



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches

E-ISSN: 2423-8007

Vol. 41, Issue 1, No. 98, 2025, pp 21-58

Received: 14.09.2024

Accepted: 12.11.2024

Research Paper

Provenance and depositional environment of the Neogene alluvial deposits of the Birjand Plain (South Khorasan)

Maryam Mortazavi Mehrizi* 

Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran
mmortazavi@birjand.ac.ir

Aliyeh Ashrafi 

M.Sc of Sedimentology and sedimentary petrology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran
aliyeh.ashrafi.2512@gmail.com

Abstract

The study area includes the Neogene alluvial terrace units of Birjand city, which are composed of conglomerate, sandstone and mudstone deposits. Field and petrographic studies of eight alluvial profile sediments were carried out to investigate the provenance and sedimentary environment. Petrography of the conglomerate gravels shows the presence of all types of ultramafic and intermediate igneous clasts (intrusive and extrusive) along with sedimentary rock fragments in these samples. According to the modal analysis results, the sandstones are divided into two categories of sublitharenite and feldspathic litharenite and belong to the recycled orogen and mixed magmatic arc tectonic settings. These sediments were probably derived from the exposed and weathered sedimentary, igneous (intrusive and extrusive), ophiolitic and, to a lesser extent, metamorphic rocks. The interpretation of the depositional conditions of the Neogene alluvial terrace is based on the analysis of sedimentary facies and the vertical and lateral facies changes. The facies changes and the various architectural elements show that the above sediments were deposited by a shallow proximal gravel-bed braided river.

Keywords: Neogene Alluvial deposits, Petrography, Sedimentary environment, Tectonic setting, Birjand plain.

Introduction

The provenance study is an effective method for identifying the types of sedimentary parent rocks, reconstructing depositional conditions, and determining the palaeogeographical condition of the source area. The detrital sedimentary framework, particularly the sandstones, and their mineralogical composition are sensitive to the natural processes and tectonic environment of the source area. Therefore, the method of using the composition of detrital deposits to determine the tectonic nature of the source area is widely used in basin analysis (Yuan and Wang 2016; Hahnar et al. 2018; Chima et al. 2018; Baiyegunhi et al. 2020). Thus, petrographical analysis can be used to understand and reconstruct the depositional history of ancient sedimentary rocks. Identifying the vertical and lateral facies changes and architectural elements of alluvial deposits play an important role in the interpretation of ancient sedimentary succession and help to reconstruct the pattern of ancient channels (Benito et al. 2023). The objectives of this study are (1) to analyze the

petrographic data in order to identify the components that make up the detrital sediments, classify and infer the tectonic setting and provenance, and (2) to identify and analyze the sedimentary facies and present the depositional model.

Materials & Methods

The field study of eight Neogene alluvial terrace profiles is conducted in terms of textural characteristics and sedimentary structures (based on the field criteria of Stow 2005), and the lithofacies types are separated by textural characteristics and structural, geometric shape and boundary surfaces are separated according to the classification of Miall (2006, 2000). Gravel clasts of conglomerate facies and sandstone samples are considered for laboratory investigation. To study the petrography of the gravel clasts of the conglomerate, 200 clasts were sampled and their microscopic thin sections were prepared according to the method of Stow (2005). Modal composition and textural analysis of sandstone samples were also performed on ten prepared thin sections. The percent

*Corresponding author

Mortazavi Mehrizi M. and Ashrafi A. (2025). Provenance and depositional environment of the Neogene alluvial deposits of the Birjand Plain (South Khorasan). Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 41(1):21-58. <https://doi.org/10.22108/jssr.2024.142776.1296>

2423-8007 / © 2025 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.2024.142776.1296>

abundance of major sandstone constituents such as quartz, feldspar and rock fragments, as well as accessory minerals such as mica and heavy minerals, and cement, is determined by the Gazi-Dickinson method (Gazzi 1966; Dickinson 1970; Ingersoll et al. 1984; Zoffa 1985). Folk (1980) compositional classification were used to name sandstone samples. Existing standard comparator charts are used to check the roundness, sphericity and sorting of grains (Powers 1953; Tucker 2001) and the size of the grains is also measured on the Udden-Wentworth classification.

Discussion of Results & Conclusions

In this study, the provenance and sedimentary environment of the Birjand Neogene alluvial deposits were investigated based on petrographic and field data. Microscopic study of the gravel samples of conglomerate facies shows the presence of ultramafic, mafic and intermediate igneous rocks (intrusive and extrusive) along with sedimentary rock fragments. Petrographic studies and modal composition of sandstones show that the main detrital grains include quartz (mostly single-crystal quartz), feldspar (mostly plagioclase), and rock

fragments (mostly sedimentary and volcanic rock fragments). Based on petrographic data, igneous (intrusive and extrusive) and sedimentary rocks along with minor amounts of metamorphic rocks are the parent rocks of these sediments. Furthermore,, modal analysis of the sandstone composition shows that the tectonic setting of the Neogene sandstones is recycled orogen and mixed magmatic arc, and these sediments are the result of weathering and erosion of sedimentary, igneous rocks and to a lesser extent metamorphic rocks. The facies analysis of each profile based on grain size, textural characteristics and sedimentary structures shows that these facies are placed in three facies associations: conglomerate, sandstone and mudstone lithofacies. Several field evidence such as the abundance of coarse-grained gravel facies, the low thickness of fine-grained flood plain sediments, the large number of fining-upward cycles, the erosional base of each cycle, the vertical and lateral changes of the facies, the presence of sediment gravity flow deposits and the presence architectural elements are confirming the deposition of these sediments by the proximal shallow gravel-bed braided river.

مقاله پژوهشی

خاستگاه و محیط رسوبی نهشته‌های آبرفتی نئوژن دشت بیرجند (خراسان جنوبی)

مریم مرتضوی مهریزی^{ID*}، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

mmortazavi@birjand.ac.ir

عالیه اشرفی^{ID}، دانشجوی کارشناسی ارشد، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه

بیرجند، بیرجند، ایران

aliyeh.ashrafi.2512@gmail.com

چکیده

نهشته‌های آبرفتی نئوژن دشت بیرجند، به‌منظور بررسی جایگاه زمین‌ساختی، منشأ و شرایط رسوب‌گذاری، بررسی شده است. مطالعه حاضر براساس مشاهدات صحرایی ۸ نیمرخ آبرفتی در رخنمون‌های برش جاده و پتروگرافی قطعات کنگلومرایی و ماسه‌سنگ‌ها انجام شده است. پتروگرافی قطعات کنگلومرایی وجود قطعات آذرین نفوذی و خروجی از جمله سنگ‌های الترامافیک، مافیک و حد واسط و نیز سنگ‌های رسوبی نظیر قطعات ماسه‌سنگی و آهک ماسه‌ای را در این نمونه‌ها نشان می‌دهد. براساس آنالیز کمی کانی‌های تخریبی، ماسه‌سنگ‌ها فلدسپاتیک لیتارنایت تا ساب لیتارنایت بوده و اجزای تشکیل‌دهنده آنها احتمالاً از سنگ‌های آذرین حد واسط تا مافیک، سنگ‌های رسوبی و به مقدار کمتر سنگ‌های دگرگونی حاصل شده‌اند. ترسیم نتایج دانه‌شماری بر نمودارهای مثلثی تفکیک‌کننده منشأ و جایگاه زمین‌ساختی، اشتقاق این رسوبات از موقعیت‌های کوهزایی با چرخه مجدد و کمان‌های ماگمایی مخلوط را منعکس می‌کند. با توجه به زمین‌شناسی منطقه و داده‌های حاصل از آنالیز جریان دیرینه، به نظر می‌رسد که بتوان واحدهای افیولیتی کرتاسه، واحدهای فلیشی کرتاسه پسین تا ائوسن، سنگ‌های رسوبی آواری-کربناته پالئوژن و سنگ‌های ولکانیکی ائوسن-میوسن در شمال محدوده مدنظر را به‌عنوان منشأ رسوبات فوق در نظر گرفت. تفکیک رخساره‌های هر توالی براساس ویژگی‌های بافتی و ساختمان‌های رسوبی نشان می‌دهد که این رخساره‌ها در سه مجموعه رخساره‌ای کنگلومرایی، ماسه‌سنگی و گل‌سنگی جای می‌گیرند. براساس تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ای، محیط رسوب‌گذاری این نهشته‌ها احتمالاً سیستم رودخانه‌ای بریده‌بریده کم‌عمق با بستر گراولی در نواحی نزدیک به منشأ بوده است.

واژه‌های کلیدی: نهشته‌های آبرفتی نئوژن، پتروگرافی، محیط رسوبی، جایگاه زمین‌ساختی، دشت بیرجند.

* نویسنده مسئول

مرتضوی مهریزی، مریم. و اشرفی، عالیه. (۱۴۰۴). خاستگاه و محیط رسوبی نهشته‌های آبرفتی نئوژن دشت بیرجند (خراسان جنوبی). پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۴۱(۱): ۵۸-۲۱. <https://doi.org/10.22108/jssr.2024.142776.1296>

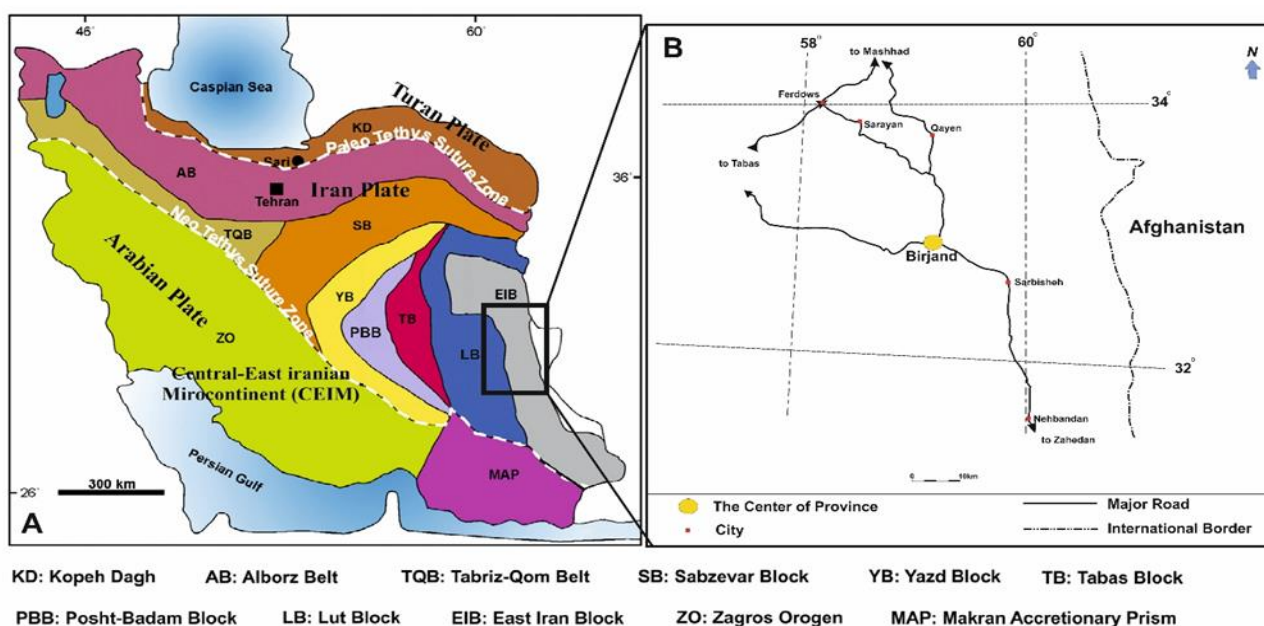


مقدمه

منشأیابی، روشی مؤثر در تشخیص انواع سنگ مادر رسوبی، بازیابی شرایط رسوب‌گذاری و تعیین موقعیت جغرافیایی ناحیه منشأ است. علاوه بر این، این روش برای نشان دادن جهت منشأ و عوامل کنترل‌کننده یک سیستم رسوبی کاربرد دارد. بررسی اختصاصات سنگ‌شناسی رسوبی نهشته‌های تخریبی در تعیین نوع سنگ مادر و منشأ، از اهمیت بالایی برخوردار است. چارچوب رسوب آواری به‌ویژه نهشته‌های ماسه‌ای، بسته به ترکیب کانی‌شناسی آن، نسبت به فرآیندهای طبیعی و محیط تکنیکی ناحیه منشأ حساس است. بنابراین، روشی که از ترکیب نهشته آواری برای تعیین ماهیت زمین‌ساختی ناحیه منشأ استفاده می‌کند، به‌طور گسترده در آنالیز حوضه و در مباحث مربوط به نوع و تکامل حوضه کاربرد دارد (Yuan and Wang 2016; Huhnar et al. 2018; Chima et al. 2018; Baiyegunhi et al. 2020). در گذشته مطالعات مرجع متعددی در این زمینه انجام شده است که هم‌اکنون نیز نتایج آنها به کار می‌رود (Dickinson 1976; Ingersoll and Suczek 1979; Dickinson and Suczek 1979; Dickinson et al. 1983; Dickinson 1985; Dickinson 1988; Basu 2003). با وجود اینکه ترکیب اولیه ماسه‌سنگ‌ها از طریق فرآیندهایی نظیر هوازدهی، حمل و نقل و دیازنز تحت تأثیر قرار می‌گیرد، پتروگرافی آنها، بیشتر اختصاصات ناحیه منشأ رسوبات را منعکس می‌کند (Dickinson 1985). Ingersoll and Suczek (1979) اعتقاد دارند که عوامل دیگری نظیر ویژگی‌های ناحیه منشأ، کوهزائی، چند چرخه‌ای بودن، مسیرهای ذخیره‌شدن یا شست‌وشوی نیز به تشکیل رسوبات تخریبی کمک می‌کنند. آنالیز منشأ معمولاً برای تعیین سنگ مادر اجزای تشکیل‌دهنده رسوب و همچنین شرایط جغرافیای دیرینه‌ای انجام می‌شود که تحت تأثیر آن شکل گرفته‌اند (Chima et al. 2018). Weltje and Von Eynatten (2004) بر این نکته تأکید دارند که منشأ شامل همه عواملی است که تولید رسوبات آواری را تسهیل می‌کند. همان‌طور که Dickinson (1985) بیان می‌کند، جایگاه زمین‌ساختی حوضه رسوبی، عامل اصلی کنترل‌کننده ترکیب سنگ‌های رسوبی

است. با توجه به این واقعیت که محیط‌های تکتونیکی مختلف، ترکیب کانی‌شناسی خاصی دارند، هریک تحت تأثیر فرآیندهای رسوبی ویژه‌ای قرار می‌گیرند. مطالعات منشأ، تعیین اختصاصات رسوبی را امکان‌پذیر می‌کند که از طریق اندازه‌گیری داده‌های بافتی و ترکیبی حاصل و از طریق اطلاعات تحقیقات دیگر تکمیل می‌شوند (Pettijohn et al. 2018; Chima et al. 2018; Baiyegunhi et al. 2017). به این ترتیب با کمک تجزیه و تحلیل پتروگرافی، درک و بازسازی تاریخچه رسوبی سنگ‌های رسوبی دیرینه امکان‌پذیر می‌شود. منطقه مطالعه‌شده که از نظر ساختاری جزء زون زمین درز سیستان^۱ (SSZ) محسوب می‌شود، شامل نهشته‌های پادگانه‌ای آبرفتی به سن نئوژن، در استان خراسان جنوبی و در شهر بیرجند است که بین طول‌های جغرافیایی «۵۹° ۱۶' ۳۰» تا «۵۹° ۱۱' ۰۰» شرقی و عرض‌های جغرافیایی «۵۳° ۵۵' ۰۰» تا «۳۲° ۲۸' ۵۲» شمالی قرار دارد (شکل ۱B). رودخانه‌ها به‌عنوان مهم‌ترین عامل تغییر شکل سطح زمین، بیش از هر عامل دیگری در شکل‌بخشیدن به محیط زندگی بشر مؤثر بوده‌اند. پارامترهای زمین‌ریخت‌شناسی و رسوب‌شناسی سیستم‌های رودخانه‌ای، با عوامل متعددی چون شرایط اقلیمی، فیزیوگرافی حوضه آبریز، زمین‌شناسی و فعالیت‌های تکتونیکی منطقه مدنظر، تحت تأثیر قرار گرفته‌اند و این عوامل نقش اساسی در تغییرات سرعت، نوع و عمق جریان رودخانه، میزان حمل و نقل رسوب و درنهایت تشکیل رخساره‌های رسوبی مختلف داشته‌اند (Papangelakis et al. 2022). رخساره‌های رسوبی که در شرایط مختلف بر جای گذاشته می‌شوند، ناشی از تغییرات رژیم جریان یا در مقیاس بزرگ‌تر، تغییر در محیط رسوبی‌اند (Rai and Yoshida 2021). تشخیص عناصر ساختاری رودخانه‌ای در نهشته‌های رسوبی این سیستم، نقش مهمی در تفسیر توالی‌های رسوبی دیرینه دارد و به بازسازی الگوی کانال‌های دیرینه کمک می‌کند (Benito et al. 2023).

¹ Sistan Suture Zone: SSZ



شکل ۱- (A) نقشه واحدهای رسوبی - ساختمانی ایران که موقعیت زون زمین‌درز سیستان با مربع مشکی روی آن مشخص شده است (برگرفته با تغییراتی از (Motiei 1994) و (B) موقعیت جغرافیایی محدوده مطالعه‌شده (برگرفته از (Bakhtiari 2019))

Fig 1- (A) Map of the sedimentary-structural units of Iran, with the location of the Sistan Suture Zone that marked with a black square on it (taken with changes from Motiei (1994)), (B) the geographical location of the studied area (taken from Bakhtiari (2019)).

اهداف این مطالعه عبارت‌اند از: (۱) تجزیه و تحلیل داده‌های پتروگرافی نهشته‌های ماسه‌سنگی در نیمرخ‌های آبرفتی مطالعه‌شده، به منظور شناسایی اجزای تشکیل‌دهنده رسوبات تخریبی، طبقه‌بندی و استنتاج منشأ تکتونیکی و (۲) شناسایی و آنالیز رخساره‌های رسوبی و ارائه مدل رسوب‌گذاری نهشته‌های آبرفتی فوق.

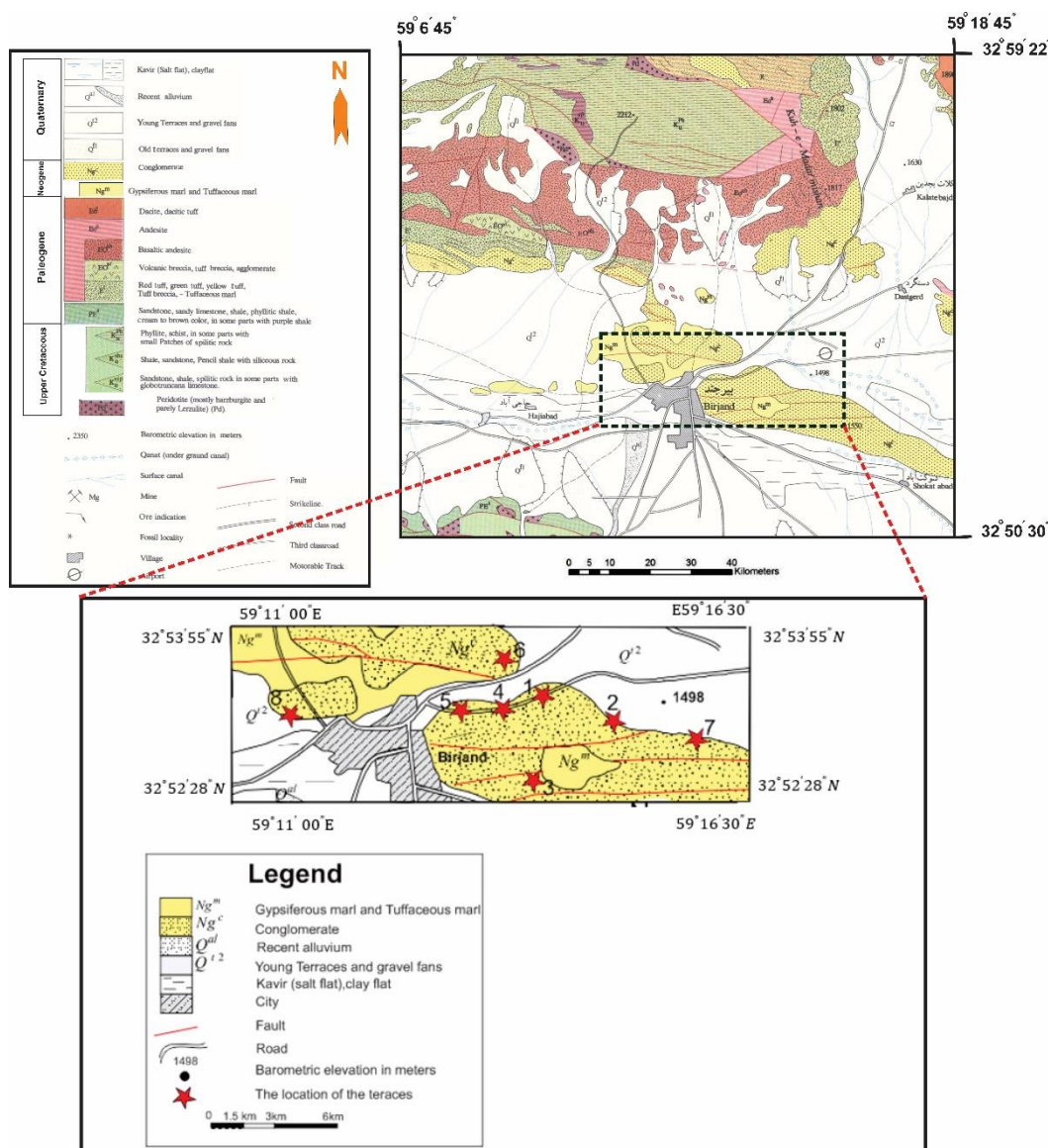
زمین‌شناسی عمومی و نیمرخ‌های رسوبی مطالعه‌شده

ایران منطقه همگرایی تکتونیکی است که بین دو پلت اوراسیا در شمال و عربی در جنوب واقع شده است. این همگرایی با شکل‌گیری و بالآمدگی رشته‌کوه‌های البرز، زاگرس و زون مکران همراه است. از سوی دیگر، ایران دارای تکامل تکتونیکی پیچیده است که با تاریخچه تیس مرتبط است (Berberian and King 1981). بسته شدن چندین حوضه اقیانوسی نئوتیس پشت کمانی در اواخر کرتاسه و اوایل تشریری، با تشکیل زمین درزهایی چون زون زمین درز سیستان (SSZ)، نائین بافت و سبزوار همراه است (Meyer and Le Dortz 2007). زون زمین درز سیستان، شرقی‌ترین شکل تکتونیکی فعال ایران است که در مجاورت مرزهای شرقی ایران با کشورهای افغانستان و پاکستان قرار دارد و نقش مهمی را در تجمع برشی بین بلوک‌های ایران مرکزی و هلمند ایفا می‌کند (Walker and Jackson 2004) (شکل ۱A). زون زمین‌درز سیستان، که از اوایل کرتاسه با یک منشور برافزاینده و تغییر شکل یافته تعریف شده است، تاریخچه نسبتاً پیچیده‌ای دارد که شامل جدایش، فروانش، استقرار توده‌های افیولیتی، برخورد قاره‌ای و بالآمدگی و همچنین حداقل سه مرحله تغییر شکل سنوزوئیک است که به وضعیت فعلی آن منجر شده است (Camp and Griffis 1982; Sengor et al. 1988). ناحیه بررسی‌شده شامل واحدهای پادگانه‌ای آبرفتی نئوژن در شهر بیرجند است که به صورت نهشته‌های کنگلومرایی، ماسه‌سنگی و گل‌سنگی با روند شمال غربی-جنوب شرقی رخنمون دارد. در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بیرجند (Eftekharejad 1986) این واحد با نام Ng^c مشخص شده است که به صورت دگرشیب، واحدهای سنگی

ایران منطقه همگرایی تکتونیکی است که بین دو پلت اوراسیا در شمال و عربی در جنوب واقع شده است. این همگرایی با شکل‌گیری و بالآمدگی رشته‌کوه‌های البرز، زاگرس و زون مکران همراه است. از سوی دیگر، ایران دارای تکامل تکتونیکی پیچیده است که با تاریخچه تیس مرتبط است (Berberian and King 1981). بسته شدن چندین حوضه اقیانوسی نئوتیس پشت کمانی در اواخر کرتاسه و اوایل تشریری، با تشکیل زمین درزهایی چون زون زمین درز سیستان (SSZ)، نائین بافت و سبزوار همراه است (Meyer

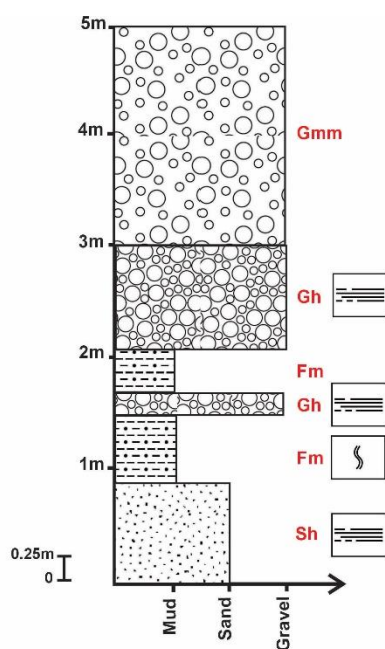
جوان‌ترین تشکیلات موجود در منطقه‌اند. ۸ نیمرخ رسوبی از نهشته‌های آبرفتی نئوژن، در مناطقی انتخاب شده است که برش‌های جاده‌ای، دسترسی به رخساره‌های سنگی این واحد را مقدور کرده است (شکل ۲). ضخامت نیمرخ‌های فوق از ۱/۶۷ متر تا ۴/۹۸ متر (به‌طور متوسط ۳/۶۲ متر) در تغییر و ارتفاع متوسط آنها از سطح دریا ۱۵۰۰ متر است (شکل ۳).

قدیمی‌تر را می‌پوشانند. واحدهای سنگی قدیمی‌تر اطراف محدوده مطالعه‌شده شامل واحدهای افیولیتی و رسوبات فلیشی با سن کرتاسهٔ پسین تا ائوسن، سنگ‌های رسوبی آواری و کربناته پالئوژن و سنگ‌های ولکانیکی و رسوبی جوان‌تر است. نهشته‌های کواترنر شامل پادگانه و مخروط افکنه‌های آبرفتی قدیمی، پادگانه‌های آبرفتی جدید، پهنه‌های نمکی، رسی و تپه‌های ماسه‌ای و نیز آبرفت‌های عهد حاضر

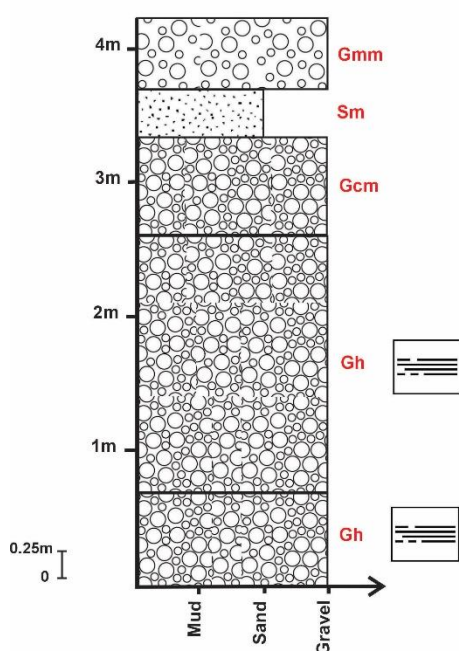


شکل ۲- موقعیت ۸ نیمرخ رسوبی انتخاب‌شده از نهشته‌های آبرفتی نئوژن دشت بیرجند و واحدهای سنگی اطراف محدوده مطالعه‌شده (برشی از نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بیرجند (Eftekharanejad 1986) همراه با تغییرات

Fig 2- The position of 8 selected sedimentary profiles from the Neogene alluvial deposits of the Birjand Plain and rock units around the study area (a section of the 1:100,000 geological map of Birjand (Eftekharanejad 1986) with changes



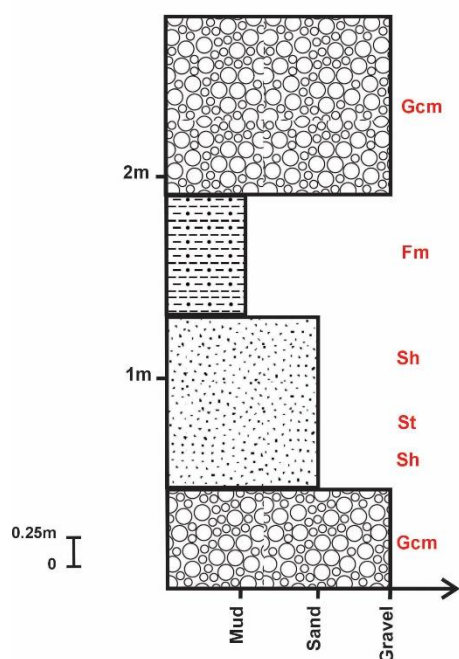
Terrace 1



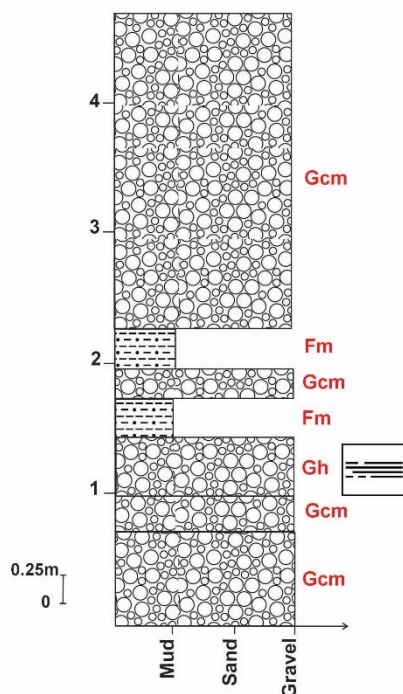
Terrace 2

شکل ۳- تصاویر صحرایی ۸ نیمرخ رسوبی نهشته‌های آبرفتی نئوژن دشت بیرجند

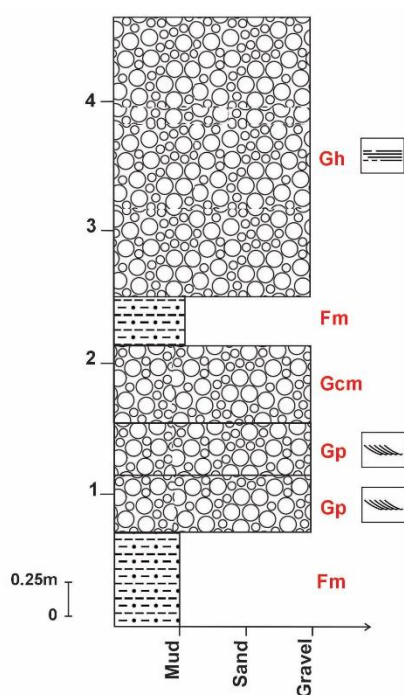
Fig 3- Field photographs of Neogene alluvial terrace sedimentary profiles of Birjand plain



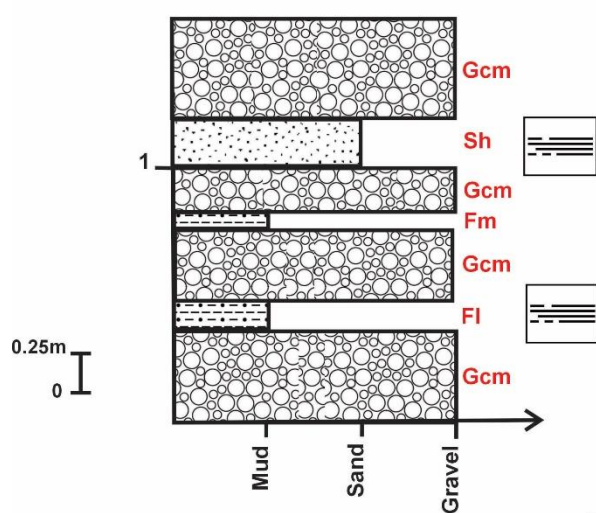
Terrace 3



Terrace 4



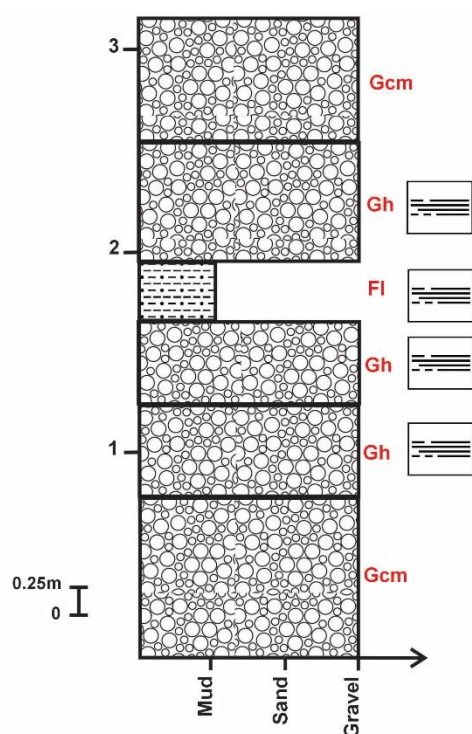
Terrace 5



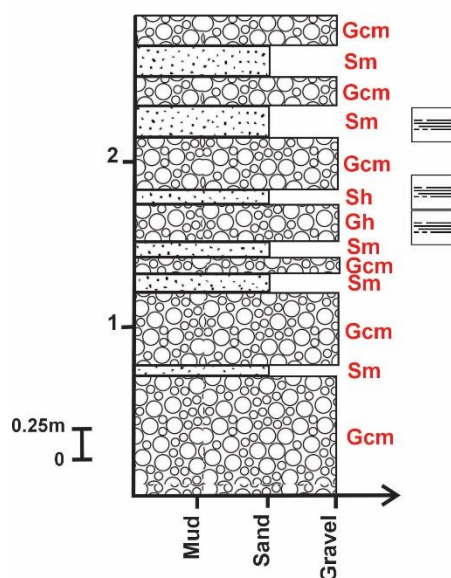
Terrace 6

ادامه شکل ۳

Continuation of Figure 3



Terrace 7



Terrace 8

ادامه شکل ۳

Continuation of Figure 3

روش کار و شیوه انجام مطالعه

مطالعه صحرایی ۸ نیمرخ رسوبی انتخاب شده از واحدهای آبرفتی نوژن (شکل ۳)، از لحاظ اختصاصات بافتی و ساختمان‌های رسوبی، بر مبنای معیارهای صحرایی Stow (2005) انجام و انواع رخساره‌های سنگی نهشته‌های فوق براساس ویژگی‌های بافتی و ساختی، تغییرات شکل هندسی و سطوح محصورکننده طبق رده‌بندی Miall (2000, 2006) از هم تفکیک شده‌اند. قطعات گراولی رخساره‌های کنگلومرایی و نمونه‌های ماسه‌سنگی به منظور بررسی آزمایشگاهی در نظر گرفته شده‌اند. برای مطالعه پتروگرافی ترکیب قطعات گراولی، از رخساره‌های سنگی کنگلومرایی تعداد ۲۰۰ قطعه بر طبق روش Stow (2005) نمونه‌برداری و برای تهیه مقطع میکروسکوپی آماده شده است.

ترکیب مودال و تحلیل بافتی نمونه‌های ماسه‌سنگی نیز بر ۱۰ مقطع نازک تهیه شده انجام شده است. درصد فراوانی

اجزای اصلی تشکیل‌دهنده چارچوب ماسه‌سنگ‌ها نظیر کوارتز، فلدسپات و خرده‌سنگ و کانی‌های فرعی مثل میکاها، کانی‌های سنگین کدر و شفاف و نیز سیمان، با استفاده از روش Gazi-Dickinson (Gazi 1966; Dickinson 1970;) (Ingersoll et al. 1984; Zuffa 1985) انجام شده است. طبقه‌بندی اجزای تخریبی تشکیل‌دهنده ماسه‌سنگ‌های مطالعه شده در جدول ۱ و درصد فراوانی آنها در جدول ۲ ارائه شده است. برای نام‌گذاری نمونه‌های ماسه‌سنگی از طبقه‌بندی ترکیبی Folk (1980) استفاده شده است. با توجه به اینکه چارت‌های مقایسه‌ای، روشی ساده و سریع برای تعیین ویژگی‌های بافتی‌اند، برای بررسی گردشگری، کرویت دانه‌ها و جورشدگی از چارت‌های موجود (Powers 1953; Tucker 2001) استفاده و اندازه دانه‌های تشکیل‌دهنده نمونه‌های ماسه‌سنگی نیز اندازه‌گیری و انواع نمونه‌ها براساس طبقه‌بندی Udden-Wentworth رده‌بندی شده‌اند.

جدول ۱- پارامترهای چارچوب مودهای تخریبی (Dickinson 1985)

Table 1- Detrital modes of framework parameters (Dickinson 1985)

A	Quartzose Grains	$(Q_t = Q_m + Q_p)$ Q_t = Total quartz grain Q_m = Monocrystalline quartz grain Q_p = polycrystalline quartz grain
B	Feldspar Grains	$F = (P + K)$ F = Total feldspar grain P = Plagioclase feldspar grain K = Potassium feldspar grain
C	Unstable Lithic Fragments	$L = L_v + L_s$, Lithics L_v = Volcanic / meta-volcanic lithic fragment L_s = Sedimentary / metasedimentary lithic fragment
D	Total Lithic Fragments	$L_t = (L + Q_p)$, Total lithics L_c = Extra basinal detrital lime- clasts (not included in L or L_t)

قطعات و ماتریکس، در دو نوع ماتریکس پشتیبان و دانه پشتیبان قرار می‌گیرند. اندازه قطعات گراولی در رخساره‌های فوق، از ۲ میلی‌متر تا حدود ۳۰ سانتی‌متر متغیر است که بر پایه طبقه‌بندی Udden-Wentworth در رده گرانول و بولدر ریز قرار می‌گیرند. قطعات گراولی عموماً نیمه‌زاویه‌دار تا

بحث و تحلیل یافته‌های پژوهش

پتروگرافی نهشته‌های آبرفتی مطالعه شده

بافت سنگ‌های آواری مطالعه شده

رخساره‌های کنگلومرایی در ناحیه مطالعه شده، بیشتر از نوع پلی میکتیک و برون سازندی‌اند و از نظر نسبت فراوانی

(۴C)، بازالت شیشه‌ای (شکل ۴D)، بازالت (شکل ۴E) و آندزیت بازالتی (شکل ۴F) که با داشتن کانی‌های شاخصی مثل پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند تشخیص‌دانی‌اند. قطعات آذرین حد واسط نیز بیشتر آندزیتی (شکل ۵A)، تراکی آندزیتی (شکل ۵B) و دیوریت (شکل ۵C) پورفیری‌اند که با حضور کانی‌هایی چون پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم‌دار و هورنبلند مشاهده می‌شوند. قطعات رسوبی نیز شامل خرده‌های ماسه‌سنگی (شکل‌های ۵D و ۵E) و آهک ماسه‌ای (شکل ۵F) هستند که با حضور اجزایی چون کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، میکاها و کانی‌های سنگین شناسایی‌شدنی‌اند.

پتروگرافی ماسه‌سنگ‌ها

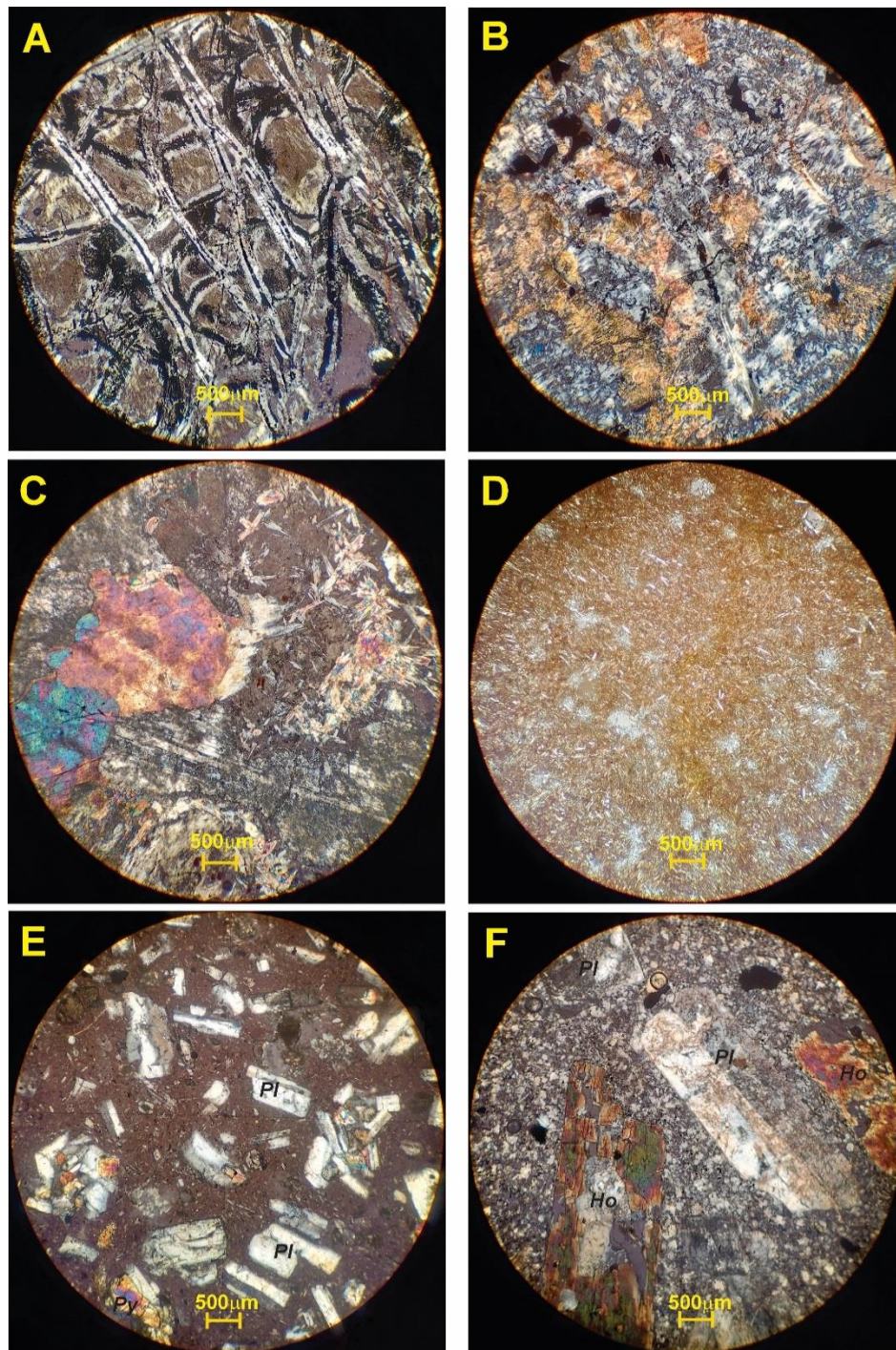
ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده از دانه‌های چارچوب‌ساز، کانی‌های فرعی، سیمان و حفرات خالی تشکیل شده‌اند. دانه‌های چارچوب‌ساز شامل کوارتز، فلدسپات و خرده‌های سنگی‌اند، در حالی که کانی‌های فرعی شامل میکاها (مسکویت و بیوتیت)، کانی‌های سنگین شفاف و کدرند. سیمان بین دانه‌ها شامل سیمان کربناته (کلسیتی) اولیه است. همان‌طور که پیش از این ذکر شد، دسته‌بندی اجزای تخریبی ماسه‌سنگ‌ها در جدول ۱ و فراوانی آنها در جدول ۲ ارائه شده است.

کوارتز: فراوان‌ترین کانی اصلی سازنده چارچوب ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده، کوارتز تک‌بلوری و چندبلوری است. مقدار کوارتز کل (Q_t) در نمونه‌های این مطالعه، بین ۳۸/۱۸ تا ۸۸/۲۳ درصد در تغییر است (جدول ۲). میانگین درصد فراوانی کوارتزهای تک‌بلور و چند بلور در نمونه‌های مطالعه‌شده، به ترتیب ۵۸/۸۲ و ۱۰/۲۰ درصد است (جدول ۲).

نیمه‌گردشده و شکل قطعات از کروی، دیسکی تا تیغه‌ای شکل در تغییر است. جورشدگی قطعات در رخساره‌های سنگی کنگلومرایی ضعیف است. اندازه ذرات تشکیل‌دهنده ماسه‌سنگ‌های بررسی‌شده از خیلی ریز (۰/۰۸ میلی‌متر) تا خیلی درشت‌دانه (۱/۹۱ میلی‌متر) (به‌طور متوسط ۰/۴ میلی‌متر) در تغییرند و از جورشدگی متوسط تا خوبی برخوردارند. شکل دانه‌ها بیشتر نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده است و بیشتر ذرات، کروییت پایینی دارند. با توجه به اینکه بیشتر نمونه‌های ماسه‌سنگی به‌طور ضعیف سیمانی شده‌اند، نمونه‌های فوق سست و فضای خالی بین ذرات زیاد است. در بسیاری از نمونه‌ها، آرایش ذرات غیر متراکم است و تماس‌های بین دانه‌ای بیشتر از نوع نقطه‌ای و خطی است. با توجه به شکل و جورشدگی دانه‌ها و نیز فقدان رس ماتریکسی در فضای بین آنها، این رسوبات از نظر بلوغ بافتی در مرحله ساب‌مچور تا مچورند.

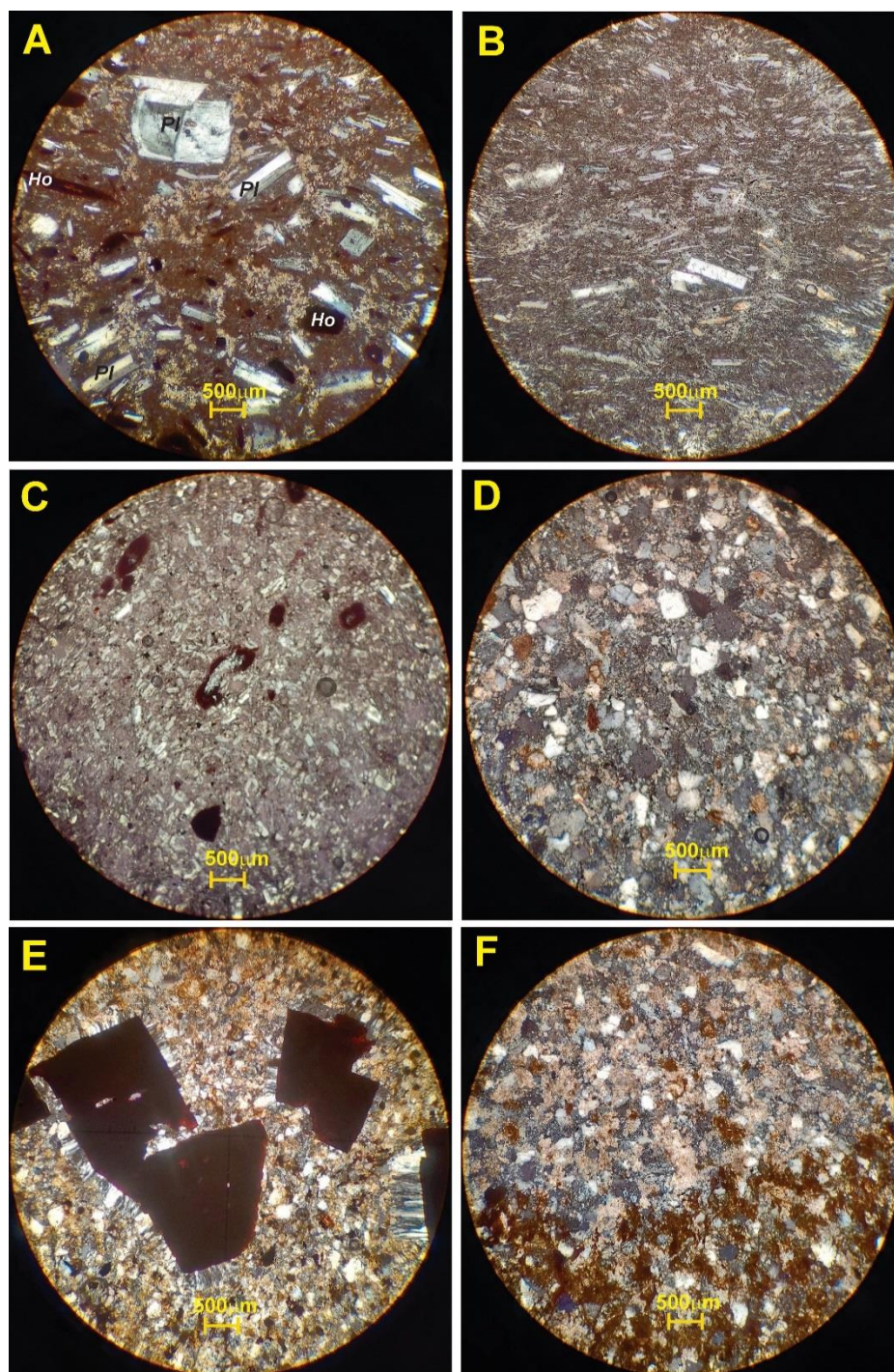
ترکیب قطعات گراولی در رخساره‌های کنگلومرایی

با توجه به اینکه نمونه‌های کنگلومرایی ناحیه مطالعه‌شده، پلی میکتیک‌اند، قطعات سازنده آنها از نظر سنگ‌شناسی بسیار متنوع‌اند. قطعات آذرین (الترامافیک، مافیک و حد واسط) و رسوبی از جمله قطعات فراوان در رخساره‌های کنگلومرایی فوق‌اند. از بین ۲۰۰ قطعه برداشت‌شده از واحدهای کنگلومرایی منطقه، حدود ۲۰ درصد آنها قطعات آذرین الترامافیک، ۲۵ درصد آذرین مافیک، ۴۰ درصد آذرین حد واسط و ۱۵ درصد قطعات رسوبی‌اند. اگرچه قطعات آذرین الترامافیک بیشتر سرپانتینی شده‌اند، با حضور کانی‌های شاخصی چون الیوین و پیروکسن شناسایی‌شدنی‌اند (شکل ۴A و B). قطعات آذرین مافیک شامل قطعات گابرو (شکل



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی (نور XPL) از انواع قطعات گراولی آذرین الترامافیک و مافیک شناسایی شده (A) و (B) قطعات آذرین الترامافیک سرپانتینی شده؛ (B) قطعه آذرین مافیک گابرویی؛ (C) قطعه مافیک بازالت شیشه‌ای؛ (D) بازالت همراه با کانی‌های پلاژیوکلاز (Pl) و پیروکسن (Py) و (D) آندزیت بازالتی با بلورهای پورفیری پلاژیوکلاز (Pl) و آمفیبول هورنبلند (Ho).

Fig 4- Microscopic images (XPL light) of the identified types of ultramafic and mafic igneous gravels, (A) and (B) serpentized ultramafic igneous fragments, (B) gabbroic mafic igneous fragment, (C) glassy basalt mafic fragment, (D) basalt with plagioclase (Pl) and pyroxene (Py) minerals and (D) basaltic andesite with plagioclase (Pl) and hornblende amphibole (Ho) porphyry crystals.



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی (نور XPL) از قطعات آذرین حدواسط و رسوبی در نهشته‌های مطالعه‌شده (A) آندزیت با بافت پورفیری و کانی‌های پلاژیوکلاز (Pl) و هورنبلند (Ho)؛ (B) قطعه‌ای از جنس تراکی آندزیت؛ (C) دیوریت؛ (D) قطعه رسوبی ماسه‌سنگی؛ (E) قطعه ماسه‌سنگی با بلورهای درشت پیریت و (F) قطعه‌ای از آهک ماسه‌ای.

Fig 5- Microscopic images (XPL light) of intermediate igneous and sedimentary fragments in the studied deposits, (A) andesite with porphyry texture and plagioclase (Pl) and hornblende (Ho) minerals, (B) fragment of theararchy andesite, (C) diorite, (D) sandstone sedimentary gravel, (E) sandstone gravel with coarse pyrite crystals and (F) fragment of sandy limestone.

جدول ۲- ترکیب مودال ماسه‌سنگ‌های ناحیه مطالعه‌شده اعداد برحسب درصد بیان شده است.

Table 2- Modal composition of the sandstones of the study area. Numbers are expressed as percentages.

Sample N.	Q _m	Q _p	Q _t	K	P	F	L _s	L _v	L = L _v + L _s	L _t = Q _p + L
S ₁	78.43	9.80	88.23	0.39	1.96	2.35	5.88	0	5.88	15.68
S ₂	73.77	9.84	83.61	3.28	3.28	6.56	9.84	0	9.84	19.68
S ₃	73.68	7.02	80.70	1.75	1.75	3.50	14.04	1.75	15.79	22.81
S ₄	63.83	10.64	74.47	6.38	8.51	14.89	6.38	4.26	10.64	21.28
S ₅	58.14	6.98	65.12	4.65	13.95	18.60	11.63	4.65	16.28	23.26
S ₆	62.75	9.80	72.55	3.92	9.80	13.72	8.84	4.88	13.72	23.52
S ₇	60.87	6.52	67.39	6.52	8.70	15.22	11.87	5.52	17.39	23.91
S ₈	48.65	16.22	64.87	2.70	16.22	18.92	9.81	6.41	16.22	32.44
S ₉	40.82	14.29	55.11	6.12	10.20	16.32	18.33	10.24	28.57	42.86
S ₁₀	27.27	10.91	38.18	9.09	18.18	27.27	16.91	17.64	34.55	45.46

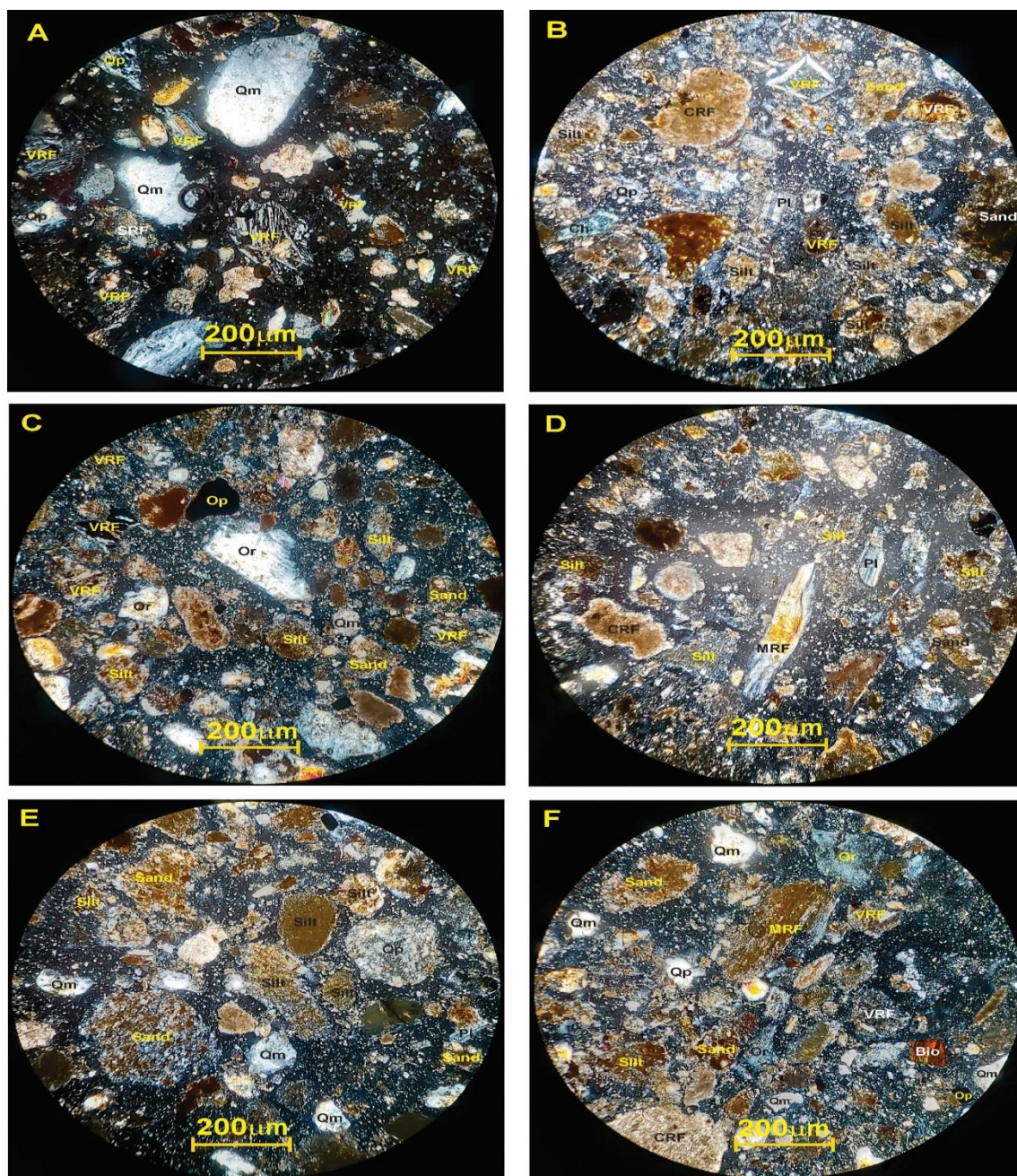
خرده‌سنگ‌های رسوبی (شکل‌های ۶B، E و F؛ شکل ۷A تا F)، آذرین (خروجی و نفوذی) (شکل ۶A، B و F) و دگرگونی (شکل ۶D) هستند که به‌طور متوسط درصد فراوانی آنها در نمونه‌های فوق، به ترتیب ۵/۱، ۲/۲ و ۱/۱ درصد است. فراوانی خرده‌سنگ‌های دگرگونی و آذرین نفوذی نسبت به خرده‌سنگ‌های رسوبی و ولکانیکی کمتر است. قطعات دگرگونی شامل خرده‌های شیستی و قطعات آذرین شامل خرده‌های مافیک و الترامافیک نفوذی و مافیک و حد واسط خروجی است. خرده‌سنگ‌های رسوبی شامل خرده‌های ماسه‌سنگی (شکل ۶E)، سیلتستونی (شکل ۷A)، کربناته (شکل ۷C و F) و چرتی (شکل ۶B و VF) است.

میکاه و کانی‌های فرعی: ذرات میکا به‌صورت قطعات کوچک یا ورقه‌های کشیده با فراوانی ۲ تا ۷ درصد مشاهده‌شدنی‌اند. مسکویت (شکل ۷B و C) و بیوتیت (شکل ۷D) دو کانی میکایی اصلی در نمونه‌هاست که از نظر شیمیایی مسکویت پایدارتر و فراوان‌تر از بیوتیت است، اما اندازه دانه‌های بیوتیت درشت‌تر از دانه‌های مسکویت است. زیرکان (شکل ۷E) و مگنتیت (شکل ۷F) نیز دو کانی سنگین در نمونه‌های مطالعه‌شده‌اند که فراوانی آنها به ترتیب بین ۵ تا ۱۲ درصد و >۱ تا ۱ درصد متغیر است.

علاوه بر خاموشی مستقیم، برخی دانه‌های کوارتز تک‌بلور، خاموشی موجی نشان می‌دهند و معمولاً نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه گرد شده‌اند. بیشتر این نمونه‌ها کوارتز پلوتونیک‌اند (شکل ۶A). کوارتزهای دگرگونی تبلور مجدد و شیستوز از منشأ دگرگونی به‌صورت کوارتزهای چندبلور با خاموشی مرکب و موجی قوی و با اشکال نیمه هم‌بعد، هم‌بعد و کشیده در نمونه‌های ماسه‌سنگی مشاهده‌شده‌اند (شکل ۶A و B).

فلدسپات: آلکالی فلدسپار (ارتوکلاز) (شکل‌های ۶C و ۷A و D) و پلاژیوکلاز (آلبیت) (شکل ۶D) از جمله فلدسپات‌های موجود در نمونه‌های ماسه‌سنگی نئوژن است که پلاژیوکلاز فلدسپات، غالب در اکثر نمونه‌هاست (جدول ۲). در نمونه‌های فوق، فراوانی ارتوکلاز از ۰/۳۹ تا ۹/۰۹ درصد و فراوانی پلاژیوکلاز از ۱/۷۵ تا ۱۸/۱۸ درصد در تغییر است. دانه‌های فلدسپات نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه گرد شده بوده و معمولاً متوسط تا درشت‌دانه‌اند. برخی دانه‌های فلدسپات به‌طور جزئی سرسیتی شده‌اند. ارتوکلاز با سطح ابری و پلاژیوکلاز آلبیت با ماکل پلی سنتتیک قابل تشخیص هستند.

خرده‌سنگ‌ها: قطعات سنگی بعد از کوارتز، فراوان‌ترین دانه در ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده‌اند. این قطعات شامل



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی (نور XPL) از اجزای تشکیل دهنده نمونه‌های ماسه‌سنگی مطالعه‌شده

اختصارات معرف: Q_m کوارتز تک‌بلور، Q_p کوارتز چندبلور، O_r ارتوکلاز، P_l پلاژیوکلاز، MRF خردسنگ دگرگونی، VRF خردسنگ ولکانیکی، $Sand$ خردسنگ ماسه‌سنگی، $Silt$ خردسنگ سیلتستونی، Ch خردسنگ چرتی، CRF خردسنگ کربناته، Z_r کانی سنگین زیرکان، O_p کانی سنگین مگنتیت، Mu مسکویت، Bio بیوتیت. سیمان کلسیتی به صورت پراکنده بین ذرات تشکیل شده است. فراوانی بالای فضای خالی بین ذرات به دلیل سست بودن آنهاست.

Fig 6- Microscopic images (XPL light) of the studied sandstone samples constituents, representative abbreviations: Q_m monocrystalline quartz, Q_p polycrystalline quartz, O_r orthoclase, P_l plagioclase, MRF metamorphic rock fragment, VRF Volcanic rock fragments, $Sand$ sandstone rock fragments, $Silt$ siltstone rock fragments, Ch chert rock fragments, CRF carbonate rock fragments, Z_r zircon heavy mineral, O_p magnetite dark heavy mineral, Mu muscovite, Bio biotite. calcite cement is dispersed between particles. The high abundance of pore spaces between particles is due to their looseness.

Dickinson 1985; Hauhnar et al. 2018; Chima et al. 2018; Dickinson 2020). Baiyegunhi et al. 2020). محققین مختلف نظیر Dickinson et al. (1979), Dickinson and Suczek (1979), Dickinson (1983), Dickinson (1985), Weltje و (1988) and Von Eynatten (2004) دانه‌های تخریبی چارچوب، ماسه‌سنگ را به موقعیت‌های منشأ مختلف (یعنی کریتون پایدار، بالاآمدگی‌های پی‌سنگ، کمان‌های ماگماتیکی و کوهزایی‌های با چرخه مجدد) مرتبط کرده‌اند.

به‌منظور تفسیر و تفکیک انواع مختلف جایگاه‌های زمین‌ساختی و موقعیت‌های منشأ، ماسه‌سنگ‌های موجود در نیمرخ‌های آبرفتی نئوژن شهر بیرجند بر دیاگرام‌های مثلثی مختلف QFL (Dickinson et al. 1983; Dickinson 1979; Dickinson 1988; Dickinson 1985) ترسیم شده‌اند (شکل‌های ۹ و ۱۰). در نمودارهای مثلثی Q_L -F-L (شکل ۹)، ماسه‌سنگ‌های نیمرخ‌های آبرفتی مطالعه‌شده در محدوده کوهزایی با چرخه مجدد و با نسبت کمتری در محدوده سنگ‌های کمانی مخلوط قرار گرفته‌اند. نمودار مثلثی Q_m -F- L_L (شکل ۱۰A) نشان می‌دهد که نمونه‌های ماسه‌سنگی مطالعه‌شده در دو محدوده کوارتزی با چرخه مجدد و مخلوط سنگ‌های کمانی قرار می‌گیرند. البته طبق این نمودار، بیشتر نمونه‌ها با منشأ کوارتزی با چرخه مجدد مرتبط‌اند.

سیمان و فضای خالی: دانه‌های تخریبی چارچوب

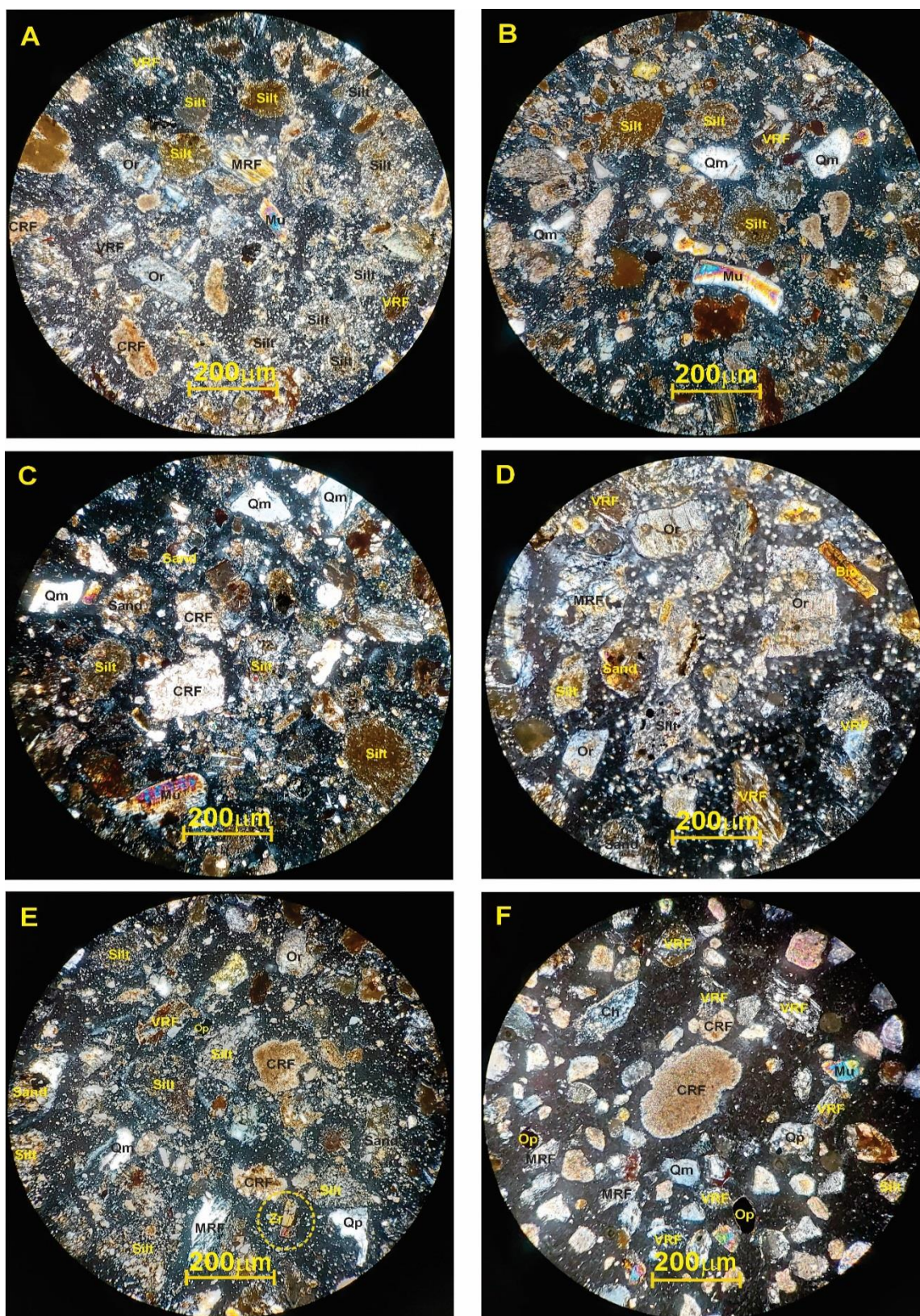
ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده با زمینه‌ای از سیمان کربناته کلسیتی به هم متصل شده‌اند. با توجه به اینکه بیشتر نمونه‌های ماسه‌سنگی ناحیه مطالعه‌شده سخت نشده‌اند، درصد فراوانی سیمان کم (۵ تا ۱۱ درصد) و فضای خالی بین دانه‌ها زیاد (۱۹ تا ۴۲ درصد) است (شکل‌های ۶B و ۷A، B و D). با توجه به درصد پایین سیمان بین دانه‌ها و پراکندگی آن، این رسوبات تحت تأثیر سیمان‌شدگی اولیه ضعیف قرار گرفته‌اند.

طبقه‌بندی ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده: یکی از مهم‌ترین

روش‌های رده‌بندی ماسه‌سنگ‌ها که براساس ترکیب (یعنی درصد دانه‌های چارچوب ماسه‌سنگ) ارائه شده است، طبقه‌بندی ترکیبی Folk (1980) است. براساس درصد دانه‌های اصلی چارچوب سنگ (جدول ۲)، نمونه‌های ماسه‌سنگی نئوژن در گروه ساب لیتارنایت و فلدسپاتیک لیتارنایت قرار می‌گیرند (شکل ۸).

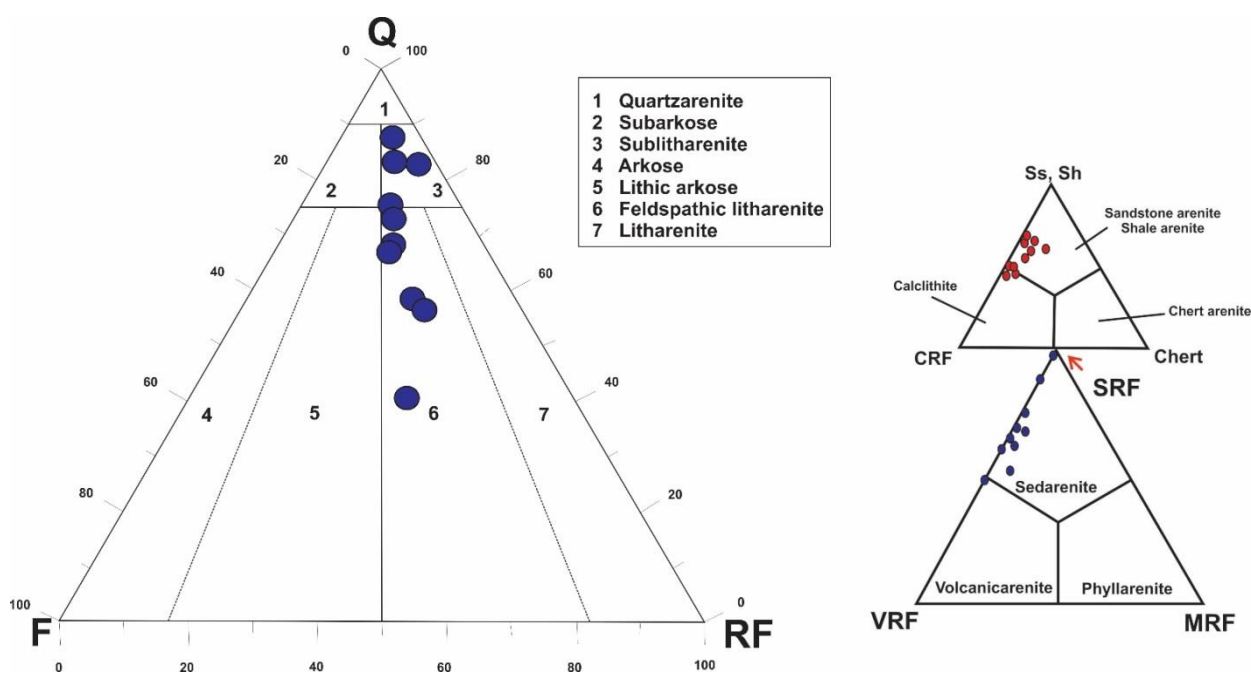
منشأ و جایگاه زمین‌ساختی

مطالعه منشأ ماسه‌سنگ‌ها نشان می‌دهد که محیط‌های تکتونیکی مختلف، الگوهای تکاملی ویژه‌ای دارند و تغییرات ترکیبی معینی را در طی رسوب‌گذاری مجدد به نمایش می‌گذارند (Dickinson et al. 1983; Folk 1980; Pettijohn 1975).



شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی (نور XPL) از اجزای تشکیل‌دهنده نمونه‌های ماسه‌سنگی مطالعه‌شده (اختصارات مشابه تصویر ۶ است)

Fig 7- Microscopic images (XPL light) of the studied sandstone samples constituents, representative abbreviations are similar to Fig 6.

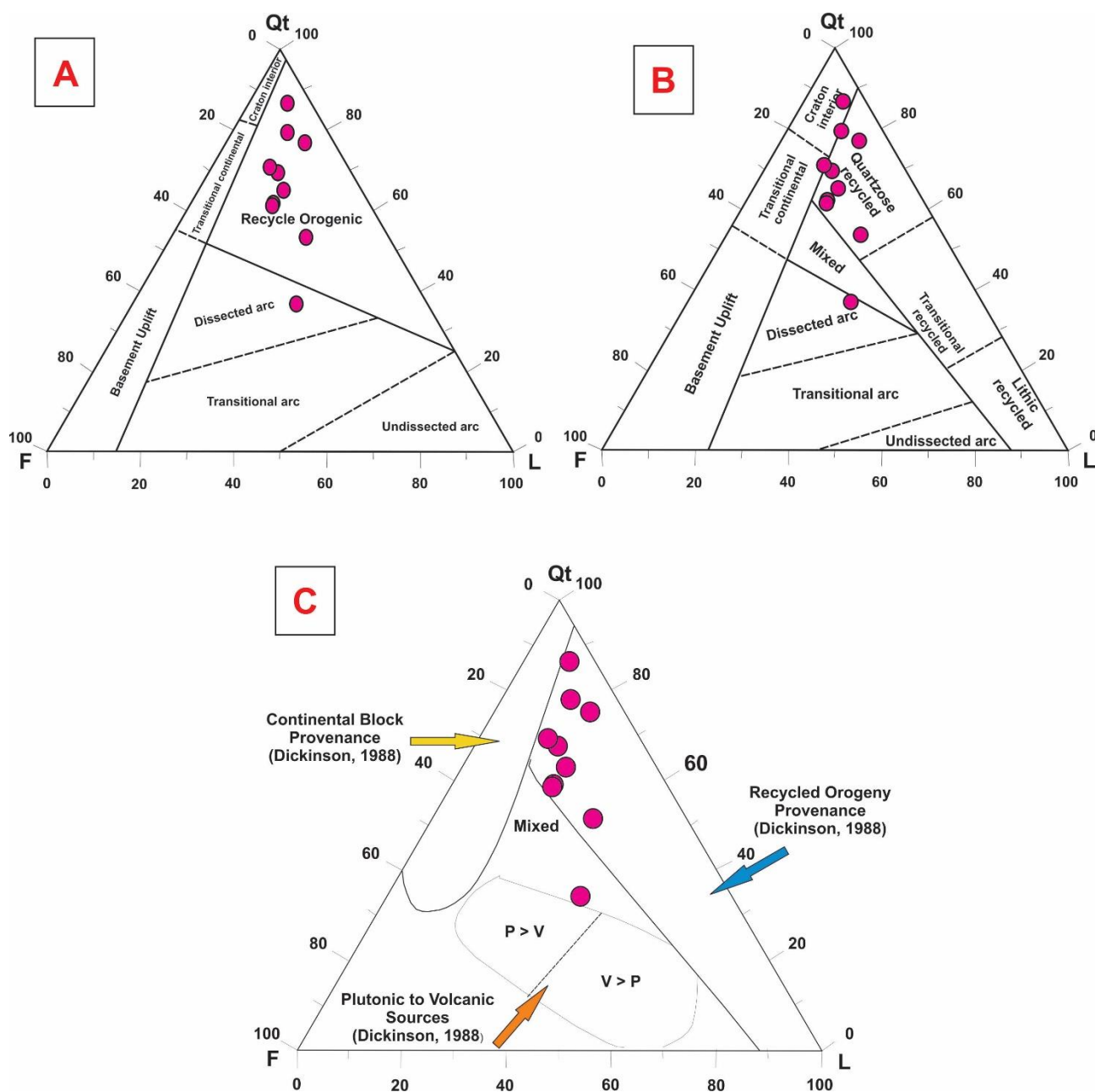


شکل ۸- ترسیم درصد فراوانی دانه‌های چارچوب سنگ در نمودار مثلثی Q-F-RF برگرفته از Folk (1980)

Fig 8- Plotting the percent abundance of rock framework grains in the Q-F-RF triangular diagram, taken from Folk (1980).

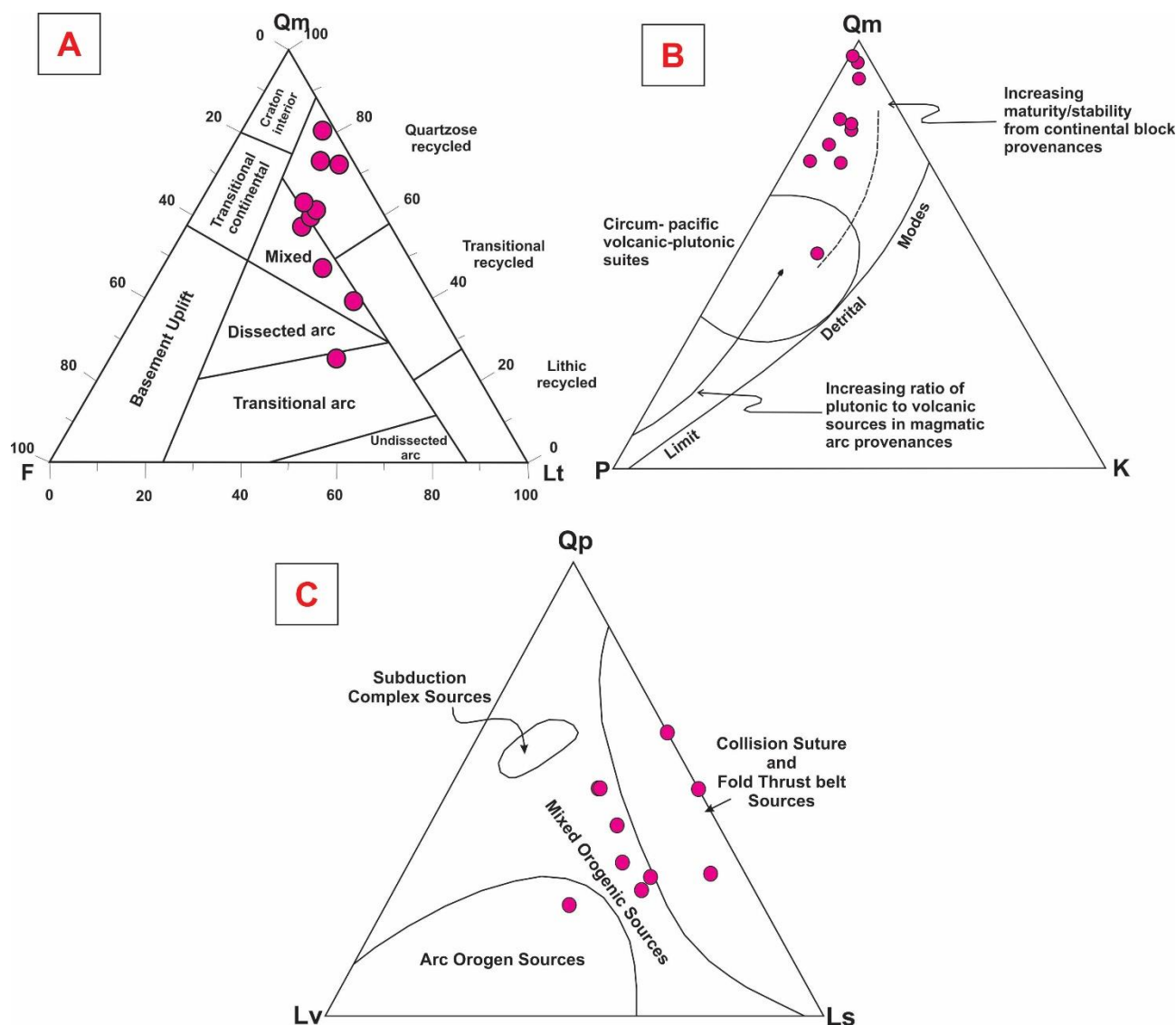
قطعات رسوبی بسیار بیشتر و نسبت فراوانی قطعات آذرین به رسوبی ۵/۷ (۸۵ درصد قطعات آذرین و ۱۵ درصد قطعات رسوبی) است. با توجه به اینکه قطعات کنگلومرایی فوق با توجه به اندازه و میزان گردشگی، فاصله کمی را نسبت به منشأ طی کرده‌اند، اطلاعات باارزشی درباره نوع سنگ‌های مادر ارائه می‌کنند. علاوه بر این، ترکیب ماسه‌سنگ‌های ناحیه بررسی شده نیز عمدتاً از کوارتز، فلدسپات (اکثراً پلاژیوکلاز)، خرده‌های سنگی (به‌ویژه خرده‌های رسوبی و ولکانیکی)، کانی‌های فرعی (میکاهای مسکویت و بیوتیت، کانی‌های سنگین زیرکان و مگنتیت)، سیمان کربناته (کلسیتی) و فضاهای خالی تشکیل شده‌اند.

در نمودارهای مثلثی Q_m-P-K (شکل ۱۰B) و $Q_p-L_v-L_s$ (شکل ۱۰C) نمونه‌های بررسی شده، به ترتیب در محدوده منشأ بلوک‌های قاره‌ای با افزایش بلوغ و پایداری و نزدیک به محدوده کمربند چین‌خورده تراستی و زمین درزهای برخوردی قرار می‌گیرند که به نتایج حاصل از نمودارهای مثلثی Q-F-L (شکل ۹) بسیار نزدیک است. همان‌طور که پیش از این ذکر شد، ترکیب قطعات کنگلومرایی حضور انواع سنگ‌های آذرین نفوذی و ولکانیکی الترامافیک تا حد واسط و سنگ‌های رسوبی را به عنوان سنگ مادر نهشته‌های آبرفتی فوق اثبات می‌کند. قطعات گراولی در رخساره‌های کنگلومرایی مطالعه شده، بیشتر از نوع آذرین (نفوذی و ولکانیکی) و رسوبی است و فراوانی قطعات آذرین نسبت به



شکل ۹- نتایج حاصل از ترسیم داده‌های دانه شماری در نمودارهای مثلثی Qt-F-L. (A) Dickinson (1979)، (B) Dickinson (1988) و (C) Dickinson et al. (1983)

Fig 9- The results of the point-counting on the Qt-F-L triangular diagrams, (A) Dickinson (1979), (B) Dickinson (1988) and (C) Dickinson et al. (1983)



شکل ۱۰- ترسیم نتایج دانه شماری نمونه‌های مطالعه‌شده در نمودارهای $Q_pL_vL_s$ و Q_mFL_t (Dickinson et al. 1983) و نمودار Q_mPK (Dickinson and Suczek 1979)

Fig 10- Plotting the point-counting results on the Q_mFL_t , $Q_pL_vL_s$ (Dickinson et al. 1983) and Q_mPK diagram (Dickinson and Suczek 1979)

بالاتر از فلدسپات در برخی نمونه‌های مطالعه‌شده، احتمالاً به دلیل خشکی شرایط آب و هوایی منطقه در زمان نئوژن است که هوازدگی شیمیایی نمونه‌ها را محدود کرده و باعث حفظ بلورهای فلدسپات شده است. همچنین در این ماسه‌سنگ‌ها، نسبت فراوانی کوارتز تک‌بلور به چندبلور بالاتر است. پس ماسه‌سنگ‌های فوق، ویژگی‌های شاخص ماسه‌سنگ‌های حاصل از چرخه‌های مجدد کوهزایی را دارند. براساس طبقه‌بندی‌های ژنتیکی و تجربی انواع کوارتز (Folk

براساس درصد فراوانی دانه‌های چارچوب سنگ در نمودار Folk (1980)، این نمونه‌ها بیشتر ماسه‌سنگ‌های ساب لیتارنایتی و فلدسپاتیک لیتارنایتی‌اند که فراوانی خرده‌سنگ‌ها به‌ویژه خرده‌سنگ‌های رسوبی در آنها نسبت به فلدسپات‌ها بیشتر است، به عبارتی آنها بیشتر ماسه‌سنگ‌های کوارتزولیتیک‌اند که از فراوانی بیشتر کوارتز و خرده‌سنگ‌های رسوبی و فراوانی کمتر فلدسپات و خرده‌سنگ‌های ولکانیکی برخوردارند. حضور مقادیر کمی

(1980)، دانه‌های کوارتز تک‌بلور ماسه‌های مطالعه‌شده از نوع پلوتونیک و دانه‌های کوارتز چندبلور از نوع تبلور مجدد و شستونند. حضور کوارتزهای تک‌بلور و چند بلور نشان‌دهنده حضور سنگ‌های منشأ آذرین و دگرگونی در ناحیه منشأ است. اگرچه به نظر می‌رسد منشأ کوارتز پلوتونیک تک‌بلور بیشتر از سنگ‌های آذرین نفوذی باشد، ولی به دلیل احتمال خردشدگی کوارتزهای چندبلور دگرگونی در طی حمل و نقل، ممکن است این سنگ‌ها نیز در تأمین کوارتز تک‌بلور در رسوب حاصل شرکت کرده باشند. علاوه بر این، چون این رسوبات حاصل سیکل‌های مجدد کوهزایی‌اند، کوارتزهای تک‌بلور ممکن است از ماسه‌سنگ‌های قبلی نیز تأمین شده باشند. حضور مقادیر کم فلدسپات و فراوانی بیشتر پلاژیوکلاز نسبت به آلکالی فلدسپات نشان می‌دهد که این دانه‌ها به احتمال زیاد از سنگ‌های آذرین خروجی تأمین شده‌اند. حضور میکاها و فراوانی بیشتر بیوتیت‌های دانه درشت نسبت به مسکویت‌های دانه‌ریز، منشأ احتمالی سنگ‌های آذرین خروجی و سنگ‌های دگرگونی را منعکس می‌کند. بنابراین ترکیب ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده، حضور سنگ‌های مادر رسوبی، آذرین (نفوذی و خروجی) و به مقدار کمتر دگرگونی را به خوبی منعکس می‌کند.

با توجه به نتایج حاصل از ترسیم داده‌های دانه‌شماری ماسه‌سنگ‌های فوق در شکل‌های ۹ و ۱۰، موقعیت تکنونیک ناحیه منشأ رسوبات فوق، موقعیت‌های کوهزایی با چرخه مجدد و کمان‌های ماگمایی مخلوط بوده است. ماسه‌سنگ‌هایی که از مجموعه‌های فرورانش یا کمربندهای چین‌خورده تراستی حاصل شده‌اند، بیشتر با کوهزایی چرخه مجدد همراهاند (Dickinson et al. 1983). کوهزایی‌های چند چرخه‌ای شامل سنگ‌های تغییر شکل یافته و بالآمده‌اند که رشته‌کوه‌ها را شکل می‌دهند و بیشتر از رسوبات تشکیل شده‌اند. علاوه بر این، کوهزایی با چرخه مجدد افزایش مچورتی کانی‌شناسی را نشان می‌دهد (Tucker 2001). همان‌طور که Dickinson and Suczek (1979) و Dickinson et al. (1983) بیان کرده‌اند، در کوهزایی‌های با چرخه مجدد، منابع رسوب بیشتر سنگ‌های رسوبی، مقادیر فرعی سنگ‌های

خروجی و به مقدار جزئی سنگ‌های دگرگونی‌اند که رخنمون‌یافته یا توسط کمربندهای کوهزایی بالآمده و در معرض فرسایش قرار گرفته‌اند (Tucker 2001). اکثریت دانه‌ها در بسیاری از ماسه‌سنگ‌های حاصل از سیکل‌های مجدد کوهزایی، با دانه‌های سنگی است. بنابراین این ماسه‌ها بیشتر از دانه‌های کوارتزی-سنگی (Q_L-L_v)، با مقدار کمی فلدسپات (F) و دانه‌های ولکانیکی (L_v) تشکیل شده‌اند. نسبت خرده‌سنگ‌های رسوبی (L_s) به خرده‌سنگ‌های ولکانیکی (L_v) در این ماسه‌سنگ‌ها بالاست. علاوه بر این، از نسبت بالای کوارتز چند بلور به تک‌بلور (Q_m/Q_p) برخوردارند (Tucker 2001). اختصاصات فوق با ترکیب ماسه‌سنگ‌های ناحیه مطالعه‌شده همخوانی دارد.

بررسی وضعیت زمین‌شناسی منطقه و واحدهای سنگی اطراف محدوده مطالعه‌شده (نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بیرجند، Eftekharanejad 1986) نشان می‌دهد منطقه مطالعه‌شده به‌عنوان بخشی از زون زمین‌درز سیستان وقایع ناشی از برخورد دو قطعه قاره‌ای لوت و افغان را تجربه کرده و از زمان کرتاسه پیشین، به‌صورت یک منشور برافزاینده تغییر شکل یافته، تحت تأثیر برخورد قاره‌ای و بالآمدگی قرار گرفته است. به همین دلیل به نظر می‌رسد واحدهای افیولیتی کرتاسه (تأمین‌کننده قطعات آذرین الترامافیک سرپانتینی‌شده)، واحدهای فلیشی کرتاسه پسین تا ائوسن، سنگ‌های رسوبی آواری-کربناته پالئوژن و سنگ‌های ولکانیکی و رسوبی جوان‌تر که در اطراف محدوده مدنظر، به‌ویژه شمال بیرجند رخنمون دارند، به‌عنوان سنگ‌های مادر رسوبات فوق در نظر گرفته شوند. نتایج آنالیز جریان دیرینه مربوط به ساختارهای رسوبی موجود در نهشته‌های مطالعه‌شده نیز نشان می‌دهد که رودخانه در زمان رسوب‌گذاری این رسوبات از شمال به جنوب محدوده مطالعه‌شده در جریان بوده است (شکل ۱۱). بررسی اختصاصات بافتی و ترکیبی نمونه‌های ماسه‌سنگی مطالعه‌شده نشان می‌دهد که این نمونه‌ها با داشتن ذرات نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده، جورشدگی متوسط تا خوب و فقدان رس ماتریکسی از بلوغ بافتی ساب‌مچور تا مچور و به دلیل نسبت بیشتر ذرات ناپایدار به ذرات پایدار، از مچورتی

ترکیبی متوسط تا ضعیف دارند. این امر نشان می‌دهد. این رسوبات مسافت کمی حمل و در نواحی نزدیک به منشأ بر جای گذاشته شده‌اند.

رخساره‌های رسوبی

اطلاعات ارزشمندی از تحلیل رخساره‌ها به‌طور عمودی از رخنمون‌های نهشته‌های رودخانه‌ای به دست می‌آید. علاوه بر این، تحلیل عناصر ساختاری، اطلاعات تکمیلی بسیار خوبی را در تفسیر نهشته‌های رودخانه‌ای ارائه می‌دهد. چینه‌ها به‌خصوص در رسوبات رودخانه‌ای، براساس ویژگی‌های رسوبی اولیه مانند لایه‌بندی، اندازه ذرات، بافت و ساختمان‌های رسوبی طبقه‌بندی می‌شوند (Miall 2006). فرایندهای رسوبی کنترل‌کننده رخساره‌های رودخانه‌ای نظیر جریان‌های کشتی و آشفته بر لایه‌بندی ذرات آواری مؤثرند و از قوانین فیزیکی مشابه تبعیت و رخساره‌های سنگی مشابه ایجاد می‌کنند. به‌طور کلی، انواع لایه‌بندی و ویژگی‌های رخساره‌های سنگی، منعکس‌کننده تغییرات سطح انرژی یا شرایط حاکم بر جریان (سرعت و عمق)، نرخ حمل و نقل یا میزان غلظت و نوع رسوب است (Khanehbad et al. 2012). عوامل مختلفی همچون شرایط اقلیمی، وضعیت تکنیکی حوضه، سرعت و نرخ جریان، عمق، نرخ حمل و نقل در تشکیل رخساره‌های رسوبی نقش مهمی دارد (Gao et al. 2007). براساس مطالعات صحرائی و طبقه‌بندی رخساره‌های سنگی Miall (2000 و 2006)، نهشته‌های آبرفتی مطالعه‌شده شامل رخساره‌های آواری کنگلومرای (۵) رخساره سنگی: Gmm, Gmg, Gem, Gh و Gp)، ماسه‌سنگی (۳) رخساره سنگی: Sh, Sm و St) و گل‌سنگی (۲) رخساره سنگی: Fm و Fl هستند (جدول‌های ۳ و ۴) که در ادامه هر کدام به‌صورت جداگانه توصیف و تفسیر می‌شود.

رخساره‌های کنگلومرای

رخساره کنگلومرای ماتریکس پشتیبان توده‌ای^۱

توصیف: این رخساره به رنگ قرمز قهوه‌ای و دارای ماتریکس

ماسه‌ای با میانگین فراوانی حدود ۶۵ درصد است. این رخساره به‌صورت توده‌ای است و ساختمان رسوبی در آن دیده نمی‌شود. شکل هندسی رخساره Gmm در پادگانه‌ها به‌صورت گسترده و پهن است. جورشدگی قطعات در این رخساره ضعیف و از نظر گردش‌دگی، قطعات آن از زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده‌اند. اندازه قطعات گراولی در این رخساره از ۱۰ میلی‌متر تا ۱۸ سانتی‌متر (متوسط اندازه دانه ۶/۵ سانتی‌متر) است. از رخساره‌های همراه آن، به رخساره Gh اشاره می‌شود. هیچ‌گونه ایمبرکاسیونی در این رخساره مشاهده نشده است. فراوانی این رخساره در نیمرخ‌های رسوبی مطالعه‌شده، حدود ۳/۱۵ درصد است (جدول ۳).

تفسیر: این رخساره قرمز قهوه‌ای در شرایط اکسیدان قاره‌ای و در محیط‌های نزدیک به منشأ، به‌صورت ناگهانی ته‌نشین شده‌اند. به همین دلیل قطعات گراولی بیشتر زاویه‌دار بوده و در اندازه‌های متفاوت و با جورشدگی ضعیف مشاهده‌شده‌اند (برای مثال، Bertoldi et al. 2010). ویژگی‌های این رخساره، به‌ویژه لایه‌بندی توده‌ای و فراوانی ماتریکس نسبت به قطعات، نشان‌دهنده حمل و نقل کوتاه و نزدیک به منشأ است که معمولاً با جریان‌های خطی و آشفته یا جریان‌های خرده‌دار با ویسکوزیته و با بار رسوبی بالا بر جای گذاشته می‌شوند (Miall 2006; Kostic et al. 2005; Houben 2021; Javidan et al. 2015; Rai and Yoshida 2007).

رخساره کنگلومرای با دانه‌بندی تدریجی دانه پشتیبان^۲

توصیف: از ویژگی‌های این رخساره به داشتن قطعات زیاد با فراوانی ۷۰ تا ۸۵ درصد و ماتریکس ماسه‌ای اشاره می‌شود. در این رخساره، طبقه‌بندی تدریجی نرمال دیده می‌شود و رنگ آن قرمز قهوه‌ای است. اندازه قطعات از قاعده به سمت بالا کاهش می‌یابد. اندازه قطعات آن بین ۳ میلی‌متر تا ۱۱ سانتی‌متر (به‌طور متوسط ۵ سانتی‌متر) متغیر است. جورشدگی این قطعات ضعیف و بیشتر آنها زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دارند. ضخامت این رخساره به‌طور متوسط ۵۰ تا ۲۰۰ سانتی‌متر و شکل هندسی آن به‌صورت ورقه‌ای است (جدول ۳). فراوانی

² Clast-supported Graded Conglomerate: Gmg

¹ Matrix-supported Massive Conglomerate: Gmm

جلوگیری می‌کند. حالت توده‌ای آن به دلیل تشکیل شدن در انرژی بالا و شرایط جریان آشفته است (Kostic et al. 2005). این رخساره مربوط به کف کانال یا پایین‌ترین بخش سدهای رسوبی است و معمولاً در رودخانه‌های بریده‌بریده با بستر گراولی تشکیل می‌شود (Deynoux et al. 2005; Siddiqui and Robert 2010; Koykka 2011).

رخساره کنگلومرایی با چینه‌بندی افقی دانه پشتیبان^۲

توصیف: این رخساره دانه پشتیبان (فراوانی قطعات در این رخساره ۶۴ تا ۷۵ درصد است)، دارای لایه‌بندی افقی و به رنگ قرمز قهوه‌ای تا خاکستری است. ضخامت این رخساره با ماتریکس ماسه‌ای، به صورت میانگین ۷۰ سانتی‌متر و شکل هندسی آن به صورت ورقه‌ای است.

اندازه قطعات آن از ۵ میلی‌متر تا ۱۹ سانتی‌متر (به طور میانگین ۳/۲ سانتی‌متر) متغیر است. جورشدگی قطعات ضعیف و گردشدگی آنها از نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده در تغییر است. از رخساره‌های همراه آن به F_m , G_{cm} , G_{mm} و Sh اشاره می‌شود. فراوانی این رخساره در ناحیه مطالعه‌شده، به ۱۷/۵۴ درصد می‌رسد (جدول ۳).

تفسیر: این رخساره حاوی قطعات فراوان است و بر اثر مهاجرت سدهای طولی و یا به شکل رسوبات باقی‌مانده در کف کانال تشکیل می‌شود (Miall 2006; Kim et al. 2009). بافت این رخساره نشان‌دهنده رسوب‌گذاری جریان‌های کشتی پرانرژی با عمق کم و تمرکز بالای رسوب است که حمل و نقل ذرات گراولی به صورت بار بستر انجام شده است. به دلیل تأمین رسوب بالا، برافزایی رسوبات به صورت جانبی و به سمت پایین‌دست، به سرعت انجام گرفته و باعث تشکیل چینه‌بندی مسطح این رخساره رسوبی شده است. این رخساره معمولاً به صورت نهشته‌های پرکننده کانال تشکیل می‌شود (برای مثال، Oplustil 2005; Miall 2006; Sridhar et al. 2013; Tang et al. 2017).

این رخساره در ۸ توالی رسوبی مطالعه‌شده حدود ۳/۴ درصد است.

تفسیر: این رخساره در شرایط مشابه با رخساره G_{mm} تشکیل می‌شود و تفاوت آن در پایین‌بودن قدرت جریان است (Deynoux et al. 2005). این رخساره با جریان‌های خردده‌دار با پلاستیسیته کاذب تشکیل می‌شود و وجود دانه‌بندی تدریجی نرمال در این رخساره گویای کاهش تدریجی انرژی جریان حمل‌کننده رسوب است (Miall 2006; Sridhar et al. 2013; Ghosh 2014).

رخساره کنگلومرایی توده‌ای دانه پشتیبان^۱

توصیف: مهم‌ترین ویژگی این رخساره، فراوانی قطعات (۸۲ تا ۹۵ درصد) و داشتن ساختمان توده‌ای است. هیچ‌گونه آثار چینه‌بندی در آن دیده نشده و ماتریکس آن بیشتر ماسه‌ای است. ضخامت این رخساره از حدود ۲۰ تا ۲۴۰ سانتی‌متر متغیر است. شکل هندسی این رخساره ورقه‌ای است. اندازه قطعات این رخساره خاکستری رنگ، بین ۵ میلی‌متر تا ۳۰ سانتی‌متر (به طور متوسط ۳/۵ سانتی‌متر) در تغییر است. جورشدگی این قطعات ضعیف و بیشتر آنها از زاویه‌دار تا نیمه‌زاویه‌دارند. قاعده آن به صورت فرسایشی است. از رخساره‌های همراه، به رخساره G_{mm} , G_h و Sh اشاره می‌شود. فراوانی این رخساره در نیمرخ‌های رسوبی ذکرشده حدود ۳۵/۳۲ درصد است (جدول ۳).

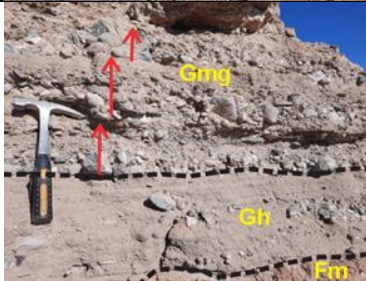
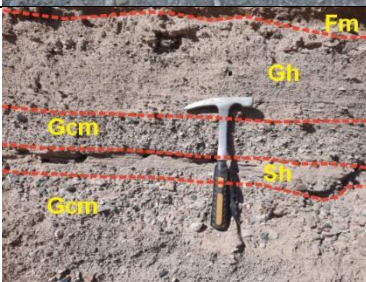
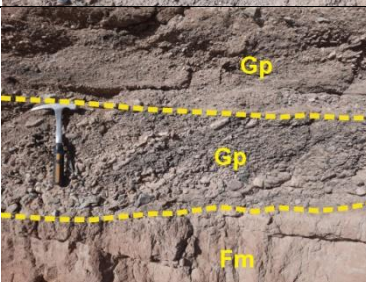
تفسیر: این رخساره معمولاً با جریان‌های خردده‌دار با پلاستیسیته کاذب و یا به فرم جریان‌های با ویسکوزیته کم به صورت خطی یا آشفته بر جای گذاشته می‌شود (Miall 2006). نبود دانه‌بندی تدریجی نشان‌دهنده شرایط جریان سریع و نبود زمان کافی برای رسوب‌گذاری تدریجی است (Larone and Shlomi 2007). حالت توده‌ای این رخساره، جورشدگی ضعیف و نبود ذرات دانه‌ریز پرکننده، نشان‌دهنده انرژی سیلاب بالا و تأمین رسوب دانه درشت کافی و نزدیک به منشأ است. این رخساره نشان‌دهنده انرژی بالای محیط هنگام رسوب‌گذاری است که از ته‌نشین شدن ذرات ریز

² Clast-supported Horizontally Stratified Conglomerate: Gh

¹ Clast-supported Massive Conglomerate: Gcm

جدول ۳- رخساره‌های کنگلومرایی شناسایی شده در نهشته‌های آبرفتی نئوژن و تفسیر شرایط رسوب گذاری (کدهای رخساره‌ای برگرفته از Miall (2000, 2006))

Table 3- Identified conglomerate lithofacies in the Neogene alluvial deposits and interpretation of depositional conditions (facies codes taken from Miall (2000, 2006))

رخساره‌های کنگلومرایی				
ردیف	کد رخساره‌ای	رخساره سنگی	تصویر صحرایی	شرایط رسوب گذاری
۱	Gmm	کنگلومرای ماتریکس پستیپان توده‌ای		رسوب گذاری از جریان‌های خرده‌دار با ویسکوزیته بالا و بار رسوبی زیاد
۲	Gmg	کنگلومرای دانه پستیپان دارای دانه بندی تدریجی		رسوب گذاری از جریان‌های خرده‌دار با پلاستیسیته کاذب
۳	Gcm	کنگلومرای دانه پستیپان توده‌ای		رسوب گذاری از جریان‌های خرده‌دار با پلاستیسیته کاذب
۴	Gh	کنگلومرای دانه پستیپان با چینه بندی افقی		مهاجرت سدهای طولی یا رسوب گذاری به شکل رسوبات باقی مانده در کف کانال
۵	Gp	کنگلومرای دارای طبقه بندی مورب مسطح		مهاجرت سدهای مقاطع زیانه‌ای

رخساره کنگلومرای با طبقه‌بندی مورب مسطح^۱

توصیف: این رخساره گراولی دارای طبقه‌بندی مورب مسطح است. فراوانی این رخساره در پادگانه‌ها زیاد (حدود ۳/۳۱ درصد) نیست. اندازه قطعات آن ۵ میلی‌متر تا ۱۱ سانتی‌متر (به‌طور میانگین ۱/۵ سانتی‌متر) است که جهت‌یابی ترجیحی ایمبریکاسیون نشان می‌دهند. ضخامت سری‌های مورب تقریباً ۴۰ سانتی‌متر و رنگ این رخساره قرمز قهوه‌ای است. جورشدگی قطعات ضعیف و گردشدگی آنها نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده است. فضای بین ذرات با ماسه پر شده و فراوانی قطعات از ۴۵ تا ۷۰ درصد در تغییر است. رخساره‌های رسوبی همراه آن Gcm و Fm است (جدول ۳).

تفسیر: رخساره سنگی Gp معمولاً در اثر حرکت سدهای متقاطع زبانه‌ای در سیستم رودخانه‌ای بریده‌بریده یا در اثر مهاجرت پوینت بار در یک سیستم رودخانه‌ای مثانداری با بار بستر گراولی تشکیل می‌شود (برای مثال، Miall 2006; Turkmen et al. 2007). طبقه‌بندی مورب مسطح در این رخساره، نشان‌دهنده حمل و نقل آهسته‌تر ذرات گراول است که باعث برافزایی عمودی این رخساره شده است (Miall 2006; Sridhar et al. 2013; Fambrini et al. 2017; Rai and Yoshida 2021; Fu et al. 2024).

رخساره‌های ماسه‌سنگی

رخساره ماسه‌سنگی با طبقه‌بندی افقی^۲

توصیف: در پادگانه‌های آبرفتی شمال بیرجند، رخساره Sh به رنگ خاکستری قهوه‌ای، هم در ماسه‌های ریز (اندازه ذرات بین ۰/۱۵ میلی‌متر تا ۰/۲۵ میلی‌متر) و هم در ماسه‌های درشت (اندازه ذرات بین ۰/۶ میلی‌متر تا ۱ میلی‌متر) مشاهده شد. لایه‌بندی افقی در این رخساره به خوبی مشاهده‌شدنی است (جدول ۴). ضخامت این رخساره بین ۱۱ تا ۲۰ سانتی‌متر متغیر است. این رخساره به‌همراه رخساره‌های St، Fm و Gcm دیده می‌شود و فراوانی آن در نیمرخ‌های رسوبی مطالعه شده

۸/۷۷ درصد است.

تفسیر: این رخساره تحت شرایط متفاوتی شکل می‌گیرد: ۱- در رژیم جریان پایین به‌صورت طبقات مورب مسطح پایینی و ۲- در رژیم جریان بالایی به‌صورت طبقات مسطح بالایی. تفاوت این دو رژیم در سرعت و اندازه دانه‌های ماسه است. طبقات مسطح بالایی بیشتر از ذرات در اندازه ماسه خیلی ریز تا ماسه متوسط است، در صورتی که در طبقات مسطح پایینی بیشتر در اندازه ماسه درشت دیده می‌شود (Miall 2006). رخساره Sh با جریان‌های کششی یک جهتی و با انرژی کم بر جای گذاشته می‌شود (Oplustil et al. 2005; Tang et al. 2017). رخساره Sh در قسمت‌های بالای پشته‌های کانالی و یا داخل کانال رودخانه‌ها تشکیل می‌شود (Khalifa 2008 and Catuneanu).

رخساره ماسه‌سنگی با طبقه‌بندی توده‌ای^۳

توصیف: در این رخساره هیچ‌گونه ساختمان رسوبی دیده نمی‌شود و حالت توده‌ای دارد. ضخامت این رخساره، قرمز قهوه‌ای حدود ۱۵ تا ۹۰ سانتی‌متر است و فراوانی آن در نهشته‌های مطالعه‌شده، حدود ۸/۸۰ درصد است. شکل هندسی آن به‌صورت ورقه‌ای است. اندازه دانه‌ها در این رخساره از ماسه متوسط تا درشت در تغییر است. رخساره‌های Sh و Gcm به‌همراه این رخساره مشاهده شده است (جدول ۴).

تفسیر: نبود لامیناسیون و حالت توده‌ای این رخساره نشان‌دهنده نهشته‌شدن این رخساره با جریان گراویده‌ای، آشفته‌گی زیستی و یا رسوب‌گذاری سریع ذرات معلق و نبود زمان لازم برای تشکیل لایه‌بندی است (Miall 2006; Deynouxa et al. 2005; Ghazi and Mountney 2009; Ghosh 2021; Van Tha et al. 2015; Rai and Yoshida 2014).

رخساره ماسه‌سنگی با طبقه‌بندی مورب عدسی^۴

توصیف: اندازه رسوبات در این رخساره از ماسه متوسط تا

³ Massive Sandstone: Sm

⁴ Trough X-bedded Sandstone: St

¹ Planar X-bedded Conglomerate: Gp

² Horizontally Bedded Sandstone: Sh

(Ghazi and Mountney 2009; Safarnejad 2013). مشخصات این رخساره نشان‌دهنده فروکش کردن جریان‌های سیلابی قوی و مناسب شدن قدرت جریان برای نهشت رسوبات تخریبی در اندازه گل و سیلت است. ته‌نشین شدن سریع ذرات معلق در شرایطی محیطی آرام، در بخش‌های خارج کانال اصلی و دشت سیلابی رودخانه است (Miall 2006; Ghazi and Mountney 2009; Lopez-Gomez et al. 2010; Ghosh 2014; Tang et al. 2017).

ریز است. این رخساره به رنگ قرمز قهوه‌ای و ضخامت آن حدود ۲۵ سانتی‌متر است. این رخساره ساختمان رسوبی طبقه‌بندی مورب تراف یا عدسی شکل دارد. رخساره St از بالا و پایین با رخساره Sh محصور شده است (جدول ۴). ضخامت هر سری به‌طور متوسط ۱۰ سانتی‌متر است. فراوانی این رخساره در نهشته‌های نوژن حدود ۱/۷۵ درصد است.

تفسیر: رخساره St بر اثر مهاجرت مگاریپل‌های سه بعدی با خط‌الرأس پیچیده تشکیل شده است (Harms et al. 1982; Tang et al. 2017; Rai and Yoshida 2021). ساختمان‌های موجود در این رخساره در اثر حرکت دون‌های ماسه‌ای و بر یک سطح فرسایشی ایجاد می‌شوند (Miall 1996; Ghani and Alam 2003). تشکیل این ساختمان رسوبی حاصل پرشدن کانال یا گسترش سدهای رسوبی است (Ghani and Alam 2003).

رخساره‌های گل سنگی

رخساره سیلتستون و گل سنگ توده‌ای^۱

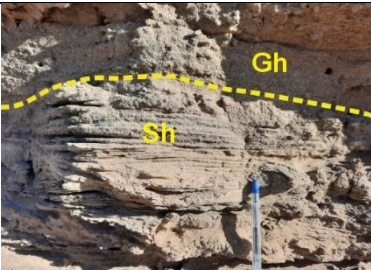
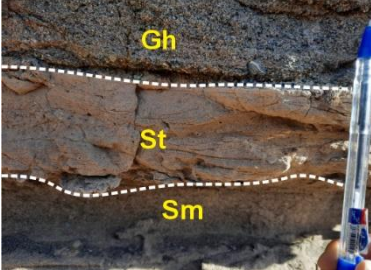
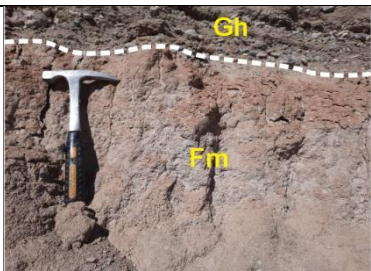
توصیف: این رخساره قرمز قهوه‌ای، حاوی ذراتی در اندازه گل و سیلت است. ضخامت این رخساره از ۳۰ تا ۷۰ سانتی‌متر متغیر است. مهم‌ترین ویژگی این رخساره، توده‌ای بودن آن است و فاقد ساختمان رسوبی خاصی است، آثار فعالیت جانداران قاره‌ای و کانی‌های تبخیری و کربناته دارد (جدول ۴)، دارای شکل هندسی عدسی تا ورقه‌ای است و فراوانی آن در توالی‌های رسوبی مدنظر به ۱۴/۱۱ درصد می‌رسد. از رخساره‌های همراه با این رخساره، از Gh و Gcm نام برده می‌شود. رنگ این رخساره نشان‌دهنده وجود شرایط اکسیدان در طی فرایند رسوب‌گذاری است.

تفسیر: این رخساره ممکن است در اثر رسوب‌گذاری سریع و پایین رفتن سطح آب و قطع شدن ارتباط کانال‌ها ایجاد شود. همچنین این رخساره از طریق رسوب‌گذاری در دشت سیلابی و بخش‌های خارج کانال اصلی بر جای گذاشته می‌شود

¹ Massive Mudstone, Siltstone: Fm

جدول ۴- رخساره‌های ماسه‌سنگی و گل‌سنگی نهشته‌های آبرفتی نئوژن و تفسیر شرایط رسوب‌گذاری (کدهای رخساره‌ای برگرفته از (Miall (2000, 2006))

Table 4- Sandstone and mudstone lithofacies of the Neogene alluvial deposits and interpretation of depositional conditions (facies codes taken from Miall (2000, 2006))

رخساره‌های ماسه‌سنگی				
ردیف	کد رخساره‌ای	رخساره سنگی	تصویر صحرایی	شرایط رسوب‌گذاری
۱	Sh	ماسه‌سنگ دارای طبقه‌بندی افقی		رسوب‌گذاری در رژیم‌های جریانی بالا و پایین به شکل طبقات مسطح
۲	Sm	ماسه‌سنگ دارای طبقه‌بندی توده‌ای		رسوب‌گذاری سریع در طی فروکش کردن سیلاب
۳	St	ماسه‌سنگ دارای طبقه‌بندی مورب عدسی شکل		مهاجرت ریپل‌های بزرگ‌مقیاس سه بعدی با خط‌الرأس پیچیده
رخساره‌های گل‌سنگی				
۱	Fm	سیلتستون و گل‌سنگ توده‌ای		رسوب‌گذاری سریع از جریان معلق در دشت سیلابی
۲	Fl	سیلتستون و رس‌سنگ لامینه		رسوب‌گذاری ذرات معلق در محیط آرام خارج کانال

رخساره سیلتستون و گل سنگ لامینه^۱

توصیف: ذرات تشکیل‌دهنده این رخساره در حد ماسه و سیلت است. ضخامت این رخساره بین ۱۰ تا ۳۰ سانتی‌متر است. مهم‌ترین ساختمان رسوبی این رخساره لامیناسیون افقی آن است (جدول ۴). رنگ این رخساره کرم قهوه‌ای تا قرمز قهوه‌ای است و فراوانی آن در نیمرخ‌های پادگانه‌ای فوق به ۳/۴ درصد می‌رسد.

تفسیر: لامیناسیون موازی بارزترین و مهم‌ترین ساخت در رخساره مذکور است. این رخساره بیشتر در انرژی پایین جریان آب و در نتیجه جریان‌های تعلیقی حاصل شده است (Higgs et al. 2012). این رخساره در دشت‌های سیلابی در سرعت‌های پایین جریان آب و در اثر رسوب‌گذاری ذرات معلق به وجود می‌آید و ممکن است بر اثر جریان‌های کششی ضعیف نیز، بر جای گذاشته شود (Miall 2006; Lopez et al. 2010).

عناصر ساختاری

کانال‌ها و سدها از عناصر سازنده رسوبی رودخانه‌ها هستند و رسوبات تشکیل‌دهنده آنها، عناصر ساختاری نامیده می‌شوند. یک عنصر ساختاری با مجموعه رخساره‌ای متمایز، شکل هندسی داخلی، شکل خارجی و در برخی موارد نیمرخ قائم مشخص می‌شود. در مقیاس بزرگ‌تر رخساره‌های رسوبی، به شناسایی عناصر ساختاری و در نهایت نوع رودخانه می‌انجامد (Holbrook and Schumm 1999). عناصر ساختاری براساس مرز یا سطوح بالا و پایین رسوبات، ضخامت، شکل هندسی مجموعه رخساره‌ها، سنگ‌شناسی رسوبات داخل و خارج کانال و الگوی جریان‌های قدیمه، شناسایی می‌شوند (Miall 2006). در پادگانه‌های آبرفتی مطالعه‌شده، براساس رخساره‌های رسوبی شناسایی شده و پارامترهای فوق، پنج عنصر ساختاری SG، GB، CH، SB و FF شناسایی شده است

(جدول ۵). اختصاصات خلاصه‌شده، هریک از عناصر ساختاری فوق در جدول ۲ بیان شده است. در شکل ۱۱ ستون‌های رخساره‌ای مربوط به پادگانه‌های آبرفتی نئوژن دشت بیرجند آورده شده است تا تغییرات عمودی رخساره‌های سنگی شناسایی شده در ۸ نیمرخ رسوبی فوق به خوبی مشخص شود. راهنمای علائم استفاده‌شده در لاگ‌های رسوبی (شکل‌های ۳ و ۱۱) در شکل فوق آورده شده است.

رسوبات پرکننده کانال^۲

رسوبات پرکننده کانال با مجموعه‌های رسوبی گراولی و ماسه‌ای عدسی شکل و سطح فرسایشی در قسمت قاعده توالی مشخص می‌شود (جدول ۵). این عنصر ساختاری در رسوبات مطالعه‌شده، شامل رخساره‌های Gh، Sh، Sm، Gmm و Gcm است (شکل ۱۲A).

سدها و اشکال لایه‌ای^۳

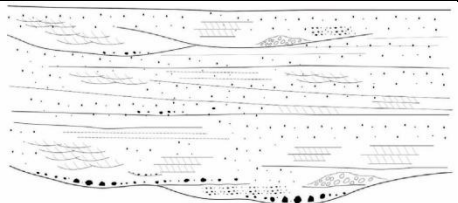
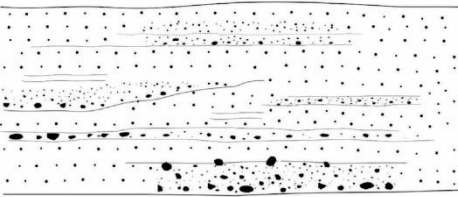
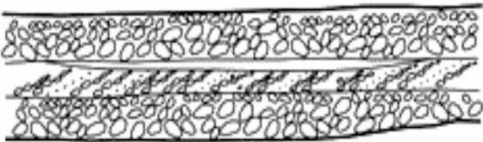
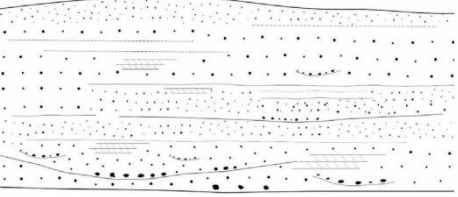
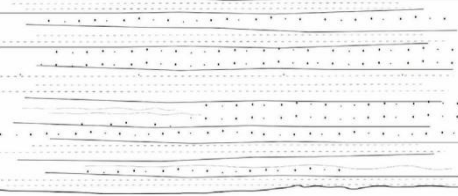
این عنصر ساختاری شامل رخساره‌های Gh و Gp است و شکل هندسی عدسی تا ورقه‌ای دارد (جدول ۵). کتاکت تحتانی آن به فرم فرسایشی است. در ابتدا که عمق آب کم است، رسوبات نازکی از گراول به فرم ورقه‌ای در کف کانال پراکنده می‌شوند. بر اثر افزایش آب در هنگام سیلاب، رسوب‌گذاری دانه‌های گراول در کف بستر ادامه می‌یابد و رخساره سنگی Gh تشکیل می‌شود. عمدتاً در اثر مهاجرت سدهای طولی و متقاطع رخساره‌های سنگی، Gt و Gp شکل می‌گیرند (Miall 2006). این عنصر ساختاری همراه عناصر ساختاری SB و SG مشاهده‌شده است (شکل ۱۲A و B).

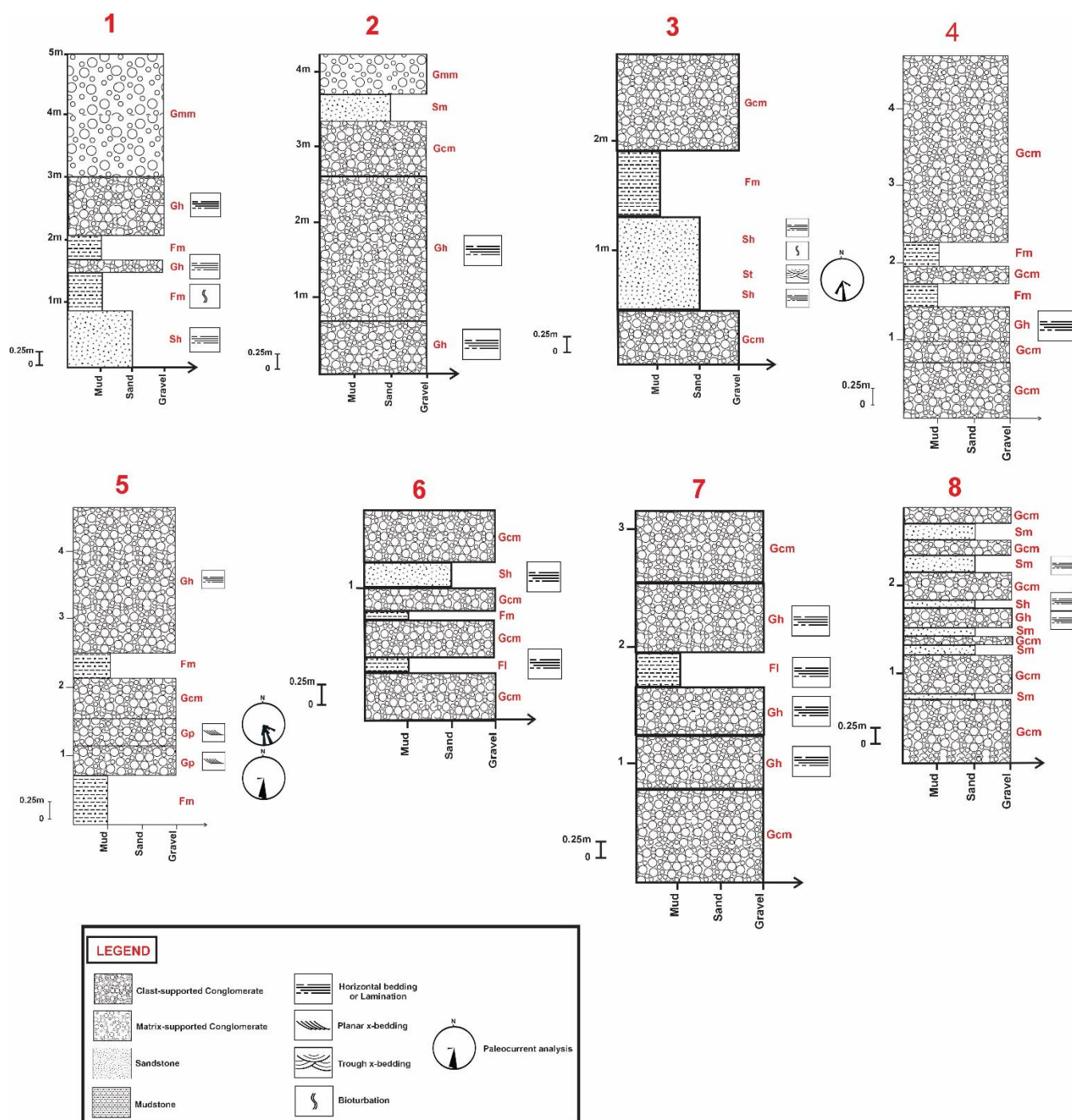
² Channel Element: CH

³ Gravel Bars and Bedforms: GB

¹ Laminated siltstone and mudstone: Fl

جدول ۵- عناصر ساختاری و مجموعه رخساره‌های رسوبی موجود در پادگانه‌های آبرفتی شمال بیرجند**Table 5- Architectural elements and facies association of the north of Birjand alluvial terraces**

عناصر ساختاری	مجموعه رخساره‌های رسوبی	تفسیر	ساختار چینه‌ای
CH	Gcm, Gh, Sm, Sh	رسوبات پرکننده کانال، مرز پایینی فرسایشی، دارای شکل هندسی عدسی و ورقه‌ای	
SG	Gcm, Gmg, Gmm	جریان خرده‌دار در نواحی نزدیک به منشأ، مرزهای فرسایشی و وجود ساختارهای ورقه‌ای شکل ضخیم	
GB	Gh, Gp	حاصل مهاجرت سدهای گراولی یا به صورت رسوبات باقی مانده در کف کانال، معمولاً دارای شکل هندسی عدسی و ورقه‌ای شکل	
SB	St, Sh	رسوبات پرکننده کانال، شکل هندسی عدسی و ورقه‌ای	
FF	Fm, Fl	حاوی رسوبات ریز خارج از کانال، به فرم توده‌ای و ورقه‌ای	



شکل ۱۱- ستون‌های رخساره‌ای ۸ یادگانه آبرفتی مطالعه شده که نحوه تغییرات عمودی رخساره‌های سنگی در آنها مشخص شده است. همچنین، نتایج آنالیز جریان قدیمه برخی ساختمان‌های رسوبی در کنار ستون رخساره‌ای نشان داده شده است.

Fig 11- The facies columns of the 8 studied alluvial terraces, in which the vertical changes of the lithofacies have been determined. Also, paleocurrent analysis results of some sedimentary structures are shown near the facies column

نهشته‌های حاصل از جریان‌های گراویده^۱

این عنصر ساختاری حاصل رسوب از جریان‌های گراویده است. این عنصر ساختاری به فرم پهن تا ورقه‌ای شکل است (جدول ۵). باران‌های فصلی باعث ایجاد جریان‌های خرده‌دار و این جریان‌های پلاستیک، باعث تشکیل رخساره‌های سنگی تشکیل‌دهنده این عنصر ساختاری می‌شود (Miall 2006). این عنصر ساختاری شامل رخساره‌های Gmm و Gcm می‌شود (شکل ۱۲B و C). ذرات درشت گراول، جورشدگی ضعیف و وجودنداشتن لایه‌بندی از خصوصیات دیگر این عنصر ساختاری است (Miall 2000).

اشکال لایه‌ای ماسه‌ای^۲

این عنصر ساختاری به فرم پهن و گسترده دیده می‌شود (جدول ۵). از رخساره‌های سنگی ماسه‌ای St و Sm, Sh تشکیل شده است (شکل ۱۲B و C). این عنصر ساختاری به‌صورت پرکننده کانال رودخانه‌های بریده‌بریده کم‌عمق یا عمیق و یا مجموعه‌های سدی و یا به شکل صفحات ماسه‌ای رخساره‌های دوردست رودخانه‌های بریده‌بریده دیده می‌شود (Miall 2006).

رسوبات دانه‌ریز خارج کانال^۳

این عنصر ساختاری حالت ورقه‌ای دارد و حاوی رسوبات ریز خارج کانال است که به‌صورت توده‌ای یا افقی دیده می‌شود (شکل ۱۲A تا C). این رسوبات دانه‌ریز به‌صورت معلق در محیط آرام بر جای گذاشته می‌شوند (جدول ۵).

مدل رسوبی

فراوانی رسوبات دانه‌درشت گراولی و ضخامت کم رسوبات دانه‌ریز خارج کانال، تعداد زیاد سیکل‌های ریزشونده به‌سمت بالا و قاعده فرسایشی هر سیکل، تغییرات عمودی و جانبی

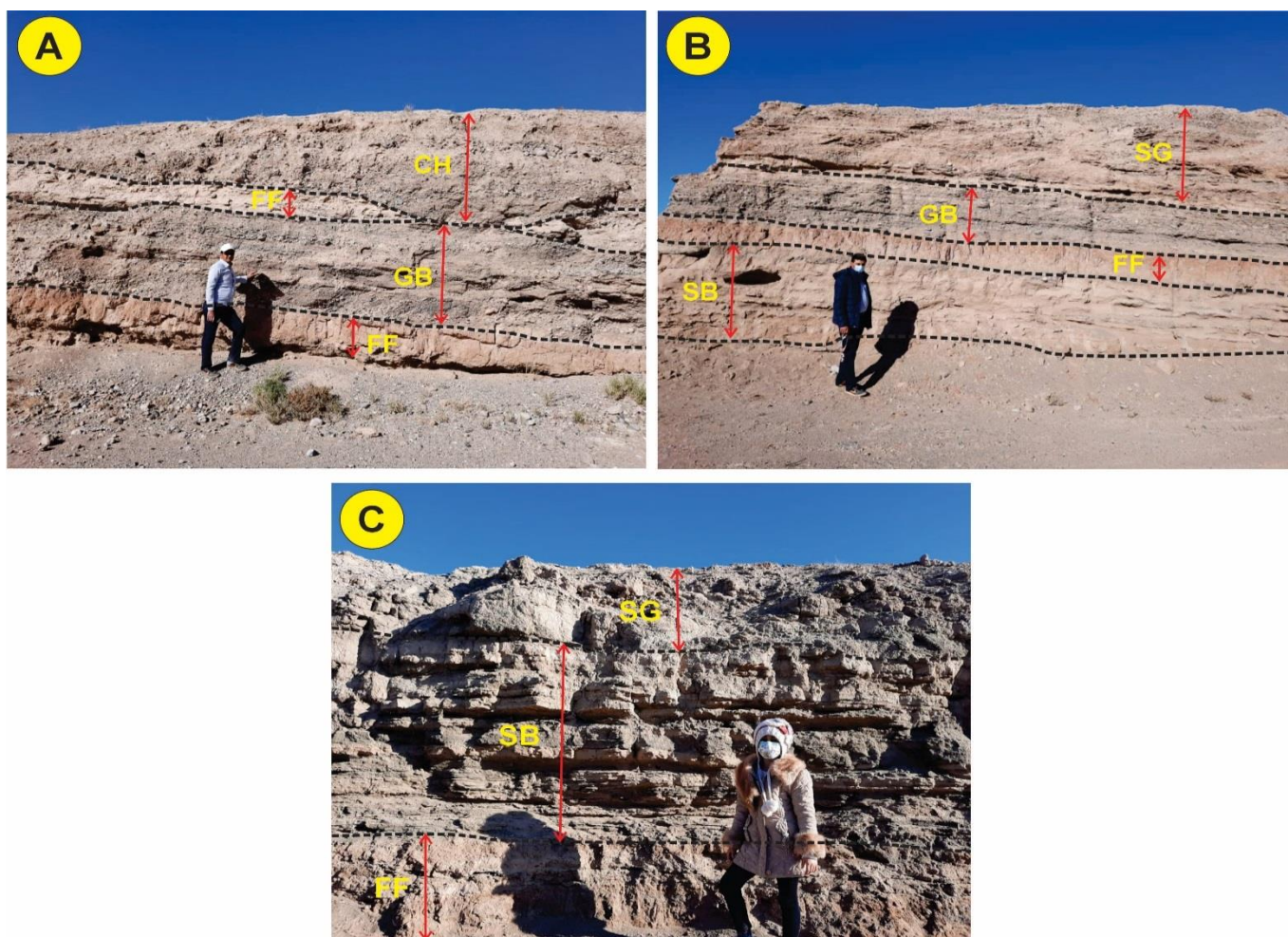
رخساره‌ها، وجود رسوبات جریان‌های خرده‌دار و عناصر ساختاری تشکیل‌شده مؤید نهشته‌شدن این رسوبات به‌وسیله رودخانه بریده‌بریده با بار بستر گراولی و نزدیک به منشأ است. شکل ۱۱ تغییرات عمودی رخساره‌های سنگی را در ۸ نیمرخ رسوبی برداشت‌شده نشان می‌دهد. با توجه به رخساره‌های رسوبی و عناصر ساختاری شناسایی‌شده در رسوبات نئوژن شمال بیرجند مدل رسوبی شماره ۲ Miall (2006)، رودخانه بریده‌بریده با بار بستر گراولی و کم‌عمق و نزدیک به منشأ (Shallow gravel – bed braided river) پیشنهاد می‌شود (شکل ۱۳).

نوع الگوی کانال در رودخانه مطالعه‌شده، از طریق عواملی چون دبی یا میزان تخلیه جریان، بار رسوبی و مقدار شیب پروفیل طولی رودخانه کنترل‌شده است که این عوامل خود با پارامترهایی چون شرایط آب و هوایی، زمین‌شناسی و تکتونیک منطقه متأثر شده‌اند. مدل رسوبی فوق در نواحی نزدیک به منشأ و با شیب زیاد تشکیل شده است. در این نواحی، میزان دبی یا تخلیه جریان بالا، مقدار بار رسوبی بالا و شیب پروفیل طولی رودخانه زیاد است. این عوامل همراه با بارندگی‌های فصلی و فراوانی فرآیندهای تکتونیکی در نواحی نزدیک به منشأ به افزایش تأمین رسوب، تشکیل جریان‌های گراویده‌ای و کاهش فضای رسوب‌گذاری کمک کرده و باعث تشکیل سبک کانال بریده‌بریده گراولی همراه با رسوبات جریان‌های ثقیلی شده است. فراوانی رسوبات حاصل از جریان‌های کششی، به‌ویژه رسوبات ماسه‌ای و گلی در این مدل کم است.

¹ Sediment Gravity Flow Deposits: SG

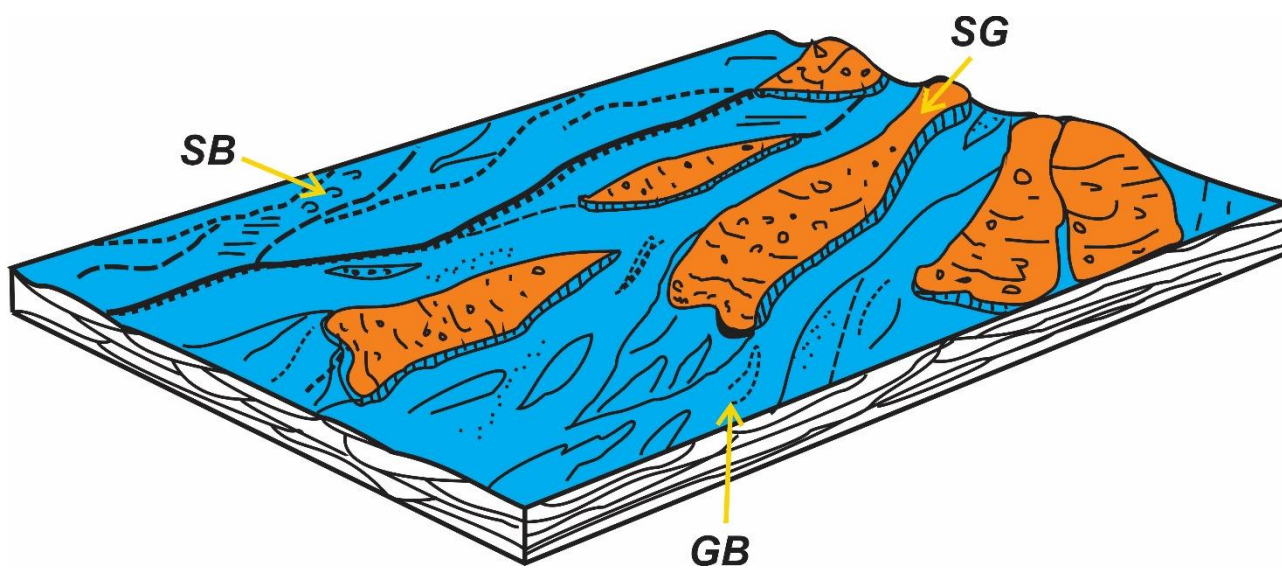
² Sandy Bedforms: SB

³ Overbank Fines: FF



شکل ۱۲- عناصر ساختاری نهشته‌های آبرفتی مطالعه شده

Fig 12- Architectural elements of studied alluvial deposits



شکل ۱۳- مدل رسوبی پیشنهادی برای نهشته‌های پادگانه‌ای آبرفتی نئوژن دشت بیرجند (برگرفته از Miall (2006) همراه با تغییرات)

Fig 13- Proposed sedimentary model for the Neogene alluvial terrace deposits of the Birjand Plain (adapted from Miall (2006) with modifications)

تجزیه و تحلیل ایکنولوژیکی رسوبات پادگانه‌های آبرفتی کواترنری شمال بیرجند به‌وسیله مرتضوی مهریزی (2023) نیز نشان‌دهنده حضور ایکنوفاسیس‌های قاره‌ای در نهشته‌های فوق است که با تنوعی از مجموعه اثر فسیل‌ها شامل اثر فسیل‌های Tombownichnus plenus, Rebuffoichnus casamiquelai، لانه مورچه فسیل‌شده، ریزولیت‌ها، Skolithos isp و Palaeophycus همراه است. اثر فسیل‌های ذکرشده در دو مجموعه ایکنوفاسیس Coprinisphaera و Skolithos قرار می‌گیرند. وجود ایکنوفاسیس‌های یادشده در رسوبات پادگانه‌های آبرفتی فوق، تهنشت رسوبات فوق در سیستم رودخانه‌ای و زیرمحیط‌های کانال و دشت سیلابی را تأیید می‌کند.

نتیجه

نهشته‌های آبرفتی نئوژن دشت بیرجند (خراسان جنوبی)، نگاشت زمین‌شناسی ویژه‌ای را برای مطالعات جغرافیای دیرینه و محیط رسوبی پیش از کواترنری در اختیار قرار می‌دهد. بررسی‌های آزمایشگاهی (مطالعه پتروگرافی) و صحرایی نهشته‌های آبرفتی در ۸ نیمرخ رسوبی از پادگانه‌های فوق نشان می‌دهد که:

- این رسوبات شامل رخساره‌های سنگی کنگلومرایی، ماسه‌سنگی و گل‌سنگی است که بررسی میکروسکوپی قطعات گراولی رخساره‌های کنگلومرایی حضور انواع قطعات آذین الترامافیک، مافیک و حد واسط درونی و بیرونی همراه با قطعات رسوبی را در این نمونه‌ها نشان می‌دهد.

- بیشتر نمونه‌های ماسه‌سنگی مطالعه‌شده از نظر بافتی متوسط و درشت‌دانه‌اند و ذرات نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده آنها، کرویت پایینی دارند. علاوه بر این، جورشدگی متوسط تا خوبی دارد و از نظر بلوغ بافتی در مرحله ساب‌مچور تا مچور جای می‌گیرند. با توجه به اینکه علاوه بر موارد ذکرشده، بررسی نسبت اجزای پایدار به ناپایدار آنها نشان می‌دهد که بلوغ ترکیبی ضعیف تا متوسطی دارند، به نظر می‌رسد فاصله حمل و نقل این رسوبات کم است و در

نزدیک به منشأ بر جای گذاشته شده‌اند.

- مطالعات پتروگرافی و ترکیب مودال نشان می‌دهد که مؤلفه‌های تخریبی اصلی ماسه‌سنگ‌های ناحیه مذکور شامل کوارتز (بیشتر کوارتز تک‌بلور)، فلدسپات (بیشتر پلاژیوکلاز) و خرده‌سنگ‌ها (بیشتر خرده‌سنگ‌های رسوبی و ولکانیکی) است. بر طبق درصد فراوانی دانه‌های اصلی چارچوب سنگ و رده‌بندی ترکیبی Folk (1980)، ماسه‌سنگ‌های نئوژن به دو دسته ساب لیتارنایت و فلدسپاتیک لیتارنایت تقسیم‌بندی شده‌اند.

- تجزیه و تحلیل منشأ و جایگاه زمین‌ساختی، این رسوبات با استفاده از آنالیز مودال ترکیب ماسه‌سنگ‌ها نشان می‌دهد که موقعیت تکتونیکی ماسه‌سنگ‌های نئوژن، کوهزائی با چرخه مجدد و کمان ماگمایی مخلوط است و این رسوبات از رخنمون، هوازدگی و فرسایش سنگ‌های بالآمده رسوبی، آذرین (نفوذی و خروجی)، افیولیتی و به مقدار کمتر دگرگونی در این جایگاه زمین‌ساختی حاصل شده‌اند.

- تفسیر شرایط محیط رسوب‌گذاری دیرینه در منطقه مطالعه‌شده براساس تفکیک رخساره‌های رسوبی و بررسی تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ای انجام شده است. بررسی ویژگی‌های رخساره‌ای به شناخت ۱۰ رخساره شامل ۵ رخساره کنگلومرایی (Gp و Gh, Gcm, Gmg, Gmm)، ۳ رخساره ماسه‌سنگی (St و Sm, Sh) و ۲ رخساره گل‌سنگی (Fm و Fl) منجر شده است. بررسی تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها و انواع عناصر ساختاری تشکیل‌شده نشان می‌دهد که رسوبات فوق به‌وسیله یک رودخانه بریده‌بریده کم‌عمق با بار بستر گراولی و نزدیک به منشأ بر جای گذاشته شده است.

References

- Baiyegunhi C. Liu K. and Gwavava O. 2017. Geochemistry of sandstones and shales from the Eccia Group, Karoo Supergroup, in the Eastern Cape Province of South Africa: Implications for provenance, weathering and tectonic setting. Open Geosciences, 9: 340-360. <https://doi.org/10.1515/geo-2017-0028>.

- Dickinson W.R. 1979. Plate Tectonics and Sandstone Compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 2164–2194. <https://doi.org/10.1306/2F9188FB-16CE-11D7-8645000102C1865D>.
- Dickinson W.R. and Suczek C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 63: 2164–2182. <https://doi.org/10.1306/2F9188FB-16CE-11D7-8645000102C1865D>.
- Dickinson W.R. Beard L.S. Brakenridge G.R. Erjavec J.L. Ferguson R.C. Inman K.F. Knepp R.A. Lindberg F.A. and Ryberg P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *GSA Bulletin*, 94: 222–235. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<222:PONAPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<222:PONAPS>2.0.CO;2).
- Dickinson W.R. 1985. Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones. In *Provenance of Arenites*. Springer Science and Business Media LLC: Berlin/Heidelberg, Germany, pp. 333–361. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15.
- Dickinson W.R. 1988. Provenance and Sediment Dispersal in Relation to Paleotectonics and Paleogeography of Sedimentary Basins. In *New Perspectives in Basin Analysis*; Kleinspehn, K.L., Paola, C., Eds.; Springer: New York, NY, USA, pp. 2–25.
- Eftekharneshad J. 1986. 1:100000 Geological Map of Birjand. Iran's Geological Survey and Mineral Explorations Publications, Meradj Blvd, Tehran, Iran.
- Fambrini G.L. Neumann N.H.M.L. Menezes-Filho J.A.B. Silva-Filho W.F.D. and Oliveira E.V.D. 2017. Facies architecture of the fluvial Missao Velha Formation (Late Jurassic-Early Cretaceous), Araripe Basin, northeast Brazil: paleogeographic and tectonic implications. *Acta Geologica Polonica*, 67: 515–545. <http://doi.org/10.1515/agp-2017-0029>.
- Folk R.L. 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, 182p.
- Fu J. Wang J. Li C. Xu S. Wang J. Zhang J. Xie J. and Yue D. 2024. Study on the sedimentary characteristics of braided fluvial fan. *Journal of Taibah University for Science*, 18: 1–19. <https://doi.org/10.1080/16583655.2023.2286715>.
- Gao C. Boreham S. Preece R. C. Gibbard P. L. and Briant R.M. 2007. Fluvial response to rapid climate change during the Devonian (Weichselian) Late glacial in the River Great Ouse, southern England, UK. *Sedimentary Geology*, 202: 193–210. <http://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.02.004>.
- Ganil M.R. and Alam M. M. 2003. Sedimentation and basin-fill history of the Neogene clastic succession exposed in the southeastern fold belt of the Bengal Basin, Bangladesh: a high-resolution sequence
- Baiyegunhi T.L. Liu K. Gwavava O. and Baiyegunhi C. 2020. Petrography and Tectonic Provenance of the Cretaceous Sandstones of the Bredasdorp Basin, off the South Coast of South Africa: Evidence from Framework Grain Modes. *Geosciences*, 10, 340. <https://doi.org/10.3390/geosciences10090340>.
- Bakhtiari S. 2019. Auto atlas of Iran along with distance charts of important roads in Iran. Gitashenasi Novin, Tehran, 64 p. [In persian].
- Basu A. 2003. A perspective on quantitative provenance analysis, In Valloni R. Basu A. (Eds.), *Quantitative Provenance Studies in Italy. Memorie Descrittive Della Carta Geologica dell'Italia*, 61: 11–22.
- Benito G. Greenbaum N. Medialdea A. Calle M. Sanchez-Moya Y. Machado M. Ballesteros-Canovas J.A. and Corella J.P. 2023. Late Pleistocene-Holocene multi-decadal patterns of extreme floods in NW Iberia: The Duero River Palaeoflood record. *Quaternary Science Reviews*, 321: 1–22. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108356>.
- Berberian M. and King G. 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210–265.
- Bertoldi W. Zanoni L. and Tubino M. 2010. Assessment of morphological changes induced by flow and flood pulses in a gravel bed braided river: The Tagliamento River (Italy). *Geomorphology*, 114: 348–360. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.07.017>.
- Camp V. and Griffis R. 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 15: 221–239.
- Chima P. Baiyegunhi C. Liu K. and Gwavava O. 2018. Petrography, modal composition, and tectonic provenance of some selected sandstones from the Stormberg Group, Karoo Supergroup, in the Eastern Cape Province, South Africa. *Open Geosciences*, 10: 821–833. <https://doi.org/10.1515/geo-2018-0064>.
- Deynouxa M. Ciner A. Monod O. Karabukoglu M. Manatschal G. and Tuzcu S. 2005. Facies architecture and depositional evolution of alluvial fan-delta complexes in the tectonically active Miocene Koprucay Basin, Isparta Angla, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173: 315–343. <http://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.12.013>.
- Dickinson W.R. 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 695–707. <https://doi.org/10.1306/74d72018-2b21-11d7-8648000102c1865d>.
- Dickinson W.R. 1976. Plate Tectonic Evolution of Sedimentary Basins. *American Association of Petroleum Geologists Continuing Education Course Notes*, 1: 1–56.

- <https://doi.org/10.1306/212F83B9-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Javidan M. Mokhtarpour H. Sahraeyan M. and Kheyrandish H. 2015. Lithofacies, architectural elements and tectonic provenance of the siliciclastic rocks of the Lower Permian Dorud Formation in the Alborz Mountain Range, Northern Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 109: 211-223. <http://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.06.003>.
- Khalifa M. and Catuneanu Q. 2008. Sedimentary of the bahariya Formation (Early Cenomanian), Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 51: 89-103. <http://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.12.004>.
- Khanehbad M. Moussavi-Harami R. Mahboubi A. and Nadjafi A. 2012. Geochemistry of Carboniferous Shales of the Sardar Formation, East Central Iran: Implication for Provenance, Paleoclimate and Paleo-oxygenation Conditions at a Passive Continental Margin. *Geochemistry International*, 50: 777-790. <https://doi.org/10.1134/S0016702912090029>.
- Kim S.B. Kim Y.G. Jo H.R. Jeang K.S. and Cjough S.K. 2009. Depositional facies, architecture and environments of the Sihwa Formation (Lower Cretaceous), midwest Korea with special reference to dinosaur eggs. *Cretaceous Research*, 30: 100-126. <http://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.05.016>.
- Kostic B. Becht A and Aigner T. 2005. 3D sedimentary architecture of a Quaternary Gravel Delta (SW Germany), implications for hydrostratigraphy. *Sedimentary Geology*, 181(29): 143-171. <http://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.07.004>.
- Koykka J. 2011. The Sedimentation and Paleohydrology of the Mesoproterozoic Stream Deposits in a Strike-slip Basin (Svinsage Formation), Telemark, Southern Norway. *Sedimentary Geology*, 236: 239-255. <http://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.01.010>.
- Laronne J. B. and Shlomi Y. 2007. Depositional character and preservation potential of coarse-grained sediments deposited by flood events in hyper-arid braided channels in the Rift Valley, Arava, Israel. *Sedimentary Geology*, 195: 21-37. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.07.008>.
- Lopez- Gomez J. Arche A. Vargas H. and Marzo M. 2010. Fluvial architecture as a response to two-layer lithospheric subsidence during the Permian and Triassic in the Iberian Basin, eastern Spain. *Sedimentary Geology*, 223(3): 320-333. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.11.017>.
- Meyer B. and Le Dortz K. 2007. Strike-slip kinematics in central and eastern Iran: Estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics*, 26: 1-20. <https://doi.org/10.1029/2006TC002073>.
- stratigraphic approach. *Sedimentary Geology*, 155: 227-270. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00182-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00182-3).
- Gazzi P. 1966. Le arenarie del flysh sopracretaceo dell Appennino modenese: Correlazioni con il flysh di Monghidoro. *Mineralogical Petrografica Acta*, 12: 69-97.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.08.002>.
- Ghosh S. 2014. Palaeogeographic significance of ferruginous gravel lithofacies in the Ajay- damodar interfluvium, West Bengal, India. *International Journal of Geology*, 4: 81-100.
- Harms J.C. Southard J.B. and Walker R.G. 1982. Structure and Sequence in Clastic Rocks. SEPM Short Course 9. SEPM, Tulsa. <https://doi.org/10.2110/scn.82.09>.
- Hauhnar M. Lalnunmawia J. and Vanthangliana V. 2018. Petrography of Barail sandstone of Champhai- Mualkawi section in Champhai district, Mizoram: Implication on provenance and tectonic setting. *Advances in Engineering Research*, 178. <http://doi.org/10.2991/msc-18.2018.12>.
- Higgs K.E. King P.R. Raine J.I. Sykes R. Browne. G.H. Crouch E. and Baur J.R. 2012. Sequence stratigraphy and controls on reservoir sandstone distribution in an Eocene marginal marine-coastal plain Fairway, Taranaki Basin, New Zealand. *Marine and Petroleum Geology*, 30: 175-192. <http://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.12.001>.
- Holbrook J. and Schumm S.A. 1999. Geomorphic and Sedimentary response of rivers to tectonic deformation, a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient setting: *Tectonophysics*, 305: 287-306. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00011-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00011-6).
- Houben H. 2007. Geomorphological facies reconstruction of Late Quaternary alluvial by the application of fluvial architecture concepts. *Geomorphology*, 86: 94-114. <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.08.008>.
- Ingersoll R.V. and Suczek C.A. 1979. Petrology and Provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 1217-1228. <https://doi.org/10.1306/212F78F1-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Ingersoll R.V. Bullard T.F. Ford R. Grimm J.P. Pickle J.D. and Sares S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson pointcounting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.

- 37: 119–181. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1988.037.01.09>.
- Siddiqui A. and Robert A. 2010. Thresholds of erosion and sediment movement in bedrock channels. *Geomorphology*, 118(14): 301-313. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.01.011>.
- Sridhar A. Chamyal L.S. Bhattacharjee F. and Singhvi A. K. 2013. Early Holocene fluvial activity from the sedimentology and palaeohydrology of gravel terrace in the semi- arid Mahi River Basin, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 66: 240-248. <http://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.01.017>.
- Stow D.A.V. 2005. *Sedimentary Rocks in the Field: A Color Guide*. Manson Publishing, London. <https://doi.org/10.1201/b15204>.
- Tang L. Jones S. and Gluyas J. 2017. Facies architecture of the fluvial- Aeolian Buchan Formation (Upper Devonian) and its implications on field, Central North Sea, UK. *International Journal of Geosciences*, 8: 902-924. <http://doi.org/10.4236/ijg.2017.87052>.
- Tucker M.E. 2001. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. 3rd ed., Blackwell Science Lt: Hoboken, NJ, USA, pp. 142–165.
- Turkmen I. Aksoy E. and Taogin C.K. 2007. Alluvial and lacustrine facies in an extensional basin: The Miocene of Malatya basin, eastern Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30: 181-198. <http://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.08.006>.
- Van Tha H. Wysocka A. Pha P.D. Cuong N.Q. and Ziolkowski P. 2015. Lithofacies and depositional environments of the Paleogene/ Neogene sediments in the Hoanh Bo Basin (Quang Ninh province, NE Vietnam). *Geology, Geophysics, Environment*, 41: 353-369. <http://doi.org/10.7494/geol.2015.41.4.353>.
- Walker R. and Jackson J. 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*, 23: TC5010. <http://dx.doi.org/10.1029/2003TC001529>.
- Weltje G.J. and Von Eynatten H. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: Review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171: 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.007>.
- Yuan Y. and Wang H. 2016. Sedimentary petrology characteristics and their implications for provenance of Flowerpot basin Jurassic system in Yanqing County, Beijing. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 4: 69-79. <http://doi.org/10.4236/gep.2016.46006>.
- Zuffa G.G. 1985. Optical analyses of arenites: Influence of methodology on compositional results, in Zuffa, G.G., ed., *Provenance of Arenites*. Dordrecht, Reidel. NATO ASI Series, 165- 189. http://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_8.
- Miall A.D. 2000. *Principle of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York, 668p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03999-1>.
- Miall A.D. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis*. Petroleum Geology (4th printing), Springer-Verlag, New York, 582p.
- Miall A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, New York, 582p.
- Mortazavi Mehrizi M. 2023. Introduction of continental ichnofacies from Neogene alluvial deposits of Birjand city. *Applied Sedimentology*, 11 (21): 166-181. [In Persian] <http://doi.org/10.22084/PSJ.2022.26800.1369>.
- Motiei H. 1994. *Geology of Iran: Stratigraphy of Zagros*. Geological survey of Iran publication, Tehran, 583p.
- Oplustil S. Martinek K. and Tasaryova Z. 2005. Facies and architectural analysis of fluvial deposits of the Nyrany Member and Tynec Formation (Westphalian D -Barruelian) in the Kladno – Rakovnik and Pilsen basins. *Bulletin of Geosciences*, 80: 45-66..
- Papangelakis E. Hassan M.A. Luzi D. Burge L.M. and Peirce S. 2022. Measuring geomorphology in river assessment procedures 1: A global overview of current practices. *Journal of the American Water Resources Association*, 59: 1342-1359. <http://doi.org/10.1111/1752-1688.13146>.
- Pettijohn F.J. Potter P.E. and Siever R. 1987. *Sand and Sandstone*. Springer Science and Business Media LLC, Berlin/Heidelberg, Germany, pp. 431–487. <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1066-5>.
- Pettijohn F.J. 1975. *Sedimentary Rocks*, (3rd Edition). Harper and Row, New York, 628p.
- Powers M.C. 1953. A New Roundness Scale for Sedimentary Particles. *Journal of Sedimentary Research*, 23: 117. <https://doi.org/10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Rai L.K. and Yoshida K. 2021. Sedimentary facies analysis of the fluvial environment in the Siwalik Group of eastern Nepal: deciphering its relation to contemporary Himalayan tectonics, climate and sea-level change, *Earth and Planetary Science*, 8: 1-18. <http://doi.org/10.21203/rs.3.rs-154653/v1>.
- Safarnejad M. 2013. *Sedimentology and geomorphology of Nowrozi Catchment in southwest of Quchan*. Master's thesis, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, 197 p. [In persian]
- Sengör A. Altın D. Çin A. Ustaömer T. and Hsü K. 1988. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. *Geological Society of London Special Publication*,

