

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/333797794>

Depositional environment of the Ghelli Formation in Alborz Basin (Robot-e-Gharabil Area), NE Iran (in persian)

Article · June 2019

DOI: 10.22084/PSJ.2019.17996.1192

CITATIONS

0

READ

1

5 authors, including:



Reza Behbahani

Geological Survey of Iran

15 PUBLICATIONS 16 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



Mahmoud Reza Majidifard

Geological Survey of Iran

88 PUBLICATIONS 874 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



Morteza Yousefi

Geological Survey of Iran (GSI)

9 PUBLICATIONS 1 CITATION

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Expert of Geological Survey of Iran [View project](#)



Biostratigraphy of Kazhdumi Formation [View project](#)

محیط رسوبی سازند قلی در حوضه البرز (ناحیه رباط قره‌بیل)، شمال خاور ایران

رضا بهبهانی^{۱*}، محمد قویدل سیوکی^{۲،۳}، سمیه برجی^۲، محمودرضا مجیدی فرد^۴ و مرتضی یوسفی^۵

۱ و ۴- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران

۲- انستیتوی مهندسی نفت، دانشکده فنی، دانشگاه تهران، تهران

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران

۵- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مرکز کردستان، سنندج

نویسنده مسئول: rezabehbahani30@yahoo.com

دریافت: ۹۷/۱۰/۳ پذیرش: ۹۸/۳/۲۲

چکیده

در این پژوهش، محیط رسوبی سازند قلی با سن اردوئین پسین در شمال خاور حوضه البرز (ناحیه رباط قره‌بیل؛ کوه کورخود) بررسی شده است. این مطالعه بر اساس مشاهدات صحرایی، پتروگرافی برش‌های نازک، ساخت‌های رسوبی و مطالعات پالینولوژیکی صورت گرفته است. بر اساس مطالعات انجام‌شده ۴ مجموعه رخساره سنگی شناسایی گردید. سازند قلی در منطقه مورد مطالعه از تناوب شیل‌های ضخیم تا نازک‌لایه، ماسه‌سنگ‌های متوسط تا نازک‌لایه، سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای، سیلتستون‌های لامینه‌ای و سیل دیابازی تشکیل شده است. این مجموعه رخساره‌های سنگی از آرکوز-ساب‌آرکوز، سنگ‌آهک آلوکوم‌دار ماسه‌ای، سیلتستون و شیل تشکیل شده است. با توجه به ویژگی رخساره‌های سنگی، ساخت‌های رسوبی و تغییرات عمودی رخساره‌های سازند قلی، یک شلف تحت تاثیر امواج و توفان به عنوان محیط رسوب‌گذاری این سازند پیشنهاد می‌شود. بر این اساس، محیط رسوبی سازند قلی از پهنه ساحلی تحتانی با رخساره‌های تحتانی و میانی (با چین‌بندی مورب پشته‌ای، سطح فرسایشی، لامیناسیون موازی و لامیناسیون مورب) تدریجاً به یک پهنه ساحلی فوقانی با رخساره فوقانی (با چین‌بندی مورب تقعر، ریب‌مارک موجی، لامیناسیون موازی، دانه‌بندی تدریجی عادی، لامیناسیون مورب تابولار و گوه‌ای شکل) تحول یافته است که جریان‌های ناشی از توفان و امواج نقش بسزایی در فرایندهای حمل و نقل رسوبات و ته‌نشینی مجدد آن‌ها ایفا نمودند. با استفاده از نمودار تائسون، چهار رخساره پالینولوژیکی (VII و V, IVa, III) شناسایی شد. هم‌چنین، بررسی‌های آماری بر روی پارامترهای پالینولوژیکی شامل درصد فیتوکلاست، مواد آلی بی‌شکل و پارامتر تغییرپذیری نشان‌دهنده یک روند عمومی کم‌ژرفاشونده از قاعده به سمت راس توالی مورد مطالعه است. مقایسه فراوانی نسبی پالینومورف‌های دریایی با عناصر پالینولوژیکی خشکی نشان‌دهنده فراوانی کم‌تر آکریتارک‌ها و کیتینوزواها نسبت به کریپتوسپورها و خرده‌های گیاهی است که نشان‌گر نهشته شدن سازند قلی در محیط دریایی کم‌ژرفا است.

واژه‌های کلیدی: سازند قلی، حوضه البرز، محیط رسوبی، ساخت رسوبی، رخساره سنگی، رخساره‌های پالینولوژیکی

مقدمه

خاوری ایران که در حاشیه جنوبی اوراسیا قرار گرفته است (وندت و همکاران، ۲۰۰۵). در طی این مدت، یک دریای کم‌ژرفا بخش گندوانایی ایران را پوشانیده است (وندت و همکاران، ۲۰۰۵). سرزمین ایران هم‌زمان با تکامل اقیانوس تتیس دیرینه (اردوئین-سیلورین) به تدریج از گندوانا جدا شده و در پرمین-تریاس به حاشیه جنوبی اورازیا متصل شده است (وندت و همکاران، ۲۰۰۵؛ موتسونی و همکاران، ۲۰۰۹). ماگماتیسم^۱ اردوئین-دونین در البرز و ایران مرکزی می‌تواند

رشته کوه البرز در شمال ایران با ۲۰۰۰ کیلومتر وسعت از رشته کوه قفقاز کوچک در کشورهای ارمنستان و آذربایجان در شمال باختری تا افغانستان در خاور کشیده شده است (علوی، ۱۹۹۶). بر پایه موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناختی، رشته‌کوه البرز به بلوک‌های باختری، مرکزی و خاوری (ناحیه مورد مطالعه) تقسیم شده است. بر اساس نظر گولونکا و همکاران (۱۹۹۴) ایران در حاشیه شمالی گندوانا در طی پالئوزویک قرار گرفته است (به استثنای بخش کوچکی در شمال

¹ Magmatism

(۱۳۸۳) محیط رسوبی سازند قلی در ناحیه ده‌ملا (باختر شاهرود) را یک محیط دریایی ژرف تحت تاثیر جریان‌های آشفته پیشنهاد کردند. قوبدل سیوکی و خندابی (۱۳۹۱) بر اساس وجود گونه‌های مختلف کیتینوزوآ و آکریتارک‌ها، محیط رسوبی سازند قلی در دره سلطان-میدان (شمال شاهرود) را دریای کم‌ژرفا تشخیص داده‌اند. قوبدل سیوکی و همکاران (۲۰۱۱) با توجه به فراوانی کریپتواسپورها، کیتینوزواها، آکریتارک‌ها و اسکلوکودونت‌ها محیط رسوبی سازند قلی را در ناحیه خوش‌یلاق، دریای کم ژرفا پیشنهاد کرده‌اند.

موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

موقعیت جغرافیایی قاعده برش چینه‌شناسی مورد مطالعه ۳۷ درجه و ۲۳ دقیقه عرض شمالی و ۵۶ درجه و ۲۱ دقیقه طول خاوری است. رباط قره‌بیل یکی از روستاهای استان خراسان شمالی و از توابع شهرستان گرمه است. این روستا در کنار جاده گرگان- بجنورد با فاصله حدود ۲۰ کیلومتری در خاور جنگل گلستان و ۱۱۰ کیلومتری باختر بجنورد قرار دارد. راه‌های اصلی منطقه مورد مطالعه شامل جاده آسفالت‌ه ترانزیتی گرگان- بجنورد و هم‌چنین جاده آسفالت‌ه تهران- مشهد می‌باشد (شکل ۱).

مواد و روش‌ها

در این پژوهش یک برش سطحی به ضخامت ۱۸۳ متر از رخنمون سازند قلی در ناحیه رباط قره‌بیل انتخاب و مورد بررسی قرار گرفته شد. در این برش نمونه‌برداری (۶۲ نمونه؛ ۵۶ نمونه از سازند قلی و ۶ نمونه از سازندهای پادها و خوش‌یلاق) به طور سیستماتیک و بر اساس تغییرات سنگ‌شناسی، رنگ و لایه‌بندی انجام گرفت. در ناحیه مورد مطالعه، مرز بین سازندهای قلی و باروت گسله و مرز بین سازندهای قلی و پادها از نوع ناپیوستگی هستند. به منظور انجام مطالعات پتروگرافی از نمونه‌های برداشت‌شده برش نازک تهیه شده است. مطالعات پتروگرافی برای سنگ‌های مخلوط آواری- کربناته شامل تعیین اجزای آلومک (اسکتی)، بررسی

نشان‌دهنده شروع کافت‌زایی اقیانوس تتیس دیرینه باشد (صالحیان، ۱۳۹۰؛ قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۴). سنگ‌های آذرین موجود در سازند قلی (اردویسین پسین) نشان‌دهنده ماگماتیسم مرتبط با شکل‌گیری اقیانوس تتیس دیرینه در البرز خاوری در اردویسین است (قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷؛ قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲؛ درخشی و همکاران، ۱۳۹۳).

مطالعه رخساره‌های پالینولوژیکی نقش مهمی در تفسیر حوضه‌های رسوبی، تعیین پتانسیل هیدروکربن‌زایی و مطالعات چینه‌نگاری سکانسی ایفا می‌کند (آبه-ایکینوبه و ویلیرس، ۲۰۰۳؛ ارسگوا و کاستیک، ۲۰۰۶). در بسیاری از توالی‌ها به ویژه در چینه‌های بسیار نازک لایه و ریزدانه، هر چه فواصل نمونه‌برداری کم‌تر باشد، شانس کنترل دقیق‌تر تغییرات رخساره‌های پالینولوژیکی و به تبع آن شناسایی تغییرات جزئی در محیط رسوبی بیش‌تر خواهد شد (تراورس، ۲۰۰۷). شاخص‌های پالینولوژیکی مفید برای تفسیر پالئواکولوژی و تعیین محیط رسوبی شامل مواد آلی (کروژن^۲) از قبیل فیتوکلاست‌ها^۳ (پالینوماسرال‌ها)، مواد آلی بی‌شکل^۴، پالینومورف‌های دریایی^۵ و غیره می‌باشد (تراورس، ۲۰۰۷).

باتوجه به این‌که در مطالعات پیشین، محیط‌های رسوبی متفاوت برای سازند قلی در نواحی مختلف تعیین شده است (جزئیات این مطالعات در بخش مطالعات پیشین ذکر شده است)، بر آن شدیم که با ترکیبی از مطالعات پالینولوژیکی (عناصر و رخساره‌های پالینولوژیکی)، سنگ‌شناسی و شناسایی ساخت‌های رسوبی و رخساره‌های سنگی به مطالعه محیط رسوبی بخش تحتانی توالی رسوبی پالئوزویک (اردویسین پسین) در کوه کورخود در شمال روستای رباط قره‌بیل بپردازیم.

مطالعات پیشین

برخی پژوهش‌گران به مطالعه رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قلی پرداخته‌اند. طاهری و حیدرنیا

² Kerogen

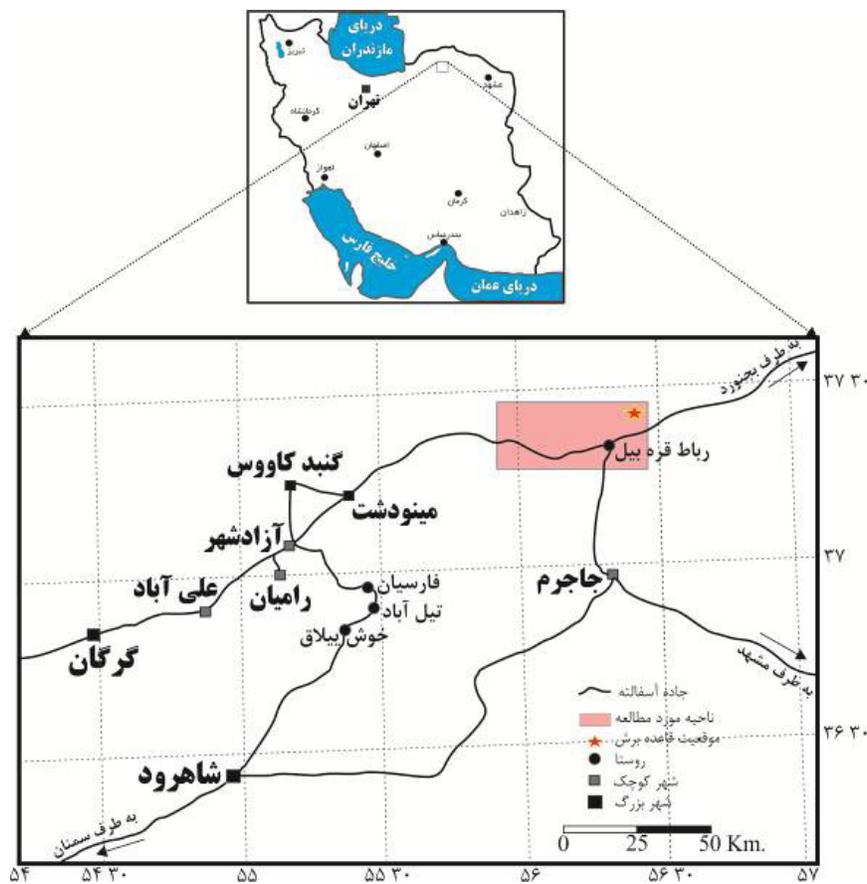
³ Phytoclasts (PH)

⁴ Amorphous organic matter (AOM)

⁵ Marine palynomorphs (MP)

هم‌چنین در این پژوهش ۱۰۶ نمونه مناسب شیلی انتخاب و با استفاده از روش‌های معمول در پالینولوژی (فیپس و پلیفورد، ۱۹۸۴؛ تراورس، ۲۰۰۷) اسلایدهای دائمی (در مجموع ۳۱۸ اسلاید) تهیه شد. به منظور انجام مطالعات آماری و شناسایی رخساره‌های پالینولوژیکی، در هر اسلاید عناصر موجود در ۵ میدان دید تصادفی (۱۵ میدان دید از هر نمونه) با بزرگنمایی ۴۰۰ برابر اندازه طبیعی شمارش شد. لازم به ذکر است که از رده‌بندی تایسون (۱۹۹۳ و ۱۹۹۵) جهت تعیین عناصر و رخساره‌های پالینولوژیکی استفاده شده است.

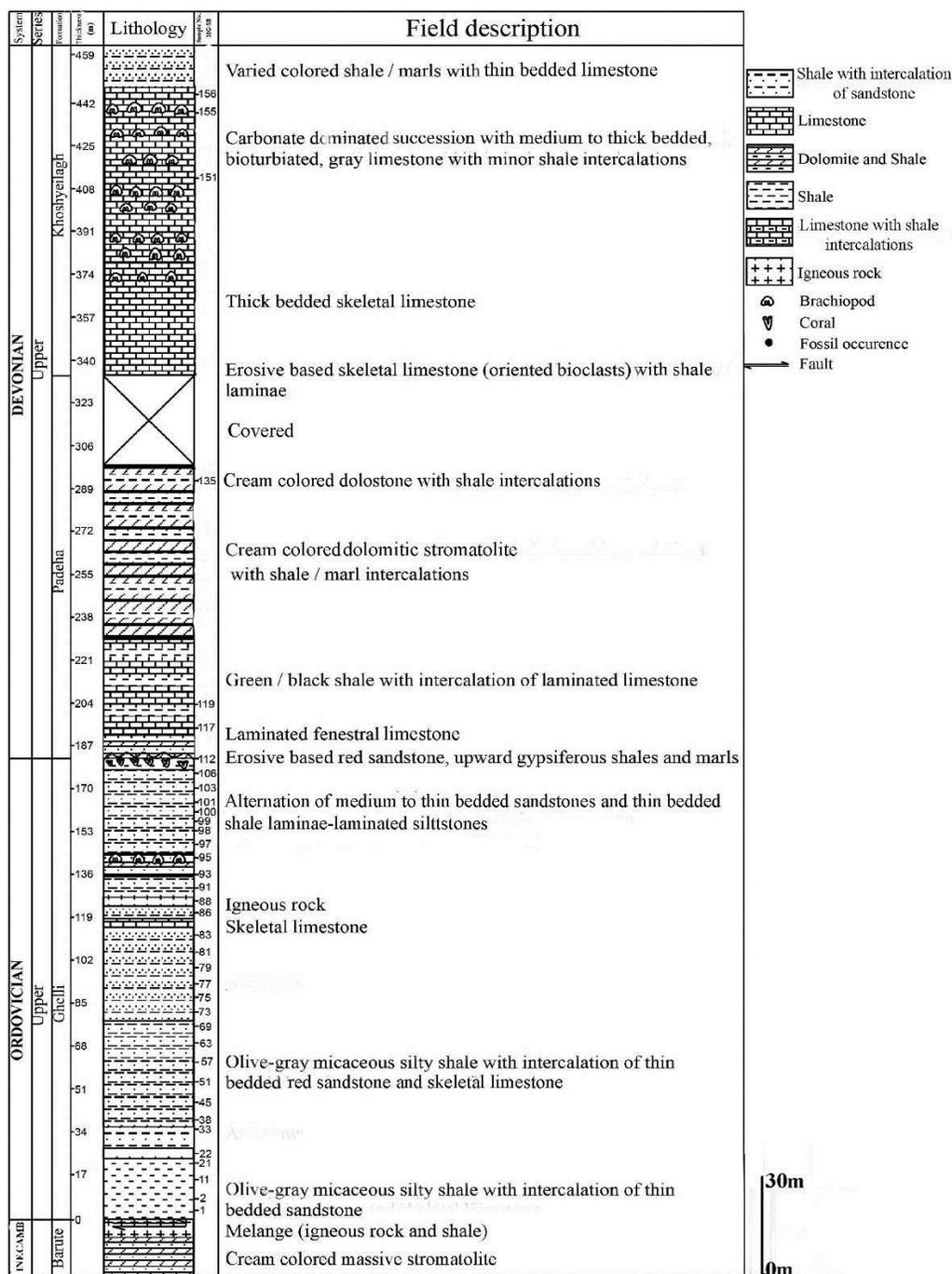
ویژگی‌های بافتی اجزای آواری (جورشدگی، گردشدگی و اندازه ذرات)، انواع سیمان‌ها و برای سنگ‌های آواری شامل تعیین نوع، فراوانی و اندازه اجزای تشکیل‌دهنده سنگ، ویژگی‌های بافتی (جورشدگی و گردشدگی) و تعیین نوع سیمان می‌باشد. هم‌چنین ساخت‌های رسوبی موجود در مطالعات صحرایی شناسایی شده است. نام‌گذاری سنگ‌های آواری بر اساس روش پتی‌جان و همکاران (۱۹۸۷) و نام‌گذاری سنگ‌های مخلوط آواری-کربناته از روش مونت (۱۹۸۵) صورت پذیرفته است. بر مبنای مجموعه رخساره‌های سنگی و ساخت‌های رسوبی شناسایی شده، مدل محیط رسوبی این سازند پیشنهاد شده است.



شکل ۱. نقشه راه‌های ارتباطی و موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه

کوه کورخود (ناحیه مورد مطالعه) به ترتیب از پایین به بالا شامل سازندهای باروت (پرکامبرین پسین)، قلی (اردوئین پسین)، پادها و خوش‌بیلاق (دونین پسین) هستند (شکل ۲ و ۳ الف).

سنگ‌چینه‌نگاری پالئوزوئیک در ناحیه مورد مطالعه واحدهای سنگ‌چینه‌ای پالئوزوئیک در محدوده البرز خاوری اساساً شامل سازندهای قلی، نیور، پادها، خوش‌بیلاق و مبارک می‌باشند (سهیلی و افشارحرب، ۱۳۵۹). ولی توالی رسوبات پرکامبرین و پالئوزوئیک در



شکل ۲. توالی سنگ‌چینه‌نگاری پالئوزوئیک در کوه کورخود در رباط قره‌بیل

شیل‌های زیتونی- خاکستری با ماسه‌سنگ نازک‌لایه قرمز رنگ، سنگ‌آهک‌های اسکلتی (فسیل‌دار)، سیل‌های نفوذی (سنگ آذرین) با ضخامت ۱ متر، سیلتستون-های لامینه‌ای و ماسه‌سنگ‌های متوسط تا ضخیم‌لایه سازند پادها با ضخامت ۱۵۱ متر از تناوب شیل، سیلتستون (شکل ۳ ب) و ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ،

با عبور گسل آلمه از قاعده رسوبات سازند قلی در کوه کورخود (سهیلی و افشار حرب، ۱۳۵۹)، این سازند بر روی سازند باروت قرار گرفته و با ناپیوستگی (وقفه رسوب‌گذاری در بازه زمانی سیلورین (برجی، ۱۳۹۶؛ قویدل‌سیوکی و برجی، ۲۰۱۸)) سازند پادها، سازند قلی را می‌پوشاند. سازند قلی با ضخامت ۱۸۳ متر از تناوب

فرسایشی حاوی قطعات فسیلی جهت یافته ختم شده به لامینه‌های شیل، سنگ‌آهک‌های اسکلتی ضخیم لایه، سنگ‌آهک‌های متوسط- ضخیم لایه خاکستری رنگ (شکل ۳ ج) دارای زیست‌آشفتگی همراه با مقادیر کمی میان‌لایه‌های شیلی و شیل- مارن‌های رنگین با سنگ‌آهک نازک لایه تشکیل شده است (شکل ۳).

شیل‌ها و مارن‌های ژئوسدار، سنگ‌آهک‌های لامینه‌ای با فابریک پنجره‌ای، شیل‌های سیاه- سبز رنگ با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های لامینه‌ای، استروماتولیت‌های دولومیتی کرم رنگ (شکل ۳ د) با میان‌لایه‌هایی از شیل- مارن و سازند خوش‌بیلاق با ضخامت ۱۲۴ متر از سنگ‌آهک‌های اسکلتی با قاعده



الف



ب



ج



د

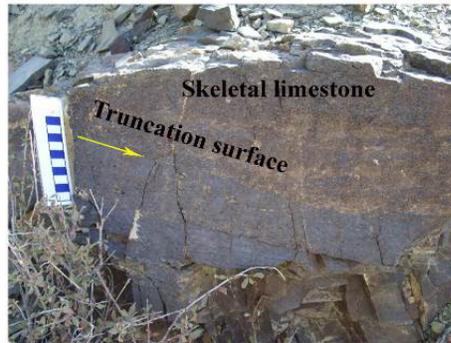
شکل ۳. الف) همبری سازندهای قلی، پادها و خوش‌بیلاق در رباط قره‌بیل، دید به سمت شمال. ب) تناوب شیل و سیلتستون‌های قرمز رنگ قاعده سازند پادها در ناحیه مورد مطالعه. ج) سنگ‌آهک‌های متوسط- ضخیم لایه خاکستری رنگ در بخش فوقانی سازند خوش‌بیلاق. د) استروماتولیت‌های گنبدی شکل در بخش میانی سازند پادها در ناحیه مورد مطالعه

(شکل ۴ ج) در بخش تحتانی سازند پادها، سنگ دولومیتی بلورین (دولوستون) (شکل ۴ د) در بخش فوقانی سازند پادها، گرینستون بیوکلاستی (حاوی دوکفه‌ای) پلوییدار، وکستون- پکستون بیوکلاستی (دارای گاستروپود) (شکل ۴ و) و گرینستون بیوکلاستی (حاوی براکیوپود و کرینوید) پلوییدار (شکل ۴ ز) در بخش فوقانی سازند خوش‌بیلاق اشاره نمود.

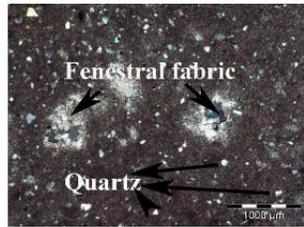
با مطالعات صحرائی و بررسی برش‌های نازک تهیه شده از برخی بخش‌های سازندهای پادها و خوش‌بیلاق می‌توان به سنگ‌آهک‌های اسکلتی با سطح فرسایشی^۱ (شکل ۴ الف) در قاعده سازند خوش‌بیلاق، گل‌سنگ‌های آهکی^۲ با فابریک پنجره‌ای دارای ذرات کوارتز در اندازه سیلت متوسط- درشت (شکل ۴ ب) و زیست‌آشفتگی

¹ Truncation surface

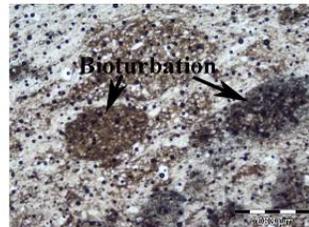
² Lime mudstone



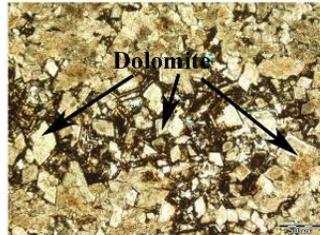
الف



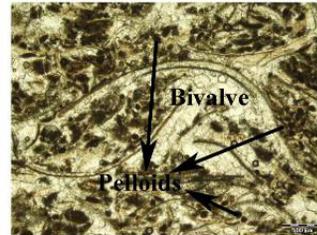
ب



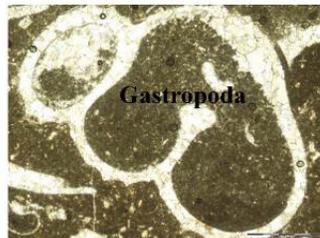
ج



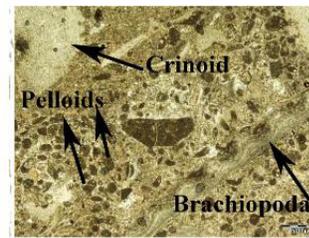
د



ه



و



ز

شکل ۴. الف) سطح فرسایشی در سنگ آهک اسکلتی در بخش تحتانی سازند خوش‌بیلاق. ب و ج) گل‌سنگ‌های آهکی با فابریک پنجره‌ای حاوی ذرات آواری کوارتز (نمونه ۱۱۷، xpl) و دارای زیست‌آشفستگی (نمونه ۱۱۹، ppl) در بخش تحتانی سازند پادها. د) بلورهای لوزی شکل دولومیت در دولوستون (نمونه ۱۳۵) در بخش فوقانی سازند پادها، xpl. ه) گرینستون بیوکلاستی پلوییدار (نمونه ۱۵۱) در بخش فوقانی سازند خوش‌بیلاق، xpl. و) وکستون بیوکلاستی (حاوی گاستروپود) (نمونه ۱۵۵) در بخش فوقانی سازند خوش‌بیلاق، xpl. ز) گرینستون بیوکلاستی (حاوی کرینویید و براکیوپود) پلوییدار (نمونه ۱۵۶) در بخش فوقانی سازند خوش‌بیلاق، ppl. موقعیت نمونه‌های برداشت‌شده در شکل ۲ آورده شده است.

شیل‌های زیتونی- خاکستری (۱۰-۱۴ متر ضخامت) سیلتی میکادار قرار گرفته‌اند (شکل ۵ الف). در این مجموعه، نسبت شیل به ماسه‌سنگ بالا است. تغییرات جانبی در این مجموعه رخساره مشاهده نشده است. بخش ماسه‌سنگی این مجموعه از ماسه‌سنگ‌های (ساب آرکوز- آرکوز) ریزمتوسط‌دانه، نیمه‌زاویه‌دار-نیمه‌گردشده،

رخساره‌های سنگی سازند قلی در ناحیه مورد مطالعه

مجموعه رخساره شیل‌سیلتی میکادار و ماسه‌سنگ نازک‌لایه (رخساره تحتانی)

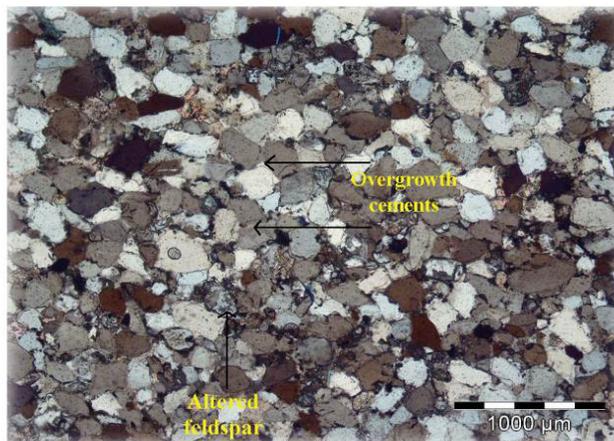
ماسه‌سنگ‌های این مجموعه رخساره قهوه‌ای- خاکستری رنگ (۱-۴ متر ضخامت) می‌باشند که در تناوب با

کلسیتی بین‌دانه‌ای و آهن‌دار (اکسید آهن) هستند (شکل‌های ۵ ب و ج). در بخش‌های ماسه‌سنگی و شیلی (شیل‌سیلتی میکادار) این مجموعه آثاری از زیست‌آشفتگی و ساخت‌های رسوبی (نظیر لامیناسیون موازی و طبقه‌بندی مورب) مشاهده نشده است.

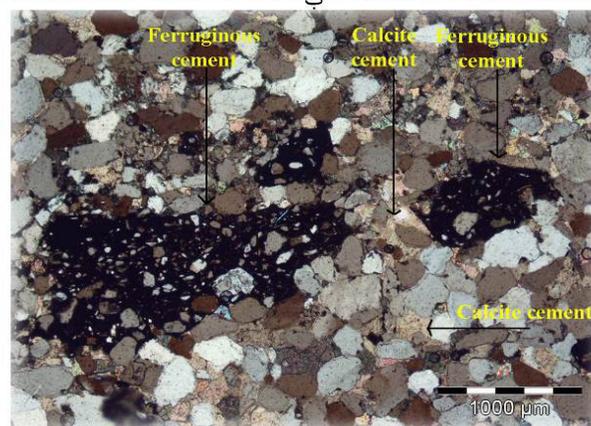
دارای جورشدگی متوسط-خوب و فلدسپارهای دگرسان شده تشکیل شده است (شکل‌های ۵ ب و ج). اکثر دانه‌های کوارتز، تک‌بلوری با خاموشی یکنواخت و تعداد کم‌تری دانه‌های کورتز چندبلوری با تماس‌های مضرس داخلی مشاهده شده است. این ماسه‌سنگ‌ها دارای سیمان‌های سیلیسی رورشدی هم‌محور (رشد ثانوی)،



الف



ب



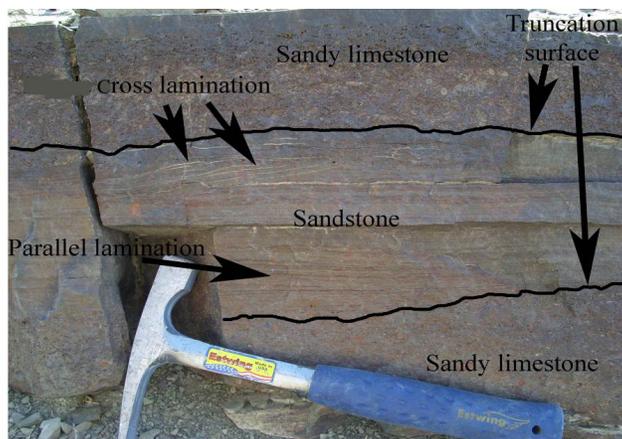
ج

شکل ۵. الف) تناوب شیل‌های ضخیم‌لایه با ماسه‌سنگ‌های نازک‌لایه در مجموعه رخساره شیل میکادار و ماسه‌سنگ نازک‌لایه در سازند قلی، دید به سمت شمال. ب) سیمان‌های سیلیسی رورشدی هم‌محور (رشد ثانوی) (Overgrowth cements) و فلدسپار دگرسان‌شده (Altered feldspar) با ظاهری غبارآلود در آرکوز-ساب‌آرکوزهای مجموعه مذکور، xpl. ج) سیمان آهن‌دار (اکسید آهن) (Ferruginous cement) و کلسیتی بین‌دانه‌ای، xpl. به نیمه‌گرد بودن ذرات کوارتز، ذرات نیمه‌زاویه‌دار- نیمه‌گردشده شناور در داخل سیمان‌های آهن‌دار توجه شود.

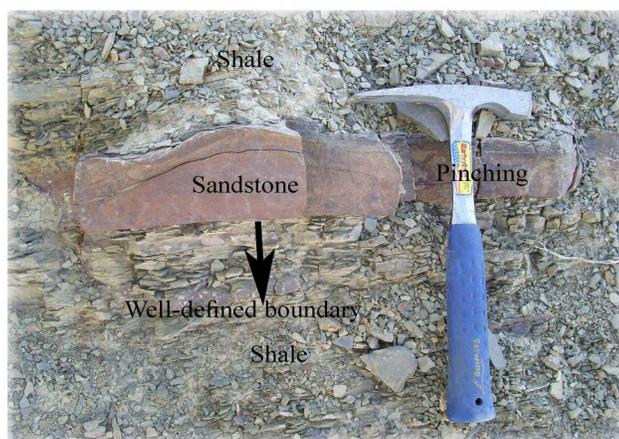
و ب). در این مجموعه رخساره مانند مجموعه پیشین نسبت شیل به ماسه‌سنگ بالا است. بخش ماسه‌سنگی از آرکوز- ساب‌آرکوزهای ریزمتوسط‌دانه، نیمه‌زاویه‌دار- نیمه‌گردشده، با جورشدگی متوسط- خوب و فلدسپارهای غالباً دگرسان‌شده تشکیل شده است. این بخش دارای سیمان‌های سیلیسی رورشدی هم‌محور و اکسید آهن هستند.

مجموعه رخساره شیل‌سیلتی میکادار- ماسه‌سنگ نازک‌لایه قرمز رنگ و سنگ‌آهک ماسه‌ای (رخساره میانی)

شیل‌های زیتونی- خاکستری سیلتی (۹-۱۲ متر ضخامت)، ماسه‌سنگ‌های (آرکوز- ساب‌آرکوز) نازک‌لایه قرمز رنگ (۱-۱/۵ متر ضخامت) با سنگ‌آهک‌های آلوم‌دار ماسه‌ای (۱-۱/۲ متر ضخامت) خاکستری قرمز رنگ به طور متناوب قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۶ الف



الف



ب

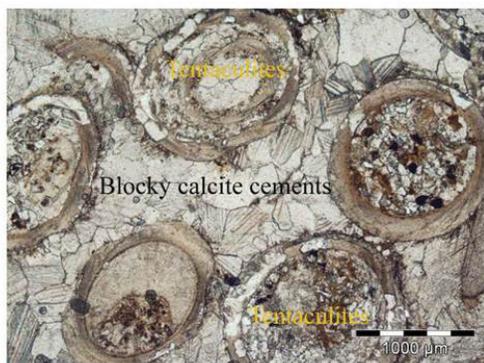
شکل ۶. الف) تناوب ماسه‌سنگ و آهک‌ماسه‌ای در رخساره میانی. به لامیناسیون مورب و لامیناسیون موازی در بخش ماسه‌سنگی و سطح تختانی فرسایشی در بخش‌های ماسه‌سنگی و آهک‌ماسه‌ای توجه شود. ب) تناوب ماسه‌سنگ و شیل در رخساره میانی. به چینه‌بندی مورب پشته‌ای (Hummocky cross stratification) در بخش ماسه‌سنگی و نازک‌شدگی (Pinching) در آن توجه شود. بخش ماسه‌سنگی با مرز مشخص بر روی بخش شیلی قرار گرفته است.

ماسه متوسط- گرانول و ذرات آواری کوارتز و فلدسپار نیمه‌گردشده- نیمه‌زاویه‌دار (عمدتاً نیمه‌گردشده) در اندازه سیلت درشت- ماسه‌ریز می‌باشد. صف‌بندی موازی^۱ قطعات بیوکلاستی (شکل ۷ الف) و فابریک ژئوپتال (در

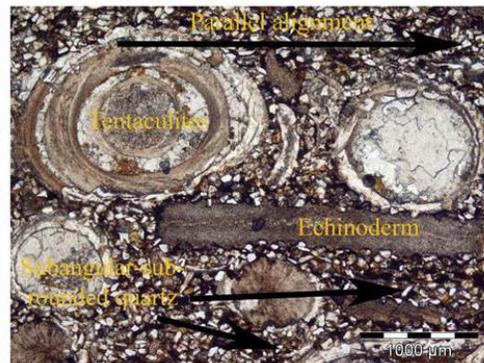
اکثر دانه‌های کوارتز مانند مجموعه پیشین، تک‌بلوری با خاموشی یکنواخت و تعداد کم‌تری کوارتز چندبلوری هستند. بخش شیلی این مجموعه مانند مجموعه رخساره پیشین است. بخش سنگ‌آهک آلوم‌دار ماسه‌ای حاوی آلوم‌های اکینودرم، تتناکولیتس و بریوزوئرها در اندازه

¹ Parallel alignment

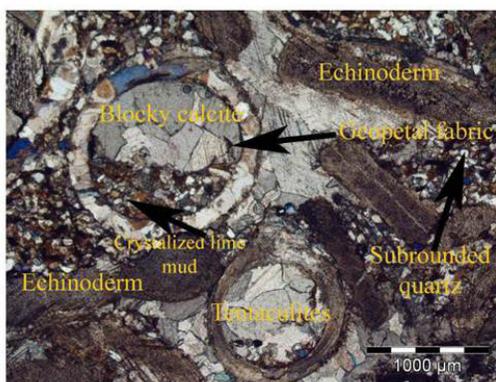
ب) وجود دارد. مرز تحتانی فرسایشی و مشخص^۱ (در بخش‌های ماسه‌ای و آهک ماسه‌ای)، لامیناسیون مورب^۲، چینه‌بندی مورب پشته‌ای^۳ و لامیناسیون موازی در بخش ماسه‌سنگی مشاهده شده است (شکل‌های ۶ الف و ب).



ب



الف



ج

شکل ۷. الف) صف‌بندی موازی قطعات بیوکلاستی (اکینودرم و تتناکولیتس) (به بخش تحتانی شکل توجه شود) و ذرات نیمه‌زاویه‌دار- نیمه‌گردشده کوارتز در بخش آهک‌ماسه‌ای رخساره میانی، ppl. ب) سیمان‌های بلوکی کلسیت بین قطعات بیوکلاستی (تتناکولیتس)، ppl. ج- قطعات بیوکلاستی (اکینودرم و تتناکولیتس)، ذرات کوارتز نیمه‌گردشده و فابریک ژئوپتال (گل آهکی تبلور یافته و ذرات آواری کوارتز در بخش تحتانی و کلسیت بلوکی در بخش فوقانی تتناکولیتس) در بخش آهک‌ماسه‌ای رخساره ذکر شده، xpl.

نوشکلی^۴ را تحمل نموده‌اند (شکل ۸ الف). سیل دلریتی به موازات چینه‌بندی لایه‌های رسوبی تزریق شده است. بخش دلریتی شدیداً آلتزه شده از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کلسیت تشکیل شده است (شکل ۸ ج). ابعاد دانه‌ها ریز تا متوسط است. پلاژیوکلازها به شدت دگرسان شده‌اند ولی بخش‌های سالمی از آنها همچنان باقی مانده است. هیچ اثری از کانی سالم کلینوپیروکسن وجود ندارد و صرفاً قالبی از آنها باقی مانده است. قالب کلینوپیروکسن‌ها بطور مشخص توسط اکسیدهای آهن اشغال شده است که نشان‌دهنده این موضوع است که

مجموعه رخساره سنگ‌آهک ماسه‌ای همراه با توده

نفوذی آذرین و شیل‌سیلیتی

این مجموعه رخساره از سنگ‌آهک‌ماسه‌ای (سنگ‌آهک آلوم‌دار ماسه‌ای) کرم‌رنگ (۳ متر ضخامت)، سیل دیابازی (دلریت) (۱ متر ضخامت) و شیل‌سیلیتی متوسط لایه (۳ تا ۵ متر ضخامت) تشکیل شده است. بخش سنگ‌آهک آلوم‌دار ماسه‌ای حاوی آلوم‌های اکینودرم و تتناکولیتس در اندازه ماسه ریز- گرانول و ذرات آواری کوارتز نیمه‌گردشده- نیمه‌زاویه‌دار (عمدتاً نیمه‌گردشده) در اندازه سیلت درشت- ماسه ریز می‌باشد (شکل‌های ۸ الف و ب). این بخش از مجموعه مشابهت بسیار زیادی با بخش آهک‌ماسه‌ای رخساره میانی دارد. ساختمان میکروسکوپی صدف برخی از تتناکولیتس‌ها فرایند

¹ Well-defined and erosional (truncation) lower boundary

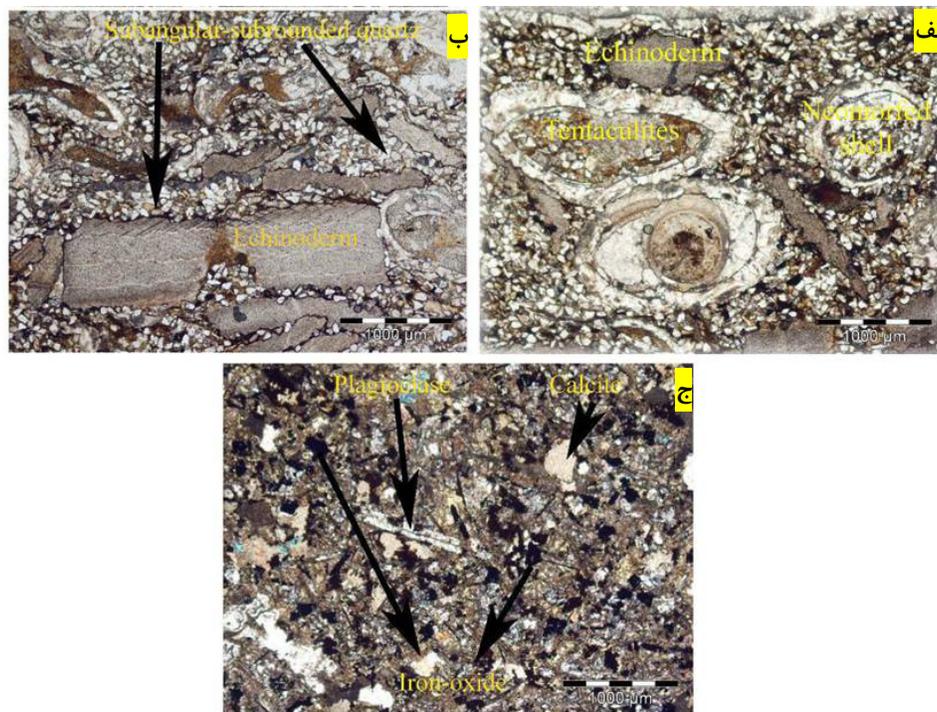
² Ripple cross lamination

³ Hummocky cross stratification

⁴ Neomorphism

(رسوبات فوقانی و تحتانی سیل) مشاهده نشده است. لازم به ذکر است که در این رخساره هیچ‌گونه ساخت رسوبی مشاهده نشده است.

این کانی ثانویه غالباً محصول دگرسانی کلینوپیروکسن است. همچنین به علت شدت دگرسانی، بخش زیادی از کلسیت موجود حاصل جانشینی است (شکل ۸ ج). آثار پختگی یا تبلور مجدد واضح در رسوبات دربرگیرنده آن

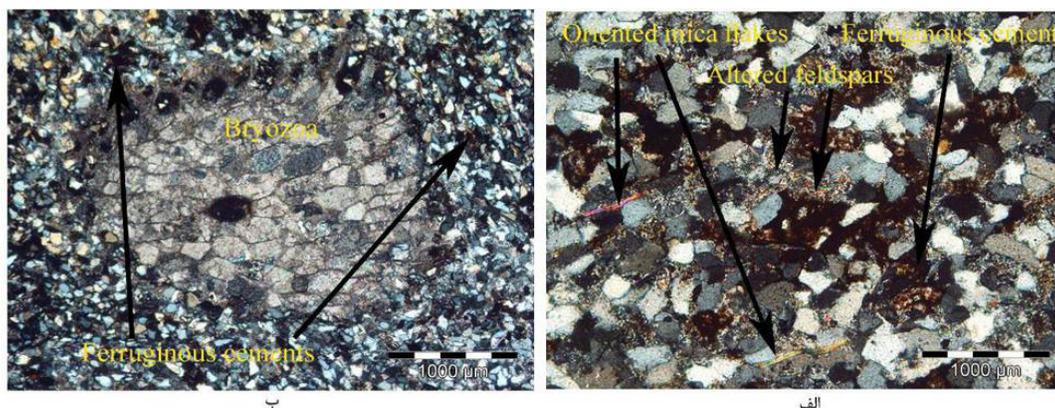


شکل ۸. الف) قطعات بیوکلاستی (اکینودرم و تتناکولیتس) در رخساره آهک ماسه‌ای، ppl. پوسته تتناکولیتس‌ها، نوشکلی را تحمل نموده‌اند. ب) ذرات کوارتز نیمه‌گردشده- نیمه‌زاویه‌دار و قطعات سالم و شکسته‌شده اکینودرم در سنگ‌آهک آلوکم‌دار ماسه‌ای، ppl. ج) دلریت (دیاباز) دگرسان شده با بافت اینترگرانولار که کانی‌های تشکیل‌دهنده آن شامل پلاژیوکلاز، قالب کلینوپیروکسن‌های جانشین شده توسط اکسید آهن و کلسیت جانشینی (به علت دگرسانی شدید) است، ppl.

رخساره مشاهده شده است (شکل ۹ الف). همچنین در این مجموعه بر خلاف دو مجموعه رخساره تحتانی و میانی، نسبت ماسه‌سنگ به شیل افزایش یافته است. بخش آهک‌ماسه‌ای از سنگ‌آهک آلوکم‌دار ماسه‌ای حاوی آلوکم‌های بریزوآ و مقادیر بسیار کم‌تری قطعات براکیوپودا در اندازه ماسه‌بزرگ-گرانول، ذرات آواری کوارتز در اندازه ماسه‌ریز با جورشدگی خوب و عمدتاً نیمه‌زاویه‌دار تشکیل شده است (شکل ۹ ب). همچنین بلورهای میکا و سیمان آهن‌دار در این بخش مشاهده شده است (شکل ۹ الف). در بخش شیلی این رخساره نظیر دو رخساره پیشین آثاری از زیست‌آشفستگی مشاهده نشده است. سیلتستون لامینه‌ای دربرگیرنده تناوب نوارهای روشن دارای ذرات در اندازه سیلت- ماسه بسیار ریز و نوارهای تیره دارای ذرات در اندازه رس است.

مجموعه رخساره ماسه‌سنگ متوسط تا نازک‌لایه سنگ‌آهک ماسه‌ای- سیلتستون لامینه‌ای و شیل‌های نازک‌لایه (رخساره فوقانی)

این مجموعه رخساره از تناوب ماسه‌سنگ متوسط تا نازک‌لایه کرم- خاکستری رنگ (۳-۸ متر ضخامت)، سنگ‌آهک آلوکم‌دار ماسه‌ای (۲ تا ۲/۵ متر ضخامت)، سیلتستون لامینه‌ای (۲ تا ۳ متر ضخامت) و شیل‌های نازک‌لایه (۱ تا ۱/۵ متر ضخامت) تشکیل شده است. بخش ماسه‌سنگی از آرکوزهای با فلدسپارهای غالباً دگرسان‌شده، جورشدگی متوسط- خوب، ذرات نیمه زاویه‌دار- نیمه‌گردشده در اندازه ماسه‌ریز- متوسط تشکیل شده است (شکل ۹ الف). این ماسه‌سنگ‌ها دارای سیمان‌های سیلیسی رورشدی هم‌محور و آهن‌دار هستند. آثار جهت‌یافتگی در بلورهای میکای موجود در این



شکل ۹. الف) آرکوز از رخساره فوقانی، xpl. به فلدسپارهای دگرسان‌شده، صفحات میکای جهت‌یافته ناشی از فشار و سیمان آهن‌دار توجه شود. ب) سنگ آهک آلوم‌دار ماسه‌ای از رخساره فوقانی، xpl. به سیمان‌های آهن‌دار و پوسته بریوزوآ توجه شود.

پالینولوژیکی، پارامترهای دیگری از قبیل تغییرپذیری^۹ (نسبت فیتوکلاست‌های قهوه‌ای به کدر)، نسبت مواد آلی بی‌شکل روشن^{۱۰} به مواد آلی بی‌شکل تیره^{۱۱}، نسبت پالینومورف‌ها به مواد آلی بی‌شکل و گردشدگی حاشیه‌های فیتوکلاست‌ها مدنظر قرار گیرد (هوک، ۱۹۹۱؛ جانسونیوس و مک‌گرگور، ۲۰۰۲). رخساره‌های پالینولوژیکی شناسایی‌شده در سازند قلی شامل رخساره پالینولوژیکی III^{۱۲} (دارای ۵۰ تا ۹۰ درصد فیتوکلاست، ۱۰ تا ۵۰ درصد پالینومورف و صفر تا ۳۰ درصد مواد آلی بی‌شکل با فراوانی فیتوکلاست‌های کدر)، رخساره پالینولوژیکی IVa^{۱۳} (دارای ۴۰ تا ۹۵ درصد فیتوکلاست تیره، ۶۵ تا ۹۰ پالینومورف دریایی و ۵ تا ۶۰ درصد مواد آلی بی‌شکل با فراوانی فیتوکلاست‌های کدر و افزایش فیتوکلاست‌های قهوه‌ای)، رخساره پالینولوژیکی V^{۱۴} (صفر تا ۵۰ درصد فیتوکلاست، صفر تا ۳۵ درصد مواد آلی بی‌شکل و ۵۰ تا ۱۰۰ درصد پالینومورف دریایی با افزایش پالینومورف‌ها نسبت به فیتوکلاست‌ها) و رخساره پالینولوژیکی VII^{۱۵} (۴۰ تا ۶۵ درصد فیتوکلاست، ۳۵ تا ۶۰ درصد مواد آلی بی‌شکل و ۳۰ تا ۶۵ درصد پالینومورف دریایی با فراوانی فیتوکلاست‌های از نوع هم‌بعد و دارای حاشیه‌های گردشده و افزایش مواد آلی بی‌شکل نسبت به به رخساره‌های پیشین) هستند (شکل‌های ۱۲ و ۱۳).

این مجموعه از ذرات کوارتز نیمه‌زاویه‌دار- زاویه‌دار دارای جورشدگی خوب و صفحات میکا و سرسیت تشکیل شده است. در این سیلتستون‌ها، ساخت‌های رسوبی کوچک‌مقیاس^۱ (نظیر دانه‌بندی تدریجی ریزشونده به سمت بالا^۲، لامیناسیون مسطح ضعیف تا بسیار کم شیب‌دار^۳) (شکل‌های ۱۰ الف و ب) و بزرگ‌مقیاس^۴ (لایه‌بندی مورب مسطح از نوع تابولار^۵) (شکل ۱۰ ج) مشاهده شده است. هم‌چنین آثار جهت‌یافتگی صفحات میکا در این سنگ‌ها مشاهده شده است (شکل ۱۰ د). هم‌چنین در بخش ماسه‌سنگی این مجموعه رخساره ساخت‌های رسوبی نظیر چین‌بندی مورب تقعر^۶ (شکل ۱۱ الف)، ریبیل موجی^۷ (شکل‌های ۱۱ الف و ب)، لامیناسیون موازی و لامیناسیون مورب مسطح (لامیناسیون مورب تابولار و گوه‌ای شکل^۸) (شکل ۱۱ ج) مشاهده شده است.

رخساره‌های پالینولوژیکی

پس از تعیین درصد عناصر پالینولوژیکی (مواد آلی بی‌شکل، پالینومورف‌های دریایی و فیتوکلاست‌ها) نتایج حاصل در نمودار سه‌گانه تاینسون (۱۹۹۵) ترسیم و رخساره‌های پالینولوژیکی شناسایی شدند. لازم به ذکر است که برای تفسیر صحیح محیط‌رسوبی با استفاده از داده‌های پالینولوژی بایستی علاوه بر رخساره‌های

^۹ Lability

^{۱۰} Transparent AOM

^{۱۱} Opaque AOM

^{۱۲} Heterolithic oxic shelf: proximal shelf

^{۱۳} Shelf to basin transition

^{۱۴} Mud dominated oxic shelf: proximal shelf

^{۱۵} Distal dysoxic-anoxic shelf

^۱ Small-scale sedimentary structures

^۲ Fining-upward grading

^۳ Faint flat to very gently inclined lamination

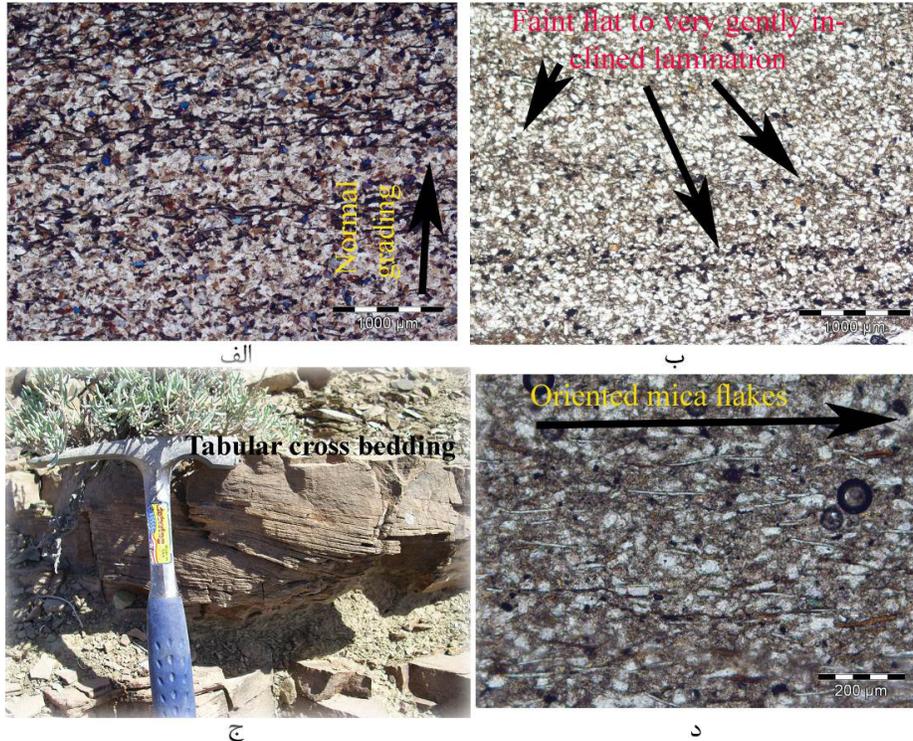
^۴ Large-scale

^۵ Tabular

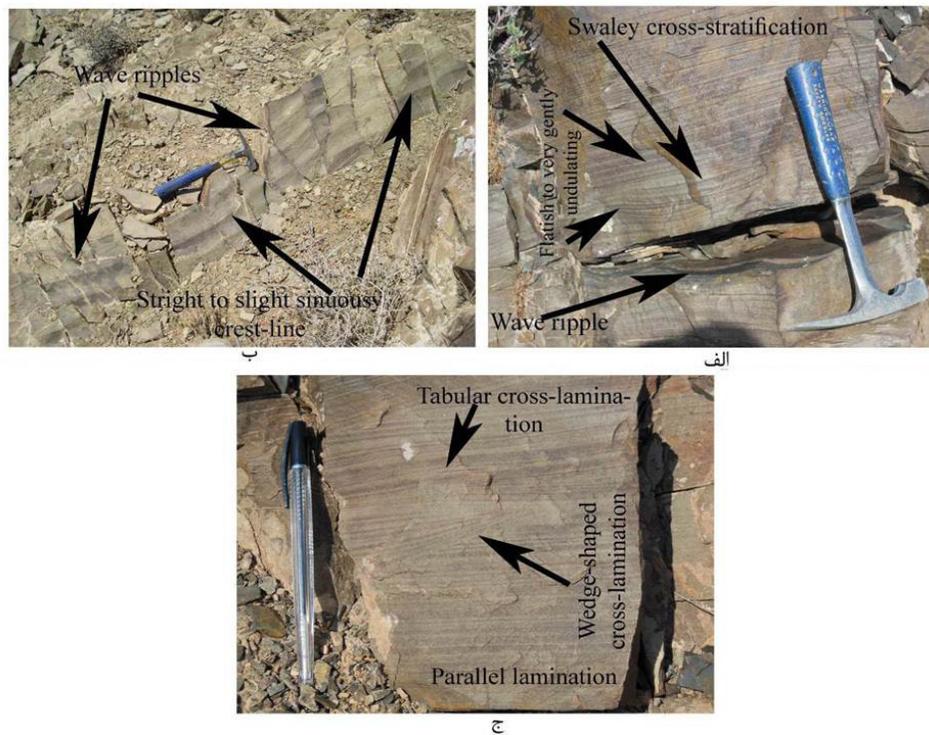
^۶ Swaley cross stratification

^۷ Wave ripple

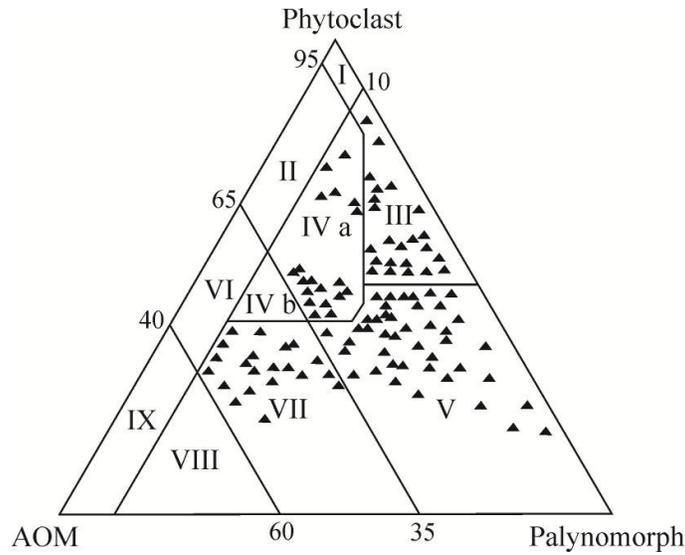
^۸ Wedge-shaped and tabular cross-lamination



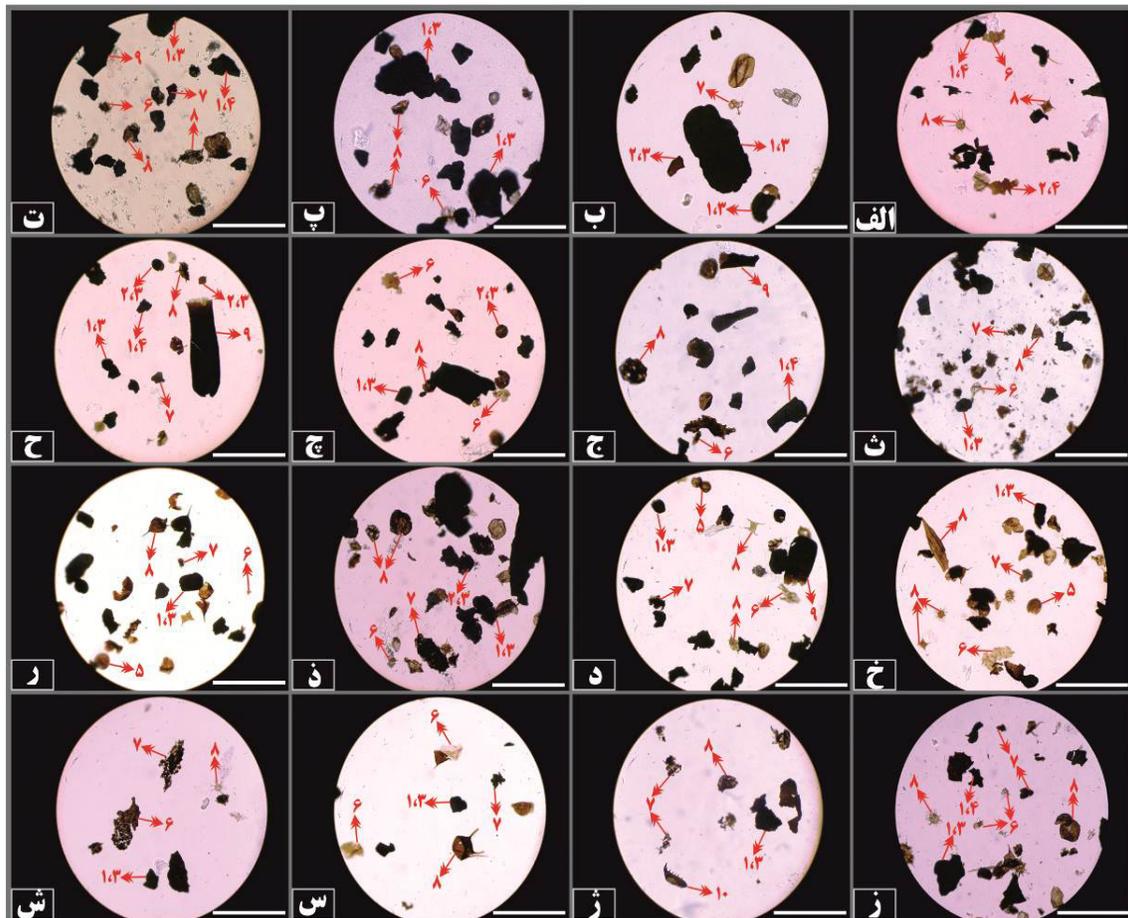
شکل ۱۰. سیلتستون‌های لامینه‌ای رخساره فوقانی. الف) دانه‌بندی تدریجی عادی (ریزشونده به سمت بالا)، xpl، نوارهای روشن از ذرات در اندازه ماسه ریز- سیلت و نوارهای تیره از ذرات در اندازه رس تشکیل شده است. ب) لامیناسیون مسطح ضعیف تا بسیار کم شیب‌دار، ppl. ج) لایه‌بندی مورب مسطح از نوع تابولار. د) جهت‌یافتگی صفحات میکا، ppl.



شکل ۱۱. ساخت‌های رسوبی موجود در بخش ماسه‌سنگی رخساره فوقانی. الف) ریبیل موجی و چین‌بندی مورب تقعری. به لامیناسیون‌های مسطح تا کمی موج‌دار توجه شود. ب) ریبیل‌های موجی با خط‌الراس‌های مستقیم تا کمی سینوسی. ج) لامیناسیون موازی و لامیناسیون‌های مورب تابولار و گوه‌ای شکل در بخش فوقانی این رخساره



شکل ۱۲. نمودار تاپسون (۱۹۹۵) و محل قرارگیری نمونه‌های سازند قلی در محدوده رخساره‌های پالینولوژیکی (مثلث‌های مشکی)



شکل ۱۳. تصاویر رخساره‌های پالینولوژیکی سازند قلی در ناحیه رباط قره‌بیل، تصاویر الف تا ت: رخساره III، تصاویر ث تا ح: رخساره IVa، تصاویر خ تا ر: رخساره V و تصاویر ز تا ش: رخساره VII، شماره ۱: فیتوکلاست تیره، ۲: فیتوکلاست قهوه‌ای، ۳: فیتوکلاست هم بعد، ۴: فیتوکلاست تیغه‌ای، ۱،۳: فیتوکلاست تیره هم‌بعد، ۱،۴: فیتوکلاست تیره تیغه‌ای، ۲،۳: فیتوکلاست قهوه‌ای هم‌بعد، ۲،۴: فیتوکلاست قهوه‌ای تیغه‌ای، ۵: اسپور، ۶: مواد آلی بی‌شکل شفاف، ۷: مواد آلی بی‌شکل کدر، ۸: آکریتارک، ۹: کیتینوزوا و ۱۰: اسکلوکودونت. مقیاس خطی برابر با ۲۰۰ میکرون است.

پارامترهای حفاظت از مواد آلی

فیتوکلاست‌ها خرده‌های گیاهی هستند که از خشکی منشاء می‌گیرند و با دور شدن از ساحل از فراوانی کلی آن‌ها کاسته می‌شود و به دو دسته قهوه‌ای و کدر تقسیم می‌شوند. فیتوکلاست‌های با منشا خشکی بیش‌تر قهوه‌ای، زرد و به طور کلی شفاف هستند اما با قرارگیری بیش‌تر در ستون آب، اکسیژن محیط و افزایش فاصله از ساحل به آرامی اکسید و سیاه می‌گردند و به فیتوکلاست‌های کدر تبدیل می‌شوند (کورتینات و همکاران، ۲۰۰۳؛ العطفی و همکاران، ۲۰۱۶). نسبت فیتوکلاست‌های قهوه‌ای به کدر را پارامتر تغییرپذیری می‌نامند. این پارامتر می‌تواند تا حدودی معرف تغییرات سطح آب باشد. بر این اساس با نزدیک شدن به ساحل بر میزان پارامتر تغییرپذیری افزوده و با فاصله گرفتن از ساحل به سمت دریا از مقدار آن کاسته می‌شود (تایسون، ۱۹۹۵). در هنگام استفاده از پارامتر تغییرپذیری بایستی نتایج حاصل از آن را با سایر متغیرهای پالینولوژیکی مقایسه نمود، زیرا ممکن است تیرگی رنگ فیتوکلاست‌ها مربوط به ژرفای تدفین زیاد و بلوغ حرارتی مواد آلی در طی زمان زمین‌شناسی باشد. همچنین این احتمال وجود دارد که فیتوکلاست‌ها در اثر حمل دوباره از رسوبات قدیمی‌تر یا جوان‌تر به حوضه رسوبی منتقل شده باشند (کورتینات و همکاران، ۲۰۰۳؛ میشر و سینگ، ۲۰۱۸). با توجه به شدت تغییرات در اسلایدهای پالینولوژیکی و بررسی لایه‌های فوقانی و تحتانی از لایه مورد نظر می‌توان تا حدودی احتمال خطا را کاهش داد. از آنجایی که پارامتر تغییرپذیری در واقع نشان‌دهنده میزان حفظ‌شدگی مواد آلی است، برای تأیید نتایج حاصل می‌توان هم‌زمان به میزان پالینومورف‌های دریایی و مواد آلی بی‌شکل توجه کرد. چنانچه افزایش پارامتر تغییرپذیری با افزایش فراوانی و تنوع پالینومورف‌های دریایی و کاهش میزان مواد آلی بی‌شکل همراه باشد، نشان‌دهنده حفظ‌شدگی بالای مواد آلی است (پاریس و همکاران، ۲۰۱۲). حفظ‌شدگی بالای مواد آلی می‌تواند به دو صورت تفسیر شود: ۱- شدت رسوب‌گذاری بالا و تأثیر کم‌تر اکسیژن بر مواد آلی و ۲- شدت رسوب‌گذاری کم‌تر در یک محیط کم اکسیژن تا احيایی (ون‌درزان، ۱۹۹۰). برای پی بردن به شدت رسوب‌گذاری بایستی سایر پارامترهای

پالینولوژیکی از قبیل نسبت پالینومورف‌ها به مواد آلی بی‌شکل را مدنظر قرار داد.

بحث

بر پایه مطالعات صحرایی، سنگ‌شناسی، مطالعه رخساره‌ها، ساخت‌های رسوبی (جدول ۱) و مطالعات پالینولوژیکی (رخساره‌ها و عناصر پالینولوژیکی)، محیط رسوب‌گذاری و مدل رسوبی سازند قلی در رباط قره‌بیل ارائه شده است.

محیط‌رسوبی بر اساس شواهد سنگ‌شناسی،

مجموعه رخساره‌های سنگی و ساخت‌های رسوبی

با توجه به مجموعه رخساره‌ها و به ویژه ساخت‌های رسوبی مشاهده شده، سازند قلی در یک شلف تحت تأثیر توفان و امواج^۱ نهشته شده است (شکل‌های ۱۴ و ۱۵). ضخامت، ژئومتری، ترکیب و چینه‌بندی لایه‌های ماسه‌ای توفانی دریایی کم‌ژرفا بستگی به شرایط محلی به ویژه بزرگی و زمان تداوم توفان، نزدیکی یا دوری به ناحیه منشا رسوبات و موقعیت نسبی در امتداد مسیر انتقال توفان^۲ دارد (ریدینگ، ۱۹۹۶؛ والکر و پلینت، ۱۹۹۲). رخساره‌های تحتانی (مجموعه رخساره شیل میکادار و ماسه‌سنگ نازک‌لایه) و میانی (مجموعه رخساره شیل میکادار- ماسه سنگ نازک‌لایه قرمز رنگ و سنگ آهک ماسه‌ای) در پهنه ساحلی تحتانی^۳ در بین قاعده موج در شرایط توفانی^۴ و قاعده موج در شرایط آرام^۵ برجای گذاشته شده‌اند. در پهنه ساحلی تحتانی ذرات در اندازه ماسه عمدتاً توسط توفان جابجا و در شرایط آرامش نهشته می‌شوند. این موضوع توسط برخی از پژوهش‌گران در نقاط مختلف جهان (نظیر جانسون و بالدوین، ۱۹۸۶؛ نومدال، ۱۹۹۱؛ اینسل و سیلاخر، ۱۹۹۱؛ نیکولز، ۲۰۰۹) گزارش شده است. به طور مشخص می‌توان بیان کرد که این دو مجموعه رخساره توسط جریان‌های شدید نهشته شده است. وجود قاعده فرسایشی (شکل ۶ الف)، نسبت بالای شیل به ماسه‌سنگ (شکل ۵ الف)، ساخت‌های چینه‌بندی مورب پشته‌ای (شکل ۶ ب)، لامیناسیون مورب و لامیناسیون موازی (شکل ۶ الف)، وجود قطعات

¹ Storm and wave dominated shelf

² Storm transport path

³ Lower shoreface

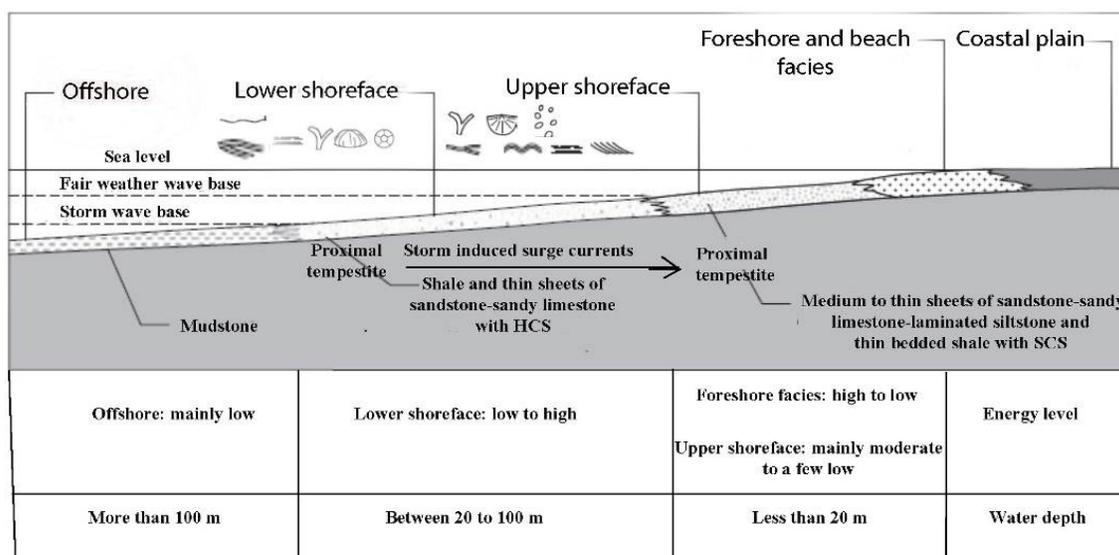
⁴ Storm wave base

⁵ Fair weather wave base

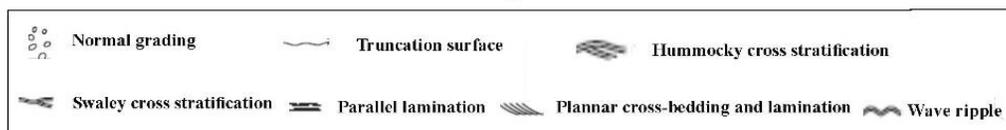
فرسایشی، رسوبات برجای‌مانده تحتانی از نوع خرده‌سنگ، قطعات گلی و خرده‌های گیاهی، چینه‌بندی مورب پشته‌ای و تقعر، لامیناسیون موازی، ریپل‌مارک موجی، لامیناسیون مورب و افق‌های داری لوله‌های زیستی^۱ و لایه‌های گل نشان‌دهنده رخساره‌های توفانی نزدیک به منشا هستند (اینسل و سیلاخر، ۱۹۹۱؛ والکر و پلینت، ۱۹۹۲؛ ریدینگ، ۱۹۹۶؛ نیکولز، ۲۰۰۹). برخی از این ویژگی‌ها نظیر چینه‌بندی مورب پشته‌ای و تقعر، قاعده فرسایشی، ریپل‌مارک موجی و لامیناسیون مورب در منطقه مورد مطالعه مشاهده شده است.

سالم و شکسته‌شده فسیل‌های خاص دریای باز نظیر اکینودرم، بریوزا و تتاکولیتس (شکل‌های ۷ ب و ج) و صف‌بندی موازی قطعات بیوکلاستی (شکل ۷ ب) نشان‌دهنده نابرجا بودن این مجموعه رخساره‌ها و حمل آن توسط توفان می‌باشد. نهشته‌های توفانی^۱ با ساخت‌های رسوبی و ویژگی‌های خاص خود در سازند قلی در منطقه مورد مطالعه یافت شده‌اند. قاعده فرسایشی، چینه‌بندی مورب پشته‌ای، لامیناسیون موازی، لامیناسیون مورب و صف‌بندی قطعات بیوکلاستی از ویژگی‌های رسوبات توفانی هستند (جدول ۲).

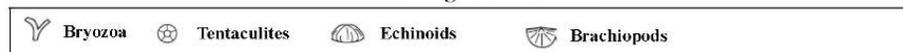
Storm and wave dominated shelf



Sedimentary structures

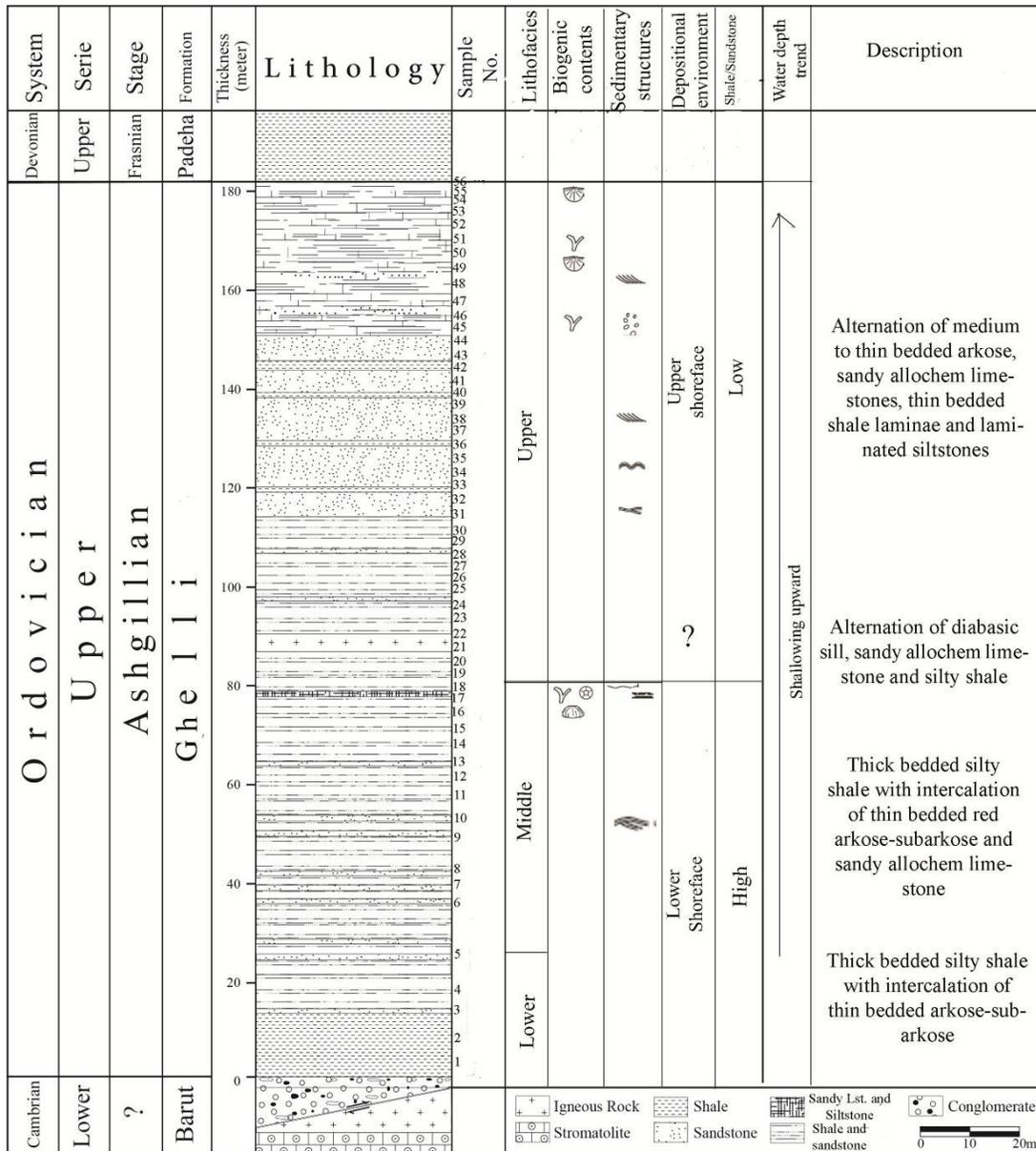


Biogenic contents



شکل ۱۴. مدل محیط رسوبی سازند قلی (شلف تحت تاثیر امواج و توفان). رسوبات سازند قلی (رسوبات توفانی نزدیک به منشا) در پهناهای ساحلی تحتانی و فوقانی نهشته شده‌اند. لازم به ذکر است که محیط‌های دور از ساحل، بخش جلویی ساحل و دشت ساحلی جهت تکامل محیط رسوبی به سوی دریا و خشکی ارائه شده است و ارتباطی با محیط رسوب‌گذاری سازند مورد مطالعه ندارد. ژرفای آب بر اساس منابع گوناگون (جانسون و بالدوین، ۱۹۸۶؛ نومدال، ۱۹۹۱؛ سیلاخر و ایگنر، ۱۹۹۱؛ والکر و پلینت، ۱۹۹۲؛ ریدینگ، ۱۹۹۶؛ نیکولز، ۲۰۰۹) تخمین زده شده است. سطح انرژی بر اساس سنگ‌شناسی، ساخت‌های رسوبی و برخی منابع (سیلاخر و ایگنر، ۱۹۹۱؛ نیکولز، ۲۰۰۹) محاسبه شده است.

¹ Tempestites
² Burrow
³ Proximal tempestites



شکل ۱۵. ستون چینه‌شناسی همراه با تفکیک محیط رسوبی سازند قلی در ناحیه رباط قره‌بیل. توالی رسوبی این سازند نشان‌دهنده یک روند کم‌ژرفاشونده به سمت بالا است. لازم به ذکر است که نمادهای بکار رفته در مورد محتوی زیستی و ساخت‌های رسوبی در شکل ۱۴ تعریف شده است. مرز تحتانی سازند قلی با سازند باروت در این ستون به صورت شماتیک به تصویر کشیده شده است و مرز حقیقی آن‌ها در منطقه مورد مطالعه از نوع گسله است.

نمی‌شوند و فقط در شلف‌های تحت تاثیر طوفان (پهنه ساحلی تحتانی؛ زیر قاعده موج در شرایط آرام) ایجاد می‌شوند (جانسون و بالدوین، ۱۹۸۶؛ نیکولز، ۲۰۰۹). به طور کلی عملکرد طوفان در سه مرحله بر ناحیه مورد اثرش انجام می‌شود (جانسون و بالدوین، ۱۹۸۶؛ والکر و پلینت، ۱۹۹۲): ۱- مرحله فرسایش طوفان^۳ که سبب

در جدول ۲ ویژگی‌های رسوب‌شناختی نهشته‌های توفانی سازند قلی ذکر شده است. در واقع، جریان‌های قوی سبب فرسایش بخش‌های کم‌ژرفای شلف می‌شوند. ساخت چینه‌بندی مورب پشته‌ای در رسوبات پهنه ساحلی فوقانی^۱ (بالای قاعده موج در شرایط آرام) در نتیجه جابجایی رسوبات در اثر فرایندهای امواج عادی^۲ ایجاد

³ Storm erosion

¹ Upper shoreface
² Ordinary wave processes

دارای ریپل موجی و به ندرت لامیناسیون مورب جریانی می‌شود و نشان‌دهنده عملکرد جریان‌های نوسانی و رژیم جریانی پایین^۵ است. ۴- مرحله رسوب‌گذاری گل پس از توفان که منعکس‌کننده رسوب مواد معلق از رسوبات ناشی از توفان (نظیر گل‌های پس از توفان) یا بازگشت به شرایط عادی رسوب‌گذاری است.

ایجاد سطح فرسایشی تحتانی^۱ (مسطح تا موج‌دار^۲)، علائم سطح زیرین لایه و اینتراکلیست‌های پبلی و گل‌سنگی می‌شود. ۲- مرحله رسوب‌گذاری اصلی توفانی^۳ که شامل ایجاد چین‌بندی مورب پشت‌های، لامیناسیون مورب و لامیناسیون موازی است. ۳- مرحله کاهش رسوب‌گذاری توفانی^۴ که سبب ایجاد لایه‌های ماسه‌ای

جدول ۱. ساخت‌های رسوبی، شکل هندسی، نسبت شیل/ماسه‌سنگ، اجزای عمده تشکیل‌دهنده و سنگ‌شناسی رخساره‌های مطالعه شده سازند قلی. لازم به ذکر است که رخساره‌ها به ترتیب از پایین به بالا ذکر شده است.

ساخت‌های رسوبی	شکل هندسی	نسبت شیل/ماسه‌سنگ	اجزای عمده تشکیل‌دهنده	سنگ‌شناسی	رخساره
در بخش سیلتستونی دانه‌بندی تدریجی نرمال، لامیناسیون مسطح ضعیف تا بسیار کم شیب‌دار و لایه‌بندی مورب تابولار، در بخش ماسه‌سنگی چین‌بندی تقعر، ریپل موجی، لامیناسیون‌های موازی و مورب تابولار و گوه‌ای شکل (در بخش فوقانی رخساره)	ماسه‌سنگ‌ها، سیلتستون‌ها و سنگ آهک‌های ماسه‌ای ورقه‌ای	کم	فلدسپارهای غالباً دگرسان شده و کوارتزهای عمدتاً تک‌بلوری در بخش ماسه سنگی، آلومک‌های بریزوآ و براکیوپودا در بخش آهک ماسه‌ای، کوارتز نیمه‌زاویه‌دار- زاویه‌دار و صفحات میکا و سریسیت در بخش سیلتستونی	آرکوز، شیل، سنگ آهک آلوم‌دار، ماسه‌ای، سیلتستون	رخساره فوقانی
فاقد ساخت رسوبی	سنگ آهک‌ماسه‌ای توده‌ای، سیل دیابازی	-	آلومک‌های اکتینودرم و تنناکولیتس و کوارتز عمدتاً نیمه‌گرد شده در بخش آهک ماسه‌ای، پلاژیوکلاز، کلسیت و قالب‌های کلینوپیروکسن پر شده از اکسیدهای آهن	سنگ آهک-ماسه‌ای همراه با توده نفوذی آذرین و شیل	سنگ آهک
مرز فرسایشی در بخش‌های ماسه‌ای و آهک‌ماسه‌ای، لامیناسیون مورب، چین‌بندی مورب پشت‌های و لامیناسیون موازی در بخش ماسه‌سنگی	ماسه‌سنگ‌ها و سنگ آهک‌های ماسه‌ای ورقه‌ای با قاعده فرسایشی و مشخص	زیاد	در بخش ماسه‌سنگی کوارتز تک بلوری-چندبلوری، فلدسپارهای غالباً "دگرسان شده، در بخش آهک ماسه‌ای آلومک‌های اکتینودرم، تنناکولیتس و بریزوآ	آرکوز-ساب آرکوز، سنگ آهک آلوم‌دار ماسه‌ای، شیل سیلتي میکادار	رخساره میانی
فاقد ساخت رسوبی	ماسه‌سنگ‌ها و سنگ آهک‌های ماسه‌ای ورقه‌ای	زیاد	فلدسپارهای غالباً دگرسان شده، کوارتزهای تک‌بلوری، چندبلوری در بخش ماسه‌سنگی	ساب آرکوز- آرکوز، شیل سیلتي میکادار	رخساره تحتانی

در زمان‌های بین دو رویداد توفان، موجودات کفزی^۷ سبب جابجایی مجدد رسوبات حتی گاهی اوقات در مناطق ژرف‌تر شلف (شلف خارجی^۸) می‌گردد (نیکولز، ۲۰۰۹). اما در توالی رسوبی تحت تاثیر توفان و امواج سازند قلی، هیچ‌گونه زیست‌آشفته‌گی در لایه‌های شیلی مشاهده نشده است. احتمالاً علت این موضوع فقدان موجودات زیست‌آشفته‌کننده (موجودات کفزی نظیر نرم‌تنان، استراکودا و فرامینیفرهای کفزی) با توجه به سن سازند در منطقه مورد مطالعه است (به استثنای مشاهده اکتینودرم در بخشی از رخساره میانی سازند قلی). در واقع، فقدان زیست‌آشفته‌گی سبب حفظ‌شدگی کامل

وجود شیل در رخساره‌های تحتانی، میانی و فوقانی نشان‌دهنده زمان‌های بین دو رویداد توفان و یا مرحله رسوب‌گذاری گل پس از توفان در سازند قلی می‌باشد. به طور کلی نهشته‌های توفانی بوسیله لایه‌های گلی (شیلی) از یکدیگر جدا می‌شوند (بجز در مواردی که لایه‌های گلی توسط توفان بعدی فرسوده شوند) (نیکولز، ۲۰۰۹). معمولاً لایه‌های شیلی در رسوبات توفانی دارای زیست‌آشفته‌گی هستند (نیکولز، ۲۰۰۹؛ ریدینگ، ۱۹۹۶).

¹ Basal erosion surface

² Flat to undulatory

³ Main storm deposition

⁴ Waning storm deposition

⁵ Lower flow regime

⁶ Storm events

⁷ Benthonic organisms

⁸ Outer shelf

مورب و لامیناسیون موازی در بخش ماسه‌سنگی و سطح فرسایشی بعدی در بخش آهک ماسه‌ای احتمالاً نشان‌دهنده دو مرحله فرسایش و رسوب‌گذاری اصلی توفانی و حادث شدن رویداد توفان بعدی در این بخش از توالی مطالعه شده است. البته لازم به ذکر است که وجود رخساره سنگ‌آهک ماسه‌ای می‌تواند احتمالاً در اثر کاهش ورود رسوبات آواری از بالادست همراه با تغییرات اقلیم و دمای آب و ایجاد یک محیط شبه ریفی (بریزوآ) از موجودات ریف‌ساز اردوئین است) در شلف مورد مطالعه باشد. نهایتاً، به علت فقدان ساخت‌های رسوبی در مجموعه رخساره سنگ‌آهک ماسه‌ای همراه با توده نفوذی آذرین و شیل سیلنتی تعیین دقیق محیط رسوبی این رخساره و قرارگیری در پهنه ساحلی فوقانی و یا تحتانی در این پژوهش امکان‌پذیر نمی‌باشد.

ساخت‌های رسوبی و توالی ایده‌آل رسوبات توفانی در سازند قلی شده است. لازم به ذکر است که وجود زیست‌آشفستگی شدید سبب همگن شدن لایه‌های توفانی و از بین رفتن ساخت‌های رسوبی مرتبط با عملکرد توفان و امواج می‌شود (نیکولز، ۲۰۰۹؛ اینسل و سیلاخر، ۱۹۹۱).

وجود دو سطح تحتانی فرسایشی متوالی در لایه‌های ماسه‌سنگی و سنگ‌آهک ماسه‌ای رخساره میانی مطالعه شده و فقدان رسوبات شیلی (شکل ۶ الف) احتمالاً نشان‌دهنده حادث شدن دو رویداد توفان متوالی و فرسایش لایه‌های گلی بین آن‌ها می‌باشد. البته بایستی احتمال تاثیر عدم آورد رسوب از مناطق بالادستی و یا انقطاع رسوب‌گذاری را در تشکیل این سطوح فرسایشی نیز در نظر گرفت. وجود سطح فرسایشی، لامیناسیون

جدول ۲. ساخت‌های رسوبی و ویژگی‌های عمده رسوب‌شناختی نهشته‌های توفانی و مقایسه آن با نهشته‌های توفانی سازند قلی

سازند قلی	منابع	ساخت‌ها و ویژگی‌های رسوب‌شناختی
*	لی و همکاران، ۲۰۱۷؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۷؛ مایرو، ۲۰۱۶؛ خزانی و همکاران، ۱۳۹۶؛ جلیلیان، ۱۳۹۵؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۲؛ باسیلیسی و همکاران، ۲۰۱۲؛ واکارلوف و همکاران، ۲۰۱۲؛ نیکولز، ۲۰۰۹؛ چادهوری، ۲۰۰۵؛ ری‌دینگ، ۱۹۹۶؛ سیلاخر و ایگنر، ۱۹۹۱؛ نومال، ۱۹۹۱؛ جانسون و بالدوین، ۱۹۸۶	چینه‌بندی مورب پشته‌ای
	نیکولز، ۲۰۰۹؛ ری‌دینگ، ۱۹۹۶؛ اینسل و سیلاخر، ۱۹۹۱	سول‌مارک ^۱ (علائم سطح زیرین لایه)
*	باسیلیسی و همکاران، ۲۰۱۲؛ واکارلوف و همکاران، ۲۰۱۲؛ نیکولز، ۲۰۰۹؛ ری‌دینگ، ۱۹۹۶؛ والکر و پلینت، ۱۹۹۲؛ جانسون و بالدوین، ۱۹۸۶	چینه‌بندی مورب تقرری
	ون-لون، ۲۰۰۹؛ محسنی و العاصم، ۲۰۰۴	دگرشکلی‌های رسوبات نرم ^۲
*	خزانی و همکاران، ۱۳۹۶؛ سوریا و همکاران، ۲۰۱۴؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۲؛ گرین و همکاران، ۲۰۱۲؛ نیکولز، ۲۰۰۹؛ چاکرابورتی و همکاران، ۲۰۰۹؛ ری‌دینگ، ۱۹۹۶؛ والکر و پلینت، ۱۹۹۲؛ سیلاخر و ایگنر، ۱۹۹۱	مرز فرسایشی
*	سوریا و همکاران، ۲۰۱۴؛ گرین و همکاران، ۲۰۱۲؛ باسیلیسی و همکاران، ۲۰۱۲؛ چاکرابورتی و همکاران، ۲۰۰۹؛ نیکولز، ۲۰۰۹؛ چادهوری، ۲۰۰۵؛ ری‌دینگ، ۱۹۹۶؛ والکر و پلینت، ۱۹۹۲	جایگاه شلف
*	وانگ و همکاران، ۲۰۱۷؛ باسیلیسی و همکاران، ۲۰۱۲؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۲؛ نیکولز، ۲۰۰۹؛ محسنی و العاصم، ۲۰۰۴؛ والکر و پلینت، ۱۹۹۲	دانه‌بندی تدریجی عادی
*	چادهوری، ۲۰۰۵؛ محسنی و العاصم، ۲۰۰۴	لامیناسیون مورب
	محسنی و العاصم، ۲۰۰۴	ساخت‌های فراری ^۳
*	وانگ و همکاران، ۲۰۱۷؛ لی و همکاران، ۲۰۱۷؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۲؛ نیکولز، ۲۰۰۹؛ چاکرابورتی و همکاران، ۲۰۰۹؛ چادهوری، ۲۰۰۵؛ محسنی و العاصم، ۲۰۰۴؛ والکر و پلینت، ۱۹۹۲؛ جانسون و بالدوین، ۱۹۸۶	ریپل موجی (مقارن)
*	پوگا و آگوییر، ۲۰۱۷؛ محسنی و العاصم، ۲۰۰۴؛ سیلاخر و ایگنر، ۱۹۹۱	صف‌بندی موازی قطعات بیوکلاستی
*	باسیلیسی و همکاران، ۲۰۱۲؛ واکارلوف و همکاران، ۲۰۱۲؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۲؛ نیکولز، ۲۰۰۹؛ والکر و پلینت، ۱۹۹۲	لامیناسیون موازی
	نیکولز، ۲۰۰۹؛ محسنی و العاصم، ۲۰۰۴؛ ری‌دینگ، ۱۹۹۶	دانه‌های برجای‌مانده تحتانی ^۴

¹ Sole mark

² Soft sediment deformations

³ Escape structures

⁴ Basal lags

در اثر جریان‌های کاهشی ناشی از توفان (والکر و پلینت، ۱۹۹۲) و بخش رسی آن (نوارهای تیره) در اثر جریان‌های کاهشی و یا رسوب‌گذاری پلاژیک بین توفان‌ها (والکر و پلینت، ۱۹۹۲) ایجاد شده است.

همراهی طبقات ماسه‌سنگی و آهک‌ماسه‌ای (تغییر ترکیب سنگ‌شناسی) (شکل ۶ الف) در نهشته‌های توفانی مطالعه شده احتمالاً در نتیجه تغییر میزان موجودات کفزی دارای صدف^۱ (اکینودرم، تنتاکولیتس و بربوزوا) در ناحیه فرسایش‌یافته توسط توفان است. با افزایش موجودات کفزی دارای صدف، رسوبات توفانی می‌توانند به صورت زوج‌لایه‌های حاوی یک لایه تحتانی غنی از پوسته و یک لایه فوقانی ماسه‌ای با لامیناسیون‌های متغیر حفظ شوند. این موضوع در پژوهش‌های پژوهشگرانی نظیر (کریسا، ۱۹۸۱؛ هابدی و مورتون، ۱۹۸۴؛ جانسون و بالدوین، ۱۹۸۶) نیز ذکر شده است. همچنین، ماسه‌های ورقه‌ای شکل^۲ دارای چین‌بندی مورب پشته‌ای همراه با لایه‌های شیلی (رخساره میانی سازند قلی) نشان‌دهنده یک محیط دریایی ژرف‌تر تجمعی و انباشته‌شده^۳ نسبت به ماسه‌های ورقه‌ای شکل دارای چین‌بندی مورب تقعری (رخساره فوقانی سازند قلی) هستند که نشان‌گر پهنه ساحلی پیش‌رونده تحت تاثیر امواج^۴ می‌باشند. این نوع ماسه‌های ورقه‌ای شکل همراه با ساخت‌های رسوبی فوق‌الذکر نیز توسط برخی از پژوهشگران در نهشته‌های توفانی گزارش شده‌اند (جانسون و بالدوین، ۱۹۸۶؛ سویفت و همکاران، ۱۹۸۷؛ والکر و پلینت، ۱۹۹۲).

محیط‌رسوبی بر اساس شواهد پالینولوژی (رخساره‌ها و عناصر پالینولوژیکی)

بر اساس شکل ۱۲ در سازند قلی چهار رخساره پالینولوژیکی شناسایی شده است. رخساره III نشان‌دهنده شلف نزدیک به ساحل دارای شرایط اکسیدان است. کدر بودن اغلب فیتوکلاست‌ها نشان‌گر بالا بودن میزان اکسیژن محیط و فراوانی نسبی فیتوکلاست‌ها و پایین بودن پارامتر تغییرپذیری نسبت به سایر رخساره‌های مطالعه‌شده معرف کم‌ژرفا بودن این

رخساره فوقانی (مجموعه رخساره ماسه‌سنگ متوسط تا نازک‌لایه - سنگ‌آهک‌ماسه‌ای - سیلتستون لامینه‌ای و شیل‌های نازک‌لایه) در پهنه ساحلی فوقانی (بالای قاعده موج در شرایط آرام) نهشته شده است. وجود ماسه‌سنگ‌ها، آهک‌های ماسه‌ای و سیلتستون‌های ورقه‌ای، نسبت شیل/ماسه‌سنگ کم، ساخت‌های چین‌بندی مورب تقعری (شکل ۱۱ الف)، ریپل‌مارک موجی (شکل‌های ۱۱ الف و ب)، لامیناسیون موازی (شکل ۱۱ ج)، لامیناسیون‌های مورب تابولار و گوه‌ای شکل (شکل ۱۱ ج) در بخش‌های فوقانی ماسه‌سنگی، لامیناسیون مسطح و دانه‌بندی تدریجی عادی در بخش سیلتستونی این رخساره و فقدان چین‌بندی مورب پشته‌ای همگی نشان‌دهنده نهشته‌شدن این بخش از توالی مطالعه‌شده در پهنه ساحلی فوقانی است. وجود کم‌تر لایه‌های شیلی نشان‌دهنده محیط رسوبی دارای ژرفای کم‌تر و محیط با آشفستگی و تلاطم آب بیش‌تری است. این موضوع توسط سایر پژوهش‌ها در نقاط مختلف جهان نیز پیشنهاد شده است (نومدال، ۱۹۹۱؛ سیلاخر و ایگنر، ۱۹۹۱؛ جانسون و بالدوین، ۱۹۸۶). به طور کلی رخساره فوقانی مطالعه‌شده همانند رخساره‌های تحتانی و میانی نشان‌دهنده رسوبات توفانی نزدیک به منشا هستند که ساخت‌های رسوبی چین‌بندی مورب تقعری، ریپل موجی، دانه‌بندی تدریجی عادی در بخش‌های تحتانی و میانی رخساره فوقانی و لامیناسیون موازی و لامیناسیون‌های مورب تابولار و گوه‌ای شکل در بخش بالایی این رخساره جایگزین ساخت‌های چین‌بندی مورب پشته‌ای و سطح فرسایشی در رخساره میانی شده‌اند. وجود ریپل‌های موجی خود نشان‌دهنده کاهش رسوب‌گذاری توفانی، کاهش ژرفای آب، و عملکرد جریان‌های نوسانی است. همچنین وجود لامیناسیون موازی و لامیناسیون‌های مورب تابولار و گوه‌ای شکل در بخش‌های ماسه‌سنگی فوقانی این رخساره نشان‌دهنده کاهش ژرفای آب، کاهش تاثیر توفان و نزدیکی بیش‌تر به خشکی نسبت به بخش‌های تحتانی رخساره فوقانی می‌باشد. لایه‌های شیلی نازک‌تر این رخساره نظیر رخساره‌های پیشین فاقد زیست‌آشفستگی است و منعکس‌کننده رسوب‌گذاری گل پس از توفان است. وجود دانه‌بندی تدریجی در سیلتستون‌های مطالعه شده (شکل ۱۰ الف) نشان می‌دهد که بخش سیلتی (نوارهای روشن)

¹ Shell

² Sheet-like

³ Aggrading deeper marine environment

⁴ Prograding wave-dominated shoreface

پراکندگی آکریتارکها و الگوی توزیع آنها ارائه نموده است. بر اساس این مدل و بررسی‌های آماری بر روی پالینومورف‌های سازند قلی مشخص شده است که ۵۶ درصد کل آکریتارک‌های موجود متعلق به نمونه‌های فاقد تزئینات (اجتماعات نزدیک به ساحل)، ۲۴ درصد مربوط به فرم‌های با زوائد کوتاه‌تر از ۵ میکرون (اجتماعات نسبتاً دور از ساحل) و ۲۰ درصد دارای زوائد بلندتر از ۵ میکرون (اجتماعات دورتر از ساحل) بودند (شکل ۱۷). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً نهشته‌های مورد مطالعه در یک محیط کم‌ژرفای دریایی ته‌نشین شده‌اند. هم‌چنین مقایسه فراوانی نسبی پالینومورف‌های دریایی به عناصر پالینولوژیکی خشکی (العطفی و همکاران، ۲۰۱۶؛ میسرا و سینگ، ۲۰۱۸) در سازند مورد مطالعه (فراوانی کم‌تر آکریتارک‌ها و کیتینوزواها نسبت به کریپتو سپورها و خرده‌های گیاهی) نشان‌گر ته‌نشینی نهشته‌های سازند قلی در محیط دریایی کم‌ژرفا می‌باشد.

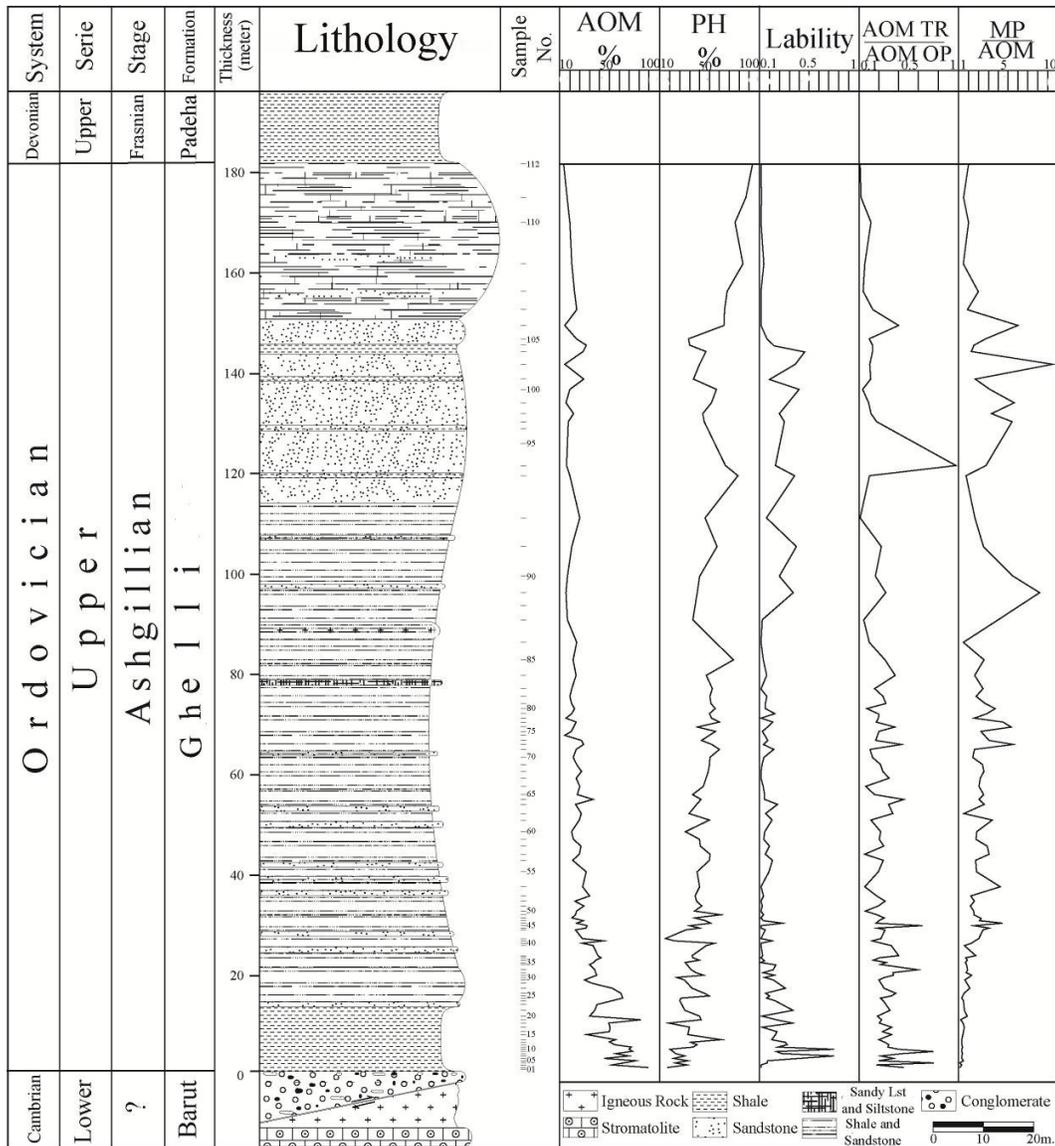
نتیجه‌گیری

توالی سنگ‌های پالئوزویک در شمال روستای رباط قره‌بیل از قدیم به جدید شامل سازندهای قلی (اردوسین پسین)، پادها و خوش ییلاق (دونین پسین) می‌باشد. در این پژوهش با استفاده از مشاهدات صحرایی، بررسی‌های سنگ‌شناسی، بررسی ساخت‌های رسوبی و بررسی مجموعه رخساره‌ها و عناصر پالینولوژیکی محیط رسوب‌گذاری سازند قلی در ناحیه مورد مطالعه تعیین شده است. لازم به ذکر است که استفاده هم‌زمان از اطلاعات فوق‌الذکر جهت مشخص نمودن محیط رسوبی و فرایندهای موثر بر آن در حوضه البرز خاوری (سازند قلی) امری نوآورانه بشمار می‌رود.

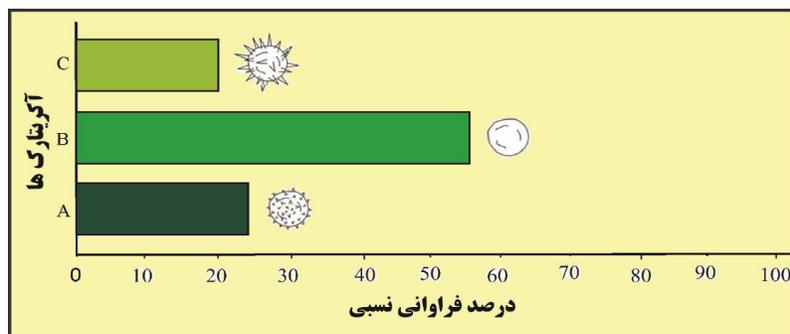
سازند قلی از چهار مجموعه رخساره سنگی ۱- رخساره شیل سیلتی میکادار و ماسه‌سنگ نازک‌لایه (رخساره تحتانی)، ۲- رخساره شیل سیلتی میکادار- ماسه‌سنگ نازک‌لایه قرمز رنگ و سنگ‌آهک‌ماسه‌ای (رخساره میانی)، ۳- رخساره سنگ‌آهک‌ماسه‌ای همراه با توده نفوذی آذرین و شیل سیلتی ۴- رخساره ماسه‌سنگ متوسط تا نازک‌لایه- سنگ‌آهک‌ماسه‌ای- سیلتستون لامینه‌ای و شیل‌های نازک‌لایه (رخساره فوقانی) تشکیل شده است.

رخساره است (شکل‌های ۱۳ الف تا ث). هم‌چنین رخساره IVa با نسبت مواد آلی بی‌شکل روشن به تیره حدود ۱ نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در یک شلف نیمه اکسیدان تا نیمه‌احیایی (هوک، ۱۹۹۱) (شکل‌های ۱۳ تا ج)، رخساره V با نسبت مواد آلی بی‌شکل روشن به تیره حدود ۱ نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در یک شلف گل‌غالب دارای شرایط اکسیدان- نیمه‌اکسیدان (تایسون، ۱۹۹۳) (شکل‌های ۱۳ خ تا ر) و رخساره VII با نسبت مواد آلی بی‌شکل روشن به تیره ۰/۵ و کم‌ترین پارامتر تغییرپذیری نشان‌گر رسوب‌گذاری در بخش نزدیک به ساحل یک شلف (تایسون، ۱۹۹۳) (شکل‌های ۱۳ ز تا ش) می‌باشد. فراوانی مواد آلی بی‌شکل تیره نشان‌دهنده شرایط اکسیدان و مواد آلی بی‌شکل روشن نشان‌دهنده شرایط فاقد اکسیژن است (جانسونیوس و مک‌گرگور، ۲۰۰۲). نسبت مواد آلی بی‌شکل روشن به مواد آلی بی‌شکل تیره نشان‌گر میزان اکسیژن محیط رسوبی است (نسبت بیش از یک معرف شرایط احیایی و کم‌تر از یک معرف شرایط اکسیدان است) (دی‌میسون و مور، ۱۹۸۰؛ ارسگو و کاستیک، ۲۰۰۶). هم‌چنین با استفاده از نسبت پالینومورف‌های دریایی به مواد آلی بی‌شکل تیره و روشن در کنار سایر پارامترها می‌توان به نرخ رسوب‌گذاری و میزان اکسیژن محیط پی برد (تایسون، ۱۹۹۵). روند افزایشی پارامتر تغییرپذیری از پایین به بالای برش مورد مطالعه نشان‌دهنده کم‌ژرفاتر شدن، نسبت مواد آلی بی‌شکل روشن به تیره (در حدود یک و کم‌تر از یک) نشان‌دهنده محیط اکسیدان- نیمه‌اکسیدان و نسبت پالینومورف‌های دریایی به مواد آلی بی‌شکل (عمدتاً بیش از ۲/۵) نشان‌دهنده نرخ رسوب‌گذاری نسبتاً بالای سازند قلی است (شکل ۱۶). لازم به ذکر است که نرخ رسوب‌گذاری در محدوده مورد مطالعه تا حدی بالا بوده که بخش عمده‌ای از پالینومورف‌های دریایی (آکریتارکها، کیتینوزواها و اسکلودونت‌ها) محفوظ مانده‌اند.

از میکروپلانکتون‌ها به جهت داشتن فراوانی، تنوع، قابلیت حفظ‌شدگی زیاد (به علت دارا بودن ترکیبات آلی مقاوم در برابر تخریب) و اندازه کوچک می‌توان در بازسازی محیط رسوبی و تعیین فاصله از خط ساحلی استفاده نمود (تانکوف، ۲۰۰۳). استاپلین (۱۹۶۱) با توجه به فراوانی و ریخت‌شناسی پالینومورف‌های موجود در اطراف یک ریف دونین در آلبرتای کانادا، مدلی را برای



شکل ۱۶. نمودار تغییرات پارامترهای پالینولوژیکی سازند قلی در طی اردوئین پسین. به روند افزایشی نسبی پارامتر تغییرپذیری از پایین به بالا، نسبت مواد آلی بی‌شکل روشن به تیره (در حدود یک و کم‌تر از یک) و نسبت پالینومورف‌های دریایی به مواد آلی بی‌شکل (عمدتاً بیش از ۲/۵) توجه شود. AOM = مواد آلی بی‌شکل، PH = فیتوکلست، MP = پالینومورف دریایی، TR = روشن، OP = تیره



شکل ۱۷. انواع تزئینات پالینومورف‌های (آکریتارک‌ها) سازند قلی. (A) فرم‌های با زوائد نازک و فاقد ارتباط با فضای درون وزیکل. (B) اشکال کروی ساده فاقد تزئینات با دیواره‌ی نازک. (C) اشکال کروی و چندوجهی دارای دیواره ضخیم و زوائد بلند. لازم به ذکر است که اشکال کروی ساده فاقد تزئینات دارای بیش‌ترین فراوانی هستند.

ساخت‌های رسوبی با اطلاعات پالینولوژیکی در سازند قلی نشان‌گر نتایج نسبتاً مشابه در تعیین محیط رسوبی (شلف کم‌ژرفا) می‌باشد.

پیشنهاد می‌شود که با استفاده از روش‌های استفاده شده در این پژوهش به همراه مطالعات آثار فسیلی (ایکونوفسیل‌ها) در صورت وجود، محیط رسوب‌گذاری سایر سازندهای پالئوزویک در حوضه البرز و سازندهای هم‌ردیف سازند قلی (از نظر سنی) در حوضه ایران مرکزی به صورت دقیق‌تر تعیین شوند.

منابع

برجی، س (۱۳۹۶) پالینواستراتیگرافی و پالئوژئوگرافی رسوبات پالئوزویک زیرین در ناحیه رباط قره‌بیل واقع در شمال خاوری سلسله جبال البرز. پایان‌نامه دکتری رشته چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، ۳۴۵ ص.

جلیلیان، ع. ح (۱۳۹۵) نهشته‌های پیراکشندی و توفانی در برش الگوی سازند خانه‌کت، تریاس زاگرس بلند، خاور شیراز. دو فصل‌نامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۴، شماره ۷، ص. ۱۸-۳۱.

خزائی، ا.، محمودی‌قرائی، م. ح.، محبوبی، ا.، طاهری، ج (۱۳۹۶) رخساره‌های توفانی در بخش آغازین سازند نیور (سیلورین پایینی) در جنوب غرب کاشمر. دو فصل‌نامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۵، شماره ۹، ص. ۷۴-۸۵.

درخشی، م.، قاسمی، ح.، سهامی، ط (۱۳۹۳) زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در رخنمون‌های شمال و شمال خاور شاهرود، البرز خاوری، شمال ایران. فصل‌نامه علوم زمین، شماره ۹۱، ص. ۶۳-۷۶.

سهیلی، م.، افشارحرب، ع (۱۳۵۹) نقشه زمین‌شناسی کوه کورخود با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

صالحیان، ش (۱۳۹۰) بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین مافیک موجود در شیست‌های گرگان. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد پترولوژی، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۷۵ ص.

طاهری، ع.، حیدرنیا، ح (۱۳۸۳) چینه‌نگاری و محیط‌رسوبی سازند قلی در ناحیه ده‌ملا. هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۰ ص.

قاسمی، ح.، درخشی، م (۱۳۸۷) کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیون در تشکیل سنگ‌های آذرین پالئوزویک زیرین منطقه شیرگشت؛

به ترتیب بخش‌های ماسه‌سنگی و سنگ‌آهک‌ماسه‌ای از آرکوز- ساب‌آرکوز (حاوی فلدسپارهای عمدتاً دگرسان شده، کوارتزهای نیمه‌زاویه‌دار- نیمه‌گردشده و سیمان‌های سیلیسی رورشدی هم‌محور، آهن‌دار و کلسیتی) و سنگ‌آهک آلومک‌دار ماسه‌ای (حاوی آلومک‌های براکیپودا، بریوزوا، تتناکولیتس و اکینودرم، سیمان‌های آهن‌دار و کلسیتی بلوکی و کوارتزهای نیمه‌زاویه‌دار- نیمه‌گردشده) تشکیل شده است. اگر چه که محیط‌های رسوبی سیلیسی‌کلاستیک دریایی کم ژرفای دیرینه پیچیده هستند و ابهامات زیادی در مورد آن‌ها وجود دارد، با این وجود مجموعه رخساره‌های مطالعه‌شده این سازند نشان‌دهنده یک توالی نسبتاً ایده‌آل از شلف کم‌ژرفای تحت تاثیر امواج و توفان می‌باشد. با توجه به سنگ‌شناسی و به ویژه ساخت‌های رسوبی مشاهده‌شده، رخساره‌های تحتانی و میانی در پهنه ساحلی تحتانی (بین قاعده موج در شرایط توفانی و آرام) و رخساره فوقانی در پهنه ساحلی فوقانی (بالای قاعده موج در شرایط آرام) نهشته شده‌اند. سطح فرسایشی، چینه‌بندی مورب پشته‌ای، لامیناسیون مورب، لامیناسیون موازی و نسبت شیل/ماسه‌سنگ زیاد نشان‌دهنده رسوبات توفانی در پهنه ساحلی تحتانی و چینه‌بندی مورب تقریری، ریپل‌موجی، دانه‌بندی تدریجی عادی، لامیناسیون موازی، لامیناسیون‌های مورب تابولار و گوه‌ای شکل و نسبت شیل/ ماسه‌سنگ کم نشان‌گر رسوبات توفانی در پهنه ساحلی فوقانی هستند. بر اساس اندازه‌گیری فراوانی سه گروه اصلی از عناصر پالینولوژیکی و با استفاده از نمودار تاپسون، چهار رخساره پالینولوژیکی (III، IVa، V و VII) شناسایی شد. این مجموعه رخساره‌ای معرف یک محیط شلف است. هم‌چنین با توجه به فراوانی عناصر پالینولوژیکی فاقد تزئینات، بررسی روند تغییرات پارامتر تغییرپذیری و مقایسه فراوانی پالینومورف‌های دریایی و خشکی می‌توان گفت که سازند قلی در ناحیه رباط قره‌بیل در یک محیط دریایی کم ژرفا ته‌نشین شده است. مطالعه پارامترهای پالینولوژیکی نشان می‌دهد که به طور کلی از پایین به بالای ستون چینه‌شناسی از فراوانی مواد آلی بی‌شکل کاسته و به فراوانی فیتوکلست‌ها افزوده می‌شود که بیان‌گر یک روند کم ژرفاشونده از قاعده به سمت راس سازند قلی است. لازم به ذکر است که مقایسه اطلاعات سنگ‌شناسی و

- Lower Cretaceous successions in southern Iraq. *Marine and Petroleum Geology*, 76: 362-376.
- Ercegovca, M., Kostic, A (2006) Organic facies and palynofacies: Nomenclature, classification and applicability for petroleum source rock. *International Journal of Coal Geology*, 68: 70-78.
- Ghavidel-Syooki, M., Borji, S (2018) Chronostratigraphy of acritarchs and chitinozoans from upper Ordovician strata from the Robat-e Gharabil Area, NE Alborz Mountains, Northern Khorassan Province: stratigraphic and paleogeographic implications. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 29: 35-51.
- Ghavidel-Syooki, M., Hassanzadeh, J., Vecoli, M (2011) Palynology and isotope geochronology of the Upper Ordovician-Silurian successions (Gheli and Soltan Maidan Formations) in the Khosheylagh Area, Eastern Alborz Range, northern Iran; stratigraphic and palaeographic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 164: 251-271.
- Golonka, J., Ross, M. I., Scotese, C. R (1994) Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps. In: Embry, A. F., Beauchamp, B., Glass, D. J. (EDS.), *Pangea: global environments and resources*. Canadian Society of Petroleum Geology, *Memoir*, 17: 1-47.
- Green, A. N., Ovechkina, M. N., Mostovski, M. B (2012) Late Holocene shoreface evolution of the wave dominated Durban Bight, KwaZulu-Natal, South Africa: a mixed storm and current driven system. *Continental Shelf Research*, 49: 56-64.
- Hobday, D. K., Morton, R. A (1984) Lower Cretaceous shelf storm deposits, northeast Texas. In: Tillman, R. W., Siemers, C. T. (EDS.), *Siliciclastic shelf sediments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, *Special Publication*, 34: 205-213.
- Huc, A. Y (1991) Deposition of organic facies. *AAPG studies in Geology*, no. 30, 237 p.
- Jansonius, J., McGregor, D. C (2002) *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 561 p.
- Johnson, H. D., Baldwin, C. T (1986) Shallow siliciclastic seas. In: Reading, H. G. (ED.), *Sedimentary environments and facies*, 2nd edition. Black-Well, Oxford, 229-282.
- Kreisa, R. D (1981) Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 823-848.
- Li, F., Zhang, H., Jing, Z., Cheng, X (2017) Paleoenvironmental analysis of the ichnogenus *Zoophycos* in the Lower Devonian tempestite sediments of the Longmenshan area, Sichuan, شمال باختر طیس، ایران مرکزی. *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، شماره ۲، ص. ۲۰۷-۲۲۴.
- قاسمی، ح.، کاظمی، ز (۱۳۹۲) محیط زمین‌ساختی و خصوصیات محل منشا سنگ‌های آذرین موجود در سازند ابرسج (اردوویسین بالایی)، البرز خاوری، شمال شاهرود. *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، شماره ۲، ص. ۳۱۹-۳۳۰.
- قاسمی، ح.، کاظمی، ز.، صالحیان، ش (۱۳۹۴) مقایسه سنگ‌های آذرین مافیک سازند قلی (اردوویسین بالایی) و شیست‌های گرگان در پهنه البرز خاوری. *فصل‌نامه علوم زمین*، شماره ۹۶، ص. ۲۶۳-۲۷۶.
- قویدل‌سیوکی، م.، خندایی، م (۱۳۹۱) پالینواستراتیگرافی و پالئوژئوگرافی سازندهای لشکرک و قلی واقع در ناحیه ابرسج، شمال باختر شاهرود. *پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی*، شماره ۴۹، ص. ۳۵-۵۸.
- Alavi, M (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21: 1-33.
- Basilici, G., Vieira de Luca, P. H., Poire, D. G (2012) Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): A turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system? *Sedimentary Geology*, 267 (268): 73-92.
- Chakraborty, P. P., Sarkar, A., Das, K., Das, P (2009) Alluvial fan to storm-dominated shelf transition in the Mesoproterozoic Singhora Group, Chattisgarh Supergroup, Central India. *Precambrian Research*, 170: 88-106.
- Chaudhuri, A. K (2005) Climbing ripple structure and associated storm-lamination from a Proterozoic carbonate platform succession: their environmental and petrogenetic significance. *Journal of Earth System Science*, 3: 199-209.
- Courtinat, B., Piriou, S., Rio, M (2003) Phytoclasts in palynofacies definition: the example of Rhaetian sedimentary organic matter in SE France. *Revue de micropaleontology*, 46: 11-21.
- Demaison, G. J., Moore, G. T (1980) Anoxic environments and oil source bedgenesis. *The AAPG Bulletin*, 64: 1179-1209.
- Einsel, G., Seilacher, A (1991) Distinction of tempestites and turbidites. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (EDS.), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 377-383.
- El Atfy, H., Abeer, Q., Uhl, D., Littke, R (2016) Palynology, palynofacies analysis, depositional environments and source rock potential of

- Phipps, D., Playford, G (1984) Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments. Papers, Department of Geology, University of Queensland., 11: 23 p.
- Puga, A., Aguirre, B. J (2017) Contrasting storm-versus tsunami-related shell beds in shallow-water ramps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaecology*, 471: 1-14.
- Reading, H. G (1996) Sedimentary environment: processes, facies and stratigraphy, 3rd edition. Black-Well, Oxford, 589 p.
- Seilacher, A., Aigner, T (1991) Storm deposition at the bed, facies, and basin scale: the geologic perspective. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (EDS.), cycles and events in stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, 249-267.
- Soria, J. M., Gianneti, A., Monaco, P., Corbi, H., Garcia-Ramos, D., Viseras, C (2014) Cyclically-arranged, storm-controlled, prograding lithosomes in Messinian terrigenous shelves (Bajo Segura Basin, Western Mediterranean). *Sedimentary Geology*, 310: 1-15.
- Staplin, F. L (1961) Reef-controlled distribution of Devonian microplankton in Alberta. *Palaeontology*, 4: 392-424.
- Swift, D. J. P., Hudelson, P. M., Brenner, R. L., Thompson, P (1987) Shelf construction in a foreland basin: storm beds, shelf sandbodies, and shelf-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Book Cliffs, Utah. *Sedimentology*, 34: 423-457.
- Tonkov, S (2003) Aspects of Palynology and Palaeoecology: Festschrift in Honour of Elissaveta Bozilova, 282 p.
- Traverse, A (2007) *Palaeopalynology*, 2nd edition. Springer, 814 p.
- Tyson, R. V (1995) Sedimentary organic matter: Organic facies and palynofacies. Springer, Netherlands, 615 p.
- Tyson, R. V (1993) Palynofacies analysis. In: Jenkins, D. J. (ED.), Applied Micropalaeontology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 269 p.
- Vakarelov, B. K., Ainsworth, R. B., Mac Eachern, J. A (2012) Recognition of wave-dominated, tide-influenced shoreline systems in the rock record: variations from a microtidal shoreline model. *Sedimentary Geology*, 279: 23-41.
- Van der Zwan, C. J (1990) Palynostratigraphy and palynofacies reconstruction of the Upper Jurassic to lowermost Cretaceous of the Draugen Field, offshore mid Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 62: 157-186.
- Van Loon, A. J (2009) Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview. *Geologos*, 15: 3-55.
- Walker, R. G., Plint, A. G (1992) Terrigenous clastic facies models. In: Walker, R. G., James, N. P., (EDS.), Facies models: response to sea-
China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaecology*, 465: 156-167.
- Liu, X., Zhong, J. H., Grapes, R., Bian, S. H., Liang, C (2012) Late Cretaceous tempestite in northern Songliao Basin, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 56: 33-41.
- Mishra, S., Singh, V (2018) Palynology, palynofacies, and taphonomical studies of Kamthi Formation, (Godavari Graben), southern India: Implications to biostratigraphy, palaeoecology, and depositional environment. *International Journal of Coal Geology*, 195: 102-124.
- Mohseni, H., Al-Aasm, I. S (2004) Tempestite deposits from a storm influenced carbonate ramp: an example from the Pabdeh Formation, Zagros Basin, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 27: 163-178.
- Mount, J (1985) Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32: 435-442.
- Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M., Berra, F (2009) The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. In: Brunet, M. F., Wilmsen, M., Granath, J. W. (EDS.), South Caspian to Central Iran basins. Geological Society of London, Special Publication, 312: 7-29.
- Myrow, P (2016) Sedimentary environments: storms and storm deposits. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, 580-587.
- Nichols, G (2009) *Sedimentology and stratigraphy*, 2nd edition. Wiley-Blackwell, Chichester, 419 p.
- Nummedal, D (1991) Shallow marine storm sedimentation- the oceanographic perspective. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (EDS.), cycles and events in stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, 227-248.
- Oboh-Ikuenobe, F. E., Villiers, S. E (2003) Dispersed organic matter in samples from the western continental shelf of Southern Africa: palynofacies assemblages and depositional environments of Late Cretaceous and younger sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaecology*, 201: 67-88.
- Paris, F., Thusu, B., Rasul, S., Meinhold, G., Strogon, D, Howard, J. P., Abutarruma, Y, El gadry, M., Whittam, A. G (2012) Palynological and palynofacies analysis of early Silurian shales from borehole CDEG-2a in Dor el Gussa, eastern Murzuq Basin, Libya. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 174: 1-26.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R (1987) *Sand and sandstone*, 2nd edition. Springer-Verlag, New York, 553 p.

level change, Geological Association of Canada, 73-264.

Wang, J., Xie, X., Pang, X., Liu, B (2017) Storm-reworked shallow-marine fans in the Middle Triassic Baise area, South China. *Sedimentary Geology*, 349: 33-45.

Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., Bavandpur, A (2005) Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part II. North and central Iran. *Acta Geologica Polonica*, 55: 31-97.