



Identification of Coarse-Grain (Lowe), Medium-Grain (Bouma), and Fine-Grain (Stow) Turbidite Sequences in the Amiran Formation (Lurestan Sedimentary Basin, Zagros, Iran)

Yaghub Nasiri^{1*}, Samira Taghdisi Nikbakht² and Mostafa Sedaqhat Nia³

1, 2- Assist. Prof., Dept. of Geology, Faculty of Sciences, University of Gonabad, Gonabad, Iran

3- Ph.D. Student, Dept. of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

ARTICLE INFO	ABSTRACT
Article type: Original Research	In this research, four stratigraphic sections of the Amiran Flysch Formation in the Lorestan sedimentary basin were studied and examined. The thickness of the Amiran Formation in the Lorestan sedimentary basin reaches over 800 meters, and lithologically, it includes conglomerate, sandstone, shale, and, to a lesser extent, limestone. The Lowe sequence is observed in the coarse-grained facies of this formation, the Bouma sequence in the medium-grained facies, and the Stow sequence in the fine-grained facies, all indicating a submarine fan depositional environment. The Lowe sequence in these deposits includes six parts: R1 (traction bedload), R2 (traction sheet), R3 (traction sheet), S1 (traction bedload), S2 (traction sheet), and S3 (suspended load and water). The Bouma sequence includes five parts: A (sand and gravel with gradual grading), B (sand with parallel lamination), C (rippled sand), D (laminated silt), and E (mud with bioturbation at the top). The Stow sequence in these deposits includes nine parts: T0 (tabular planar lamination), T1 (contorted lamination), T2 (lenticular-wavy lamination), T3 (regular and thin lamination), T4 (indistinct lamination), T5 (grouped silt lamination), T6 (gradually graded silty-muddy lenses), T7 (mud with gradual grading), and T8 (mud with fine bioturbations). In these sequences, the S3 part of the Lowe sequence is equivalent to the A part of the Bouma sequence, and the C part of the Bouma sequence is equivalent to the T0 part of the Stow sequence. All three sequences are fining upward and are the result of turbidity currents, often forming in submarine fan facies. The distinct reduction in the thickness of the units from the Lowe sequence towards the Stow sequence indicates a gradual decrease in the turbidity current over time.
Article history: Received: 2026 January 4 Accepted: 2026 May 30	
Keywords: Amiran Formation Turbidite Lurestan Zagros	

DOI: 10.22084/psj.2026.31784.1484

Corresponding author: Yaghub Nasiri, E-mail: y.nasiri.1365@gmail.com

Cite this article: Yaghub Nasiri, Samira Taghdisi Nikbakht and Mostafa Sedaqhat Nia (2026). Identification of Coarse-Grain (Lowe), Medium-Grain (Bouma), and Fine-Grain (Stow) Turbidite Sequences in the Amiran Formation (Lurestan Sedimentary Basin, Zagros, Iran), *Applied Sedimentology*, Vol. 14, No. 27, pp: 176-198.



Journal of Applied Sedimentology by Bu-Ali Sina University Press is licensed under CC BY-NC 4.0

Web Site: <https://psj.basu.ac.ir> E-mail: nfag@basu.ac.ir

Extended Abstract

Introduction

In the absence of waves and tides, currents resulting from changes in salinity, temperature, and suspended load of water, known as density currents or currents caused by density differences, play the main role in the transportation and sedimentation of deep-sea areas. The most powerful current caused by the density difference of seawater is the current that arises from the difference in suspended load and is known as a muddy current or turbidity current. The concept of turbidity currents was first proposed in the 1950s as the cause of graded bedding. Turbidite systems can deposit up to 10 meters per thousand years by transporting large amounts of sediment and leave very thick sedimentary sequences. Turbidity currents are dense currents that, due to gravity and density differences, transport sediments from shallow parts to deep parts of sedimentary basins. These currents lead to the formation of distinct layers known as turbidite sequences. Understanding these sequences is important not only for interpreting past sedimentary environments but also in hydrocarbon exploration. Flysch facies consist of thick sedimentary sequences (several hundred to several thousand meters) composed of re-deposited clastic sediments that formed simultaneously with orogenic events in deep-sea areas. Main factors influencing the formation and spread of turbidites include tectonics, climate, sedimentary processes, and sea-level fluctuations. Submarine fans are sensitive to sea-level changes. Studies have shown that the greatest expansion of submarine fans and clastic turbidites occurred during periods of low sea level in past geological eras. A prominent example of turbidite deposits in Iran is the Amiran Formation. This formation, with a thickness of over 871 meters, consists of siltstone, sandstone in dark olive green to brown colors, and some limestone and conglomerate with flysch-like facies; therefore, it is sometimes referred to as the Amiran Flysch. The lower boundary of the Amiran Formation is conformable and gradual with the gray marls of the Gurpi Formation, and its upper boundary is conformable with the red sandstones of the Kashkan Formation and the limestones of the Taleh Zang Formation. Evidence indicates that the Amiran Formation

was deposited in a foreland-type basin within the folded and thrust Zagros belt following the collision of the Arabian and Central Iranian continental crusts (Laramide orogenic phase) and is the result of the erosion of radiolarites and ophiolites in the northeastern part of the basin and the downslope movement of the erosion products to deeper southwestern and southeastern areas. The classical models of Bouma (1962), Lowe (1982), and Stow (1986) are used as standard frameworks for describing and interpreting these turbidite sequences. This article, for the first time, examines the characteristics of each of these models and their applications in sedimentology studies.

Stratigraphy and Geology of the Studied Sections

The Amiran Formation is extended in Lorestan Province and, to a lesser extent, in the provinces of Kermanshah, Khuzestan, Chaharmahal and Bakhtiari, and Isfahan. The Lorestan sedimentary basin is part of the Zagros Fold-Thrust Belt, whose eastern - northeastern boundary is formed by the thrust zone faults, and the southern boundary of this region is formed by the Balarud flexure, and its general trend is parallel to the thrust zone. The anticlines in the south and west of Lorestan contain outcrops of the Bangestan Group formations, while towards the north, the outcrops are mainly of the flysch-type formations such as Amiran and Kashkan, respectively, and in more northern areas, the Gurpi Formation is predominantly exposed.

In the Lorestan sedimentary basin, the Amiran Formation is in contact with various formations. In almost all areas, the lower contact of this formation is with the Gurpi Formation, and in the upper part, it is associated with the Taleh Zang and Kashkan formations in different areas. Four stratigraphic sections of the flysch-type Amiran Formation in the Lorestan sedimentary basin were selected and subjected to field study and investigation. The stratigraphy of the studied sections includes:

1. **Khormabad Anticline section (Makhmalkuh section):** with a thickness of 550 meters, mainly composed of conglomerate and, to a lesser extent, sandstone and shale.
2. **Cham-Bagh Anticline stratigraphic section:** with a thickness of 920 meters,

composed of sandstone, siltstone, and shale.

3. **Posht-e-Jangal Anticline stratigraphic section:** with a thickness of 890 meters, composed of shale with interbeds of sandstone, siltstone, and a very small amount of conglomerate.
4. **Sarkan Anticline stratigraphic section:** with a thickness of 800 meters, mainly composed of shale.

The Makhmalkuh stratigraphic section is located in the north of Lorestan, and the Cham-Bagh, Posht-e-Jangal Anticline, and Sarkan Anticline stratigraphic sections are situated in the south and southwest of Lorestan.

Method of Study

During this surveying, the thickness of the deposits, bedding surfaces, sedimentary structures, trace fossils, degree of bioturbation, changes in grain size, as well as the relationships between layers were investigated. Ichnological assemblages were studied in the deposits of the Amiran Formation based on the analysis of ichnofossils. A total of 350 sedimentary thin sections were prepared from the sandstone and shale intervals to determine the Bouma and Stow sequences and were studied using a polarizing microscope.

Discussion

Development of a Deep Submarine Fan System in the Amiran Formation

The petrographic data, along with the structure and texture of the siliciclastic deposits of the Amiran Formation, confirm transportation and sedimentation under the influence of turbidity currents. These currents caused the transport of clastic grains from shallower parts of the basin towards deep areas via Bouma, Lowe, and Stow type currents.

Clastic facies, deposited by Bouma, Lowe, and Stow currents, have formed submarine fans in areas ranging from the continental slope to abyssal plains. One of the most prominent characteristics of the clastic sequences in the Amiran Formation is the presence of Lowe sedimentary cycles. These form in proximal areas (main channel) and consist of the often gravelly (pebble and cobble) R1, R2, R3 divisions, created by high-density grain flows (high-density turbidity

currents). The S3, S2, S1 divisions are often sandy and fine gravel (coarse sand and granule) and are formed by low-density aqueous and turbidity currents.

With increasing distance from the source (main channel), the coarser-grained divisions of the Lowe sequence become thinner and are eventually eliminated. The medium to fine-grained divisions of the Bouma sequence, which are fining-upward and are mainly observed at a scale of less than one meter, become developed. In the middle parts of submarine fans, units A, B, and C of the Bouma sequence are observed. The distal parts of submarine fans consist of units D and E of the Bouma sequence, which are fining-upward and observed at a scale of less than one meter. In deeper parts (lower submarine fan sections), silty and clayey facies include units D and E of the Bouma sequence, which are equivalent to Stow units. Based on field observations, the repetition of Bouma, Lowe, and Stow cycles, and the results of petrographic studies, three sedimentary cycles can be distinguished in the Amiran Formation. These belong to the lower (distal), middle, and upper (proximal) parts of the submarine fan.

Facies Assemblage of the Upper Submarine Fan:

This facies assemblage is mostly observed in the Khormabad Anticline section (Makhmalkuh section), close to the source area. The bed geometry in the upper submarine fan facies assemblage in the studied section is often in the form of lenticular, channelized beds with limited lateral extent, stacked on top of each other. In some cases, the bed geometry is horizontally bedded. Sedimentary and textural patterns such as erosional bases associated with massive sandstones and, rarely, trough cross-bedding with parallel lamination, load casts in conglomeratic beds, normal and inverse graded bedding in the upper fan conglomerates, clast-supported and non-bedded conglomerates associated with lenses of coarse sandstone and poorly sorted conglomerates indicate the influence of high-density Lowe-type turbidity currents in the formation of these deposits, which mainly represent the Lowe model. Such currents form in areas near the source, i.e., in the upper fan. High-density turbidity currents are capable of transporting large amounts of coarse sand and gravel to the upper fan due to flow turbulence, grain collision pressure, and internal (matrix

buoyancy) forces. The presence of thick, massive, coarse-grained sandstones with erosional bases is further evidence of high sedimentation rates and high-density turbulent flows in the steep, submarine channels of the upper fan. The most important trace fossils present in this facies assemblage, in order of abundance, include: *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Palaeophycus*, *Scolicia*, *Halopoa*, *Arenicolites*, *Skolithos*, *Zoophycos*, and *Planolites*.

Conclusion

The Amiran Formation in the Lorestan sedimentary basin possesses a submarine fan depositional environment, which displays Lowe, Bouma, and Stow sequences from proximal to distal sections relative to the source.

- In the sections close to the source (northeast) of the basin (Makhmalkuh section), a sequence of conglomerates with interbeds of coarse-grained sandstone is formed, representing the Lowe sequence.
- In the middle parts of the basin, the sections of the Amiran Formation consist of sandstone with interbeds of shale, indicating Bouma units.
- Towards the distal parts from the source (Sarkan Anticline), the sections of the

Amiran Formation consist of shale with thin interbeds of sandstone, representing various Stow divisions.

A comparative analysis reveals that the three models of Lowe, Bouma, and Stow cover a complementary spectrum for the analysis of turbidite deposits. The Lowe sequence is suitable for proximal, high-energy environments; the Bouma sequence for process-oriented and flow-focused analysis in medium to fine-grained sediments with moderate energy; and the Stow sequence for distal, fine-grained, and low-energy biogenic environments. All three sequences are fining-upward and form exclusively in deposits resulting from turbidity currents and within submarine fan facies. The Lowe model provides a process-oriented and dynamic perspective on the sedimentation of high-energy currents and has been able to fill the gap in the Bouma model's description of coarse-grained turbidity sandstones and conglomerates. The Stow model, building upon the two previous models, offers a more comprehensive view of the fine-grained environments of deep submarine fans.



معرفی توالی‌های توربیدیتی درشت‌دانه (لاو)، متوسط‌دانه (بوما) و ریزدانه (استاو) در نهشته‌های فلیشی سازند امیران (حوضه‌ی رسوبی لرستان)

یعقوب نصیری^{۱*}، سمیرا تقدیسی نیک‌بخت^۲ و مصطفی صداقت‌نیا^۳

۱ و ۲- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، مجتمع آموزش عالی گناباد، گناباد، ایران

۳- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
نوع مقاله: مقاله پژوهشی	در این پژوهش چهار برش چینه‌شناسی از سازند فلیشی امیران در حوضه‌ی رسوبی لرستان مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. ضخامت سازند امیران در حوضه‌ی رسوبی لرستان به بیش از ۸۰۰ متر می‌رسد و از نظر سنگ‌شناسی شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل و به مقدار کمتر سنگ‌آهک است. توالی لاو در رخساره‌های دانه درشت این سازند، توالی بوما در رخساره‌های دانه متوسط و در رخساره‌های دانه ریز توالی استاو مشاهده می‌شود که دلالت بر محیط رسوبی مخروط زیردریایی دارند. توالی لاو در این نهشته‌ها شامل شش بخش R1 (بار بستر کشتی)، R2 (فرش کشتی)، R3 (فرش کشتی)، S1 (بار بستر کشتی)، S2 (فرش کشتی) و S3 (ذرات معلق و آب)، توالی بوما شامل پنج بخش A (ماسه و گراول با دانه‌بندی تدریجی)، B (ماسه با لامینه‌های موازی)، C (ماسه ریلی)، D (سیلت لامینه‌ای) و E (گل با زیست‌آشفته‌گی در رأس) و توالی استاو در این نهشته‌ها شامل نه بخش T0 (لامینه عدسی قاعده‌ای)، T1 (لامینه پیچیده)، T2 (لامینه عدسی - موجی)، T3 (لامینه منظم و نازک)، T4 (لامینه نامشخص)، T5 (سیلت لامینه‌ای دسته‌ای)، T6 (عدسی‌های سیلنتی گلی با دانه‌بندی تدریجی)، T7 (گل بدون دانه - بندی تدریجی) و T8 (گل با زیست‌آشفته‌گی‌های ریز) می‌باشند. در این توالی‌ها بخش S3 توالی لاو معادل بخش A توالی بوما و بخش C توالی بوما معادل بخش T0 توالی استاو است. هر سه توالی به سمت بالا ریزشونده و حاصل جریان‌های توربیدیتی بوده و اغلب در رخساره‌های مخروط زیردریایی تشکیل می‌شوند. کاهش مشخص ضخامت واحدها از توالی لاو به سمت توالی استاو بیانگر افت تدریجی جریان توربیدیتی با گذشت زمان است.
تاریخچه مقاله:	
تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۱۰/۱۴	
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۳/۹	
کلیدواژه‌ها:	
سازند امیران	
توربیدایت	
لرستان	
زاگرس	

DOI: 10.22084/psj.2026.31784.1484

* نویسنده مسئول: یعقوب نصیری، E-mail: y.nasiri.1365@gmail.com

استناد: یعقوب نصیری، سمیرا تقدیسی نیک‌بخت و مصطفی صداقت‌نیا (۱۴۰۵). معرفی توالی‌های توربیدیتی درشت‌دانه (لاو)، متوسط‌دانه (بوما) و ریزدانه (استاو) در نهشته‌های فلیشی سازند امیران (حوضه‌ی رسوبی لرستان)، رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۱۴، شماره ۲۷، صفحه ۱۷۶ تا ۱۹۸. این نشریه علمی رایگان است و حق مالکیت فکری خود را براساس لایسنس کرییتیو کامنز (CC BY-NC 4.0) به نویسندگان واگذار کرده است.



آدرس وبسایت نشریه: <https://psj.basu.ac.ir> | ایمیل نشریه: nfag@basu.ac.ir

۱- پیشگفتار

در فقدان امواج و جزرومد، جریان‌های ناشی از تغییرات شوری، دما و بار معلق آب که به جریان‌های دانسیته‌ای یا جریان‌های ناشی از اختلاف چگالی معروف هستند، نقش اصلی را در حمل و نقل و رسوب‌گذاری مناطق عمیق دریا ایفا می‌کنند. قدرتمندترین جریان ناشی از اختلاف چگالی آب دریا جریانی است که به واسطه‌ی تفاوت در بار معلق به وجود می‌آید و به جریان گل‌آلود یا توربیدیتی معروف است (رینک و سینگ، ۱۹۸۰). نخستین بار مفهوم جریان‌های توربیدیتی در دهه‌ی ۱۹۵۰ به عنوان عامل ایجاد لایه‌بندی تدریجی مطرح شد. سیستم‌های توربیدیتی با انتقال مقادیر زیاد رسوب می‌توانند تا ۱۰ متر در هر هزار سال رسوب‌گذاری کنند و توالی‌های رسوبی بسیار ضخیم برجای گذارند (گای و همکاران، ۲۰۲۴؛ هاشیم و همکاران، ۲۰۲۴). جریان‌های توربیدیتی، جریان‌های غلیظی هستند که در اثر گرانش و اختلاف چگالی، رسوبات را از قسمت‌های کم‌عمق به قسمت‌های عمیق حوضه‌های رسوبی انتقال می‌دهند. این جریان‌ها منجر به تشکیل لایه‌های مشخصی می‌شوند که به صورت توالی‌های توربیدیتی شناخته می‌شوند. شناخت این توالی‌ها نه تنها در تفسیر محیط‌های رسوبی گذشته، بلکه در اکتشاف منابع هیدروکربنی نیز حائز اهمیت است. رخساره‌های فلیش شامل توالی‌های رسوبی با ضخامت زیاد (چند صد تا چند هزار متر) متشکل از رسوبات آواری دوباره نهشته‌شده است که همزمان با رویدادهای کوهزایی در مناطق عمیق دریا تشکیل شده است (شان‌موگان، ۲۰۰۳). از عوامل اصلی موثر در تشکیل و گسترش توربیدیت‌ها می‌توان به تکتونیک، آب و هوا، فرآیندهای رسوبی و نوسان سطح آب دریا اشاره کرد (گای و همکاران، ۲۰۲۴؛ هاشیم و همکاران، ۲۰۲۴؛ لین و همکاران، ۲۰۲۴؛ توماسوویچ و همکاران، ۲۰۲۴؛ ویدیاتاما و همکاران، ۲۰۲۴؛ جیانکانگ و همکاران، ۲۰۲۵؛ رایت و همکاران، ۲۰۲۵). مخروط‌های زیردریایی نسبت به تغییرات سطح آب دریا حساس هستند. بررسی‌های انجام شده نشان داده است که بیشترین گسترش مخروط‌های زیردریایی و توربیدیت‌های آواری در زمان پایین بودن سطح آب دریاها در دوران‌های گذشته زمین‌شناسی اتفاق افتاده است (میل، ۲۰۰۰). مثال بارز نهشته‌های توربیدیتی ایران سازند امیران می‌باشد. این سازند با سبترای بیش از ۸۷۱ متر از سیلت‌سنگ، ماسه‌سنگ به رنگ سبز زیتونی تیره تا

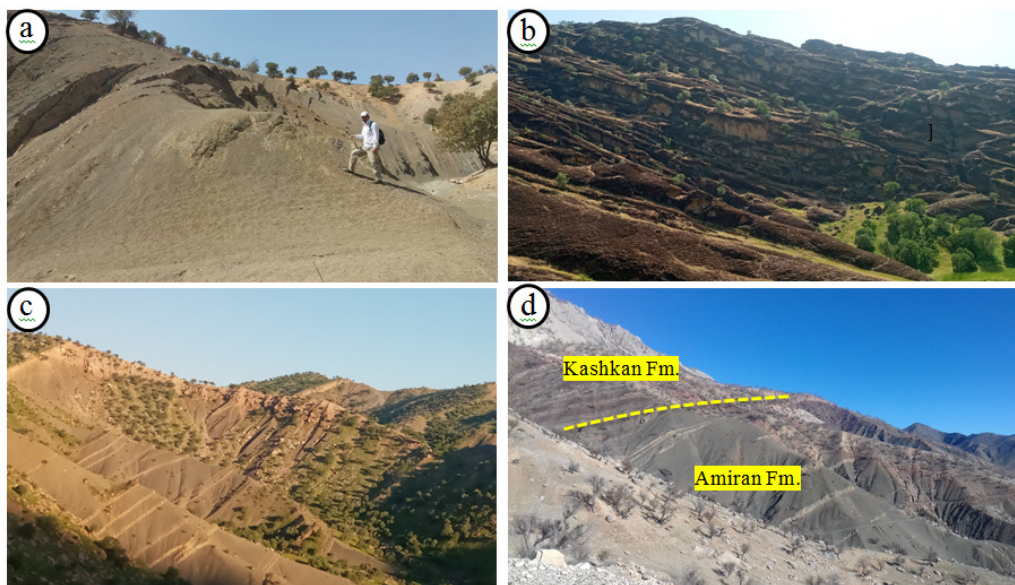
قهوه‌ای و مقداری سنگ‌آهک و کنگلومرا با رخساره‌ی فلیش گونه است، به همین جهت، گاهی با نام فلیش‌های امیران از آن یاد می‌شود. مرز زیرین سازند امیران با مارن‌های خاکستری رنگ سازند گورپی هم‌شیب و تدریجی است و مرز بالایی آن با ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ سازند کشکان و آهک‌های سازند تله‌زنگ هم‌شیب می‌باشد. شواهد حاکی از آن است که سازند امیران در حوضه‌ای از نوع پروفورلند در کمربند چین‌خورده و رورانده‌ی زاگرس بعد از تصادم پوسته‌ی قاره‌ای عربی و ایران مرکزی (فاز کوهزایی لارامین) نهشته شده و حاصل فرسایش رادیولاریت‌ها و افیولیت‌ها در شمال‌شرقی حوضه و سرازیر شدن محصولات حاصل از فرسایش به نواحی عمیق‌تر جنوب‌غربی و جنوب‌شرقی است (علوی، ۲۰۰۴؛ همکه و همکاران، ۲۰۰۹). مدل‌های کلاسیک بوما (۱۹۶۲)، لاو (۱۹۸۲) و استاو (۱۹۸۶) به عنوان چارچوب‌های استاندارد برای توصیف و تفسیر این توالی‌های توربیدیتی به کار می‌روند. این مقاله برای اولین بار به بررسی ویژگی‌های هر یک از این مدل‌ها و کاربردهای آن‌ها در مطالعات رسوب‌شناسی می‌پردازد.

۲- چینه‌شناسی و زمین‌شناسی برش‌های مورد مطالعه

سازند امیران در استان لرستان و به میزان کم‌تر در استان‌های کرمانشاه، خوزستان، چهارمحال و بختیاری و استان اصفهان گسترش یافته است. حوضه رسوبی لرستان بخشی از کمربند چین‌خورده زاگرس است که مرز شرق-شمال‌شرقی آن به گسله‌های زون تراسی و مرز جنوبی این منطقه را خمش بالارود تشکیل می‌دهد و امتداد کلی آن موازی زون تراسی‌ها است. تاق‌دیس‌های موجود در جنوب و غرب لرستان حاوی بیرون‌زدگی‌هایی از سازندهای گروه بنگستان هستند، در حالی‌که در جهت شمال بیشتر بیرون‌زدگی‌ها به ترتیب از نوع سازندهای فلیشی مانند امیران و کشکان بوده و در مناطق شمالی‌تر بیشتر سازند گرو رخنمون پیدا می‌کند (مطیعی، ۱۳۷۴). در حوضه‌ی رسوبی لرستان سازند امیران با سازندهای مختلفی در ارتباط است. تقریباً در اکثر نواحی تماس زیرین این سازند با سازند گورپی است و در بخش فوقانی با سازندهای تله‌زنگ، کشکان در مناطق مختلف مرتبط است (شکل‌های ۱ و ۲). چهار برش چینه‌شناسی از سازند فلیشی امیران در

ماسه‌سنگ، سیلت‌سنگ و به مقدار بسیار کم از کنگلومرا تشکیل شده است. ۴- برش چینه‌شناسی تاکدیس سرکان غالباً از شیل تشکیل شده است. برش چینه‌شناسی مخملکوه در شمال لرستان، برش‌های چم‌باغ، تاکدیس پشت‌جنگل و برش چینه‌شناسی تاکدیس سرکان در جنوب و جنوب غرب لرستان واقع شده‌اند.

حوضه رسوبی لرستان انتخاب و مورد مطالعه و بررسی صحرایی قرار گرفته است. چینه‌شناسی برش‌های مورد مطالعه شامل: ۱- برش تاکدیس خرم‌آباد (برش مخملکوه) غالباً از کنگلومرا و به مقدار کم تر ماسه‌سنگ و شیل تشکیل شده است. ۲- برش چینه‌شناسی تاکدیس چم‌باغ، از ماسه‌سنگ، سیلت‌سنگ و شیل تشکیل شده است. ۳- برش چینه‌شناسی تاکدیس پشت‌جنگل از شیل با میان لایه‌های



شکل ۱. برش‌های مورد مطالعه از سازند امیران در حوضه رسوبی لرستان. a: برش تاکدیس پشت‌جنگل. b: برش تاکدیس خرم‌آباد (برش مخملکوه). c: برش چم‌باغ. d: برش تاکدیس سرکان

Fig. 1. Studied sections of the Amiran Formation in the Lorestan sedimentary basin. a: Posht-e-Jangal Anticline section (Ghalebi section). b: Khorramabad Anticline section (Makhmal Kuh section). c: Cham bagh section. d: Sarkan anticline section.

تحلیل ایکتوفسیل‌ها (مک‌ایچرن و همکاران، ۲۰۰۷) در نهشته‌های سازند امیران مورد بررسی قرار گرفت. تعداد ۳۵۰ مقطع نازک رسوبی از بخش‌های ماسه‌سنگی و گل‌سنگی جهت مشخص شدن توالی‌های بوما و استاو تهیه شده و توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شده است.

۴- توالی لاو^۱

توالی لاو در نهشته‌های سازند امیران شامل بخش‌های R1، R2، R3 و S3، S2، S1 می‌باشند. این توالی اغلب در برش تاکدیس خرم‌آباد (برش مخملکوه) مشاهده شده است. بخش‌های R1، R2، R3 توالی لاو مشاهده شده در برش تاکدیس خرم‌آباد اغلب گراولی (پبل و کابل) بوده و توسط

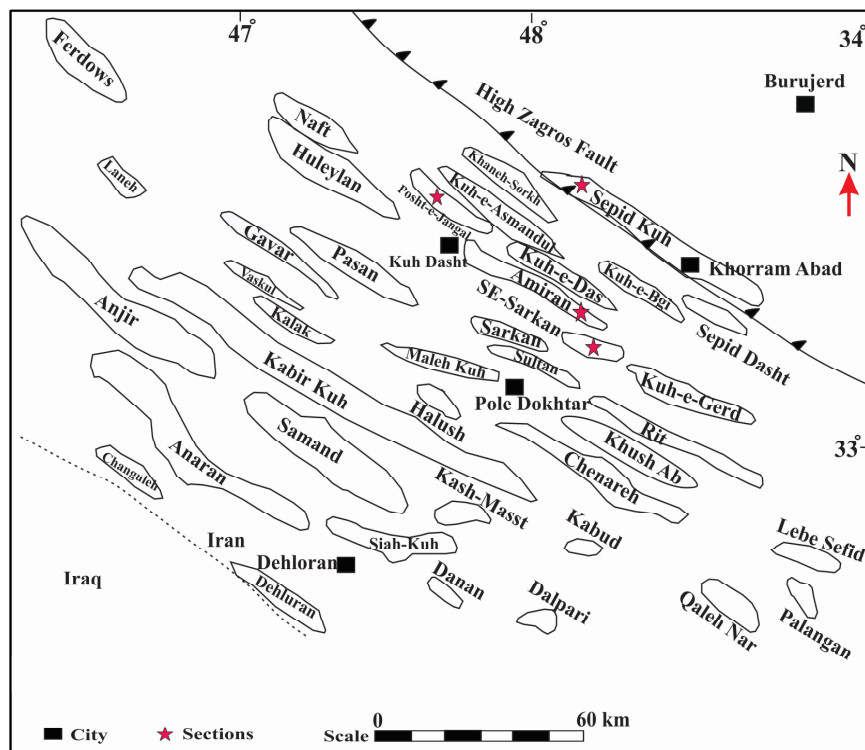
۳- روش مطالعه

چهار برش چینه‌شناسی از سازند فلیشی امیران در حوضه رسوبی لرستان انتخاب و مورد مطالعه و بررسی صحرایی قرار گرفته است. ۱- برش تاکدیس خرم‌آباد (برش مخملکوه) با ضخامت ۵۵۰ متر. ۲- برش چینه‌شناسی تاکدیس چم‌باغ با ضخامت ۹۲۰ متر. ۳- برش چینه‌شناسی تاکدیس پشت‌جنگل، با ضخامت ۸۹۰ متر. ۴- برش چینه‌شناسی تاکدیس سرکان با ضخامت ۸۰۰ متر (شکل ۲). در این برداشت ضخامت نهشته‌ها، سطوح لایه‌بندی، ساختارهای رسوبی، اثر فسیل‌ها، درجه آشفستگی زیستی، تغییرات اندازه دانه‌ها و همچنین ارتباط لایه‌ها مورد بررسی قرار گرفتند. مجموعه‌های ایکتولوژیکی بر اساس تجزیه و

^۱ Lowe

۱- اجتماع ذرات رس به همراه ذرات ماسه متوسط. ۲- ماسه درشت به همراه قطعات پبلی ریز. ۳- قطعات پبلی و کابلی. ذرات دانه درشت ماسه‌ای، پبلی و کابلی توسط جریان‌های توربیدیتی با گرانروی بالا و ذرات ماسه‌ای ریز و گلی توسط جریان‌های توربیدیتی با گرانروی پایین رسوبگذاری می‌کنند (بوما و همکاران، ۱۹۸۵). در شکل‌های ۴ الی ۶ بخش‌های مختلف توالی لاو در نهشته‌های توربیدیتی دانه درشت سازند امیران در برش شمال خرم‌آباد (برش مخمل‌کوه) نشان داده شده است.

جریان‌های دانه‌ای^۲ پرچگال (توربیدیت‌های پرچگال) ایجاد شده‌اند. بخش‌های S3, S2, S1 مشاهده شده در این برش اغلب ماسه‌ای و گراول ریزدانه (ماسه درشت و گرانول) بوده و توسط جریان‌های آبی^۳ و توربیدیتی^۴ کم‌چگال ایجاد شده‌اند. بخش S3 توالی لاو معادل بخش A توالی بوما می‌باشد (S3=TA) (لاو، ۱۹۸۰). جریان‌های دانه‌ای اغلب در شیب‌های بین ۱۸ تا ۲۸ درجه در شیب‌قاره مخروط زیردریایی تشکیل می‌شوند (لاو، ۱۹۸۰). سه اجتماع دانه‌ای دینامیکی توسط جریان‌های توربیدیتی حمل و رسوبگذاری می‌کنند:



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه
Fig. 2. Geographical location and ways of access to the sections under study

عمدتاً در مقیاس بین ۱ الی ۳ متر دیده می‌شود (شکل ۷). در هر کدام از این چرخه‌ها در بخش قاعده‌ای (a) دارای فلوت‌کست و دانه‌بندی تدریجی است و به سمت بالا به لامینه‌های موازی (b) و سپس به لامینه‌های ریبلی مورب (c) و در خاتمه به رسوبات گلی (d) ختم می‌شود (شکل ۸). این چرخه رسوبی نشان‌دهنده توالی بوما است که در محیط‌های توربیدیتی تشکیل می‌شود.

۵- توالی بوما^۵

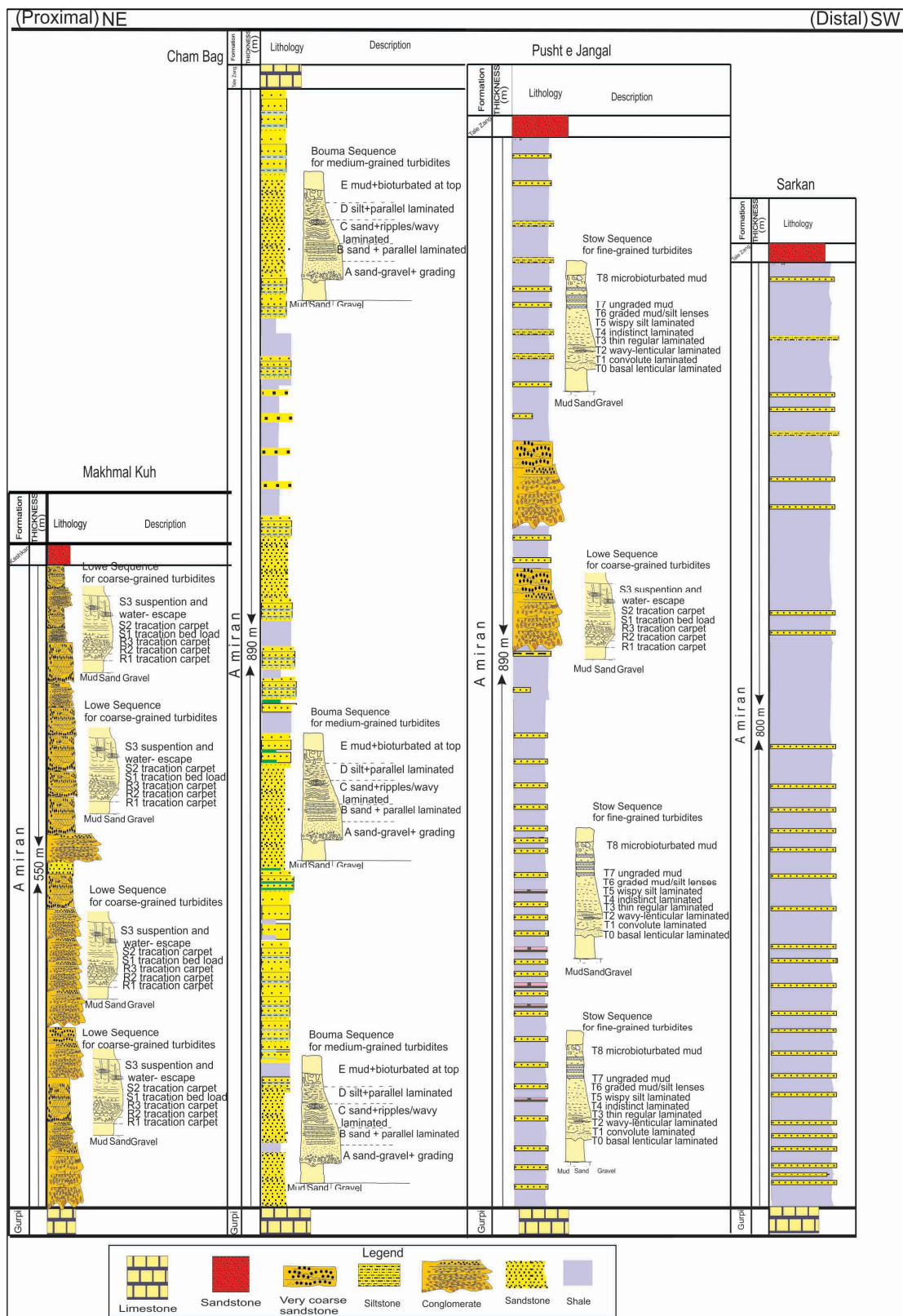
از مشخصه‌های بارز سازند آواری امیران در حوضه‌ی رسوبی لرستان (جنوب و جنوب‌غرب حوضه) وجود توالی بوما در بخش‌های دانه متوسط این سازند می‌باشد که دلالت بر محیط مخروط زیردریایی دارند (شکل‌های ۷ الی ۱۱). از شاخصه‌های مهم دیگر توالی‌های آواری محیط‌های مخروط زیردریایی وجود چرخه‌های رسوبی ریزشونده است که

^۴ Turbidity currents

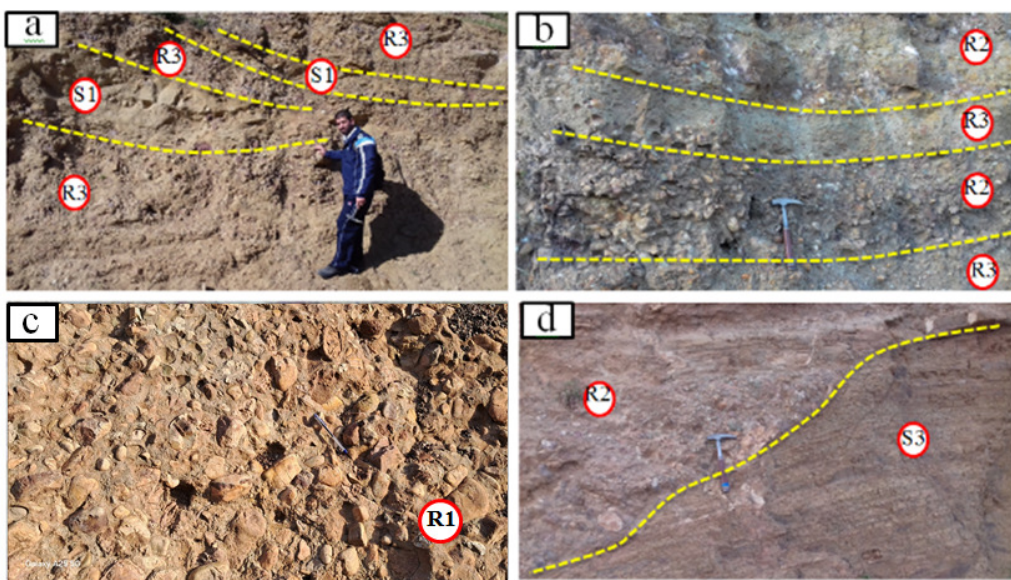
^۵ Bouma

^۲ Grain flow

^۳ Liquefied currents

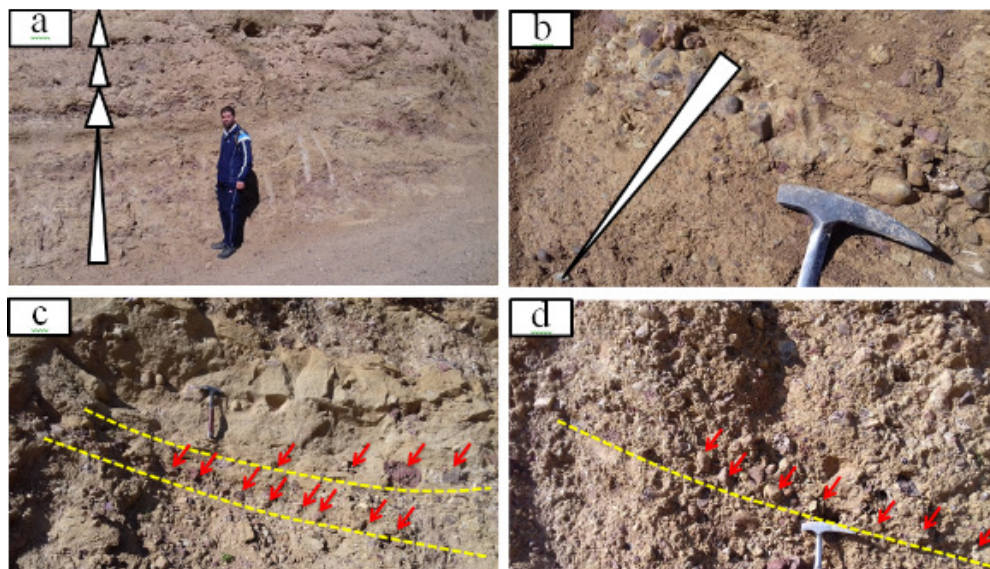


شکل ۳. ستون چینه‌شناسی سازند امیران در برش‌های مورد مطالعه همراه با توزیع ساخت‌های رسوبی موجود در لایه‌ها



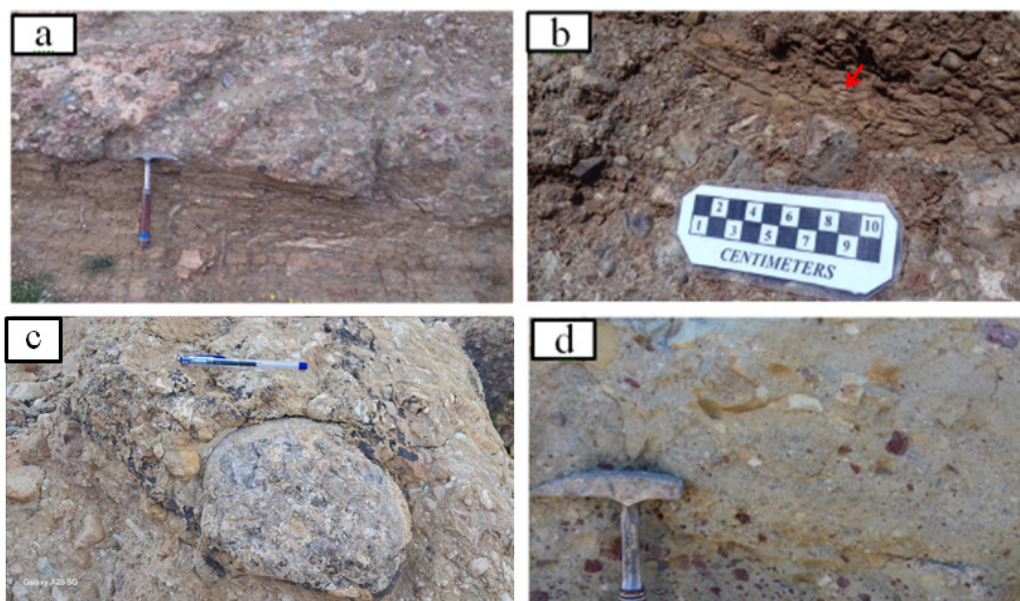
شکل ۴. بخش‌های مختلف توالی لاو (سازند امیران، شمال لرستان، برش مخمل کوه). a: تناوب بخش‌های R3 (فرش کششی) و S1 (بار بستر کششی). R3 کنگلومرای پبلی و کابلی و S1 ماسه‌سنگ درشت‌دانه است. b: تناوب بخش‌های R2 (فرش کششی) و R3 (فرش کششی). هر دو واحد کنگلومرای می‌باشند. کنگلومرای R2 درشت‌تر از کنگلومرای R3 می‌باشد. c: واحد R1 (بار بستر کششی) اغلب از کنگلومرای پبلی و کابلی با جهت‌یابی و ایمبریکاسیون در دانه‌ها تشکیل شده است. d: واحد ریزدانه S3 (بخش بالایی توالی ریزدانه) که توسط واحد R2 (فرش کششی) بریده شده است.

Fig. 4. Different divisions of the Lowe sequence (Amiran Formation, North Lorestan, Makhmal Kuh section). a: Alternation of divisions R3 (traction carpet) and S1 (bed load traction). R3 is pebbly-cobbly conglomerate and S1 is coarse-grained sandstone. b: Alternation of divisions R2 (traction carpet) and R3 (traction carpet). Both units are conglomeratic. Conglomerate R2 is coarser than conglomerate R3. c: Unit R1 (bed load traction) mostly consists of pebbly-cobbly conglomerate with clast orientation and imbrication. d: Fine-grained unit S3 (upper fine-grained division) truncated by unit R2 (traction carpet).



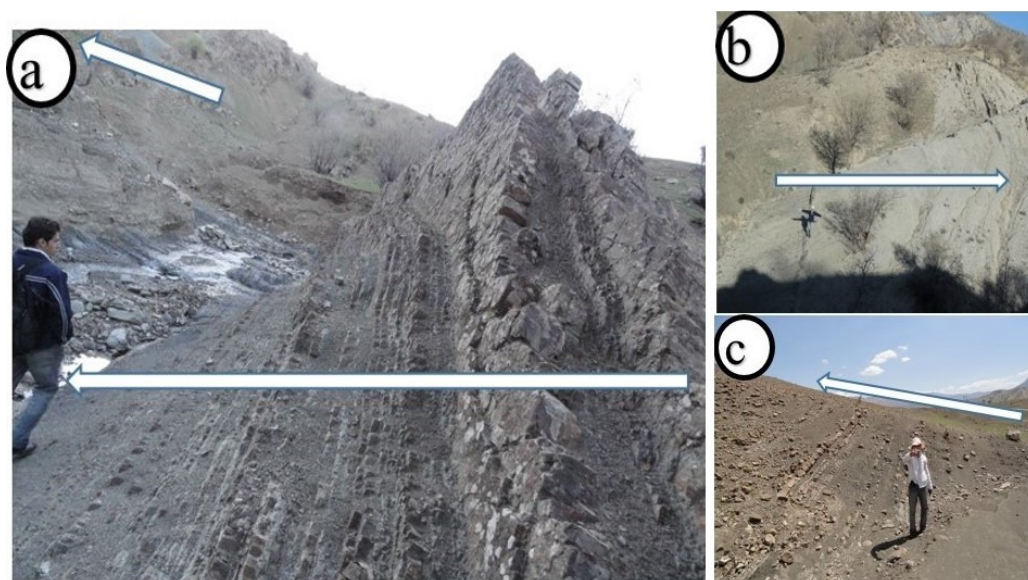
شکل ۵. a: توالی‌های به سمت بالا ریز شونده لاو (R2) از کنگلومرا به ماسه‌سنگ درشت‌دانه تبدیل می‌شوند. b: دانه‌بندی معکوس (R3) از ماسه‌سنگ درشت‌دانه به کنگلومرا ناشی از جریان‌های توربیدیتی پرچگال و چسبنده تبدیل می‌شوند. c و d: فرش‌های کششی توالی لاو در واحد کنگلومرای. استقرار قطعات گراولی در یک امتداد (پیکان‌های قرمز) ناشی از جریان‌های کششی در توربیدیت‌های درشت‌دانه می‌باشد. در تصویر c دانه بندی تدریجی از کنگلومرا به ماسه‌سنگ پیل دار دیده می‌شود.

Fig. 5. a: Upward-fining Lowe sequences (R2) from conglomerate to coarse-grained sandstone. b: Inverse grading (R3) from coarse-grained sandstone to conglomerate resulting from dense, cohesive turbidity currents. c & d: Traction carpets of the Lowe sequence in the conglomeratic unit. Alignment of gravel clasts in a single direction (red arrows) is caused by tractive forces in coarse-grained turbidites. In image c, gradual grading from conglomerate to pebbly sandstone is visible.



شکل ۶. a: کنگلومرای تک‌منشأیی توربیدیتی فرسایش یافته تا مادستون توربیدیتی با لامینه‌های دانهریز سیلتی. این توالی متعلق به بخشی از یک رخساره با رسوبگذاری مجدد از محیط جلوی شیب در آب‌های عمیق از توالی مخروط زیردریایی است. b: کنگلومرا با قطعات شبیلی. بخشی از توالی کنگلومراهای توده‌ای دوباره رسوبگذاری شده در آب‌های عمیق از توالی مخروط زیردریایی. c: بولدرهای سیلابی تشکیل شده در رخساره‌های جلوی شیب در آب‌های عمیق. گردشگری و کرویت بسیار بالای قطعات چرتی ناشی از حمل طولانی مدت قطعات است. d: دانه‌ندی تدریجی معکوس (R3) در ماسه‌سنگ‌های پیل‌دار ناشی از جریان‌های توربیدیتی آب‌های عمیق.

Fig. 6. a: Eroded turbiditic monomictic conglomerate to turbiditic mudstone with fine-grained silty laminae. This sequence belongs to part of a facies with resedimentation from a slope-front environment in deep water from a submarine fan sequence. b: Conglomerate with shale clasts. Part of the sequence of resedimented mass-flow conglomerates in deep water from a submarine fan sequence. c: Subaqueous boulders formed in slope-front facies in deep water. The very high roundness and sphericity of the chert clasts result from prolonged transport. d: Inverse grading (R3) in pebbly sandstones resulting from deep-water turbidity currents.



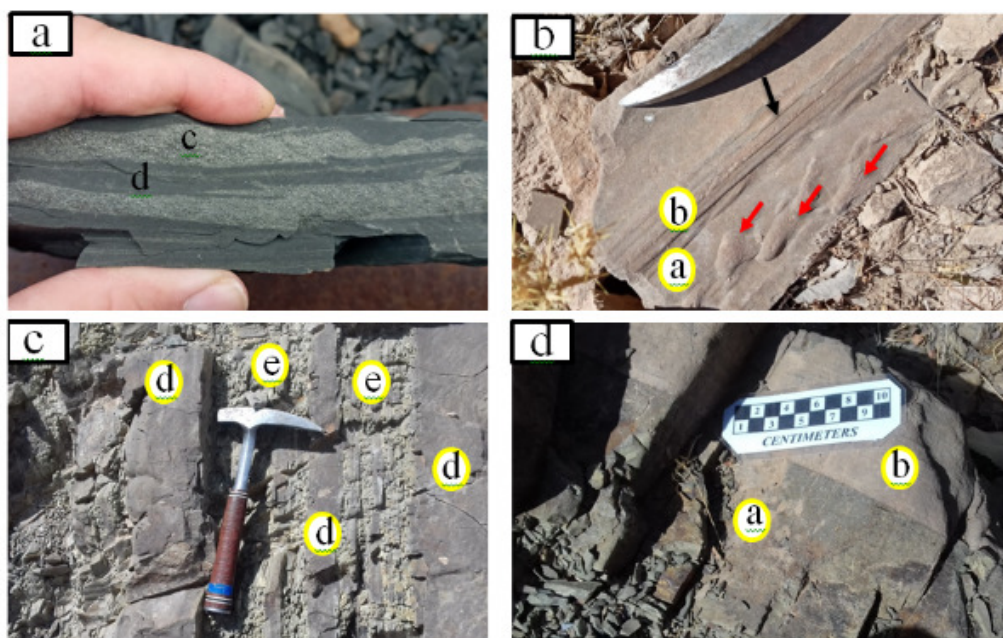
شکل ۷. a: توالی‌های به سمت بالا ریز شونده توربیدیتی از ماسه به شیل (برش چم‌باغ). b و c: بخش‌های دانه ریز توالی توربیدیتی. به افزایش نسبت شیل به ماسه توجه شود (تاق‌دیس پشت‌جنگل). در تصویر b و c جهت بالای لایه‌ها با علامت پیکان نشان داده شده است. طول تصویر c برابر ۵۰ متر است.

Fig. 7. a: Upward-fining turbiditic sequences from sand to shale. The extensive lateral extent of the layers indicates a marine environment (Chambagh section). b & c: Fine-grained divisions of the turbidite sequence. Note the increasing shale-to-sand ratio (Posht-e-Jangal Anticline section). In image b and c, the upward direction of the layers is indicated by an arrow. The length of image c is 50 meters.

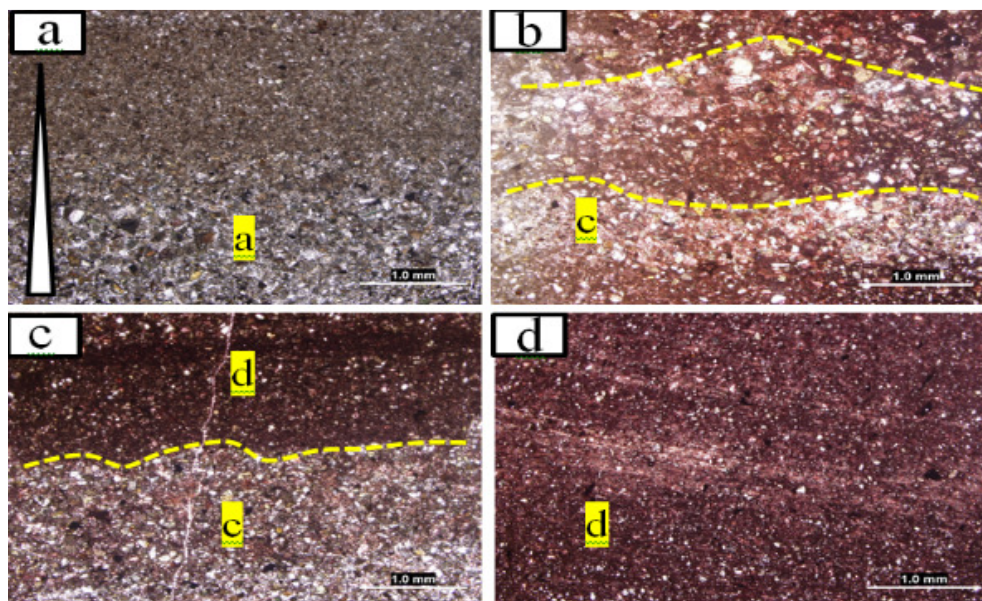
همکاران، ۲۰۰۷). در شکل ۸-۷ C تناوبی از سیلتستون و ماسه‌سنگ ریزدانه (بخش سخت) و گل‌سنگ‌های توربیدیتی (بخش نرم) دیده می‌شود. این تناوب‌ها به صورت بین لایه‌ای دیده می‌شوند و هر زوج سیلتستون و گل‌سنگ بیانگر یک توربیدیت منفرد است. قاعده و رأس شارپ لایه‌های سخت سیلت‌سنگی از ویژگی‌های خاص توربیدیت‌ها می‌باشد (استاو، ۲۰۰۵).

در شکل ۱۰-b، واحدهای ماسه‌سنگی، سیلتستونی و شیلی بی‌نظم و به هم ریخته‌ای دیده می‌شوند (خط‌چین‌های زرد رنگ) که این واحدها در بین توربیدیت‌های توالی شیب دیده می‌شوند و به عنوان انباشت خیلی سریع بار رسوبی جریان‌های توربیدیتی و سرریز شدن خاکریز طبیعی کانال، تفسیر می‌شوند (استاو، ۲۰۰۵). وجود ساختارهای لغزشی در این شکل بیانگر رسوبگذاری آن‌ها در بخش شیب قاره می‌باشند.

توالی کامل بوما (بخش‌های ۵ گانه) به ندرت دیده می‌شود و اغلب توالی‌های ناقصی از بوما در رخساره‌های توربیدیتی دیده می‌شود به همین دلیل با افزایش فاصله از منشأ ضخامت بخش‌های دانه درشت‌تر توالی بوما کم‌تر شده و در نهایت نازک‌تر شده و حذف می‌شود و ضخامت بخش‌های دانه‌ریز آن بیشتر و ضخیم‌تر می‌گردد (بوما و همکاران، ۱۹۸۵؛ شان‌موگان، ۲۰۰۳). ماسه‌سنگ‌های ضخیم‌لایه در بخش a توالی بوما دلالت بر وجود چگالی بالای جریان توربیدیتی دارد (شکل ۸-b). وجود تناوب منظم از لایه‌های ماسه‌سنگی و شیلی دانه‌ریز حاکی از کاهش انرژی جریان و چگالی جریان توربیدیتی است که چنین جریان‌هایی در هنگام پرشدن کانال‌های انشعابی و سرازیر شدن جریان به سمت بخش‌های حاشیه‌ای تشکیل می‌شود. کاهش انرژی و چگالی از کانال به سمت این بخش‌ها موجب تشکیل تناوبی از لایه‌های دانه‌ریز شیلی و ماسه‌سنگی می‌شود که حاوی بخش‌های بالایی چرخه توالی بوما می‌باشند (ناوارو و

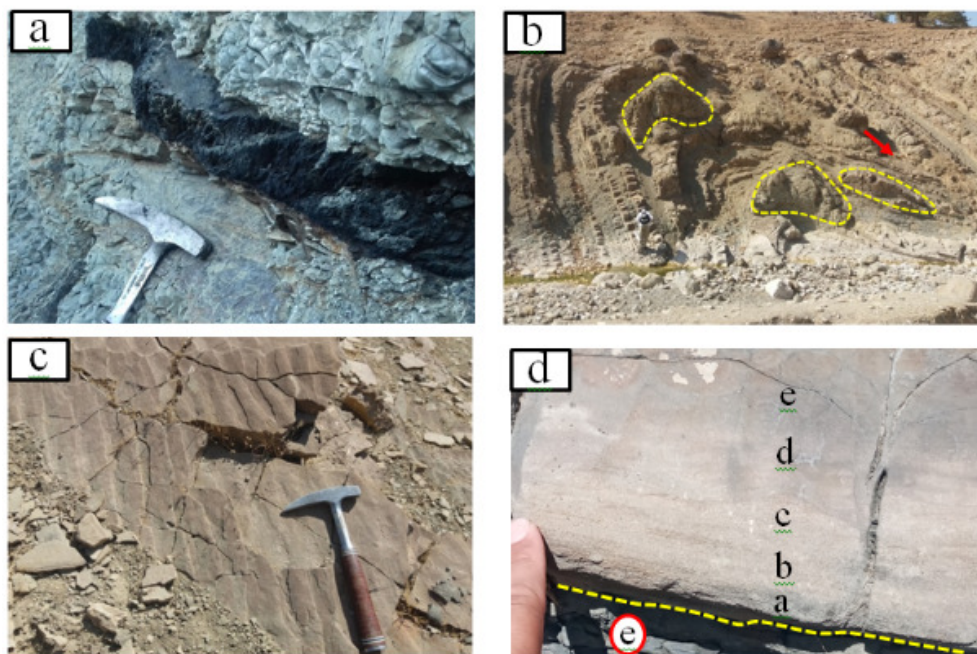


شکل ۸. بخش‌های مختلف توالی بوما. a: واحد ریپلی بوما (بخش c) در تناوب با بخش d بوما (برش چم‌باغ). b: بخش‌های a (ماسه درشت) و b (ماسه متوسط) بوما. بخش a دارای آثار فرسایشی فلوت‌کست و بخش b دارای لامینه‌های موازی در عدد فروید بیشتر از ۱ می‌باشد. جهت جریان دیرینه در جهت پیکان‌های قرمز است. (برش تاقدیس چم‌باغ). c: زوج‌های نازک لایه از بخش‌های d (ماسه ریز و سیلت) و e (گل) بوما. (برش تاقدیس پشت‌جنگل). d: بخش‌های a (ماسه درشت) و b (ماسه متوسط) بوما. بخش a دارای ساخت دانه‌بندی تدریجی و بخش b دارای لامینه‌های موازی می‌باشد (برش چم‌باغ).
Fig. 8. Different divisions of the Bouma sequence. a: Bouma rippled division (division c) alternating with Bouma division d (Chambagh section). b: Bouma divisions a (coarse sand) and b (medium sand). Division a exhibits erosional flute casts and division b has parallel laminations at a Froude number greater than 1. The paleocurrent direction is indicated by the red arrows. (Chambagh Anticline section). c: Thin-bedded couplets of Bouma divisions d (fine sand and silt) and e (mud). (Posht-e-Jangal Anticline section). d: Bouma divisions a (coarse sand) and b (medium sand). Division a exhibits graded bedding and division b has parallel laminations (Chambagh section).



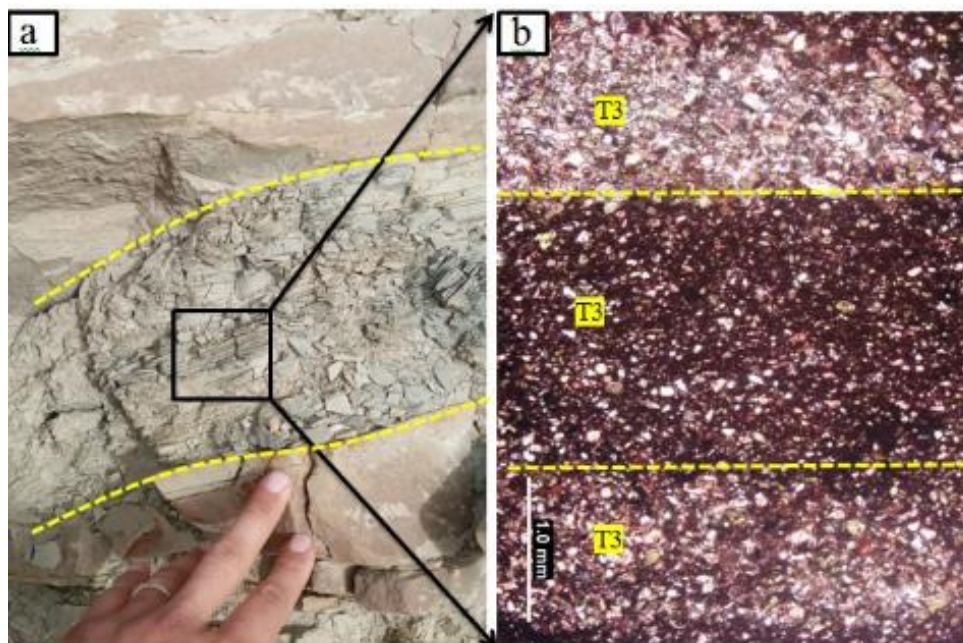
شکل ۹. بخش‌های مختلف توالی بوما تحت میکروسکوپ نوری (برش چم‌باغ). a: دانه‌بندی تدریجی در بخش a توالی بوما. b: بخش c توالی بوما (بخش ریبلی). c: بخش‌های c و d توالی بوما. d: لامینه‌های افقی و نازک تشکیل شده در رژیم جریان پایین (عدد فروید کمتر از ۱) بخش d توالی بوما.

Fig. 9. Different divisions of the Bouma sequence under an optical microscope (Chambagh section). a: Graded bedding in division a of the Bouma sequence. b: Division c of the Bouma sequence (rippled division). c: Divisions c and d of the Bouma sequence. d: Thin, horizontal laminae formed under lower flow regime (Froude number less than 1) in division d of the Bouma sequence.



شکل ۱۰. بخش‌های مختلف توالی بوما. a: واحد e بوما (شیل) که در این واحد رگه‌های بیتومین تشکیل شده است (برش چم‌باغ). b: ساختارهای لغزشی در واحدهای ماسه و شیل بوما (برش چم‌باغ). c: کادرهای زرد رنگ به هم ریختگی طبقات را نشان می‌دهند. x: ماسه‌سنگ دارای ریبیل مارک، رخساره c بوما. (برش تاقدیس پشت‌جنگل). d: توالی کامل بوما بخش a (ماسه درشت)، b (ماسه متوسط)، c (ماسه ریز ریبلی)، d (ماسه خیلی ریز و سیلت لامینه‌ای)، e (گل). به دانه‌بندی تدریجی نرمال و قاعده فرسایشی (خط چین زرد رنگ) این توالی بر روی بخش e توالی قبلی توجه شود (برش چم‌باغ).

Fig. 10. Different divisions of the Bouma sequence. a: Bouma division e (shale) with bitumen veins formed within this unit (Chambagh section). b: Slump structures in the sand and shale units of the Bouma sequence. The yellow boxes indicate the disorder of the layers. (Chambagh section). c: Sandstone with ripple marks, Facies c of Bouma. (Posht-e-Jangal Anticline section). d: Complete Bouma sequence (divisions a, b, c, d, e): division a (coarse sand), b (medium sand), c (rippled fine sand), d (laminated very fine sand and silt), e (mud). Note the normal graded bedding and erosional base (yellow dashed line) of this sequence overlying division e of the previous sequence (Chambagh section).



شکل ۱۱. a: بخش‌های ریزدانه توالی بوما (بخش‌های D و E) که به عنوان توالی استاو شناخته می‌شود. این واحد در بین ماسه‌سنگ‌های توالی بوما قرار گرفته است (برش پشت‌جنگل). b: تصاویر میکروسکوپی از تصویر a (کادر سیاه رنگ). لامینه‌های منظم (بخش T3 توالی استاو) با تناوبی از مادستون تیره‌رنگ و سیلتستون (دارای رنگ روشن)، رنگ تیره لامینه‌ها دلالت بر حضور ماده آلی در توالی‌های توربیدیتی عمیق دارد.

Fig. 11. a: Fine-grained divisions of the Bouma sequence (divisions D and E), which are recognized as the Stow sequence. This unit is interbedded with the sandstones of the Bouma sequence (Posht-e-Jangal section). b: Microscopic images from the area marked in image a (black rectangle). Regular laminae (division T3 of the Stow sequence) with alternations of dark mudstone and siltstone (lighter in color). The dark color of the laminae indicates the presence of organic matter in deep-water turbidite sequences.

۶- توالی استاو^۶

توربیدیت‌های مادستونی با لامینه‌های سیلتی موازی و ریپل‌هایی با طول موج بلند و کم‌شیب و ریپل‌های محو شده و مجزا، به‌هم‌ریختگی (زیست‌آشفستگی)، گل بدون دانه‌بندی تدریجی از ویژگی‌های شاخص توالی استاو می‌باشند که در بخش‌های ریزدانه نهشته‌های توربیدیتی سازند امیران در برش‌های مورد مطالعه دیده شده است (شکل‌های ۱۲ و ۱۳). توالی استاو منحصراً در نهشته‌های حاصل از جریان‌های توربیدیتی و در رخساره‌های مخروط زیردریایی تشکیل می‌شوند (استاو، ۲۰۰۵). بین لایه‌هایی از مادستون تیره‌رنگ با تناوبی از سیلتستون درهم (دارای رنگ روشن)، به‌هم‌ریختگی سیلتستون ممکن است به علت سرعت بالای رسوب‌گذاری از جریان‌های توربیدیتی ناپایدار، یا به علت سیال و روان شدن بعدی در اثر لرزش و تکان‌های لرزه‌ای باشد (استاو، ۲۰۰۵).

۷- بحث

۷-۱- توسعه سیستم مخروط زیردریایی عمیق

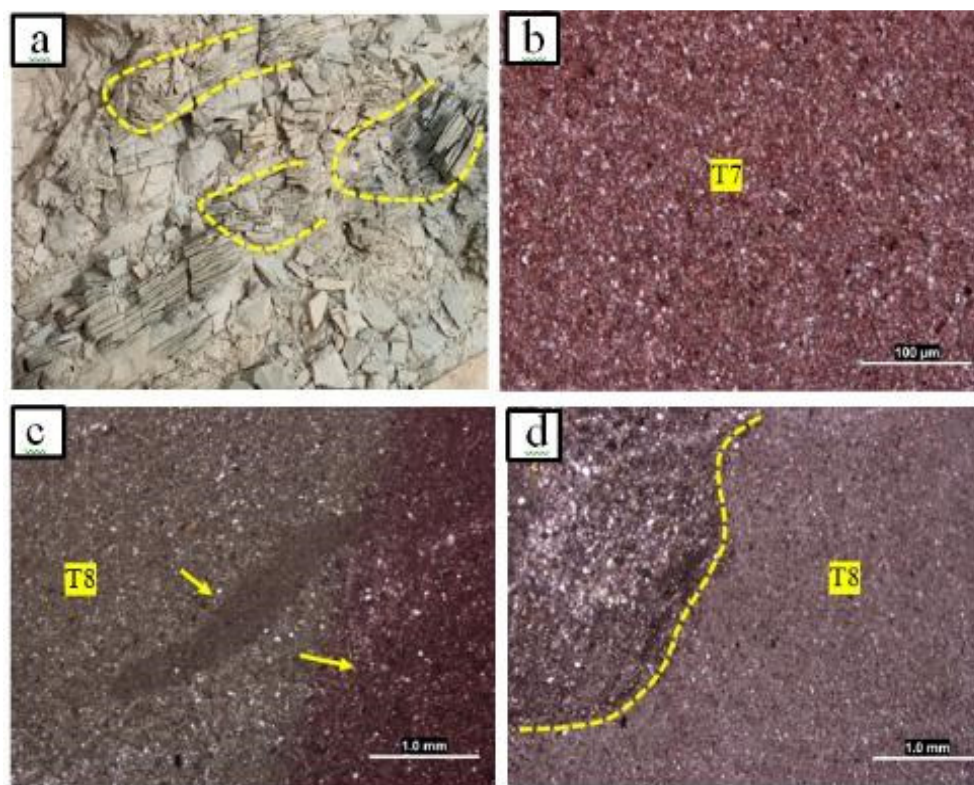
در سازند امیران

داده‌های پتروگرافی، ساخت و بافت رسوبات سیلیسی آواری سازند امیران موید حمل و نقل و ته‌نشینی تحت تاثیر جریان‌های توربیدیتی است که موجب حمل و نقل دانه‌های آواری از بخش‌های کم‌عمق‌تر حوضه به طرف مناطق عمیق توسط جریان‌های بوما، لاو و استاو است (برای مثال: بوما و هولیستر، ۱۹۷۳؛ بوما و همکاران، ۱۹۸۵؛ بوما و استون، ۲۰۰۰؛ ایوجینو، ۲۰۰۷؛ گای و همکاران، ۲۰۲۴؛ هاشیم و همکاران، ۲۰۲۴؛ لین و همکاران، ۲۰۲۴؛ توماسوویچ و همکاران، ۲۰۲۴؛ ویدیاتاما و همکاران، ۲۰۲۴). رخساره‌های آواری توسط جریان‌های بوما، لاو و استاو مخروط‌های زیردریایی را در نواحی شیب‌قاره تا پهنه‌های کف اقیانوسی تشکیل داده‌اند (شانماگام، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۳). یکی از بارزترین خصوصیات توالی‌های آواری سازند

^۶ Stow

واحدهای D و E بوما است (شانماگام، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۳؛ گای و همکاران، ۲۰۲۴؛ هاشیم و همکاران، ۲۰۲۴؛ لین و همکاران، ۲۰۲۴؛ توماسوویچ و همکاران، ۲۰۲۴؛ ویدیاتاما و همکاران، ۲۰۲۴؛ جیانگانگ و همکاران، ۲۰۲۵؛ رایت و همکاران، ۲۰۲۵) که ریزشونده و در مقیاس کمتر از یک متر دیده می‌شود. در بخش‌های عمیق‌تر (بخش‌های زیرین مخروط‌های زیردریایی) رخساره‌های سیلتی و گلی شامل واحدهای D و E بوما که معادل واحدهای استاو است (شانماگام، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۳). بر اساس مشاهدات صحرایی، تکرار سیکل‌های بوما، لاو و استاو و نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی، می‌توان سه سیکل رسوبی را در سازند امیران تفکیک کرد که متعلق به بخش‌های انتهایی، میانی و بالایی مخروط زیردریایی هستند (شکل ۱۸).

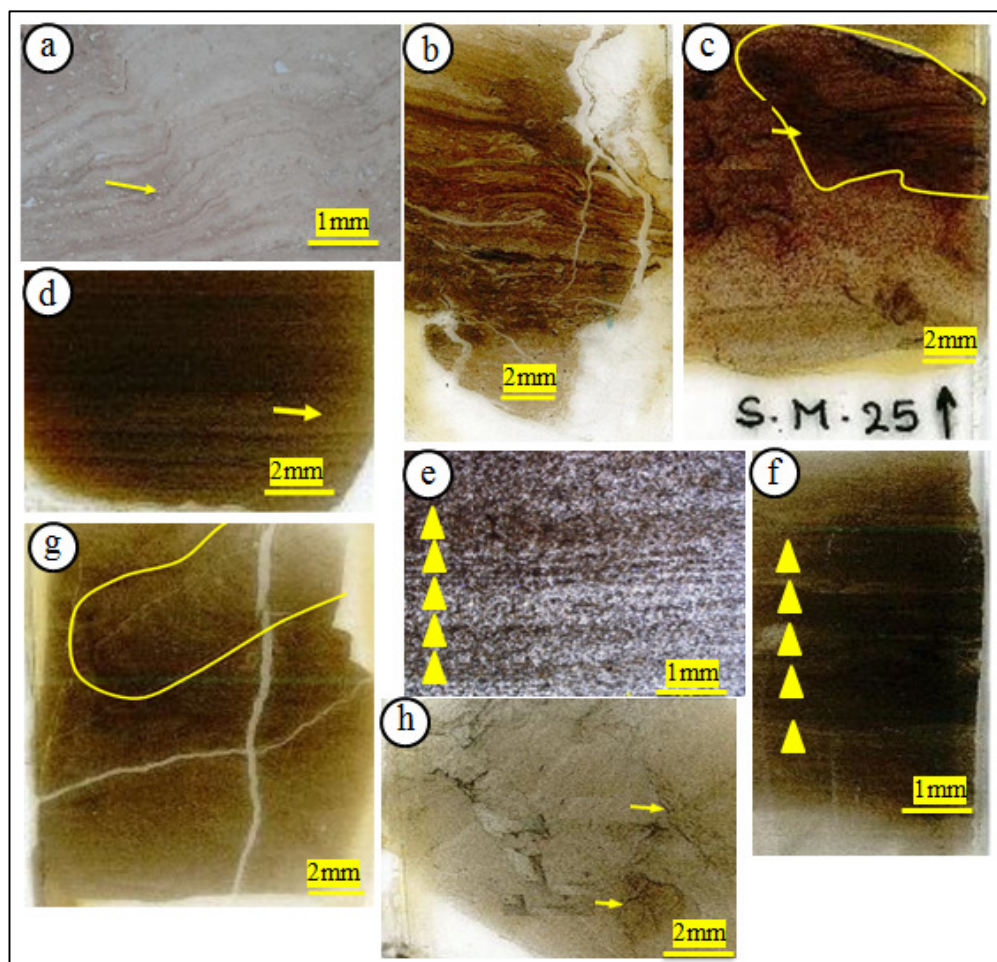
امیران وجود چرخه‌های رسوبی لاو است که در بخش‌های نزدیک منشا (کانال اصلی) تشکیل می‌شود و شامل بخش‌های R1, R2, R3 اغلب گراولی (پیل و کابل) بوده و توسط جریان‌های دانه‌ای^۷ پرچگال (توربیدیت‌های پرچگال) ایجاد می‌شوند و بخش‌های S1, S2, S3 اغلب ماسه‌ای و گراول ریزدانه (ماسه درشت و گرانول) بوده و توسط جریان‌های آبی و توربیدیتی کم‌چگال ایجاد می‌شوند. با افزایش فاصله از منشا (کانال اصلی) بخش‌های دانه درشت‌تر توالی لاو نازک‌تر و حذف شده و بخش‌های دانه متوسط و ریز توالی بوما که ریزشونده است و عمدتاً در مقیاس کمتر از یک متر دیده می‌شود توسعه می‌یابد (بوما و بروور، ۱۹۶۴)، به‌طوریکه در قسمت‌های میانی مخروط‌های زیردریایی واحدهای A, B و C بوما دیده می‌شود و بخش‌های انتهایی مخروط‌های زیردریایی شامل



شکل ۱۲. a: لامینه‌های درهم (پیچیده) بخش T1 توالی استاو (برش پشت‌جنگل). b: بخش T7 توالی استاو (گل بدون دانه‌بندی تدریجی). c و d: گل با آشفستگی زیستی (بخش T8 توالی استاو).

Fig. 12. a: Convolute laminae of division T1 of the Stow sequence (Posht-e-Jangal section). b: Division T7 of the Stow sequence (non-graded mud). c & d: Mud with bioturbation (division T8 of the Stow sequence).

^۷ Grain flow



شکل ۱۳. واحدهای مختلف توالی استاو (برش سرکان). a: بخش T۰ (لامینه عدسی قاعده‌ای). b: T۲ (لامینه موازی تا کمی موجی). c: T۲ (لامینه عدسی موجی). d: T۳ (لامینه منظم و نازک). e: T۵ (سیلت لایمینه‌ای دسته‌ای). f: T۶ (عدسی‌های سیلنتی گلی با دانه‌بندی تدریجی). g و h: T۷ (گل بدون دانه‌بندی تدریجی) و T۸ (گل با آشفستگی زیستی) می‌باشند.

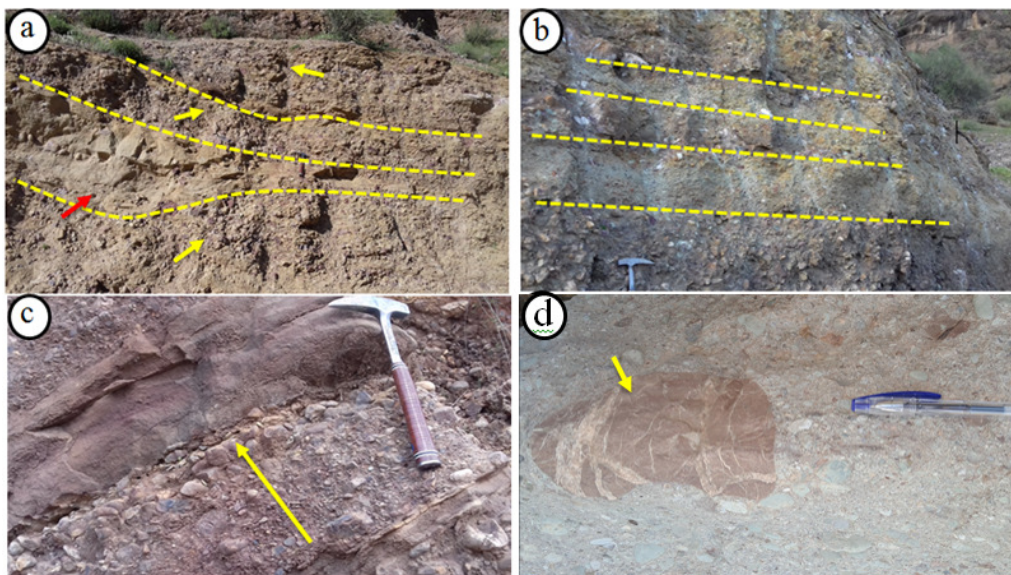
Fig. 13. Different divisions of the Stow sequence (Sarkhan section). a: Division T0 (basal lens lamination), b: T2 (Parallel to slightly wavy lamination), c: T2 (lens-wave lamination), d: T3 (regular and thin lamination), e: T5 (bundled silt lamination), f: T6 (graded silty-mud lenses), g and h: T7 (non-graded mud) and T8 (mud with fine bioturbations).

تدریجی نرمال و معکوس (شکل ۱۴- c) کنگلومراهای دانه پشتیبان و بدون چینه‌بندی همراه با عدسی‌هایی از ماسه‌سنگ درشت و کنگلومراهای با جورشدگی ضعیف (شکل ۱۴- d) تاثیر جریان‌های توربیدیتی لاو با چگالی بالا را در تشکیل این رسوبات نشان می‌دهد که عمدتاً نشان دهنده مدل لاو هستند (شکل‌های ۴ الی ۶). چنین جریان‌هایی در بخش‌های نزدیک به منشأ یعنی در بخش بالایی مخروط تشکیل می‌شوند (ناوارو و همکاران، ۲۰۰۷؛ جیانگانگ و همکاران، ۲۰۲۵؛ رایت و همکاران، ۲۰۲۵). جریان‌های توربیدیتی با چگالی بالا قادرند مقدار زیادی ماسه درشت و گراول ناشی از آشفستگی جریان، فشار حاصل از برخورد دانه‌ها و نیز نیروی درونی (شناوری زمینه) را به

مجموعه رخساره‌ای بخش بالایی مخروط زیردریایی: این مجموعه رخساره‌ای اغلب در برش تاقدیس خرم‌آباد (برش مخملکوه) و نزدیک به ناحیه منشأ مشاهده شده است. فرم هندسی طبقات در مجموعه رخساره‌های بخش بالایی مخروط زیردریایی در برش مورد مطالعه اغلب به صورت کانال‌های طبقاتی لنزی با گسترش جانبی محدود بوده که بر روی هم انباشته شده‌اند. در برخی موارد هندسه طبقات به صورت چینه‌بندی افقی است (شکل ۱۴- a و b). الگوهای رسوبی و بافتی نظیر مرز فرسایشی همراه با ماسه‌سنگ‌های توده‌ای و به ندرت طبقه‌بندی مورب تراف با لامیناسیون موازی، ساخت‌های حفر شده و پر شده در لایه‌های کنگلومرای بخش بالایی مخروط با طبقه‌بندی

همکاران، ۲۰۰۷). مهمترین اثر فسیل‌های موجود در این مجموعه رخساره‌ای به ترتیب فراوانی شامل: *Palaeophycus*, *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *skolithos*, *Arenicolites*, *Halopoa*, *Scolicia* و *Planolites* می‌باشد.

بخش‌های بالایی مخروط حمل نمایند. وجود ضخامت زیادی از ماسه‌سنگ‌های درشت‌دانه توده‌ای و قاعده فرسایشی شواهد دیگری از نرخ بالای رسوبگذاری و جریان‌های آشفته با چگالی بالا در کانال‌های زیردریایی پرشیب بخش بالایی مخروط زیردریایی است (ناوارو و



شکل ۱۴. a: هندسه لنزی کانال‌های طبقاتی روی هم انباشته شده در رخساره‌های بخش بالایی مخروط زیردریایی. پیکان قرمز رنگ کانال ماسه‌سنگی و پیکان‌های زرد رنگ کانال‌های کنگلومرایی را نشان می‌دهند. طول تصویر برابر ۴ متر است. b: هندسه افقی (چینه‌بندی افقی) در طبقات گراولی و ماسه‌سنگی. c: دانه‌بندی تدریجی معکوس در رخساره کنگلومرایی. در جهت پیکان زرد رنگ اندازه قطعات درشت‌تر شده است. d: جورشدگی بسیار بد رخساره‌های کنگلومرایی بخش بالایی مخروط زیردریایی. پیکان زرد رنگ یک خرده سنگ چرتی با گردشدگی خوب را نشان می‌دهد.

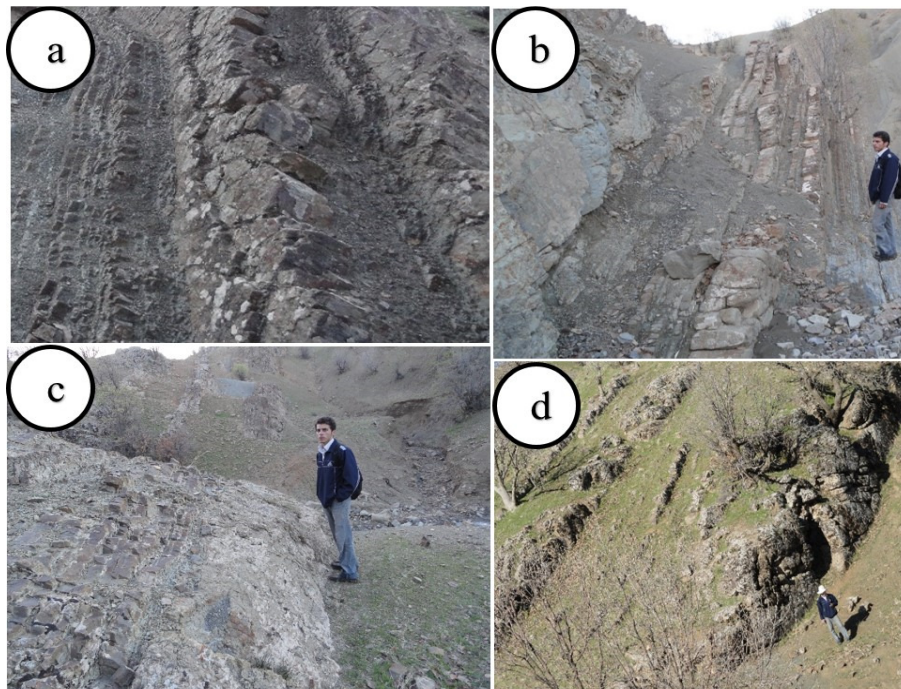
Fig. 14. a: Lens geometry of superimposed channelized deposits in the upper submarine fan facies. The red arrow indicates the sandstone channel, and the yellow arrows indicate the conglomerate channels. The image scale is 4 meters long. b: Horizontal geometry (bedding plan) in the gravelly and sandy strata. c: Inverse normal grading in the conglomerate facies. Grain size becomes coarser in the direction of the yellow arrow. d: Very poor sorting of the upper submarine fan conglomerate facies. The yellow arrow indicates a well-rounded chert clast.

توربیدیتی بوما با چگالی متوسط نسبت به مجموعه رخساره‌ای پایینی مخروط است. سکانس بوما در این رخساره از پایین به بالا شامل ماسه‌سنگ‌های پبلی دانه‌درشت با طبقه‌بندی تدریجی (Ta)، ماسه‌سنگ‌های متوسط توده‌ای و به ندرت با چینه‌بندی موازی (Tb) و ماسه‌سنگ‌های ریزدانه با لامیناسیون ریپلی جریان (Tc) است. در بیشتر موارد، این ماسه‌سنگ‌ها با میان لایه‌هایی از شیل و سیلتستون همراه هستند. الگوهای رسوبی و بافتی موجود در مجموعه رخساره موید تاثیر جریان‌های توربیدیتی با چگالی بالا در تشکیل آن‌ها نسبت به مجموعه رخساره پایینی مخروط است. ماسه‌سنگ‌های ضخیم لایه (شکل ۱۵- c و d) مشاهده شده در برش‌های مورد مطالعه شاهد دیگری از وجود چگالی بالای جریان توربیدیتی (نسبت به

مجموعه رخساره‌ای بخش میانی مخروط زیردریایی: این مجموعه رخساره‌ای اغلب در برش‌های دورتر از ناحیه منشأ (برش پشت‌جنگل، چم‌باغ و سرکان)، مشاهده شده است. فرم هندسی طبقات در مجموعه رخساره‌های بخش میانی مخروط زیردریایی در برش‌های مورد مطالعه اغلب به صورت چینه‌بندی افقی است (شکل ۱۵- a و b). رخساره‌های این بخش از نظر حجمی بیشتر از ماسه‌سنگ تشکیل شده‌اند و نسبت ماسه‌سنگ به شیل افزایش چشمگیری را نشان می‌دهد و نشان‌دهنده مدل بوما است (شکل‌های ۷ الی ۱۱). الگوهای بافتی و ساختی در این مجموعه رخساره نظیر ماسه‌سنگ‌های دانه‌درشت ضخیم لایه توده‌ای با قاعده فرسایشی، ماسه‌سنگ‌های متوسط لایه با قاعده فرسایشی و آثار قالب شیاری موید تاثیر جریان‌های

Nereites Helminthopsis Gordia Halopoa
Megagraption Zoophycos Palaeophycus
Desmograpton Spongiomorpha Chondrites
 و *Cosmorhaphe* می‌باشد.

رخساره پایینی) و محدود شدن جریان در کانال‌های
 انشعابی بخش میانی مخروط است. مجموعه اثرات فسیلی
 موجود در این رخساره به ترتیب فراوانی شامل:
Scolicia Thalassinoides Ophiomorpha

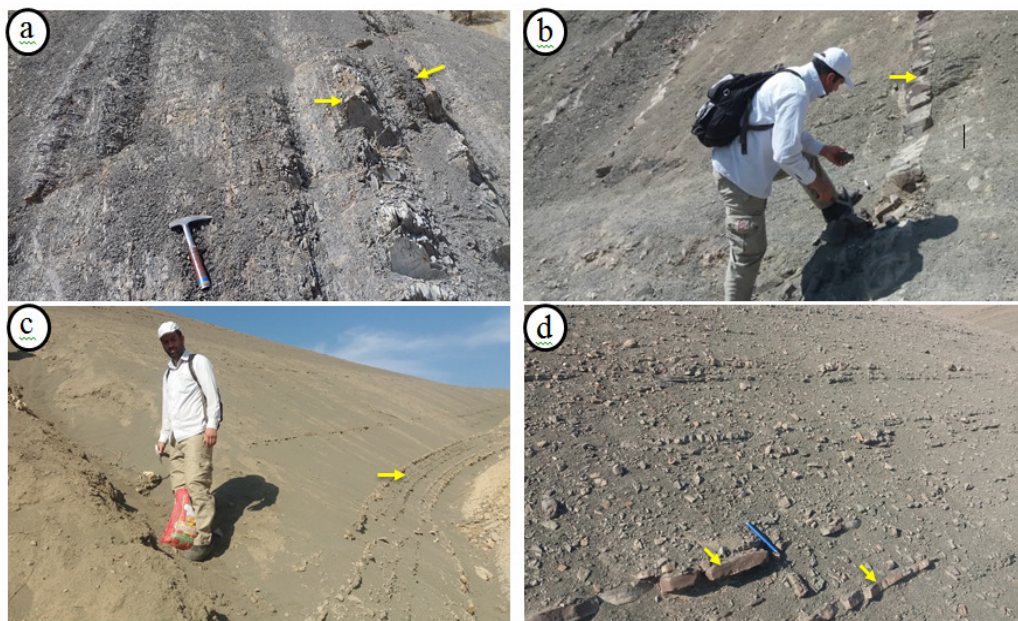


شکل ۱۵. a و b: مجموعه رخساره‌های بخش میانی مخروط زیردریایی با چین‌بندی افقی. فراوانی رخساره‌های ماسه‌سنگی نسبت به رخساره‌های شیلی
 دلالت بر محیط بخش میانی مخروط زیردریایی دارد. c و d: رخساره‌های ماسه‌سنگی کانالی ضخیم لایه بخش میانی مخروط زیردریایی.

Fig. 15. a and b: Middle submarine fan facies assemblage with bedding plan. The higher abundance of sandstone facies compared to the shale facies suggests a middle submarine fan environment. c and d: Thick-bedded channelized sandstone facies of the middle submarine fan.

است (شکل‌های ۱۲ و ۱۳). ماهیت دانه‌ریز در این نهشته‌ها
 حاکی از وجود جریان‌های گلی و رقیق با چگالی پایین است
 که عدم محدودیت چنین جریان‌هایی به کانال‌ها، موجب
 کاهش سرعت جریان و ایجاد رسوبات دانه‌ریز به فرم پهن
 و گسترده در بخش‌های پایینی مخروط می‌گردد. همچنین
 عدم وجود قاعده فرسایشی ماسه‌سنگی در این مجموعه
 رخساره‌ای حاکی از عدم وجود کانال‌های حمل‌کننده
 رسوب و وجود جریان‌های رقیق به فرم پهن و گسترده است
 (دپتاک و همکاران، ۲۰۰۷). مجموعه اثر فسیل‌های موجود
 در این رخساره به ترتیب فراوانی شامل: *Ophiomorpha*
Planolites Thalassinoides rudis
Spirorhaphe Paleodictyon Nereites Helminthopsis
Desmograpton Megagraption Cosmorhaphe،
Chondrites و *Zoophycos Scolicia Fustiglyphus*،
 می‌باشد.

مجموعه رخساره‌ای بخش پایینی مخروط زیردریایی: فرم
 هندسی طبقات در مجموعه رخساره‌های بخش پایینی
 مخروط زیردریایی در برش‌های مورد مطالعه اغلب به
 صورت چین‌بندی افقی با فراوانی رخساره‌های شیلی نسبت
 به رخساره‌های ماسه‌سنگی است (شکل ۱۶). رخساره‌های
 این بخش از نظر حجمی بیشتر از نهشته‌های دانه‌ریز شیل
 و سیلتستون تشکیل شده‌اند و نسبت شیل به ماسه‌سنگ
 در این مجموعه افزایش چشمگیری را نشان می‌دهد.
 همچنین ضخامت لایه‌ها و واحدهای مختلف دانه‌ریز بوما و
 استاو در این مجموعه رخساره‌ای نسبت به بخش میانی و
 بالایی مخروط افزایش شدیدی را نشان می‌دهد (شکل‌های
 ۱۲ و ۱۳). الگوهای رسوبی و بافتی نظیر تناوب لایه‌های
 شیلی و سیلتستونی با لامیناسیون موازی و لامیناسیون‌های
 ریپلی موجی، لامیناسیون موازی سطح تا ریپلی موجی و
 بدون قاعده فرسایشی موید تاثیر جریان‌های با چگالی پایین



شکل ۱۶. رخساره‌های بخش پایینی مخروط زیردریایی. فراوانی رخساره‌های شیلی نسبت به رخساره‌های ماسه‌سنگی بیانگر بخش پایینی مخروط زیردریایی است. پیکان‌های زرد رنگ در تصاویر میان لایه‌های نازک ماسه‌سنگی را نشان می‌دهند.

Fig. 16. Facies of the lower part of a submarine fan. The abundance of shale facies compared to sandstone facies indicates the lower part of the submarine fan. The yellow arrows in the images show thin sandstone interbeds.

خاکریز طبیعی گسترش دارد (مالپس و همکاران، ۲۰۰۵؛ فرح و مرو، ۲۰۲۴). بیشتر محققان روند عمق‌سنجی اثرفسیل‌های ایکنوفاسیس نریتس را به صورت *O.rudis- Paleodictyon-Nereites- subichnofacies* از بخش‌های بالایی شیب قاره به سمت بخش‌های کف حوضه معرفی می‌کنند. در بخش‌های نزدیک به منشأ در بخش‌های بالایی مخروط‌های زیردریایی و بخش‌های شیب‌قاره مرتبط با محیط‌های پرانرژی نزدیک به منشأ رسوبات از واحدهای کنگلومرای و ماسنگی دانه‌درشت تشکیل شده‌اند که از واحدهای لایه تشکیل شده است. نرخ رسوب‌گذاری به دلیل بالا بودن انرژی جریان در کانال‌های زیردریایی عمیق بخش‌های بالایی مخروط و وجود جریان‌های خرده‌دار و آشفتنه باعث ایجاد جریان‌های چگالی بالا و شرایط زیستی نامتعادل در بستر رسوبی می‌شود. به دلیل وجود چنین شرایط غالب، اثرفسیل‌های موجود در این محیط‌ها رفتار پناهگاهی و استراتژی فرصت‌طلب^{۱۱} جهت تجمع زیستی بر روی بستر رسوبی را نشان می‌دهند. چنین رفتاری منطبق بر مجموعه‌های ساب‌ایکونوفاسیس آفیومورفا رودیس است.

۷-۲- اثر فسیل‌های شناسایی شده در سازند امیران

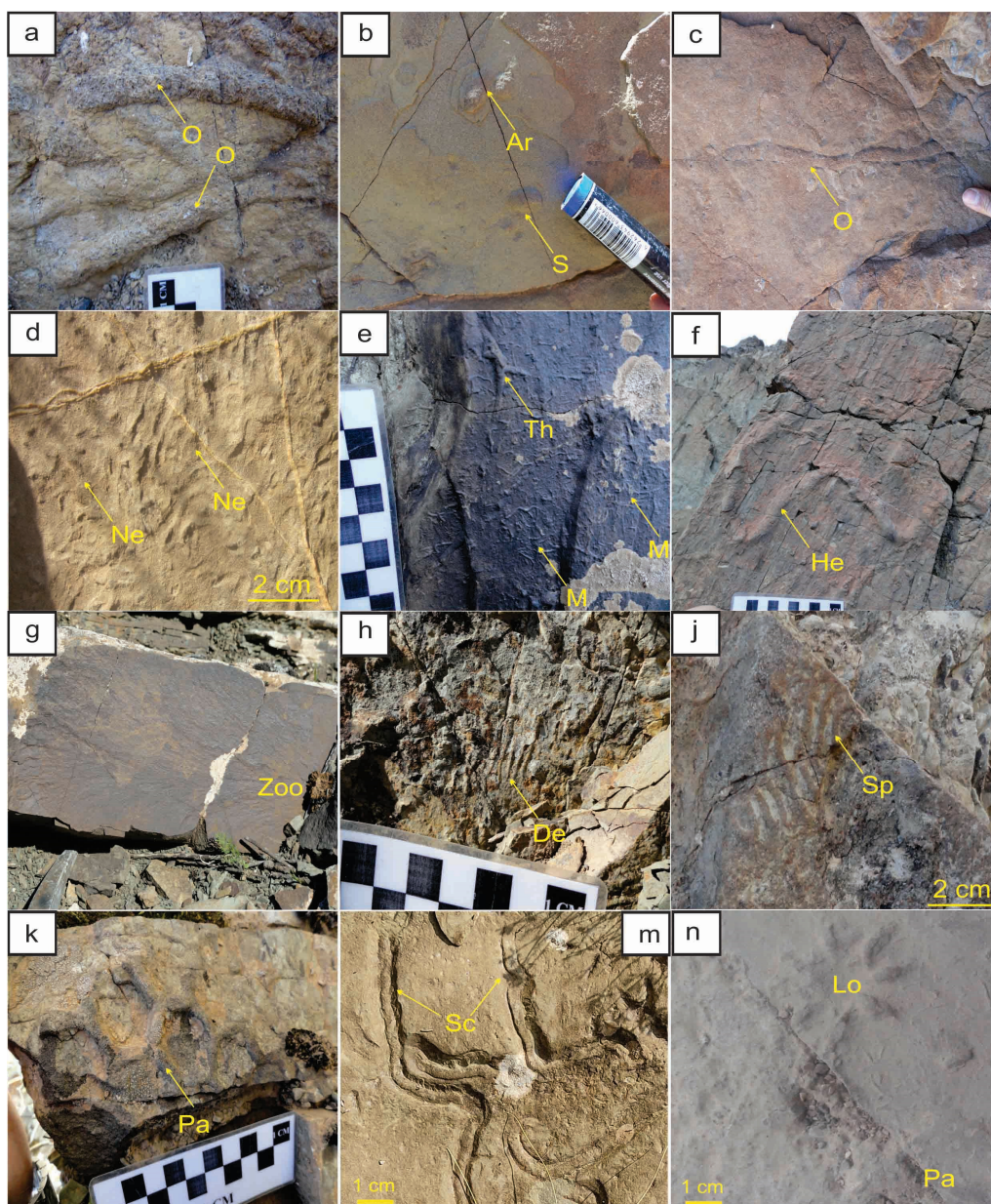
در نهشته‌های سازند امیران، وجود ایکنوفاسیس نوع نریتس^۸ معمولاً با اثرفسیل‌های دارای الگوی گریزینگ مارپیچی^۹ و گریزینگ مدور^{۱۰} همراه است که در محیط‌های عمیق دریایی و در مجاورت نهشته‌های توربیدیتی و رسوبات پلاژیک مشاهده می‌شوند (شکل ۱۷). بیشتر اثرفسیل‌های (شکل ۱۷) مرتبط با این ایکنوفاسیس به صورت حفرات افقی بر روی بسترهای دانه‌ریز دیده می‌شوند. الگوی رفتاری مارپیچی و چرخشی سازندگان این آثار نشان‌دهنده فعالیت تغذیه‌ای جانداران در بسترهای نرم و گل‌دار است، که معمولاً در شرایط کم‌انرژی و فاقد فرسایش بستر توسط جریان‌های زیردریایی شکل می‌گیرد (بن و همکاران، ۲۰۰۴). از این‌رو، ایکنوفاسیس نریتس بیشتر در نواحی کم‌انرژی و دور از مرکز حوضه، یعنی در مناطقی که قدرت فرسایشی جریان کاهش می‌یابد، توسعه می‌یابد. در نهشته‌های توربیدیتی نیز این ایکنوفاسیس عمدتاً در بخش‌های دورحوضه‌ای، مخروط‌های پایینی و در رسوبات دانه‌ریزتر

^{۱۰} spiral grazing

^{۱۱} opportunistic

^۸ Nereites ichnofacies

^۹ meandering grazing



شکل ۱۷. اثر فسیل‌های توالی توریدیتی سازند امیران

Fig. 17. Trace fossils of the Amiran Formation turbidite sequence

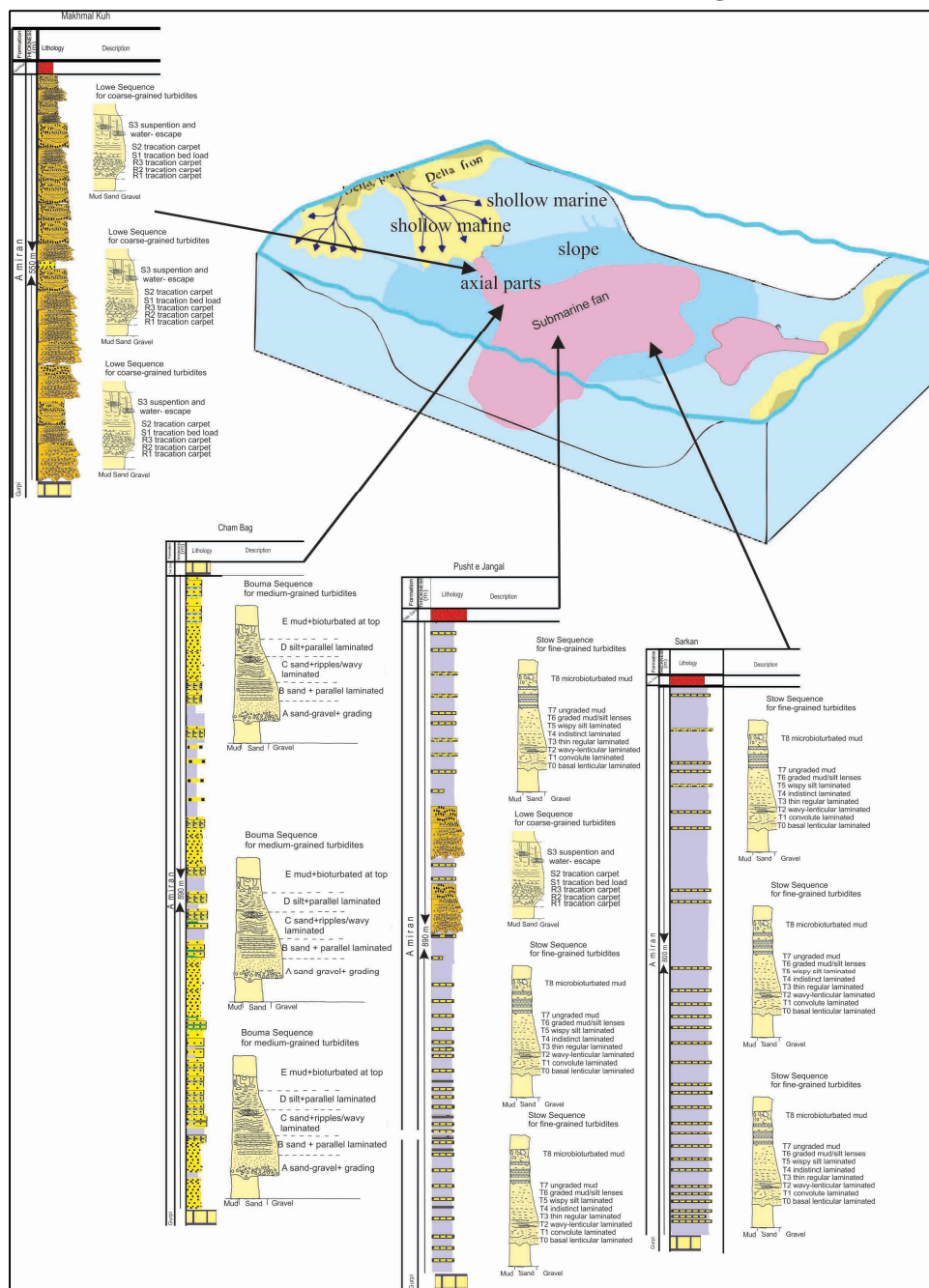
a- *Ophiomorpha* isp, b- *Arenicolites* isp, *Skolithos* isp, c- *Ophiomorpha* isp, d- *Nerites* isp, e- *Thalassinoides* isp, *Megagerapton* isp, f- *Helminthopsis* isp, g- *Zoophycos* isp, h- *Desmograption* isp, j- *Spirorhaphe*, k- *Paleodictyon* isp, m- *Scolicia*. isp, n- *Paleodictyon* isp, *Lorenzina* isp. (O= *Ophiomorpha* isp, Ar= *Arenicolites* isp, S= *Skolithos* isp, Ne= *Nerites*, Th= *Thalassinoides* isp, M= *Megagerapton* isp, He= *Hypichnia* meandering, Zoo= *Zoophycos* isp, De= *Desmograption* isp, Sp= *Spirorhaphe*, Pa= *Paleodictyon* isp, Sc= *Scolicia*. isp, Lo= *Lorenzina* isp).

این تغییرات توالی‌های رسوبی و ساخت‌های موجود در آن‌ها (چرخه توالی بوما) تغییرات زیادی از بخش کانال‌های میانی مخروط به سمت بخش‌های حاشیه‌ای کانال و حاشیه مخروط دیده می‌شود. مجموعه اثر فسیل‌ها در بخش‌های کانال منطبق بر ساب‌ایکونوفاسیس پالئودیکتیون است. بیشترین تنوع و فراوانی اثرات فسیلی (به‌طور غالب

بخش‌های میانی مخروط‌های توریدیتی، کاهش زیادی را در نسبت ذرات دانه درشت کنگلومرایی به ماسه‌سنگ پبلی نسبت به بخش‌های بالایی مخروط نشان می‌دهند، با این وجود نسبت ماسه ریز و طبقات شیلی و سیلی در این مجموعه رخساره‌ای نسبت به ذرات دانه درشت کنگلومرایی و ماسه‌سنگ پبلی افزایش می‌یابد. به همراه

ضخامت لایه‌ها و چرخه‌های بوما در این رخساره نسبت به بخش‌های میانی و بالایی مخروط کاهش شدیدی دارد. مجموعه اثر فسیل‌ها در بخش‌های مورد اشاره منطبق بر ساب‌ایکونوفاسیس نریس است.

با مجموعه‌های قبل از رسوب‌گذاری در قسمت‌های حاشیه‌ای مخروط‌ها، حاشیه مخروط-کف حوضه^{۱۲} از قسمت‌های پایینی مخروط توربیدیتی مشاهده می‌شود. رسوبات این بخش بیشتر از نهشته‌های دانه ریز شیل و سلیت تشکیل شده‌اند (توالی‌های استاو). همچنین



شکل ۱۸. مدل محیط رسوبی واحدهای توربیدیتی سازند امیران که نشان‌دهنده بخش‌های نزدیک به منشأ، بخش‌های میانی و بخش‌های دور از منشأ است.

Fig. 18. Depositional environment model of the turbidite units of the Amiran Formation, showing the proximal, middle, and distal sections relative to the source.

^{۱۲} fan fringe-basin floor transition

۸- نتیجه‌گیری

سازند امیران در حوضه رسوبی لرستان دارای محیط‌رسوبی مخروط زیردریایی است، که از بخش‌های نزدیک به منشأ به سمت بخش‌های دور از منشأ توالی‌های لاو، بوما و استاو را نشان می‌دهد. در بخش‌های نزدیک منشأ (شمال‌شرق) حوضه (برش مخملکوه) توالی از کنگلومرا و میان‌لایه‌های از ماسه‌سنگ درشت‌دانه تشکیل شده است و نشان‌دهنده توالی لاو است. در بخش‌های میانی حوضه، برش‌های سازند امیران از ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌هایی از شیل تشکیل شده است که نشان‌دهنده واحدهای بوما است. به سمت بخش‌های دور از منشأ (تاقدیس سرکان) برش‌های سازند امیران از شیل با میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگ تشکیل شده است که نشان‌دهنده بخش‌های مختلف استاو است. مقایسه تطبیقی نشان می‌دهد که سه مدل لاو، بوما و استاو یک طیف مکمل از تحلیل رسوبات توربیدیتی را پوشش می‌دهند. توالی لاو برای محیط‌های پروکسیمال و پرانرژی، توالی بوما برای تحلیل فرآیندی و جریان‌محور در رسوبات میانی تا ریزدانه با انرژی متوسط و استاو برای محیط‌های دیستال، ریزدانه و بیوژنیک کم انرژی مناسب هستند. هر سه توالی به سمت بالا ریزشونده می‌باشند و منحصرأ در نهشته‌های حاصل از جریان‌های توربیدیتی و در رخساره‌های مخروط زیردریایی تشکیل می‌شوند. مدل لاو دیدگاهی فرآیند محور و پویا به رسوب‌گذاری جریان‌های پرانرژی ارائه داده و توانسته است خلأ مدل بوما در توصیف ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای توربیدیتی درشت‌دانه را پوشش دهد. مدل استاو با تکیه بر دو مدل پیشین، دیدگاهی جامع‌تر نسبت به محیط‌های ریزدانه مخروط‌های عمیق زیردریایی ارائه کرده است.

References

- Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- Bann, K. L., Fielding, C. R., MacEachern J. A., Tye, S. C. (2004) Differentiation of estuarine and offshore marine deposits using integrated ichnology and sedimentology: Permian Pebbly Beach Formation, Sydney Basin, Australia in McIlroy, D. (ed), *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*, Journal of The Geological Society of London, 228: 179-211.
- Bayet-Goll, A., Neto De Carvalho, C., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Nasiri, Y. (2014) Depositional environments and ichnology of the deep-marine succession of the Amiran Formation (upper Maastrichtian-Paleocene), Lorestan Province, Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 401: 13-42.
- Bouma, A. H., Brouwer, A. (1964) *Turbidites: Developments in Sedimentology*, Elsevier, Amsterdam, 264 p.
- Bouma, A. H., Hollister, C. D. (1973) Deep ocean basin sedimentation. In: Middleton, G.V., Bouma, A. H. (Eds.), *Turbidites and Deep-Water Sedimentation*, Anaheim, SEPM Pacific section Short Course. California, 79-118.
- Bouma, A. H., Normark, W. R., Barnes, N. E. (1985) *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, Springer-Verlag, New York, 351 p.
- Bouma, A. H., Stone, C. G. (2000) Fine-grained turbidite systems. *AAPG Memoir 72 and SEPM Special Publication*, 68: 342.
- Cui, G., Xu, S.H., Wei, Q., Yang, Y., Hu, J., He, T. (2024) The influence of diagenesis on the quality of tight sandstone reservoirs in Longdong, Ordos Basin. *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, 14: 3331-3348 <https://doi.org/10.1007/s13202-024-01883-8>.
- Deptuck, M. E., Sylvester, Z., Pirmez, C., Byrne, C. (2007) Migration-aggradation history and 3-D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleistocene Benin-major Canyon, western Niger Delta slope. *Marine and Petroleum Geology*, 24: 406 - 433.
- Eugenio, E. (2007) Paleocurrent patterns of the sedimentary sequence of the Taitao ophiolite constrained by anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetic analyses. *Sedimentary Geology*, 201: 446-460.
- Falcon, N. L. (1961) Major earth-fl exuring in the Zagros Mountains of south-west Iran: *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 117: 367-376.
- Farah Syafira, B., Meor Hakif, A. H. (2024) Sedimentary facies analysis of a thin-bed-dominated turbidite succession in the Miocene Temburong Formation, Kampung Bebuloh, Labuan Island, Malaysia, *Journal of Paleogeography*, 13(3): 401-429.
- Hashim, M. S., Kaczmarek, S. E., Naa, G. W., Bish, D. L., Subhas, A. V. (2024) A process-based geochemical framework for carbonate sediments during marine diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 376: 54- 67, <https://doi.org/10.1016/j.gca.2024.05.023>.
- Homke, S., Verges, J., Serra-Kiel, J., Bernaola, G., Sharp, I., Goodarzi, M. (2009) Late Cretaceous-Paleocene formation of the proto-Zagros foreland basin, Lorestan Province, SW Iran, *Geological Society of America*, 963 p.

- James, G. A., Wynd, J. G. (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area: AAPG Bulletin, 40: 2182-224.
- Jiankang, L., Haijun, S., Daoliang, C. H., Jacopo, D., Erik A. S., Yuyang, W., Xiaokang, L., Lai, W., Mingtao, L., Hanchen, S., Yong, D., Enhao, J., Yan, F., Huyue, S., Wenchao, W., Qingzhong, L., Xinchuan, L., Hong, Y. (2025) Deep-Time Marine Sedimentary Element Database. Earth System Science, <https://doi.org/10.5194/essd-17-1613-2025>.
- Lin, J., Dong, C., Lin, C. (2024) The impact of tectonic inversion on diagenesis and reservoir quality of the Oligocene fluvial sandstones: the Upper Huagang Formation, Xihu Depression, East China Sea Shelf Basin. Marine and Petroleum Geology, 10686.
- Lowe, D. R. (1980) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high- density turbidity currents. Baton Rouge Louisiana, 70803.
- Malpas, J. A., Gawthorpe, R. L., Pollard, J. E., Sharp, I. R. (2005) Ichnofabric analysis of the shallow marine Nukhul Formation (Miocene), Suez Rift, Egypt: implications for depositional processes and sequence stratigraphic evolution. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 215: 239– 264.
- Miall, A. D. (2000) Principles of Sedimentary Basin Analysis. Springer, Berlin, 616 p.
- Motiee, H. (2003) The stratigraphy of Zagros. Publications of geological survey of Iran, 572 p. (in Persian).
- Nasiri, Y., Mahboubi, A., Mousavi Harami, S. R., Yousefi Yeganeh, B. (2011) *Tectonics and provenance of the Amiran Formation sandstones using petrographic data, southwest of Lorestan. The First Specialized Congress on Sedimentology and Stratigraphy of Iran*, Islamic Azad University, Mashhad, (in Persian).
- Nasiri, Y., Mahboubi, A., Mousavi Harami, S. R., Yousefi Yeganeh, B. (2011) Ichnological characteristics of the turbiditic deposits of the Amiran Formation. National Conference on the Application of Earth Sciences in Fundamental Research, Islamic Azad University, North Tehran Branch, (in Persian).
- Nasiri, Y., Mahboubi, A., Mousavi Harami, S. R., Yousefi Yeganeh, B. (2011) Facies and depositional environment of the Amiran Formation. The 15th Annual Meeting of the Geological Society of Iran, Tarbiat Moallem University, (in Persian).
- Nasiri, Y., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Bayet-Goll, A. (2012) Deep Marine Trace Fossil Assemblages and their Palaeo- Environmental Significance from the Paleocene Amiran Formation in SW Lorestan. Geosciences journal (Stratigraphy & Sedimentology), 22(86): 229-244, (in Persian).
- Nasiri, Y., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Khazaei, A. R., Yousefi, B. (2013) Reconstruction of The sedimentary environment of siliciclastic – carbonate sediments of Amiran Formation (Upper Cretaceous –Paleocene) in SW Lorestan. Iranian Journal of Geology, 27: 74-55, (in Persian).
- Nasiri, Y., Taghdisi Nikbakht, S., Sedaghatnia, M., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A. (2024) Analysis of diagenesis systems of carbonate units of Amiran Formation (Upper Maastrichtian-Paleocene) based on petrographic and elemental geochemistry studies, Folded Zagros, south-western Lorestan. Applied Sedimentology, (in Persian).
- Navarro, L., Khan, Z., Arnott, R. W. C. (2007) Depositional architecture and evolution of a deep-marine channel-levee complex: Isaac Formation (Windermere Super- group), Southern Canadian Cordillera. In: Nilsen, T. H., Shew, R.D., Steffens, G. S., Studlick, J. R. J. (Eds.), Atlas of Deep-Water Outcrops. Journal of Sedimentary Petrology, 56: 22-44.
- Shanmugam, G. (2002) Ten turbidite myths. Earth-Science Reviews, 58: 311– 341.
- Shanmugam, G. (2003) Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. Marine and Petroleum Geology, 20: 471–491.
- Stöcklin, J. (1986) Structural history and tectonics of Iran: A review: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52: 1229–1258. Stockline, J (1968) Structural history and tectonics of Iran; a review. AAPG Bulletin, 52: 1229-1258.
- Tomašových, A., Kidwell, S. M. (2024) Bioturbation increases time averaging despite promoting shell disintegration: a test using anthropogenic gradients in sediment accumulation and burrowing on the southern California shelf. Paleobiology, 50: 424–451, <https://doi.org/10.1017/pab.2024.39>.
- Widiatama, A., Santy, L., Faqih, R., Christin, H., Rosyadi, N., Ananda, D. (2024) Menanga Formation as volcanic submarine fan deposit of Woyla Arc in Sumatra, Indonesia. MATEC Web of Conferences.
- Wright, V. P., Theresa, N., Munnecke, A. (2025) Bedding and bedding surfaces in carbonate and mixed carbonate–siliciclastic successions part 2: processes, identification and implications of diagenetic bedding. Geological Society, London, Special Publications.