهار برش مطالعه‌شده شامل عنصر ساختاری کانال (CH)، عنصر ساختاری دشت سیلابی (OF)،

عنصر ساختاری بار گراولی (GB)، عنصر ساختاری بار ماسه‌ای (SB) و عنصر ساختاری جریان‌های ثقیل رسوبی (SG) هستند.

جریان آب به چندین شاخه تقسیم می‌شود و در نتیجه، عرض کانال‌ها بیشتر از عمق آنهاست. این تغییرپذیری مداوم کانال‌ها به ایجاد لایه‌بندی‌های رسوبی متنوع در کناره‌ها و بستر آنها منجر می‌شود. عنصر ساختاری کانال در برش‌های مطالعه شده با قاعده فرسایشی و بریدگی واحدهای زیرین مشخص می‌شود (شکل ۲۰). در برخی موارد رسوبات گراولی با عنوان رسوبات برجای مانده (لگ) در کف کانال‌ها دیده می‌شود.

رودخانه‌های بریده‌بریده، که با شبکه‌ای از کانال‌های موازی و جزایر میانی (Mid-channel bars) مشخص می‌شوند، دارای عناصر ساختاری منحصر به فردی‌اند که نتیجه تعامل پیچیده جریان آب، رسوبات و زمین‌شناسی منطقه است. یکی از اصلی‌ترین عناصر ساختاری، خود کانال‌ها (Channel) هستند. این کانال‌ها معمولاً کم‌عمق و عریض و به‌طور مداوم در حال تغییر شکل و جابه‌جایی‌اند. به دلیل وجود جزایر میانی،

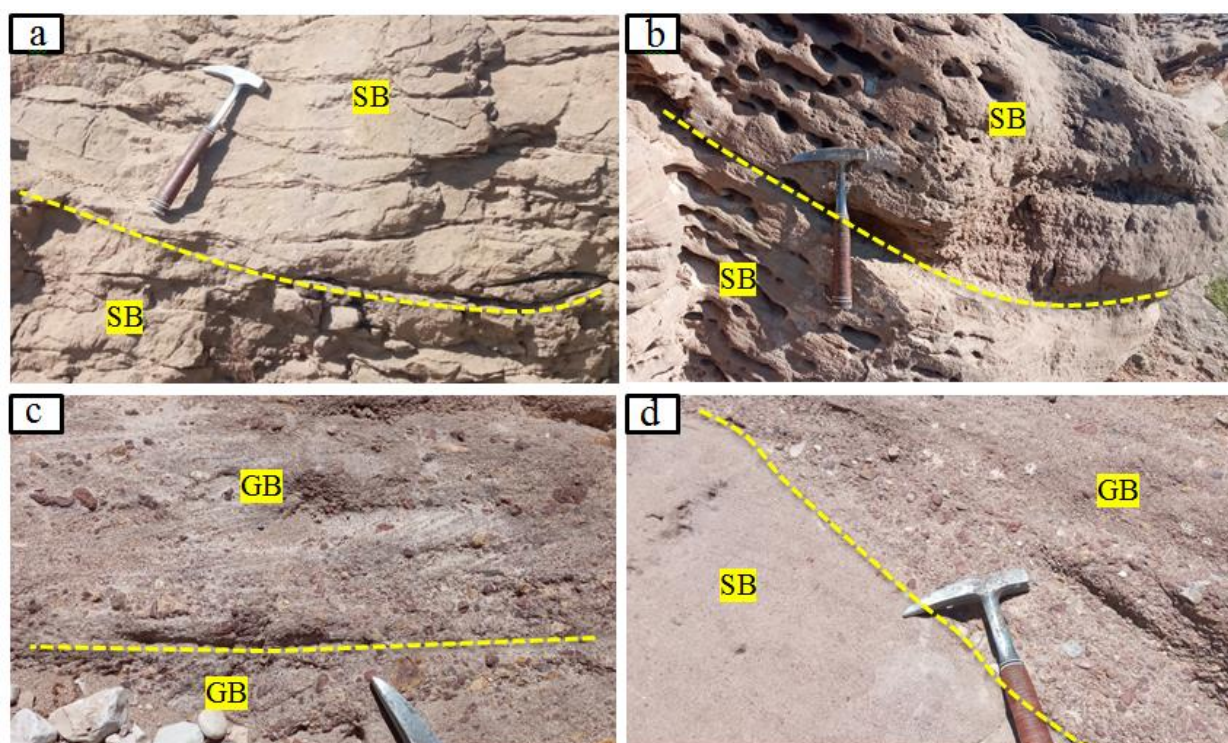


شکل ۲۰- a: تشکیل رسوبات لگ در اندازه گراول در کف کانال‌های رودخانه بریده‌بریده؛ **b:** تشکیل سدهای ماسه‌ای طولی درون کانال با ماهیت فرسایشی که رخساره‌های گل‌سنگی زیرین خود را بریده است (طول تصویر ۳ متر)

Fig 20- a: Formation of gravel-sized lag deposits at the base of braided river channels. **b:** Formation of longitudinal sandy bars within the channel with an erosional nature that have incised the underlying mudstone facies. Length of image 3 meters.

که نشان‌دهنده جهت جریان غالب در زمان تشکیل آنهاست. شکل و اندازه این جزایر از اشکال کشیده و نواری تا اشکال بیضوی متغیر است. سطوح فرسایشی (Erosional surfaces) و بسترهای کانال (channel floors) نیز عناصر ساختاری مهمی را تشکیل می‌دهند. به دلیل ماهیت پویا و تغییرپذیر رودخانه‌های بریده‌بریده، سطوح فرسایشی زیادی در طول زمان ایجاد می‌شوند که این نشان‌دهنده جابه‌جایی مکرر کانال‌هاست.

عنصر ساختاری مهم دیگر که در برش‌های مطالعه شده شناسایی شد، عنصر ساختاری بارهای گراولی (GB) و ماسه‌ای (SB) هستند که به صورت جزایر سدی دیده می‌شوند (شکل ۲۱). این جزایر از تجمع رسوبات، عمدتاً ماسه و گراول، در وسط کانال‌ها یا بین کانال‌ها تشکیل می‌شوند. جزایر میانی در رودخانه‌های بریده‌بریده معمولاً پایدار نیستند و ممکن است با تغییر الگوی جریان و فرسایش یا رسوب‌گذاری رشد کنند، کوچک و یا حتی ناپدید شوند. این جزایر بیشتر دارای لایه‌بندی مورب (cross-bedding) هستند

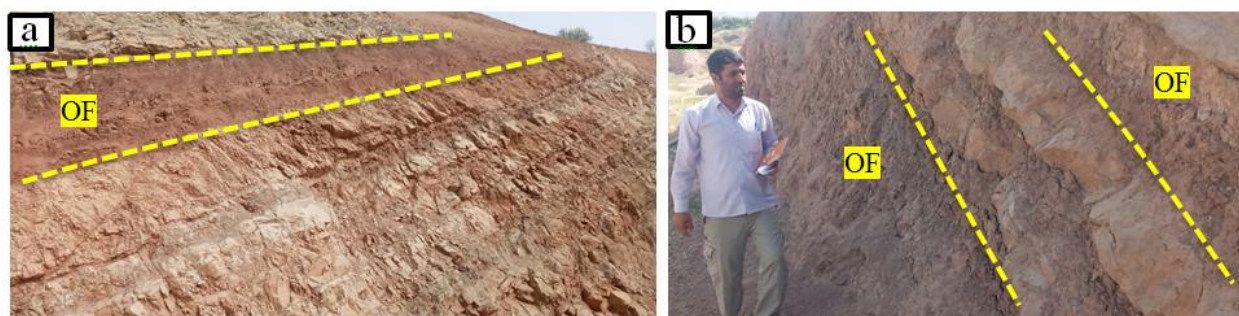


شکل ۲۱- a و b: عنصر ساختاری سدهای ماسه‌ای (بارهای ماسه‌ای، SB) که با مرز فرسایشی بر یکدیگر قرار گرفته‌اند. در تصویر a در بارهای ماسه‌ای، ساخت تراف و در شکل b در بارهای ماسه‌ای، ساخت لامینه‌بندی دیده می‌شود؛ c و d: عنصر ساختاری بارهای گراولی (سدهای گراولی، GB). در شکل c دو بار گراولی با مرز فرسایشی بر روی همدیگر قرار گرفته‌اند و در تصویر d بار گراولی با مرز فرسایشی بار ماسه‌ای زیرین خود را بریده است GB=Gravel Bars و SB=Sand Bars

Fig 21- a and b: Structural elements of sand bars (sand bars, SB) superimposed on each other with an erosion boundary. In figure a, it is seen in sand bars of trough construction and in figure b, in sand bars of laminated construction. c and d: Structural elements of gravel bars (gravel bars, GB). In figure c, two gravel bars superimposed on each other with an erosion boundary and in figure d, a gravel bar with an erosion boundary has cut off its underlying sand bar. SB=Sand Bars and GB=Gravel Bars

دارد (Miall 2000). با توجه به ارتباط عمودی این مجموعه رخساره‌ای با رسوبات کانال رودخانه، این رخساره‌های مادستونی در خارج کانال، در یک سیستم رودخانه‌ای نزدیک به منشأ (کاملاً قاره‌ای) و همچنین در نواحی پایین‌دست رودخانه، جایی که فعالیت جزر و مدی بر رسوب‌گذاری در داخل کانال رودخانه‌ای مؤثر است (coastal-plain setting)، ته‌نشست یافته‌اند (Miall 2000).

عنصر ساختاری دیگری که در برش‌های مطالعه‌شده دیده می‌شود، عنصر ساختاری دشت سیلابی (OF) است. این عنصر ساختاری در برش‌های مطالعه‌شده نسبت به دیگر عناصر ساختاری کمتر مشاهده شده است (شکل ۲۲). این عنصر ساختاری نتیجه ته‌نشست رسوبات از حالت معلق در اثر فرونشست آب در محیط دشت سیلابی (floodplain) است و به عنصر ساختاری خارج کانال در سیستم رودخانه‌ای اشاره



شکل ۲۲- a و b: عنصر ساختاری دشت سیلابی (OF) در برش‌های مطالعه‌شده این عنصر با گسترش محدود در بین رخساره‌های ماسه‌سنگی تشکیل شده است. OF=Overbank Flow

Fig 22- a and b: Floodplain structural element (OF) in the studied sections. This element is formed with limited extension among sandstone facies. OF=Overbank Flow

تنگاتنگی با محیط رودخانه‌های بریده‌بریده دارای جریان‌های خرده‌دار نزدیک به منشأ دارند. دلیل این امر، انرژی بالای جریان، حمل هم‌زمان رسوبات درشت و ریز و ماهیت ناپایدار و رسوب‌گذاری سریع کانال‌ها در این محیط‌هاست. رخساره سنگی کنگلومرا، که با حضور درخور توجه ماتریکس مشخص می‌شود، به‌طور علمی به محیط‌های رسوب‌گذاری رودخانه‌ای، به‌ویژه کانال‌های فعال (CH)، بارهای گراولی (GB) و جریان‌های ثقلی رسوبی (SG) نسبت داده می‌شود. وجود قطعات درشت گردشده در کنگلومرا، نشان‌دهنده فرآیندهای انتقال هیدرودینامیکی پرانرژی است که قادر به جابه‌جایی و گردکردن قلوه‌سنگ‌ها بوده‌اند. در این میان، ماتریکس فراوان پیاده انرژی بالای جریان است که تولنایی حمل هم‌زمان رسوبات ریز و درشت را فراهم می‌کند یا ناشی از رسوب‌گذاری سریع در نواحی با کاهش ناگهانی انرژی جریان، مانند لبه‌های کانال یا نواحی پشت موانع (مانند بارهای گراولی) است. ترکیب این دو ویژگی، یعنی حضور عناصر درشت و ماتریکس غنی، نشان‌دهنده دینامیک پیچیده جریان و حمل رسوب در کانال‌های رودخانه‌ای سیال است. نسبت‌دهی دقیق‌تر این رخساره به کانال‌های رودخانه‌های بریده‌بریده یا بارهای گراولی، با در نظر گرفتن توالی‌های رسوبی و شرایط خاص رسوب‌گذاری انجام می‌شود. در بارهای گراولی (GB)، تجمع رسوبات درشت در اثر کاهش سرعت جریان، امری

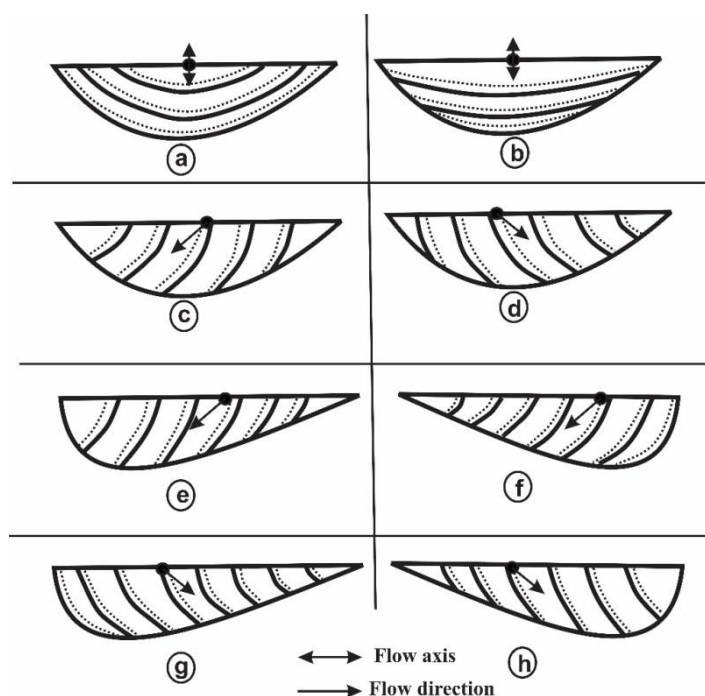
عنصر ساختاری SG، عنصر اصلی و غالب در رودخانه‌های بریده‌بریده نزدیک به منشأ با جریان‌های خرده‌دار معرفی می‌شود که این امر کاملاً با درصد بالای رخساره‌های کنگلومرای در نهشته‌های مطالعه‌شده همخوانی دارد (اشکال ۷ و ۸). این عنصر عمدتاً شامل کنگلومراهای توده‌ای با لایه‌بندی بسیار ضعیف، فاقد ساخت‌های رسوبی درشت‌مقیاس و با جورشدگی ضعیف است. تشکیل عنصر ساختاری SG به جریان‌های پرانرژی رودخانه‌ای و به‌ویژه جریان‌های خرده‌دار (Debris flow) و پرچگال (Hyper concentrated flows) نسبت داده می‌شود. این جریان‌ها معمولاً در شرایط افزایش ناگهانی دبی، ناپایداری کناره‌ها و یا فعالیت شدید بار بستر در کانال‌های رودخانه‌های بریده‌بریده توسعه می‌یابند و به نهشت سریع بار درشت‌دانه منجر می‌شوند. از نظر جایگاه رسوبی، عنصر SG عمدتاً پرکننده کانال‌های اصلی و فرعی در یک سیستم رودخانه‌ای بریده‌بریده (Braided river system) تفسیر می‌شود و بیانگر فازهای اوج انرژی جریان است. فراوانی این عنصر ساختاری نشان‌دهنده غلبه شرایط پرانرژی، شیب نسبتاً زیاد بستر و تأمین مستمر بار درشت‌دانه در حوضه رسوبی است؛ بنابراین، عنصر ساختاری SG در نهشته‌های مطالعه‌شده به‌طور مستقیم در چارچوب مدل رودخانه‌ای نوع بریده‌بریده با نقش مؤثر جریان‌های خرده‌دار ارائه می‌شود. رخساره‌های کنگلومرای با ماتریکس فراوان، ارتباط

رایج است و ورود ماتریکس ریزتر از طریق جریان‌های سیلابی یا انتقال از بخش‌های پرانرژی‌تر کانال، به تشکیل کنگلومرا با ماتریکس بالا منجر می‌شود. همچنین، کلنال‌های رودخانه‌ای بریده‌بریده (CH)، که زمانی مسیرهای فعال رودخانه بوده‌اند، به عنوان تله‌های رسوبی عمل می‌کنند، در این نواحی، رسوبات انتقالی از رودخانه اصلی، به‌ویژه در دوره‌های سیلابی، انباشته می‌شوند و با توجه به ماهیت رسوب‌گذاری در این محیط‌های نسبتاً آرام‌تر، دارای ماتریکس درخور توجهی‌اند؛ بنابراین، رخساره کنگلومرا با ماتریکس فراوان در عناصر ساختاری GB, CH, SG، شاهدی بر فرآیندهای رسوب‌گذاری دینامیک در سیستم‌های رودخانه‌ای و به‌طور خاص، نواحی با انرژی متوسط تا بالای جریان در کانال‌های اصلی یا نواحی مرتبط با انباشت رسوبات درشت است. از طرفی، کانال‌های خرده‌دار در رودخانه‌های بریده‌بریده نزدیک به منشأ با عنصر ساختاری اصلی SG به دلیل ناپایداری مداوم، شاهد تغییرات سریع در محل کانال‌ها و انباشت رسوبات درشت و ریز در نواحی مختلف‌اند. این انباشت سریع به تشکیل توده‌هایی از کنگلومرا با ماتریکس فراوان منجر می‌شود که در برش‌های مطالعه‌شده به فراوانی دیده می‌شود.

جهت جریان دیرینه سازند

برای تعیین جهت جریان دیرینه، ساختمان‌های رسوبی جهت‌دار مانند ریپل‌های نامتقارن و انواع چینه‌بندی مورب (مسطح و عدسی‌شکل) کاربرد دارند. هرچه تنوع این ساختمان‌ها بیشتر باشد، دقت تعیین جهت جریان افزایش می‌یابد. در محیط‌های رودخانه‌ای، چینه‌بندی مورب مسطح و عدسی‌شکل فراوان و متنوع‌اند که چینه‌بندی مسطح با مهاجرت ریپل‌ها و دونه‌ها تشکیل می‌شود و تعیین جهت جریان از روی آن نسبتاً ساده است، هرچند ممکن است پراکندگی جهت آن زیاد باشد. چینه‌بندی عدسی‌شکل به دلیل نداشتن تقارن، تعیین جهت جریان را پیچیده‌تر می‌کند؛ اما محور آن (در انواع زبانه و سینوسی) موازی با جهت جریان است و پراکندگی کمتری نسبت به جهت جریان نشان می‌دهد؛ بنابراین، اطمینان بیشتری در تعیین جهت جریان فراهم می‌کند، به‌خصوص در تصاویر سه‌بعدی که ندارند. طبق بررسی‌های انجام‌شده (Decelles et al. 1983)، امکان برش طبقه‌بندی مورب عدسی به چهار حالت زیر وجود دارد (شکل ۲۳):

- ۱- سطح برش عمودی است؛ ۲- سطح برش عمودی و نسبت محور این ساختمان زاویه دارد؛ ۳- سطح برش مورب است و نسبت به محور این ساختمان زاویه ندارد؛ ۴- سطح برش مورب است و نسبت به محور این ساختمان زاویه دارد.



شکل ۲۳- حالت‌های مختلف طبقه‌بندی مورب عدسی‌شکل و جهت جریان در آنها:

a: متقارن بودن سطح زیرین؛ b: متقارن بودن سطح زیرین و بریدگی لایه‌های داخلی؛ c و d: متقارن بودن سطح زیرین و بریدگی لایه‌ها با سطح زیرین. e, f, g, h: نبود تقارن در سطح زیرین.

Fig 23- Different modes of lenticular cross-bedding and paleocurrent directions within them. a: Symmetry of the lower surface. b: Symmetry of the lower surface and truncation of internal laminae. c and d: Symmetry of the lower surface and truncation of laminae by the lower surface. e, f, g, h: Absence of symmetry in the lower surface.

مورب در ساختمان‌های رسوبی جهت‌دار سازند کشکان، در
برش‌های مطالعه‌شده اندازه‌گیری شده است (جدول ۲).

در تصاویر a و b جهت جریان به سمت داخل یا بیرون
طبقه‌بندی مورب عدسی‌شکل است و در تصاویر بعدی جهت
پیکان نمایانگر جهت جریان است. آزمون جهت طبقه‌بندی

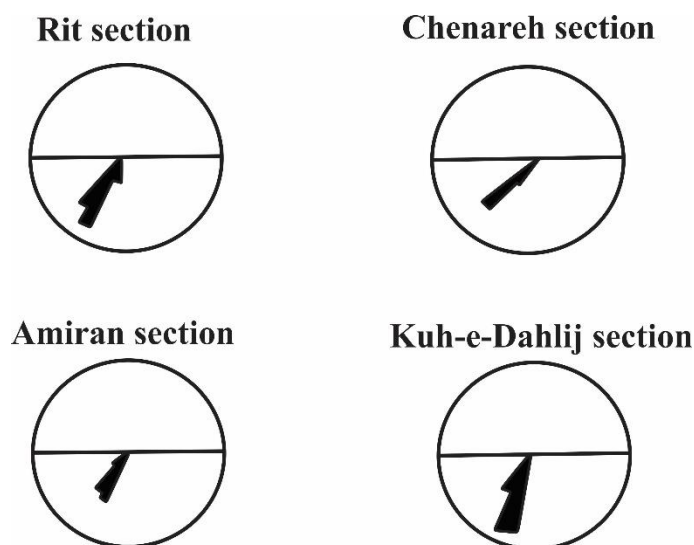
جدول ۲- اندازه‌گیری آزمون جهت طبقه‌بندی‌های مورب در چهار برش از سازند کشکان در بخش جنوبی حوضه رسوبی
لرستان

Table 2- Measurement of azimuth directions of cross-bedding in four sections of the Kashkan Formation in the southern part of the Lorestan sedimentary basin

نام برش	آزمون طبقه‌بندی مورب عدسی
تاقدیس امیران	۱۹۶/۲۰۴/۱۸۸/۱۹۵/۱۸۹/۱۹۲/۱۹۰/۲۰۰/۱۹۵/۲۰۲/۱۷۸/۱۹۵
تاقدیس ریت	۲۱۷/۲۲۰/۱۹۵/۱۸۰/۲۱۰/۱۹۳/۲۲۷/۱۲۱/۱۹۶/۲۲۱/۱۹۸/۲۱۸/۲۰۸/۲۱۴/۲۲۳/۱۷۶/۲۰۵
تاقدیس چناره	۲۲۱/۱۹۳/۱۸۸/۱۹۵/۲۰۱/۲۰۵/۱۸۳/۲۲۰/۱۸۳/۲۰۳
تاقدیس کوه دهلیج	۱۸۸/۲۰۳/۲۱۸/۱۸۶/۱۸۸/۱۹۳/۲۴۳/۱۹۰/۲۲۰/۱۷۶

۲۴). با توجه به اینکه شیب عمومی طبقات کمتر از ۲۵ درجه بوده و تنها از طبقه‌بندی مورب عدسی برای به دست آوردن جهت جریان دیرینه استفاده شده است، بنابراین نیاز به تصحیح تکتونیکی نبوده است.

با توجه به برداشت‌های صحرایی و اندازه‌گیری آزمایشات طبقه‌بندی‌های مورب در چهار برش از سازند کشکان در حوضه رسوبی لرستان، مشخص شد که جهت عمومی و کلی جریان دیرینه در این طبقات شمال شرق به سمت جنوب غرب بوده است. این الگوها بر رز دیاگرام نشان داده شده است (شکل



شکل ۲۴- رز دیاگرام جهت جریان دیرینه در چهار برش از سازند کشکان در جنوب لرستان

Fig 24- Rose diagram of paleocurrent directions in four sections of the Kashkan Formation in south Lorestan.

نسبت بار بستر به بار معلق در آنها بالاست که این وضعیت از نوع ساخت‌های رسوبی گسترش‌یافته در آنها درک می‌شود. سطوح فرسایشی گسترش‌یافته در قاعده توالی‌های درون کانالی آنها بسیار مشخص و اندازه ذرات رسوبی موسوم به لگ در حد گراول با ضخامت چشمگیر است (شکل ۲۰). سری‌های ماسه‌سنگی مربوط به پشته‌ها با لایه‌بندی مورب صفحه‌ای مشخص و جهت جریان دیرینه در آنها به موازات جریان اصلی کانال است. رخساره‌های رسوبی مربوط به دشت سیلابی این محیط‌ها در مقایسه با انواع پر پیچ و خم، گسترش محدودتری دارند و با فراوانی لایه‌های قرمز رنگ گلی مشخص‌اند (شکل ۲۰). آنچه در انتساب یک توالی رسوبی دیرینه به محیط رودخانه بریده‌بریده اهمیت دارد، فراوانی رخساره‌های مربوط به زیرمحیط‌های اصلی و برتری

مدل رسوبی سازند

ماهیت یک محیط رودخانه‌ای، متشکل از زیرمحیط‌های مخروط‌افکنه، کانال و دشت سیلابی، براساس نوع کانال‌های فعال و گستردگی زیرمحیط‌های اصلی آن مشخص می‌شود. محیط‌های رودخانه‌ای بریده‌بریده با برتری کانال‌های کم پیچ و خم و فراوانی پشته‌های درون کانال از نوع طولی، گسترش چشمگیر مخروط‌افکنه‌های بالادستی، نبود یا فراوانی اندک کانال‌های متروکه و گسترش محدود دشت سیلابی و فراوانی حوضچه‌های تبخیری درون خشکی دشت سیلابی مشخص‌اند (شکل ۲۵). این دسته از رودخانه‌ها در شرایط آب و هوایی با تغییرات شدید رژیم، جریان و مناطق فعال از نظر کوهزایی گسترش می‌یابند. بیشتر بار رسوبی در کانال‌های رودخانه‌ای بریده‌بریده به صورت بار بستر حمل می‌شوند. به عبارت دیگر،

بعضی قسمت‌ها مقدار کمی رسوبات ماسه‌ای بر جای گذاشته شده‌اند و دلیل آن به پایین رفتن سطح آب رودخانه در اثر کاهش شدت انرژی در فصول کم‌باران نسبت داده می‌شود. با توجه به مدل‌های رخساره‌ای ارائه شده (Miall 2006) و با توجه به فراوانی رخساره‌های سنگی Gm, Gms در نهشته‌های مطالعه شده، به احتمال زیاد مدل رسوب گذاری نهشته‌های سازند کشکان در منطقه مطالعه شده به رودخانه‌های بریده‌بریده نوع ترولیم (Trellheim type) نسبت داده می‌شود؛ یعنی رودخانه‌هایی که نزدیک به منشأ است و جریان‌های خرده‌دار در آنها دیده می‌شود.

رخساره‌های مشخص کننده کانال‌های گیسویی است. محیط‌های رودخانه گیسویی، بسته به نوع رسوبات درون کانال ممکن است از انواع بار بستر گراولی و یا بار بستر ماسه‌سنگی باشند (شکل ۲۱). نهشته‌های مطالعه شده سازند کشکان در چهار برش از حوضه رسوبی لرستان نشان داد که این نهشته‌ها در رودخانه‌های بریده‌بریده نزدیک به منشأ با بستر گراولی و ماسه‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۲۵). در رودخانه‌های بریده‌بریده با بستر گراولی و ماسه‌ای، عمق کانال اغلب کمتر از یک متر و پیچش کانال کم است. رسوبات عمدتاً درشت‌دانه‌اند و به فرم بار بستر حرکت می‌کنند. در

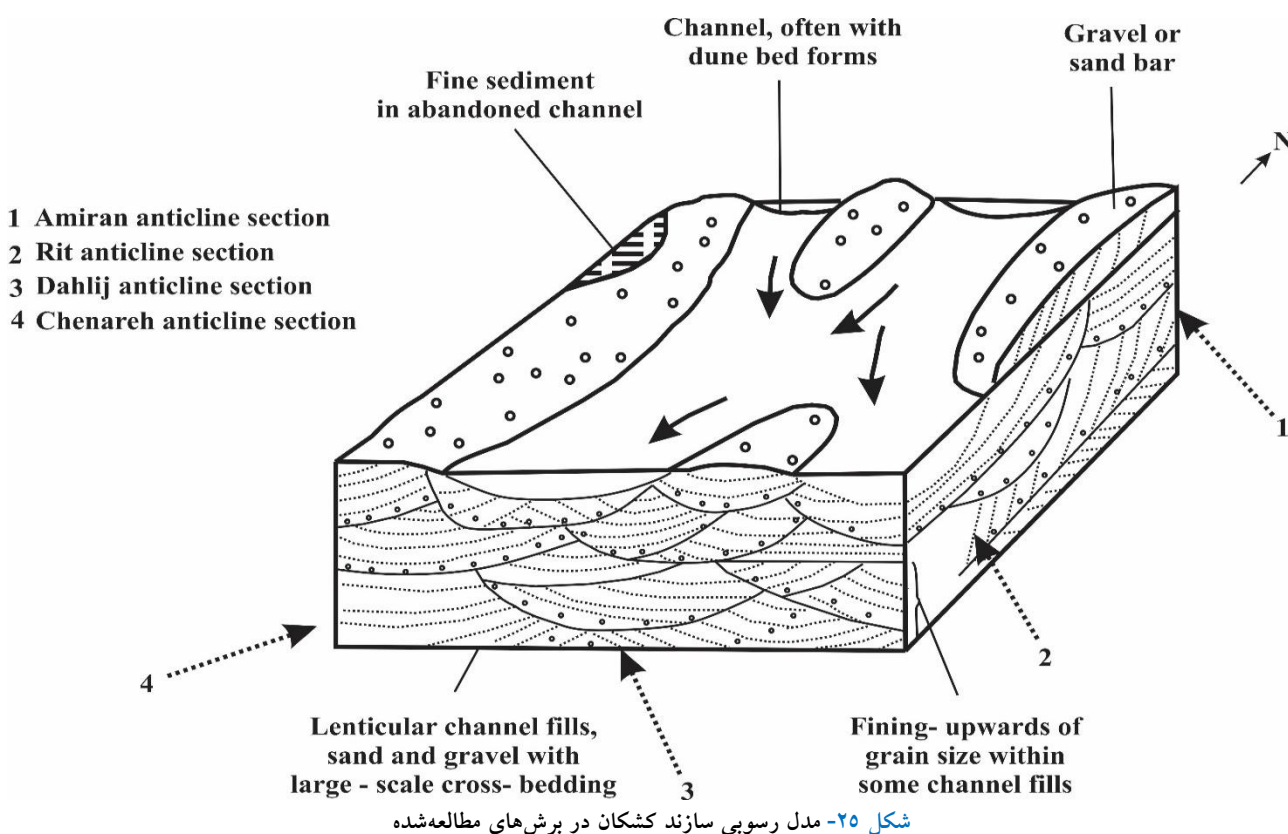


Fig 25- Depositional model of the Kashkan Formation in the studied sections.

دینامیک رودخانه‌هاست. ترکیب سنگ‌شناسی غالب سازند کشکان شامل کنگلومراهای ضخیم، ماسه‌سنگ‌های درشت‌دانه و گل‌سنگ است که به‌طور مستقیم بیانگر شرایط رسوب گذاری با انرژی بالا، مانند سیستم‌های رودخانه‌ای بریده‌بریده است. اهمیت چینه‌نگاری سکانشی سازند کشکان، فراتر از درک

چینه‌نگاری سکانشی سازند

چینه نگاری سکانشی سازند کشکان، به‌عنوان نماینده بارز محیط‌های رسوب گذاری رودخانه‌ای پرانرژی در حوضه زاگرس (لرستان)، ابزار قدرتمندی برای بازسازی تاریخچه تکاملی حوضه و درک تأثیر نوسانات سطح آب دریا بر

تغییرات سطح آب دریا، کلید تاریخچه تکتونیکی حوضه زاگرس از طریق شناسایی واحدهای رسوبی مرتبط با فرسایش و نهشت در دوره‌های کاهش سطح اساس است. ایجاد سکانس‌های رسوبی، به‌ویژه سکانس‌های سطح پایین (LST) که در دوره‌های کاهش شدید سطح آب دریا (کاهش سطح اساس رودخانه) رخ می‌دهند، بیشتر با فرسایش عمیق در بستر رودخانه‌ها و ایجاد دره‌ها و آبراهه‌هایی همراه است که با رسوبات کنگلومرایی و ماسه‌سنگی پر می‌شوند. این فرآیندها ارتباط تنگاتنگی با بالآآمدگی‌های تکتونیکی منطقه‌ای و تغییر شیب حوضه دارند؛ بنابراین، شناسایی و ترسیم واحدهای LST در سازند کشکان، به‌عنوان شاخصی از فعالیت‌های تکتونیکی و بالآآمدگی‌های مرتبط با کوهزایی زاگرس عمل می‌کند.

مرز سکانسی نوع ۲

مرز سکانسی نوع ۲ (SB2) نشان‌دهنده دوره‌ای است که در آن کاهش سطح آب دریا (Lowstand) به‌لندازه‌ای طولانی بوده است که به فرسایش درخور توجهی در سکانس قبلی، معمولاً سکانس سطح بالا یا (HST) منجر می‌شود. این فرسایش شامل ایجاد دره‌ها، آبراهه‌ها و سطوح فرسایشی در رسوبات زیرین است. در این حالت، به‌دلیل کاهش شدید انرژی رودخانه‌ها و ناتوانی آنها در انتقال رسوبات درشت‌دانه به مناطق دورتر، رسوبات نهشته‌شده بر این مرز فرسایشی، بیشتر شامل رسوبات رودخانه‌ای پراثری مانند کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های درشت‌دانه است که به‌طور مستقیم بر واحدهای فرسایش‌یافته قبلی قرار می‌گیرند. این مرز، به‌عنوان یک سطح ناپیوستگی مهم، نشان‌دهنده یک تغییر عمده در محیط رسوب‌گذاری و بیشتر با فعالیت‌های تکتونیکی مانند بالآآمدگی یا فرونشست همراه است (John et al. 2006). توالی‌های آواری سازند کشکان در منطقه مطالعه‌شده با ماهیت رودخانه‌های بریده‌بریده و با مرز فرسایشی بر نهشته‌های کرباته دریایی سازند تله‌زنگ قرار گرفته‌اند. در این حالت پس‌روی دریا به‌منزله پیشروی رودخانه

به‌سمت حوضه است؛ زیرا در این شرایط به‌دلیل فضای کم رسوب‌گذاری نسبت به تأمین رسوب، نهشته‌های رودخانه‌ای به‌سمت دریا پیشروی می‌کنند. مرز بین سازند کشکان و سازند تله‌زنگ در پایین به‌عنوان مرز سکانسی مرکب در نظر گرفته می‌شود (شکل ۲۶). مرز مرکب سکانسی زمانی ایجاد می‌شود که سطوح ناپیوستگی مختلف (ناپیوستگی‌های زیردریایی و خشکی) بر اثر هم‌پوشانی یا نزدیکی زمانی، بر یکدیگر منطبق شوند. این پدیده به‌ویژه در حوضه‌هایی با نرخ رسوب‌گذاری متغیر یا فعالیت‌های تکتونیکی فعال رخ می‌دهد. در این شرایط، چندین رویداد چینه‌نگاری، که در حالت عادی باید با فواصل زمانی مشخص و در توالی‌های جداگانه قرار می‌گرفتند، در یک سطح واحد ادغام می‌شوند. مهم‌ترین پیامد ایجاد مرز مرکب، وقفه رسوبی طولانی (Hiatus) است که به حذف فیزیکی یا تشکیل‌نشدن بخش‌های درخور توجهی از ستون چینه‌شناسی منجر می‌شود. به‌طور معمول، بخش‌های انتهایی سکانس سطح بالا (HST) از یک سیکل (بخش بالایی سازند تله‌زنگ) و بخش‌های ابتدایی سکانس سطح پایین (LST) (بخش پایینی سازند کشکان) یا سکانس پیش‌رونده (TST)، از سیکل بعدی به‌دلیل فرسایش شدید یا رسوب‌گذاری نکردن حذف می‌شوند. درواقع، بسیاری از سیستم‌های رسوبی که در حالت استاندارد در شرایط تغییرات تدریجی سطح دریا نهشته می‌شوند، در اثر این فرآیند فرصت تشکیل پیدا نمی‌کنند. در مقابل، آنچه در این مرز مشاهده می‌شود، نهشته‌های بسیار متراکم یا سکانس‌های فشرده (Condensed Sections) است. در این سطح مرکب، بیشتر شاهد تمرکز مواد آواری درشت‌دانه مانند رخساره‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی کانالی هستیم که به‌طور مستقیم بر سطوح فرسایش‌یافته قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند. این امر باعث می‌شود که مرز مرکب به‌عنوان یک ناپیوستگی شاخص عمل کند و لایه‌هایی با سنین بسیار متفاوت (گاهی با اختلاف زمانی چند میلیون سال) را در تماس مستقیم با یکدیگر قرار دهد.



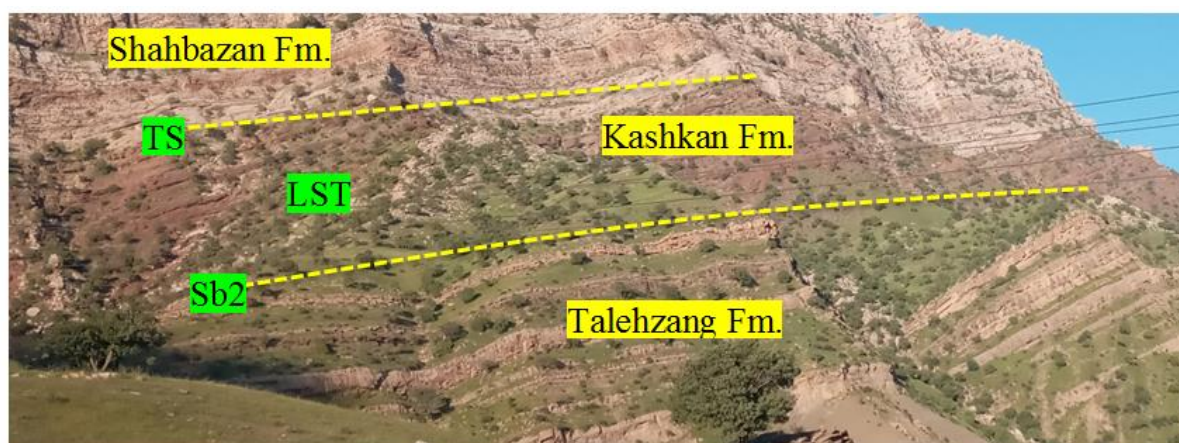
شکل ۲۶- مرز سکانشی نوع دوم در مرز بین سازندهای تله‌زنگ و کشکان در برش‌های مطالعه‌شده a و b به ترتیب نمای دور و نمایی نزدیک از مرز سکانشی نوع دوم

Fig 26- Type 2 sequence boundary at the contact between the Taleh Zang and Kashkan formations in the studied sections. a and b are distant and close-up views, respectively, of the type 2 sequence boundary.

دسته رخساره LST

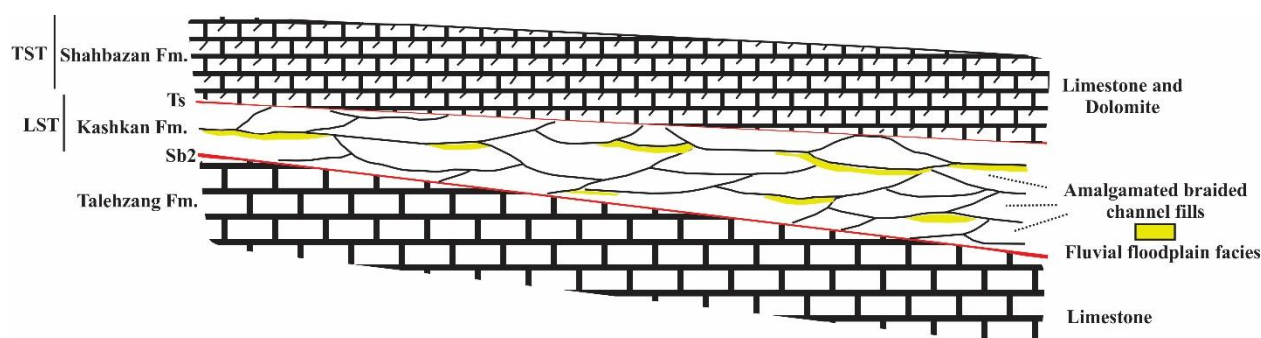
نسبت رخساره‌های دشت سیلابی به رخساره‌های کانالی افزایش می‌یابد و سیستم به‌سمت رسوب‌گذاری گسترده‌تر رسوبات دشت سیلابی سوق پیدا می‌کند. در منطقه مطالعه‌شده، این دسته رخساره‌ها با ماهیت رودخانه‌های بریده‌بریده شکل گرفته‌اند که در زمان پسروی دریا به دلیل فضای کم رسوب‌گذاری نسبت به تأمین رسوب ($S > A$) این نهشته‌ها به‌سمت حوضه (دریا) پیشروی کرده و با یک مرز فرسایشی بر نهشته‌های دریایی سازند تله‌زنگ قرار گرفته‌اند (شکل ۲۷). از ویژگی‌های بارز دسته رخساره LST در محیط‌های رودخانه بریده‌بریده در منطقه مطالعه‌شده، فراوانی عنصر ساختاری کانال (Channel) است که در آن رخساره‌های کانالی بر یکدیگر انباشته شده‌اند (Amalgamated braided channel fills) و همچنین در این دسته رخساره، عنصر ساختاری دشت سیلابی (Overbank flow) گسترش محدود داشته است و در آن رخساره‌های دشت سیلابی به‌صورت محدود و با گسترش جانبی کم در بین رخساره‌های کانالی قرار گرفته‌اند (شکل ۲۸). محیط رودخانه‌ای پراثری نوع بریده‌بریده، شرایط کاهشی سطح آب دریا، کمبود فضای رسوب‌گذاری و فعالیت‌های تکتونیکی، عواملی‌اند که به غالب شدن دسته رخساره LST در سازند آواری کشکان منجر شده‌اند.

در سیستم‌های رودخانه‌ای، سیستم تراکت‌ها با نرخ تأمین رسوب (Sediment supply) و فضای رسوب‌گذاری (Accommodation) کم و زیاد (Low- and High-) و نسبت فضای (Accommodation Systems Tracts) و نسبت فضای رسوب‌گذاری به تأمین رسوب (A/S ratio)، نقش کلیدی در تعیین ویژگی‌های رخساره‌ای و هندسه سیستم‌های رودخانه‌ای ایفا می‌کند. در سیستم‌هایی با نسبت A/S پایین، که مشخصه آن نرخ رسوب‌گذاری بالا نسبت به نرخ افزایش فضای رسوب‌گذاری (Accommodation space) است، شاهد غالب بودن کانال‌های رودخانه‌ای با میزان ادغام‌شدگی (Amalgamation) بالا هستیم؛ این یعنی کانال‌ها تمایل دارند در طول زمان بر خود یا کانال‌های مجاور رسوب‌گذاری کنند و فضای کمی برای رسوب‌گذاری رسوبات دشت سیلابی (Overbank flow) باقی می‌گذارند؛ در نتیجه، نسبت رخساره‌های دشت سیلابی به رخساره‌های کانالی بسیار کم است. در مقابل، در سیستم‌هایی با A/S بالا، نرخ فضای رسوب‌گذاری (Accommodation space) بسیار بیشتر از نرخ تأمین رسوب (Sediment supply) است. این شرایط به کاهش ادغام‌شدگی کانال‌ها و افزایش درخور توجه فضای خالی برای رسوب‌گذاری رسوبات دشت سیلابی منجر می‌شود؛ بنابراین،



شکل ۲۷- تشکیل دسته رخساره LST در سازند کشکان با ماهیت رودخانه‌های بریده‌بریده در منطقه مطالعه‌شده مرز بالایی سازند کشکان در منطقه مطالعه‌شده با سطح چینه‌های TS بوده است که در آن با شروع پیشروی سطح نسبی آب دریا و تشکیل رخساره‌های کربناته-دولومیتی سازند شهبازان همراه است.

Fig 27- Formation of the LST facies suite in the Kashkan Formation with the nature of braided rivers in the studied area. The upper boundary of the Kashkan Formation in the studied area is marked by the TS surface, which is associated with the onset of relative sea-level rise and the formation of carbonate-dolomitic facies of the Shahbazan Formation.



شکل ۲۸- مدل سکانشی سازند کشکان در حوضه رسوبی لرستان

Fig 28- Sequence stratigraphic model of the Kashkan Formation in the Lorestan sedimentary basin.

بریده‌بریده (Braided) با ادغام‌شدگی (Amalgamation) بسیار زیاد بر سطوح فرسایش‌یافته سازند تله‌زنگ رسوب داده‌اند. درواقع، این گذار بازتاب‌دهنده مهاجرت سریع سیستم‌های رودخانه‌ای نزدیک به منشأ به سمت حوضه است که در نتیجه آن، رسوب‌گذاری آواری به شکل مؤلفه‌ای از یک دسته رخساره LST گسترده، بر نهشته‌های آرام دریایی پیشین پیشروی کرده است.

گذار از رخساره‌های کربناته انتهای سازند تله‌زنگ به سیستم‌های رودخانه‌ای بریده‌بریده سازند کشکان، نشان‌دهنده یک تغییر فاز محیطی شدید تحت تأثیر افت ناگهانی سطح نسبی دریا و خیزش تکتونیکی در منطقه منشأ است. این سازوکار با خروج پلتفرم کربناته از آب و جایگزینی کارخانه تولید رسوب کربناته با یک سیستم پرانرژی آواری آغاز شده است؛ به‌طوری که با افزایش نرخ تأمین رسوب و شیب حوضه، رودخانه‌هایی با توان حمل بار بستر بالا، رسوبات دانه‌درشت کنگلومرا و ماسه‌سنگ را به‌صورت سیستم‌های

نتیجه

مطالعات صحرایی بر چهار برش چینه‌شناسی از سازند کشکان در حوضه رسوبی لرستان، به شناسایی ۱۲ رخساره سنگی منجر شد که شامل پنج رخساره سنگی کنگلومرای (Gm, Sp, St,)، پنج رخساره سنگی ماسه‌سنگی (Gms, Gp, Gh, Gt) و دو رخساره سنگی گلی (Fm, Fl) هستند. براساس تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها، محیط رسوب‌گذاری این نهشته‌ها سیستم رودخانه‌ای بریده‌بریده با بستر گراولی و ماسه‌ای در نواحی نزدیک به منشأ بوده است. از دیدگاه چینه‌نگاری سکانتسی، توالی‌های آواری سازند کشکان در دسته رخساره LST بر کربنات‌های دریایی سازند تله‌زنگ قرار گرفته و خود با رخساره‌های کربناته-دولومیتی سازند شهبازان پوشیده شده است. آنالیز جهت جریان دیرینه در این سازند، روند شمال شرق به جنوب غرب را نشان می‌دهد که شاهدی بر جریان‌های یک‌طرفه (رودخانه‌ای) در سازند کشکان است. عمق و پیچش کم کانال‌ها و وجود رسوبات دانه‌درشت گراولی و ماسه‌ای، از دلایل تشکیل رخساره‌های آواری سازند کشکان در محیط رودخانه‌های بریده‌بریده نزدیک به منشأ است.

References

- International Association of Sedimentologists, 17: 319-336. <https://doi.org/10.1002/9781444303995.ch22>
- Browne G.H. and Plint A.G. 1994. Alternating braidplain and lacustrine deposition in a strike-slip setting: the Pennsylvanian Boss Point Formation of the Cumberland Basin. *Maritime Canada Journal of Sedimentary Research*, 64: 40-59. <https://doi.org/10.1306/D4267F41-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Catuneanu O. 2003. Sequence stratigraphy of clastic systems", Geological Association of Canada, Short Course Notes, 248 p. https://www.researchgate.net/publication/269875221_Sequence_Stratigraphy_of_Clastic_Systems
- Chiarella D. Moretti M. Longhitano S. G. and Muto F. 2016. Deformed cross-stratified deposits in the Early Pleistocene tid-ally-dominated Catanzaro strait-fill succession, Calabrian Arc (Southern Italy): Triggering mechanisms and environmental significance. *Sedimentary Geology*, 344, 277-289. [10.1016/j.sedgeo.2016.05.003](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.05.003)
- Costa J.E. 1988. Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyper concentrated flows, and debris flows. In: V. R. Baker R. C. Kochel and P. C. Patton (Eds.), *Flood Geomorphology*. Wiley, New York, NY, 113- 122.
- Decelles P.G. Langford R.P. and Schwarz R.K. 1983. Two new methods of paleocurrent determination from trough cross - stratification, *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 629- 642. <https://doi.org/10.1306/212F824C-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Folk E. 1980. *Petrography of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, 182 p.
- Ghazi S. and Mountney N.P. 2009. Facies and architectural element analysis of a meandering fluvial succession: The Permian Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sedimentary Geology*, 221: 99-126. [10.1016/j.sedgeo.2009.08.002](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.08.002)
- Ghosh P. Sarkar S. and Maulik P. 2006. Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India. *Sedimentary Geology*, 191: 3- 36. [10.1016/j.sedgeo.2006.01.002](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.01.002)
- Harms J.C. and Fahnestock R.K. 1965. Stratification, bedforms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). In: Middleton G.V. (Ed.), *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 12: 84-115. <https://doi.org/10.2110/pec.65.08.0084>
- Harms J.C. Southard J.B. and Walker R.G. 1982. Structures and Sequence in Clastic Rock. *SEPM, Short Course*, Chapter 1: 55. <https://doi.org/10.2110/scn.82.09>
- Hein F.J. and Walker R.G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Colombia.
- Alavi M. 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforland evolution, *American Journal of Science*, 304: 1-20. <https://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>
- Allen J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33: 237- 293. [10.1016/0037-0738\(83\)90076-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(83)90076-3)
- Allen J.R.L. 1984. Sedimentary structures: their character and physical basis, in developments in sedimentology, Amsterdam, Elsevier, 663 p.
- Boothroyd J.C. and Ashley G.M. 1975. Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 23: 193- 222. <https://doi.org/10.2110/pec.75.23.0193>
- Bridge J.S. and Mackey S.D. 1993. A revised alluvial stratigraphy model. In: Marzo M. Puigdefabregas C. (Eds.), *Alluvial Sedimentation*. Special Publication

- 006).%20The%20geology%20of%20fluvial%20deposits.pdf
- Miall A.D. 2010. Alluvial deposits. In: James N.P. and Dalrymple R.W. (Eds.), *Facies Models*, 4th edn, Geol Assoc Can, pp. 105–137.
- Moscariello A. 2018. Alluvial fans and fluvial fans at the margins of continental sedimentary basins: Geomorphic and sedimentological distinction for geo-energy exploration and development. Geological Society, London, Special Publication, 440: 215–243, <https://doi.org/10.1144/SP440.11>
- Motiei H. 1993. Stratigraphy of Zagros. Treatise on the Geology of Iran. Geological Survey of Iran. 536 p. [in Persian].
- Ramos A. and Sopena A. 1983. Gravel bars in lowsinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). In: Reading H.G. 1996. *Sedimentary environments and facies*: Blackwell Scientific Publication, 425 p. <https://doi.org/10.1002/9781444303773.ch24>Digital Object Identifier (DOI)
- Reineck H.E. and Singh I.B. 1980. Depositional sedimentary environments (with reference to trigenous clastics). 2nd. Ed., Springer-Verlag, 549 p. <https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-642-81498-3>
- Rust B.R. 1978. Depositional models for braided alluvium. In: Miall, A. D. (Ed.), *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5: 605–626. https://archives.datapages.com/data/dgs/005/005001/605_cspgsp0050605.htm
- Simpson E.L. Dilliard K.A. Rowell B.F. and Higgins D. 2002. The fluvial-to-marine transition within the post-rift Lower Cambrian Hardyston Formation, Eastern Pennsylvania, USA. *Sedimentary Geology*, 147: 127–142. [10.1016/S0037-0738\(01\)00193-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00193-2)
- Rossi V. M. Longhitano S. G. Mellere D. Dalrymple R. W. Steel R. J. Chiarella D. and Olariu C. 2017. Interplay of tidal and flu-vial processes in an early Pleistocene, delta-fed, strait margin (Calabria, Southern Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 87, 14–30. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.02.021>
- Schwarz E. Veiga G. D. Álvarez-Trentini G. and Spalletti L. A. 2016. Climatically versus eustatically controlled, sediment-supply-driven cycles: Carbonate-siliciclastic, high-frequency sequences in the Valanginian of the Neuquén Basin (Argentina). *Journal of Sedimentary Research*, 86: 312–335. <https://doi.org/10.2110/jsr.2016.21>
- Schwarz E. Veiga G. D. Álvarez Trentini G. Isla M. F. and Spalletti L. A. 2018. Expanding the spectrum of shallow-marine, mixed carbonate-siliciclastic systems: Processes, facies distribution and depositional controls of a siliciclastic-dominated example. *Sedimentology*, 65(5), 1558–1589. Canadian Journal of Earth Science, 14: 562–570. DOI:[10.1139/e77-058](https://doi.org/10.1139/e77-058)
- James G.A. and Wynd J.G. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement Area. AAPG Bull, 49: 2182–2245. <https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D>
- Jo H.R. Rhee C.W. and Chough S.K. 1977. Distinctive characteristics of a streamflow-dominated alluvial fan deposit; Sanghori area, Kyongsang Basin (Early Cretaceous), southeastern Korea, *Sedimentary Geology*, 110 (1-2): 51– 79. [10.1016/S0037-0738\(96\)00083-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(96)00083-8)
- John S. Bridge and Ian A. 2006. Lunt. Depositional models of braided rivers. In: Sambrook Smith G. H. Best J. L. Bristow C. S. and Petts G. E. (Eds.), *Braided rivers: process, deposits, ecology and management* Special Publication No.36 of the international association of sedimentologists. Blackwell publishing, Oxford, 11–42. <https://doi.org/10.1002/9781444304374.ch2>Digital Object Identifier (DOI)
- Kumar R. Ghosh S.K. Mazari R.K. and Sangode S.J. 2003. Tectonic impact on the fluvial deposits of Plio-Pleistocene Himalyan foreland basin, India. *Sedimentary Geology*, 158: 209–234. [10.1016/S0037-0738\(02\)00267-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00267-1)
- Lee H.S. and Chough S.K. 2006. Lithostratigraphy and depositional environments of the Pyeongan Super group (Carboniferous–Permian) in the Taebaek area mid-east Korea. *Asian Earth Sciences*, 26: 339–352. [10.1016/j.jseaes.2005.05.003](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.05.003)
- Maciaszek P. Chomiak L. and Wachocki R.M. 2019. The interpretative significance of ripple-derived sedimentary structures within an Upper Neogene fluvial succession of central Poland. *Geologos*, 25: 1–13. <https://doi.org/10.2478/logos-2019-0001>
- Miall A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Review*, 13: 1–62. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(77\)90055-1](https://doi.org/10.1016/0012-8252(77)90055-1)
- Miall A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22(4): 261– 308. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7)
- Miall A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag Inc., Heidelberg, 582 p. <https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-662-03237-4>
- Miall A.D. 2000. *Principle of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York, 668 p. <https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-662-03999-1>
- Miall A.D. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits* (3rd edition). Springer-Verlag, Berlin, 582 p. [chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/https://recordcenter.sgc.gov.co/B23/662_19MemExPL_373_Las_Acacias/Documento/pdf/Anexo1_InveRecoBibl/Miall%20\(2](https://chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/https://recordcenter.sgc.gov.co/B23/662_19MemExPL_373_Las_Acacias/Documento/pdf/Anexo1_InveRecoBibl/Miall%20(2)

- Blackwell Scientific Publication, 260 p.
- Turner P. 1980. Continental Red Beds. Developments in Sedimentology. Elsevier, 562 p.
- Veeken P. C. H. and Moerkerken B. van. 2013. Depositional environment and lithofacies interpretation. In Seismic Stratigraphy and Depositional Facies Models (pp. 215–374). DOI: [10.1016/B978-0-12-411455-5.50004-8](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-411455-5.50004-8)
- Williams P.F. and Rust B.R. 1969. The sedimentology of a braided river. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 649-679. <https://doi.org/10.1306/74D71CF3-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Woo J. Shinn Y.J. Kwon Y.K. and Chough S.K. 2006. The Janson and Myeonsan formation (Early Cambrian) of the Taebaek Group, mid-east Korea. depositional processes and environments, *Geosciences Journal*, 10(1): 35-57. <https://doi.org/10.1007/BF02910331>
- Yagishita K. 1997. Paleocurrent and analyses of fluvial conglomerates of the Paleogene Noda Group, northeast Japan. *Sedimentary Geology*, 109: 53-71. [10.1016/S0037-0738\(96\)00058-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(96)00058-9)
- Yousefi B. Feiznia S. and Abbasi N. 2012. Sedimentary Facies, Architectural Elements and Trace Fossils of Kashkan Formation, Folded Zagros Zone in SW Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 22(3): 239-255. [chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/https://journals.ut.ac.ir/article_23587_7826c51f5c5dd6d8c0ad2d7db8481331.pdf](https://journals.ut.ac.ir/article_23587_7826c51f5c5dd6d8c0ad2d7db8481331.pdf)
- <https://doi.org/10.1111/sed.12438>Digital Object Identifier (DOI)
- Shanmugam G. 1996. High- density turbidity currents: Are they sandy debris flow? *Journal of Sedimentary Research*, 66: 2-10. DOI: [10.1306/D426828E-2B26-11D7-8648000102C1865D](https://doi.org/10.1306/D426828E-2B26-11D7-8648000102C1865D)
- Strand K. 2005. Sequence stratigraphy of the siliciclastic east Puolanka Group the Palaeoproterozoic Kainuu Belt, Finland. *Sedimentary Geology*, 176: 149–166. [10.1016/j.sedgeo.2004.12.014](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.12.014)
- Teisseyre A.K. 1975. Pebble fabric in braided stream deposits with examples from recent and frozen Carboniferous channels (Intrasudetic Basin, Central Sudetes). *Geology Sdctica X*, 1: 7-47.
- Therrien F. 2006. Depositional environments and fluvial system changes in the dinosaur-bearing Sanpetru Formation (Late Cretaceous, Romania): postorogenic sedimentation in an active extensional basin. *Sedimentary Geology*, 192: 183–205. [10.1016/j.sedgeo.2006.04.002](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.04.002)
- Tucker M.E. 2003. *Sedimentary Rocks in the Field*. 3rd ed., John Wiley & Sons, 234 p. [chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/https://www.geofisica.unam.mx/cecilia/CT-SeEs/Tucker_Sedimentary%20Rocks%20in%20the%20Field.pdf](https://www.geofisica.unam.mx/cecilia/CT-SeEs/Tucker_Sedimentary%20Rocks%20in%20the%20Field.pdf)
- Tucker M.E. 2001. *Sedimentary Petrology: Third Edition*, Blackwell, Oxford, 260 p.
- Tucker M.E. 1994. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*.