



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan  
E-ISSN: 2423-8007  
Vol. 37, Issue 2, No. 83, Summer 2021, pp 51-76  
Received: 09.11.2021 Accepted: 13.01.2021

#### Research Paper

### Sedimentary facies and depositional environment of the Aitamir Formation in the Gorgan Plain: A wave-dominated shoreface model

**Mahmoud Sharafi\*** 

Assistant Professor, Faculty of Science, Department of Geology, University of Hormozgan Bandar Abbas, Iran  
m.sharafi@hormozgan.ac.ir

**Bijan Beiranvand**

Assistant Professor, Department of Geology, RIPI, Tehran, Iran  
biranvandb69@gmail.com

**Arsalan Zeinal Zadeh**

Assistant Professor, Department of Geology, RIPI, Tehran, Iran  
Zeinalzadeha@ripi.ir

**Aram Bayet-Goll**

Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran  
bayetgoll@iasbs.ac.ir

**Mehran Moradpour**

Scientific Board Member, Department of Geology, RIPI, Tehran, Iran  
mmoradpourster@gmail.com

**Pouria Kohansal**

M.Sc. in Stratigraphy, Department of Geology, RIPI, Tehran, Iran  
kohansalripi@gmail.com

#### Abstract:

The siliciclastic sediments of the Aitamir Formation (Albian–Cenomanian) at the Oghchi locality of the Gorgan Plain consist of a thick succession of the black-grey shales and thin to very thick-bedded sandstone, deposited in a shoreface to offshore depositional system. Four facies associations including offshore, offshore transition, lower and mid-upper shoreface associations are identified in this succession. Offshore facies association consisting of a thick package of the fissile dark shales with the abundance of the framboidal pyrites displays deposition below the SWWB and dysoxic condition. The offshore transition facies association includes the heterolithic sediments of the shale and very thin-bedded sandstones/siltstones. The lower and mid-upper associations are characterized by an increase in abundance and the thickness of the sandstone layers and display a generally thickening and coarsening up-ward trend of a classical shoreface depositional system. The lateral correlation of the studied section and central sections of the Aitamir Formation of the Kopet-Dagh Basin indicates an increase in subsidence effect in the creation of the accommodation space and a decrease in the sediment supply of the N-NW parts of the basin. The presence of a thick package of dark shales with abundant framboidal and chamber filling pyrites of the Aitamir Formation suggests these sediments as a prone candidate for hydrocarbon exploration.

**Keywords:** Aitamir, Kopet-Dagh, Shoreface, Tectonic, Hydrocarbon

#### Introduction:

The Kopet-Dagh Basin, located in the NE Iran and

Turkmenistan, was formed as an intracontinental Basin due to the southeastern extension of the South Caspian Basin by

\*Corresponding author

Sharafi, M., Biranvand, B., Zeinalzadeh, A., Bayet-Goll, A., Moradpour, M. and Kohansal, P. (2021). Sedimentary facies and depositional environment of the Aitamir Formation in the Gorgan Plain: A wave-dominated shoreface model. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 37(2), 51-76.



2423-8007 / © 2021

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



<http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.25354>



<https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.2.3.1>

Neotethyan back-arc rifting after the closure of the Palaeotethys and the early Cimmerian Orogeny (Middle Triassic) (Stampfli et al., 1991). A continuous sedimentary package (up to seven kilometers), including five transgressive-regressive super-sequences from the Jurassic to Miocene were deposited in the Eastern part of the sedimentary basin (Moussavi-Harami and Berner 1992) that is mainly controlled by NW-SW running major faults. The Cretaceous succession in the Kopet-Dagh Basin is divided into nine formations, composed mainly of sandstones, conglomerates, mudstones, limestones and dolomites with minor amounts of evaporates (Afshar-Harb 1979). The considerable lateral changes of the sedimentary packages and the thickness of the Aitamir Formation in the Kopet-Dagh basin are related to the tectonic and eustatic sea-level changes that are the main controlling factors on the sediment supply and available accommodation space. The objectives of this paper are: (1) to describe lithofacies/facies associations and the role of wave-induced currents on the sediment distribution as the main autogenic controlling factor in the Aitamir Formation and (2) to use sedimentological data to interpret the depositional environment of the Aitamir Formation. Representing a more detailed depositional model for the studied succession could provide valuable insights into basin evolution of Kopet-Dagh Basin during Albian–Cenomanian.

#### Material & Methods:

This study focused on one measured section in the western Kopet-Dagh Basin in the northwest of Iran. The geographical coordinates of the Oghchi section is 37° 45' 00" N and 55° 25' 33" E (about 35 km northeast from Gonbad-Kavous City). Lithology, macro-fossils, grain-size, bedding geometry, bedding contact, stacking pattern, and sedimentary structures were recorded in detail. Lithofacies were classified/entitled following Miall (2006) and petrofacies according to Folk's (1980) classification. One hundred and forty thin sections were examined to identify fine-scale physical characteristics (mineralogical composition and fossil contents).

#### Discussion of Results & Conclusions:


The Aitamir Formation in the studied section is about 1630 m thick and subdivided into two lower and upper parts. The lower part of includes medium- to the thick-bedded sheet-like glauconitic sandstones and thick packages of dark grey shales (up to 80 m) and thick packages sandstone constitute the uppermost part of this unit. The upper part of the Aitamir Formation mainly consists of a thick package of dark grey shales intercalated with the thin-bedded sandstones. Based on sedimentological features, four facies associations are recognized in the studied succession of the Aitamir Formation as follows: offshore (FA), offshore transition (FB),

lower shoreface (FC), and mid-upper shoreface (FD). The offshore facies association consists of a thick package of dark grey fissile shales intercalated with the thin-bedded, very fine-grained sandstones. The offshore facies association includes abundant framboidal and chamber filling pyrites displaying a dysoxic condition in the deepest part of the sedimentary environment suggesting these sediments as a prone candidate for hydrocarbon exploration. The offshore transition facies association includes a thick package of grey shales with several thin to the medium-bedded sheet-like sandstones, displayed by Sm, St, Sp., Shl. The lower shoreface facies association consists of an alternation of dark grey shales and thin- to the medium-bedded sheet-like sandstones with sharp lower and upper boundaries. Sm, Shl., Sp, and HCS are the most common facies in this facies association. The mid-upper shoreface facies association includes amalgamated, sheet-like, medium- to thick-bedded sandstones with large scale St, Sp, and Sm, Shl. The sedimentary structures such as HCS, Shl, and sheet like geometry of the sandstone layers with the sharp and/or erosional boundaries as well as thickening and coarsening upward stacking pattern of the sediments of the Aitamir Formation display a wave-dominated shoreface depositional system. The structural morphology and normal faults direction of the Kopet-Dagh Basin are the allogenic and large scale elements that were directly controlled the sedimentary processes and hydrodynamic regime and type of the lithofacies/facies associations (indirectly) of the Aitamir depositional system. In this context, the Kopet-Dagh basin in the Barremian–Aptian time was located in the northern part of the Neo-Tethys Ocean and was characterized by the normal faults with E-SE to W-NW direction. The formation of the rift-related faults led to the development of the elongated, open coast morphology of the Kopet-Dagh Basin, where wave-generated currents increased as a sedimentary mechanism of the sediment distribution.

In a general view, the petrography and field observations, facies associations relationship, and vertical trend of the studied successions suggest Aitamir sediments in the Kopet-Dagh basin were deposited in a wave-dominated shoreface environment with mid-upper shoreface, lower shoreface, offshore transition, and offshore zones. These sediments were deposited in a shallow marine depositional setting, characterized by gradationally vertical changes in the facies associations and abundant storm deposits. This depositional system was influenced by storm waves, suggested by the abundant storm-induced facies such HCS, graded-bedded sandstone with erosional lower surface and Shl. The presence of a thick package of the dark shales with abundant framboidal and chamber filling pyrites of the Aitamir Formation suggests these sediments as a prone candidate for hydrocarbon exploration.



## رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آیتامیر در دشت گرگان: مدلی از محیط حاشیه ساحلی زیر نفوذ امواج

محمود شرفی\* ، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، ایران

m.sharafi@hormozgan.ac.ir

بیژن بیرانوند، استادیار، گروه زمین‌شناسی، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

biranvandb69@gmail.com

ارسلان زینل‌زاده، استادیار، گروه زمین‌شناسی، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

Zeinalzadeha@ripi.ir

نارام بایت گل، استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان ایران

bayetgoll@iasbs.ac.ir

مهران مرادپور، کارشناس ارشد، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، گروه زمین‌شناسی، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

mmoradpourster@gmail.com

پوریا کهنسال، کارشناسی ارشد چینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

pkohansal@gmail.com

### چکیده

رسوبات سیلیسی-آواری سازند آیتامیر (آلبین-سنومانین) در برش اچچی در ناحیه دشت گرگان شامل توالی ضخیمی از رسوبات شیل خاکستری تیره و ماسه‌سنگ‌های نازک تا بسیار ضخیم‌لایه است که در یک سیستم رسوبی حاشیه ساحلی تا دور از ساحل نهشته شده‌اند. چهار مجموعه رخساره‌ای شامل دور از ساحل، انتقالی دور از ساحل، پایین حاشیه ساحلی و میانه-بالای حاشیه ساحلی در این رسوبات شناسایی شده است. مجموعه دور از ساحل شامل توالی ضخیمی از شیل‌های متورق تیره‌رنگ با مقادیر فراوان پیریت خوشه‌ای است که ته‌نشینی در زیر حد موجسار طوفانی و شرایط کم‌اکسیژن را نشان می‌دهد. مجموعه انتقالی دور از ساحل شامل مجموعه ناجور سنگی از شیل و ماسه‌سنگ و سیلتستون گلاکونیتی بسیار نازک‌لایه است. در مجموعه‌های پایین و میانه-بالای حاشیه ساحلی به تدریج بر میزان و ضخامت طبقات ماسه‌سنگی افزوده می‌شود و به‌طور کلی یک الگوی ضخیم‌شونده به طرف بالا را نشان می‌دهند که الگوی تیپیک سیستم حاشیه ساحلی است. انطباق جانبی مجموعه‌های رسوبی برش مطالعه‌شده با برش‌های مرکزی سازند آیتامیر در حوضه کپه‌داغ، افزایش تأثیر فرونشینی را در ایجاد فضای رسوب‌گذاری و کاهش میزان رسوب‌گذاری/تأمین رسوب را در بخش‌های شمال-شمال غربی نشان می‌دهد. وجود ضخامت زیادی از رسوبات شیل تیره‌رنگ با مقادیر فراوان پیریت‌های خوشه‌ای و حجره پرکن، رسوبات سازند آیتامیر را به‌مثابه رسوبات مستعد مطالعات اکتشاف هیدروکربن مطرح می‌کند.

واژه‌های کلیدی: آیتامیر، کپه‌داغ، حاشیه ساحلی، تکتونیک، هیدروکربن

\* نویسنده مسئول

شرفی، م؛ بیرانوند، ب؛ زینل‌زاده، ا؛ بایت گل، آ؛ مرادپور، م و کهنسال، پ. (۱۳۹۹). رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آیتامیر در دشت گرگان: مدلی از محیط حاشیه ساحلی زیر نفوذ امواج، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۷(۲): ۵۱-۷۶.



## مقدمه

عامل ممکن است تأثیر بیشتری بر حوضه رسوبی و نوع رسوبات آن داشته باشد؛ برای نمونه فرونشینی حاصل از توسعه گسل‌های ریفتی در رژیم تکتونیکی کششی به ایجاد فضای رسوب‌گذاری جالب توجه و ته‌نشینی رسوبات عمدتاً دانه‌ریز با ضخامت زیاد منجر می‌شود. درمقابل در سیستم‌های فشارشی با تأمین و ورود پیوسته رسوبات به درون حوضه، فضای رسوب‌گذاری موجود به تدریج کاهش می‌یابد و مجموعه‌های ضخیم‌لایه از رسوبات دانه‌درشت تشکیل می‌شود.

هدف از انجام این پژوهش، بررسی و شناسایی رخساره‌های رسوبی / مجموعه‌های رخساره‌ای، تعیین مدل رسوبی و ارزیابی عوامل مؤثر بر تشکیل توالی رسوبی و نوع سیستم رسوبی سازند آیتامیر در غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ است. نتایج این پژوهش در بازسازی جغرافیای دیرینه بخش غربی - شمال غربی حوضه رسوبی کپه‌داغ که کمتر مطالعه شده است، بسیار مفید خواهد بود؛ از سویی با توجه به ضخامت زیاد رخساره‌های شیل خاکستری تیره در برش مطالعه‌شده سازند آیتامیر، بررسی رخساره‌های این سازند برای مطالعات اکتشاف هیدروکربن و قضاوت درباره وجود یا نبود سنگ‌منشأ هیدروکربن اطلاعات ارزشمندی در اختیار پژوهشگران قرار می‌دهد.

## زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی ناحیه مطالعه‌شده

حوضه رسوبی کپه‌داغ به‌مثابه یک حوضه درون‌قاره‌ای پس از بسته شدن اقیانوس ساب هرسنین بر اثر کوه‌زایی سیمیرین پیشین در تریاس میانی به وجود آمده است (Afshar-Harb, 2009; Bagheri and Stamfli, 2008; Wilmsen et al., 2009). فرونشینی تحت کنترل گسل‌ها از ژوراسیک تا ائوسن باعث ته‌نشینی ضخامت چشمگیری از رسوبات تا ۱۰ کیلومتر در این حوضه شده است. ضخامت این رسوبات در دشت

حوضه رسوبی کپه‌داغ در شمال شرق ایران و جنوب ترکمنستان بین عرض‌های جغرافیایی  $35^{\circ} 30'$  تا  $38^{\circ} 15'$  شمالی و  $54^{\circ}$  تا  $61^{\circ} 13'$  طول شرقی قرار دارد. در بخش شرقی حوضه، رسوبات به‌صورت پیوسته و در قالب پنج سوپرسکانس پیشروی - پس‌روی از ژوراسیک تا میوسن نهشته شده‌اند (Moussavi-Harami and Berner, 1992). سازند آیتامیر به سن آلبین - سنومانین، یکی از سازندهای سیلیسی - آواری در حوضه رسوبی کپه‌داغ است که توسعه و گسترش چشمگیری در این حوضه دارد. مطالعات اولیه روی این سازند را افشار حرب (Afshar-Harb, 1994) انجام داده است. وی سازند آیتامیر را به دو واحد شیل زیرین و ماسه‌سنگ گلاکونیتی بالایی تقسیم کرده است؛ علاوه بر این مطالعاتی نیز روی پترولوژی و محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازند آیتامیر انجام شده که عمدتاً بر بخش مرکزی به‌ویژه بخش شرقی کپه‌داغ متمرکز بوده است (Khajeyazdi, 2004; Noghabi, 2012, 2013; Sharafi et al., 2006).

تغییر ضخامت توالی‌ها و واحدهای رسوبی سازند آیتامیر در بخش‌های مختلف حوضه رسوبی کپه‌داغ چشمگیر است. این موضوع تأثیر عوامل مختلف از جمله تکتونیک و تغییرات جهانی سطح آب دریا و بارگذاری رسوبات را روی میزان رسوب‌گذاری و ایجاد فضای تجمع در این حوضه نشان می‌دهد (Afshar-Harb, 1994; Moussavi-Harami and Brenner, 1992). توسعه یک سیستم رسوبی، زیرمحیط‌ها، نحوه توزیع و ترکیب رخساره‌ها / مجموعه‌های رخساره‌ای موجود در هر بخش از محیط رسوبی در کنترل عوامل مختلف درون‌حوضه‌ای (مانند امواج، جریان‌های جزر و مدی و رودخانه‌ای) و خارج حوضه‌ای (بالاآمدگی و فرونشینی حاصل از رژیم تکتونیکی فشارشی و کششی و توسعه گسل‌های معکوس یا نرمال، تغییرات جهانی سطح آب دریا و اقلیم) قرار دارد (Catuneanu, 2006; Baniak et al., 2014; Plink-)

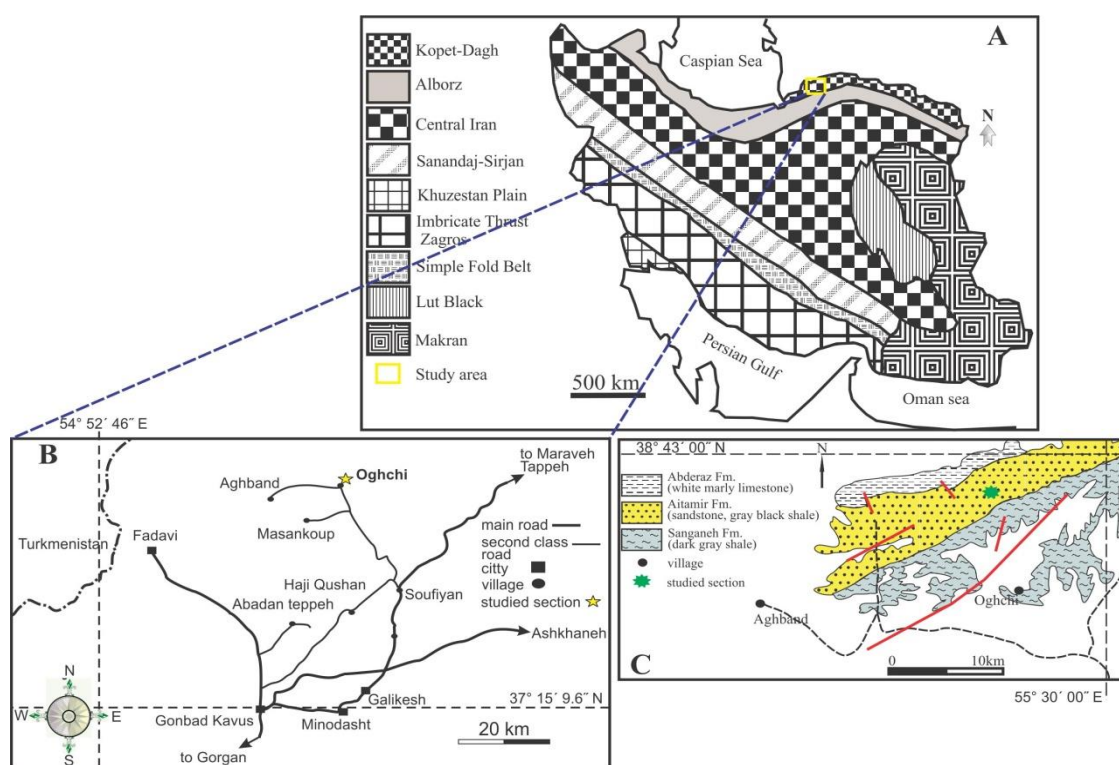
مطالعه شده است (شکل ۱). دشت گرگان در شمال ایران و جنوب شرق دریای خزر بین طول جغرافیایی  $00^{\circ} 54'$  تا  $00^{\circ} 56'$  شرقی و عرض جغرافیایی  $00^{\circ} 36'$  تا  $00^{\circ} 38'$  قرار گرفته است. این دشت بین رشته‌کوه‌های البرز در جنوب غرب، پلتفرم توران در شمال و زون کپه‌داغ در شرق قرار می‌گیرد. در برش مطالعه‌شده، واحد زیرین سازند آیتامیر عمدتاً متشکل از شیل‌های خاکستری تیره حاوی فسیل‌های پراکنده شامل آمونیت، اکیئودرم و براکیوپود است. در این بخش لایه‌های ماسه‌سنگی نازک تا ضخیم‌لایه ورقه‌ای شکل مشاهده شده است که عمدتاً الگوی درشت‌شونده/ضخیم‌شونده به سمت بالا را نشان می‌دهند. ساختارهای رسوبی در این بخش شامل طبقه‌بندی مورب مسطح و تراف کوک تا بزرگ‌مقیاس و لامیناسیون موازی است. ضخامت واحدهای شیلی در این بخش تا  $80$  متر می‌رسد (شکل ۲). واحد ماسه‌سنگ بالایی در برش مطالعه‌شده از مجموعه‌های ضخیم ماسه‌سنگی (تا  $60$  متر) تشکیل شده است. واحدهای شیل تیره نیز در این بخش ضخامت زیادی دارند (تا  $50$  متر)؛ (شکل ۲). سازند آیتامیر در برش مطالعه‌شده با مجموعه ضخیمی از شیل تیره خاتمه می‌یابد. پوسته‌های فسیلی پراکنده شامل براکیوپود، بلمنیت، آمونیت و اکیئودرم در این واحد شناسایی شده است. سازند آیتامیر در برش مطالعه‌شده با مرز مشخص روی شیل‌های خاکستری تیره سازند سنگانه قرار گرفته و با سنگ‌های آهک سفیدرنگ سازند آب دراز (کنیاسین - کامپانین) پوشیده می‌شود (شکل ۳). برمبنای مطالعات بایوستراتیگرافی، سن سازند آیتامیر، آلبین - سنومانین زیرین تعیین شده است (Mosavinia et al. 2007; Mosavinia and Wilmsen 2011).

سرخس به حدود  $6000$  متر می‌رسد (Afshar- Harb 1994)؛ علاوه بر فرونشینی تکنونیک در طول گسل‌های طولی، فضای لازم برای انباشتگی رسوب در حوضه کپه‌داغ به دلیل بار رسوبی و فشردگی مقادیر زیاد رسوب دانه‌ریز ایجاد شده که در بعضی مواقع با بالاآمدگی سطح دریا در مقیاس جهانی نیز همراه بوده است (Moussavi- Harami and Brenner 1992).

طی ژوراسیک پسین به استثنای شرقی‌ترین بخش حوضه، موقعیت مناسبی برای رسوب‌گذاری کربنات فراهم شده است (Moussavi- Harami and Brenner 1992)؛ به‌طوری که رسوبات ضخیم سازند مزدوران در این زمان نهشته شده‌اند. در ژوراسیک پسین و کرتاسه پیشین، دریا به طرف شمال غربی پس‌روی کرده و توالی ضخیمی از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل قرمز رنگ در سیستم رودخانه‌ای (سازند شوربچه) و در طول بخش شرقی حوضه کپه‌داغ نهشته شده است (Moussavi- Harami and Brenner 1992). با پیشروی دریا طی بارمین آغازین، سازند تیرگان در محیطی پرانرژی و کم‌عمق بر جای گذاشته شده است.

سازند سرچشمه پس از سازند تیرگان و در یک محیط عمیق و کم‌انرژی‌تر تشکیل شده است (Raisossadat and Moussavi- Harami 2000). با پیشروی دوباره دریا، شرایط تشکیل رسوب فراهم شده و این موقعیت تا اواخر کرتاسه به استثنای مدت کوتاهی در تورونین (Kalantari 1987) ادامه داشته است که با ته‌نشینی رسوبات دریایی سازندهای سنگانه، آیتامیر، آب دراز و آب تلخ مشخص می‌شود (Moussavi- Harami and Brenner 1992).

در این پژوهش یک برش چینه‌شناسی از سازند آیتامیر در بخش غربی حوضه کپه‌داغ و در بخش شرقی دشت گرگان



شکل ۱- A) تقسیم‌بندی ساختاری- زمین‌شناسی صفحه ایران (Stocklin 1968)؛ B) راه‌های دسترسی برش مطالعه‌شده سازند آیتامیر در شمال شرق گنبد کاووس؛ C) نقشه ساده‌شده زمین‌شناسی ناحیه مطالعه‌شده (اقتباس از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گنبد کاووس، Saidi et al. 1993).

**Fig 1- A) Geological-structural division of the Iran Plate; B) Location map of the studied section of the Aitamir Formation in northeastern Gonbad kavous; C) Simplified geological map of the studied area (sheet No. H3 of 1:250000 Gonbad kavous).**

## روش پژوهش

رسوبات به‌طور دقیق بررسی و ثبت شده است. رخساره‌های سیلیسی- آواری برمبنای کدبندی میال (Miall 2006) و ماسه‌سنگ‌ها براساس طبقه‌بندی فولک (Folk 1980) نام‌گذاری شده‌اند. با تلفیق اطلاعات به‌دست‌آمده از مطالعات میکروسکوپی و صحرایی، رخساره‌های سنگی (lithofacies) و مجموعه‌های رخساره‌ای (facies association) معرف زیرمحیط‌های یک سیستم رسوبی شناسایی و تفکیک شده‌اند و در نهایت مدل رسوبی سازند آیتامیر در غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ تفسیر شده است.

## یافته‌های پژوهش

### رخساره‌های رسوبی (lithofacies)

رخساره Sp (ماسه‌سنگ با طبقه‌بندی مورب مسطح): این رخساره از ماسه‌سنگ‌های خیلی دانه‌ریز تا دانه‌ریز با

در این مطالعه برش چینه‌شناسی اقچی (Oghchi) از سازند آیتامیر به ضخامت ۱۶۳۰ متر اندازه‌گیری و برداشت شده است. برش مطالعه‌شده با مختصات جغرافیایی  $33^{\circ} 25' 55''$  شرقی و عرض جغرافیایی  $37^{\circ} 45' 00''$  در بخش شرقی دشت گرگان و منتهی‌الیه بخش غربی حوضه رسوبی کپه‌داغ و در ۳۵ کیلومتری شمال شرق گنبد کاووس قرار دارد (شکل ۱). برای بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی از جمله بافت، ترکیب و اجزای تشکیل‌دهنده رسوبات (پوسته‌های فسیلی، گلاکونیت، پیریت، فسفات و تشکیل‌دهنده‌های سیلیسی- آواری)، تعداد ۱۴۰ مقطع نازک از سازند آیتامیر در برش مدنظر تهیه و مطالعه شده است. اختصاصات صحرایی شامل دانه‌بندی، طبقه‌بندی، فرم هندسی طبقات، ساخت‌های رسوبی، ماکروفسیل‌ها، نوع تماس بین طبقات و الگوی انباشتگی

**رخساره Shl (ماسه سنگ با لامیناسیون مسطح):** وجود لامیناسیون موازی از اختصاصات این رخساره است (شکل ۴A). این رخساره شامل ماسه سنگ‌های خیلی دانه ریز تا دانه ریز با جورشدگی خوب تا متوسط و ذرات عمدتاً زاویه دار تا نیمه زاویه دار است. طبقات ماسه سنگ به صورت ورقه‌ای شکل و با ضخامت بین چند سانتی متر تا ۱ متر است (شکل ۲). اختصاصات پتروگرافی این رخساره مشابه رخساره Sm است. این رخساره نیز فراوانی نسبتاً خوبی در توالی مطالعه شده سازند آیتامیر دارد (شکل ۲).

**رخساره St (ماسه سنگ با طبقه بندی مورب تراف):** این رخساره از ماسه سنگ خیلی دانه ریز تا دانه ریز با جورشدگی خوب تا متوسط و ذرات عمدتاً زاویه دار تا نیمه زاویه دار با ساخت رسوبی طبقه بندی مورب کوچک تا بزرگ مقیاس تشکیل شده است (شکل ۴A۵). طبقات ماسه سنگ به صورت ورقه‌ای شکل و با ضخامت بین چند سانتی متر تا ۱/۵ متر است. اختصاصات پتروگرافی این رخساره مشابه رخساره Sm است. این رخساره فراوانی کمی در توالی مطالعه شده سازند آیتامیر دارد (شکل ۲).

**رخساره Shcs (ماسه سنگ با طبقه بندی مورب پشته ای):** این رخساره از ماسه سنگ خیلی دانه ریز تا دانه ریز با جورشدگی متوسط و ذرات عمدتاً زاویه دار با ساخت طبقه بندی مورب پشته ای کوچک مقیاس تشکیل شده است (شکل ۴B۵). سطح زیرین و بالای طبقات ماسه سنگی کاملاً مشخص است. اختصاصات پتروگرافی این رخساره مشابه رخساره Sm است. این رخساره فراوانی نسبی در توالی مطالعه شده دارد و عمدتاً در تناوب با شیل‌های تیره مشاهده می‌شود.

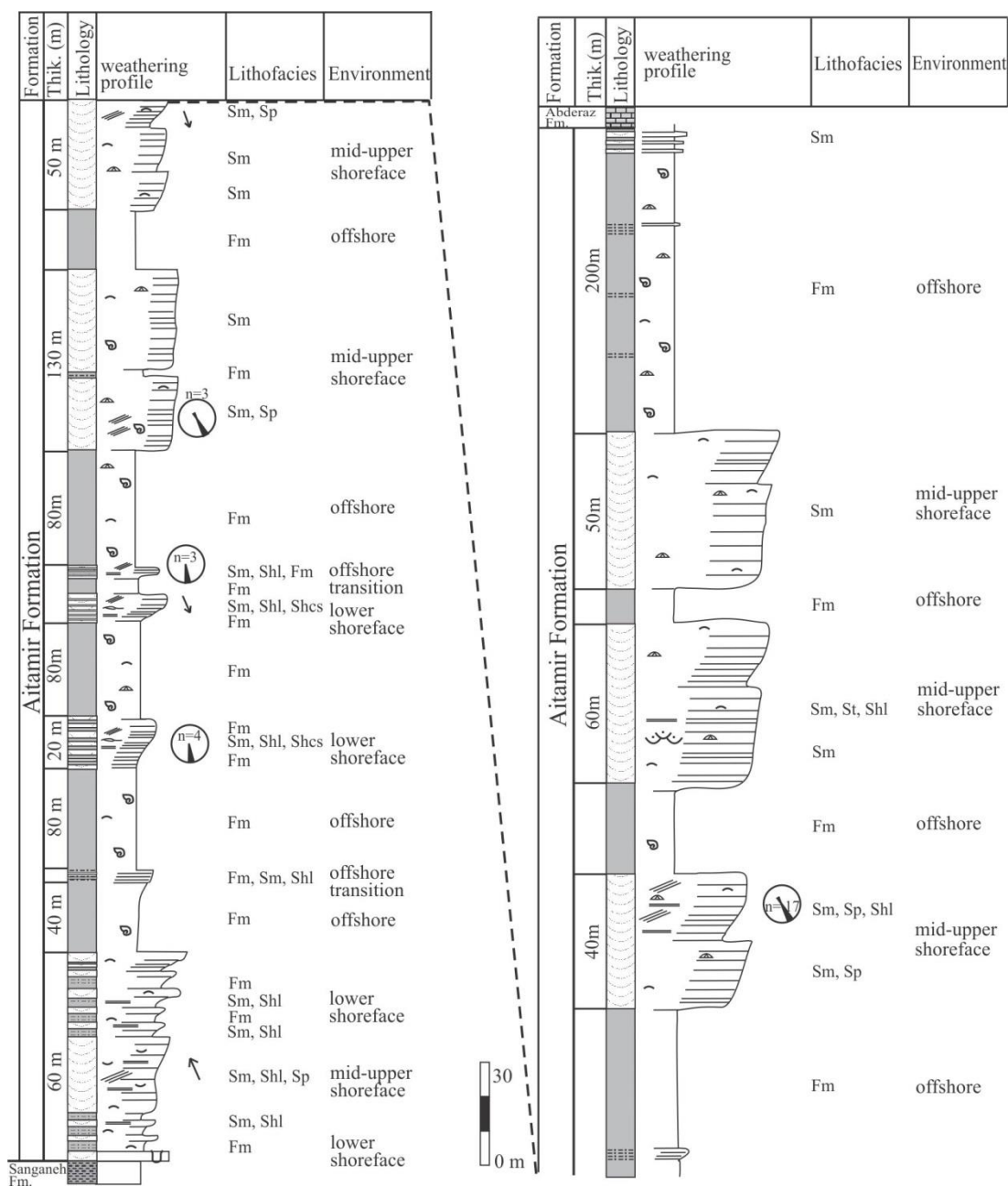
**رخساره Fm (مادستون توده ای یا با لامیناسیون موازی ضعیف):** این رخساره، فراوان ترین رخساره در توالی مطالعه شده است و از مادستون خاکستری تیره توده ای یا دارای لامیناسیون موازی ضعیف (faint lamination) تشکیل شده است (شکل ۴C۵). اجزای اسکلتی این رخساره شامل فرامینفرهای پلانکتونیک، آمونیت، دوکفه ای و اکتینودرم و اجزای غیراسکلتی متشکل از ذرات سیلیسی - آواری (تا ۱۰ درصد)، گلاکونیت و فسفات اندک، پیریت به فرم خوشه ای و

جورشدگی متوسط تا خوب و ذرات عمدتاً زاویه دار تا نیمه زاویه دار با طبقه بندی مورب مسطح کوچک تا متوسط مقیاس تشکیل شده است (شکل ۴). طبقات ماسه سنگی به صورت ورقه‌ای شکل و معمولاً دارای مرز زیرین و بالایی مشخص مشاهده شده و ضخامت طبقات منفرد بین ۷ تا ۲۰ سانتی متر متغیر است. این رخساره به صورت میان لایه ای منفرد (عمدتاً در بخش زیرین سازند) یا انباشته شده (در بخش میانی و بالایی توالی) مشاهده شده است (شکل ۲). کوارتزهای رسوبی، چرت و فلدسپات پتاسیم دار از اجزای اصلی تشکیل دهنده این رخساره اند. پتروفاسیس این رخساره از نوع کوارتز آرنایت، ساب لیت آرنایت تا ساب آرکوز است (شکل ۴). کانی‌های درج‌ازای گلاکونیت (تا ۵ درصد)، فلدسپات و پیریت نیز در این رخساره مشاهده شده است (شکل ۴). سیمان کلسیتی به فرم بلوکی درشت بلور و پویکیلوتا پیک زمینه سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل ۴). این رخساره از جمله رخساره‌های معمول در توالی مطالعه شده است (شکل ۲).

**رخساره Sm (ماسه سنگ توده ای):** این رخساره شامل ماسه سنگ‌های خیلی دانه ریز تا دانه ریز با جورشدگی خوب تا متوسط و ذرات عمدتاً زاویه دار تا نیمه زاویه دار و بدون ساخت رسوبی است. طبقات ماسه سنگ به صورت ورقه‌ای شکل و با ضخامت بین ۱۰ سانتی متر (عمدتاً در بخش زیرین توالی) تا بیش از ۶ متر است (شکل ۴). اجزای اصلی این رخساره، کوارتز تک بلورین، فلدسپات پتاسیم دار و چرت و اجزای فرعی بیوتیت، مسکویت، پیریت و گلاکونیت (عمدتاً کمتر از ۲ درصد) است. فقط در یک افق تجمع زیادی از پلت‌های گلاکونیتی (۴۰ درصد) همراه با خرده‌های فسیلی بلمنیت و دوکفه‌ای مشاهده شده است (شکل ۴). پتروفاسیس این رخساره نیز از نوع کوارتز آرنایت، ساب لیت آرنایت تا ساب آرکوز است. سیمان کلسیتی به فرم بلوکی درشت بلور و پویکیلوتا پیک زمینه سنگ را تشکیل می‌دهد. این رخساره فراوان ترین رخساره ماسه سنگی در توالی مطالعه شده است و در بخش بالای سازند عمدتاً به صورت انباشته شده و با ضخامت زیاد (تا ۶ متر) مشاهده می‌شود (شکل ۲).

بخش بالایی توالی) در تغییر است (شکل ۲).

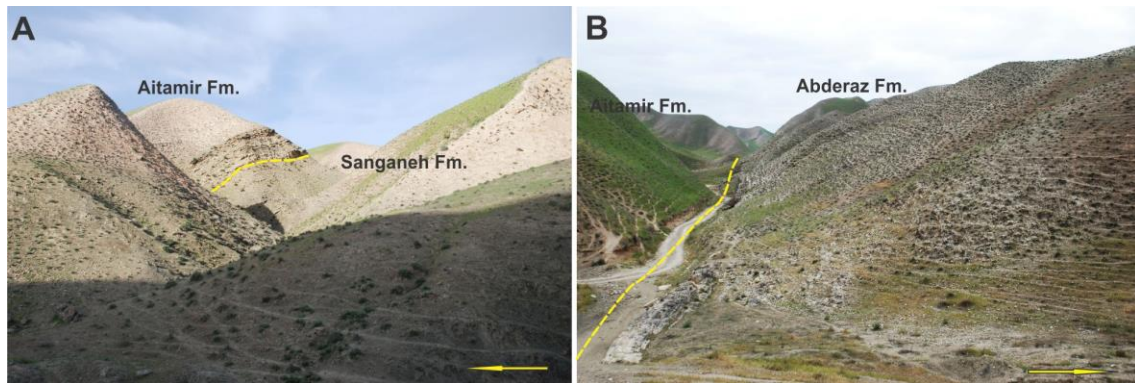
حجره پرکن (تا ۱۰ درصد) است (شکل D,E۵). ضخامت واحدهای شیلی بین چند سانتی‌متر تا بیش از ۱۵۰ متر (در



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی و رخساره‌های رسوبی سازند آیتامیر در برش اقچی.

Fig 2- Stratigraphic succession and lithofacies of the Aitamir Fm. in the Oghchi locality.





شکل ۳- (A) مرز زیرین سازند آیتامیر با سازند سنگانه؛ (B) مرز بالایی سازند آیتامیر با سازند آب دراز.

Fig 3- Lower boundary of the Aitamir Fm.; B) Upper boundary of the Aitamir Fm. with the Abderaz Fm.



شکل ۴- (A) رخساره‌های Sp و Shl که به صورت متناوب تکرار می‌شوند؛ (B) مقطع میکروسکوپی رخساره Sp متشکل از ماسه سنگ دانه متوسط با جورشدگی نسبتاً خوب؛ (C) پلت‌های گلاکونیتی (فلش) در رخساره Sp؛ (D) سیمان کلسیتی پویکilotاپیک در رخساره Sp؛ (E, F) نمای دور و نزدیک از ماسه سنگ توده‌ای (رخساره Sm) با تجمع گلاکونیت (g) و بلمنیت (b) در سطح زیرین لایه.

Fig 4- A) Alternation of the Sp and Shl lithofacies; B) Photomicrograph of the Sp facies, displayed by the relatively well sorted medium grained sandstone; C) Glauconitic pellets (arrows) in the Sp; D) Well sorted, v. fine grained sandstone (Sp) with poikilotopic calcite cement; E, F) Open and close views of the Sm with glauconites (g) and belemnites (b) concentration at the lower surface of the layer.



شکل ۵- A) رخساره‌های St و Sp کوچک‌مقیاس و Shls در ماسه‌سنگ‌های نازک‌لایه؛ B) رخساره Shcs با سطوح زیرین و بالای مشخص؛ C) رخساره مادستون تیره‌رنگ؛ D) فسیل آمونیت با تزئینات سطحی حفظ‌شده در رخساره Fm؛ E) پیریت‌های خوشه‌ای (fr) و حجره پرکن (ch) فراوان در رخساره Fm که نشان‌دهنده وجود شرایط نیمه‌احیایی / احیایی در بستر رسوبی است.

**Fig 5- A) Small scale St and Sp and Shls facies in the thin-bedded sandstone; B) Small scale Shcs with sharp boundaries; C) Dark mudstone facies; D) Ammonite with well preserved surface ornamentations; E) High concentration of the framboidal (fr) and chamber filling (ch) pyrites within dark calcareous shale (Fm) display development of the dysoxic/anoxic condition in the sedimentary substrate.**

## مجموعه‌های رخساره‌ای

رسوبات سازند آیتامیر در برش اچچی در چهار مجموعه رسوبی/رخساره‌ای قرار می‌گیرند که هر مجموعه ضخامت چند متر تا چند ده متر دارد و معرف یک زیرمحیط از سیستم رسوبی است؛ مجموعه رخساره‌ای دور از ساحل ( offshore, FA)، بخش انتقالی دور از ساحل (offshore transition, FB)، مجموعه رخساره‌ای بخش پایین حاشیه ساحلی ( lower shoreface, FC) و مجموعه رخساره‌ای بخش میانی-بالای حاشیه ساحلی (middle-upper shoreface, FD)؛ (شکل ۲ و جدول ۱). شناسایی و تفکیک مجموعه‌های رخساره‌ای در توالی مطالعه شده بر مبنای نسبت شیل به ماسه، اندازه ذرات ماسه، حالت متناوب و انباشته شده طبقات ماسه سنگی (الگوی انباشتگی)، ضخامت لایه‌های ماسه سنگی و رخساره‌های غالب

در هر مجموعه تعیین شده است (برای نمونه Hampson and Storms 2003; Dashtgard et al. 2010; Bhattacharya et al. 2011; Angulo and Buatois 2012; Zecchin and Catuneanu 2013; FA (Peng et al. 2019; Degeai et al. 2020)؛ بر این مبنا مجموعه متشکل از واحدهای ضخیم شیل تیره با میان لایه‌های پراکنده از ماسه سنگ نازک لایه بسیار دانه ریز، مجموعه FB متشکل از شیل تیره با میان لایه‌های ماسه سنگ نازک لایه دانه ریز تا خیلی دانه ریز و رخساره‌های Sp و St و Shcs کوچک مقیاس، مجموعه FC متشکل از تناوب شیل و ماسه سنگ نازک تا متوسط لایه دانه ریز و رخساره‌های Sm، Shl و Shcs کوچک مقیاس و مجموعه FD شامل طبقات متوسط تا ضخیم لایه ماسه سنگ دانه ریز- متوسط انباشته شده (amalgamated) با رخساره‌های Sp و St بزرگ مقیاس، Sm و Shl است.

## جدول ۱- توصیف و تفسیر مجموعه‌های رخساره‌ای سازند آیتامیر.

Table 1- Facies associations description and interpretation of the Ait Amir Formation.

Facies association	Description	Physical, biogenic structures	Content	Environment
FA	Massive to fissile, gray-dark mudstone	Horizontal lamination, sandstone lenses, <i>Chondrites</i>	Low skeletal elements like echinoderms, brachiopods, ammonites, planktonic foraminifers, scattered glauconites, high framboidal pyrites, phosphates	Offshore
FB	Sandy gray mudstone intercalated with sharp based, thin-bedded v. fine- to fine-grained sandstone	Horizontal lamination, small scale planar and trough cross beds, hummocky cross beds	Scattered fossils, low glauconites	Offshore transition
FC	Alternation of the sharp-based thin-medium-bedded v. fine- to fine-grained sandstone and gray mudstone	Horizontal lamination, small scale planar cross beds, HCS	Scattered fossils like echinoderms, planktonic foraminifers, brachiopods, moderate glauconites	Lower shoreface
FD	Amalgamated massive to thick-bedded v. fine- to medium-grained sandstone intercalated with thin-bedded sandy mudstone	Amalgamated planar cross-beds, large scale trough cross-bed, horizontal lamination	Scattered fossils like echinoderms, brachiopods, bivalves, low glauconites	Mid-upper shoreface

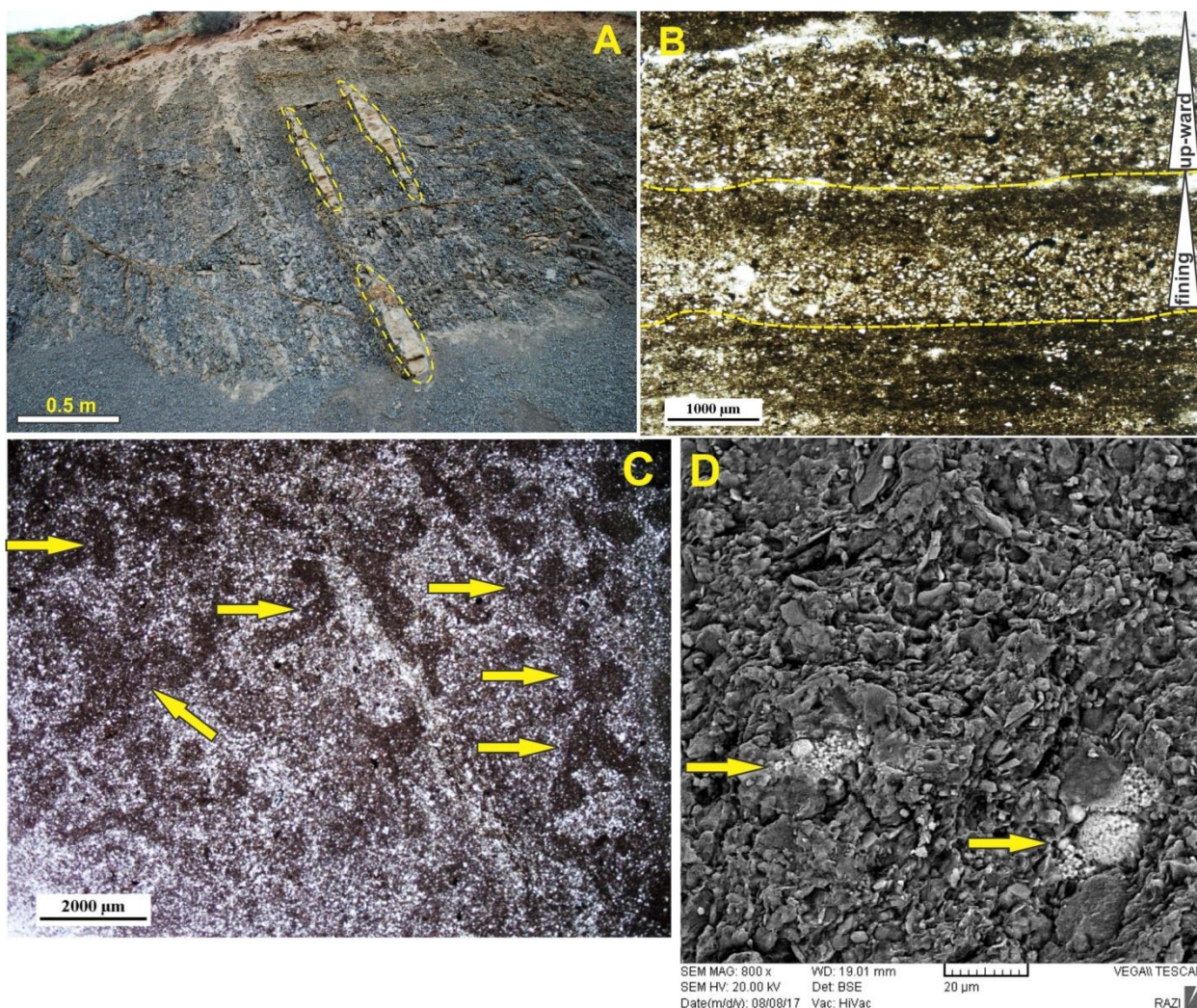
## مجموعه رخساره‌ای دور از ساحل

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای در برش مطالعه فراوانی چشمگیری دارد و متشکل از رخساره شیل ماسه‌ای/سیلتی خاکستری تیره- سبز با میان لایه‌های پراکنده ماسه سنگ و سیلتستون بسیار نازک لایه گلاکونیتی است (شکل A۶). سطح زیرین و بالای طبقات ماسه سنگ و سیلتستون مشخص و ناگهانی است (شکل A۶). در مقاطع میکروسکوپی، لامینه‌های ماسه‌ای- سیلتستونی با مرز زیرین مشخص و دانه بندی

تدریجی یا به صورت تجمعات لژی شکل مشاهده می‌شود (شکل A۶ و B). پوسته‌های فسیلی شامل آمونیت، اکینودرم، بلمنیت و فرامینفرهای پلانکتونیک مانند هتروهلکس، اجزای اسکلتی اصلی موجود در رسوبات شیلی است (شکل D۵). آمونیت‌ها ممکن است به صورت سالم تا خرد شده و با تزئینات سطحی مشاهده شوند. اثر فسیل‌ها عمدتاً از نوع کندریتس در رسوبات شیلی شناسایی شده است (شکل C۶). پیریت به فرم پرکننده حجرات فرامینفرها و دانه‌تمشکی

بخش پایین حاشیه ساحلی و عمدتاً در بخش پایین سازند مشاهده می‌شود (شکل ۲).

(framboidal) (تا ۱۰ درصد) و دانه‌های گلاکونیت و فسفات در این مجموعه رخساره‌ای معمول است (شکل‌های E۵ و D۶). این مجموعه رخساره‌ای در ارتباط نزدیک با مجموعه



شکل ۶- مجموعه رخساره‌ای دور از ساحل (FA). (A) رخساره شیل تیره‌رنگ با میان‌لایه‌های پراکنده از ماسه‌سنگ دانه‌ریز نازک‌لایه با مرز زیرین و بالایی مشخص که در اثر عملکرد امواج طوفانی ایجاد شده‌اند؛ (B) سیکل‌های متوالی از لامینه‌های سیلتی-ماسه‌ای در رخساره مادستون سیلتی با الگوی دانه‌بندی تدریجی و مرز زیرین مشخص و فرسایشی که نشان‌دهنده تشکیل آن با امواج طوفانی است؛ (C) اثرفسیل کندریتس با درجه آشفتگی زیستی زیاد؛ (D) تصویر SEM از پیریت‌های خوشه‌ای (فلش).

**Fig 6- Offshore facies association (FA). A) Dark shale intercalated with thin bedded fine-grained sandstone with sharp lower and upper boundaries, formed by storm waves; B) Multiple cycles of the graded bedded and lower and upper sharp based silty-sandy lamination, developed during storm waves activity; C) Chondrites with high burrow index; D) SEM image of the framboidal pyrites.**

طولانی مدت و تنشینی رسوبات را در یک موقعیت کم‌انرژی دور از ساحل در زیرحد موجسار طوفانی ( storm wave

تفسیر: اندازه دانه‌ریز و ضخامت زیاد این مجموعه رخساره‌ای، میزان کم رسوب‌گذاری را در یک بازه زمانی

آیتامیر فراوانی کمی دارد و از مجموعه‌های با ضخامت ۳-۵ متر از تناوب ماسه‌سنگ دانه‌ریز - خیلی دانه‌ریز و سیلتستون نازک لایه ورقه‌ای شکل و شیل متورق خاکستری تیره تشکیل شده است (شکل ۷). سطح زیرین و بالایی لایه‌های ماسه‌سنگی مشخص است (شکل A۸ و B). به صورت پراکنده رخساره‌های Shl، Sp، St و Shcs کوچک مقیاس در طبقات ماسه‌سنگی مشاهده می‌شود (شکل‌های A۵، BV و BA). رسوبات این مجموعه ممکن است الگوی ضخیم‌شونده به طرف بالا را نشان دهند یا الگوی خاصی نداشته باشند (شکل AV). جهت جریان قدیمه در این مجموعه به طرف جنوب- جنوب شرق است (شکل ۲). این مجموعه معمولاً در بین شیل‌های بخش دور از ساحل قرار گرفته است (شکل ۲).

**تفسیر:** حالت تناوب این مجموعه شامل لایه‌های نازک ورقه‌ای شکل ماسه‌سنگ و سیلتستون و مادستون نشان‌دهنده تشکیل این مجموعه در یک موقعیت بین حد موجسار آرام (که با ته‌نشینی مادستون همراه است) و موجسار طوفانی (که با ته‌نشینی لایه‌های ماسه‌سنگ مشخص می‌شود) در محیط حاشیه ساحلی است (برای نمونه Peng et al. 2010; Dashtgard et al. 2020; Degeai et al. 2019; et al.). ارتباط نزدیک این مجموعه با شیل‌های بخش دور از ساحل چنین موقعیت رسوبی را تأیید می‌کند (برای نمونه Cheel 1982; Dott and Bourgeois 1982; and Leckie 1993; Dashtgard et al. 2010; Degeai et al. 2020). رخساره‌های Shl و Shcs تأثیر فرایندهای طوفانی را در تشکیل این رسوبات نشان می‌دهد؛ در صورتی که رخساره‌های St و Sp کوچک مقیاس نشان‌دهنده فعالیت جریان‌های کششی و حمل و نقل رسوبات در شرایط غیرطوفانی است (Plink-Bjorklund 2019).

(base, SWWB) نشان می‌دهد (برای نمونه Aguirre et al. 2019; Peng et al. 2010). پوسته‌های فسیلی مانند آمونیت، هتروهلکس و اکتینودرم (که از انواع غیروابسته به نور است) این تفسیر را تأیید می‌کند. پوسته‌های فسیلی سالم با تزئینات سطحی در چنین شرایط کم‌انرژی‌ای حفظ شده‌اند (مانند Fursich et al. 2009, 2018). موقعیت عمیق این مجموعه رخساره‌ای و در نتیجه گردش آب اندک و میزان کم نفوذ نور موجب حاکمیت یک شرایط کم‌اکسیژن تا احیایی در این موقعیت رسوبی است که با وجود پیریت‌های خوشه‌ای و حجره پرکن، گلاکونیت و فسفات مشخص می‌شود (برای نمونه El-ghali et al. 2006, 2009; Amorosi et al. 2007; Amorosi 2012). در چنین شرایطی فقط ارگانیزم‌هایی که شرایط کم‌اکسیژن را تحمل می‌کنند قادر به فعالیت در بستر رسوبی بوده‌اند؛ این امر به توسعه اثر فسیل‌کنندریس منجر می‌شود که شاخص فعالیت رسوب‌خواری در شرایط کم‌اکسیژن است (برای مرور Angulo and Buatois 2012; Baniak et al. 2014; Sedorko et al. 2018; Rodríguez Tovar et al. 2019). لامینه‌ها و لایه‌های نازک ماسه‌سنگ و سیلتستون با مرز زیرین مشخص و دانه‌بندی تدریجی نشان‌دهنده فعالیت و اثرگذاری دوره‌ای امواج طوفانی در این موقعیت دور از ساحل است (برای نمونه Long and Yip 2009; Fursich et al. 2018). ایجاد چنین جریان‌های موقتی ممکن است همراه با تأمین اکسیژن و مواد غذایی به درون حوضه رسوب باشد که شرایط افزایش فعالیت‌های زیستی و کلونی‌شدن بستر را فراهم می‌آورد.

### مجموعه رخساره‌ای انتقالی دور از ساحل

**توصیف:** این مجموعه رخساره‌ای در توالی مطالعه‌شده سازند



شکل ۷- مجموعه رخساره‌ای بخش انتقالی دور از ساحل (FB). (A) نمای باز از تناوب شیل خاکستری تیره و ماسه‌سنگ‌های بسیار نازک‌لایه که در بالای مجموعه دور از ساحل قرار گرفته است؛ (B) رخساره‌های Sp و Shcs کوچک‌مقیاس در میان‌لایه‌های نازک‌لایه ماسه‌سنگ در بین شیل‌های تیره.

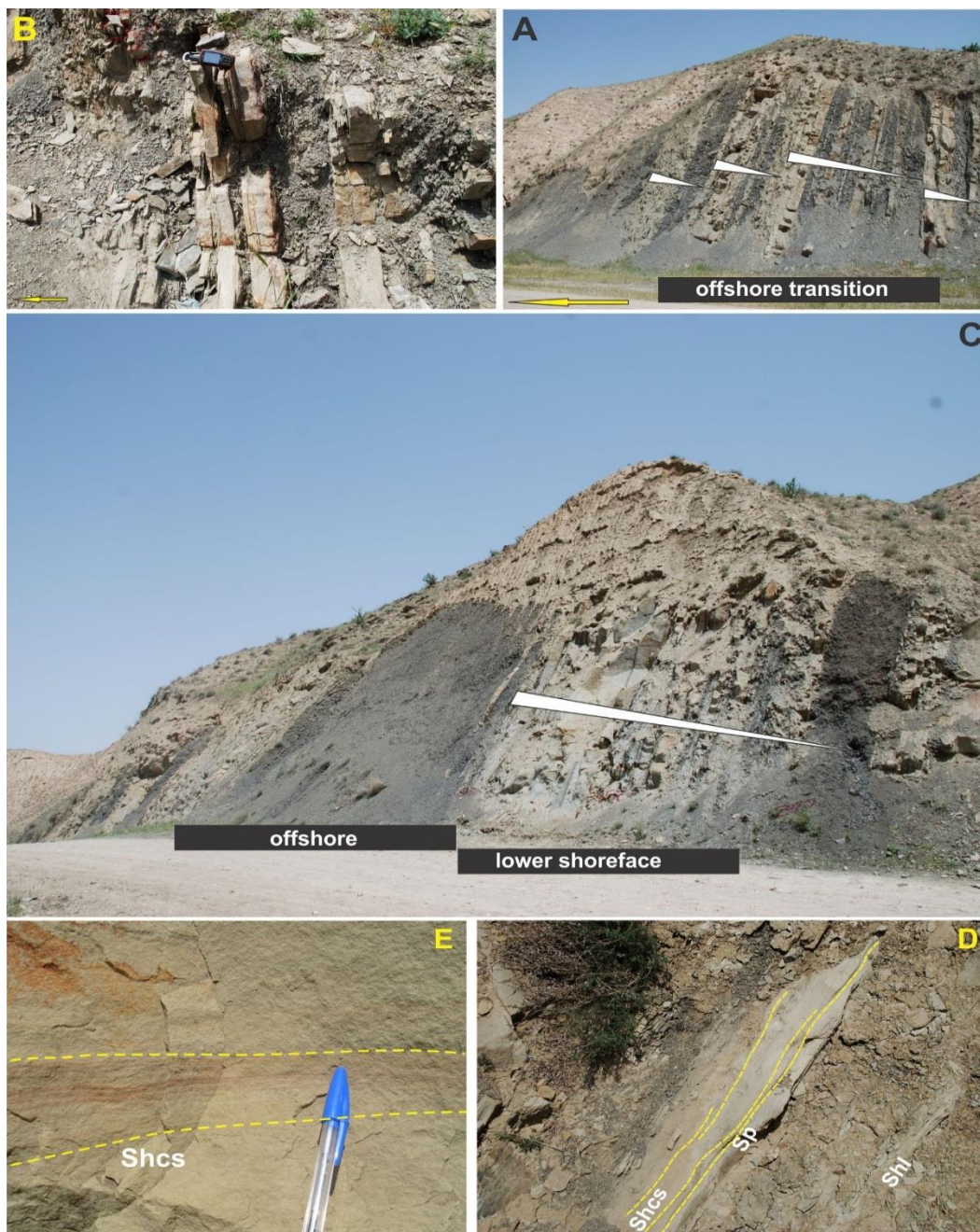
**Fig 7- Offshore transition facies association (FB).** A) open view of the alternation of the gray-dark shale and v. thin bedded sandstone at the upper part of the offshore association, B) small scale Shcs and Sp in the thin bedded sandstone, intercalated in the dark shale.

### مجموعه رخساره‌ای پایین حاشیه ساحلی

**توصیف:** این مجموعه رخساره‌ای عمدتاً از توالی‌های ضخیم‌شونده از تناوب مادستون سیلتی خاکستری تیره و سیلتستون- ماسه‌سنگ گلاکونیتی دانه‌ریز تا خیلی دانه‌ریز و نازک‌لایه (۳-۱۵ سانتی‌متر) تشکیل شده است (شکل C۸). طبقات ماسه‌سنگی- سیلتستون فرم هندسی ورقه‌ای شکل با امتداد جانبی زیاد و سطح زیرین و بالای مشخص دارد. رخساره‌های Shl و Sp و Shcs کوچک‌مقیاس در ماسه‌سنگ‌ها مشاهده شده است (شکل E۸، D). ماسه‌سنگ‌ها در اندازه خیلی دانه‌ریز تا دانه‌ریز هستند و جورشدگی متوسط- خوب دارند (شکل C۴). پوسته‌های فسیلی مانند اکینودرم، آمونیت، بلمینیت و فرامینیفرهای پلانکتونیک مانند هتروهلیکس آلوکم‌های اسکلتی موجود در مادستون‌های این مجموعه است. پیریت حجره پرکن و خوشه‌ای (تا ۶ درصد)، گلاکونیت (تا ۸ درصد)، فسفات و آشفستگی‌های زیستی نیز در این رسوبات معمول است (شکل C۴). آنالیز جهت جریان قدیمه با استفاده از ساختارهای جهت‌دار در این مجموعه نشان‌دهنده روند کلی به طرف بخش‌های جنوب- جنوب شرق است (شکل ۲). این مجموعه رخساره‌ای در ارتباط نزدیک با مجموعه دور از ساحل است (شکل‌های ۲ و C۸).

**تفسیر:** افزایش نسبت ماسه/ گل در این مجموعه رخساره‌ای نسبت به مجموعه FA نشان‌دهنده کاهش عمق

آب در این مجموعه رسوبی است؛ اگرچه وجود مقادیر زیاد رخساره مادستون تیره با ضخامت زیاد در تناوب با طبقات ماسه‌سنگ نازک‌لایه نشان‌دهنده تناوب دوره‌های کم‌انرژی و پرانرژی در موقعیت بخش پایین حاشیه ساحلی است (برای نمونه Bera et al. 2010; Aguirre et al. 2010; Peng et al. 2019). ارتباط نزدیک این مجموعه با رسوبات مادستون تیره بخش دور از ساحل این موضوع را تأکید می‌کند. شرایط کم‌انرژی با گردش آب اندک و دوره‌ای به تهنشینی ضخامت زیاد رسوبات مادستون تیره حاوی پیریت، گلاکونیت و فسفات منجر شده است که حاکمیت شرایط کم‌اکسیژن را در زمان تهنشینی این رسوبات نشان می‌دهد (El-ghali et al. 2006, 2009). دوره‌های پرانرژی‌تر که با تهنشینی رسوبات ماسه‌سنگی با سطح زیرین مشخص همراه است، حاصل افزایش فعالیت امواج عمدتاً طوفانی و منطبق با افزایش میزان رسوب‌گذاری و در عین حال افزایش تأمین اکسیژن و مواد غذایی است (برای مرور Hompson and Storms 2003; Aguirre et al. 2010; Bera et al. 2010; Plink-Bjorklund 2019). تأمین اکسیژن و مواد غذایی به درون حوضه رسوبی و بستر به افزایش فعالیت موجودات در محیط رسوبی منجر شده است که با وجود پوسته‌های فسیلی مانند آمونیت، اکینودرم و فرامینیفرهای پلانکتونیک مشخص می‌شود.



**شکل ۸-** مجموعه‌های رخساره‌ای بخش انتقالی دور از ساحل (A-B) و پایین حاشیه ساحلی (C-E). (A) مجموعه‌های ضخیم‌شونده از تناوب شیل تیره و ماسه‌سنگ‌های ورقه‌ای شکل نازک تا متوسط‌لایه با مرز زیرین و بالایی مشخص؛ (B) ماسه‌سنگ‌های نازک- بسیار نازک‌لایه با لامیناسیون موازی (رخساره Shl)؛ (C) مجموعه ضخیم‌شونده متشکل از شیل تیره دور از ساحل و ماسه‌سنگ‌های نازک- متوسط‌لایه ورقه‌ای شکل پایین حاشیه ساحلی؛ (D) رخساره‌های Shl و Sp و Shcs از کوچک‌مقیاس در ماسه‌سنگ نازک‌لایه؛ (E) رخساره Shcs در طبقات ماسه‌سنگ متوسط‌لایه.

**Fig 8-** Offshore transition (A-B) and lower shoreface (C-E) associations. A) Thickening up-ward of the dark shale and thin-medium bedded sheet like sandstone alternation with lower and upper sharp boundaries of the sandstone beds; B) v. thin- thin bedded sandstone with horizontal lamination (Shl); C) Thickening up-ward package of the offshore and sheet like thin-thick bedded sandstone of the lower shoreface associations; D) Shl, small scale Sp facies and Shcs in the thin bedded sandstone; E) Shcs facies in medium bedded sandstone

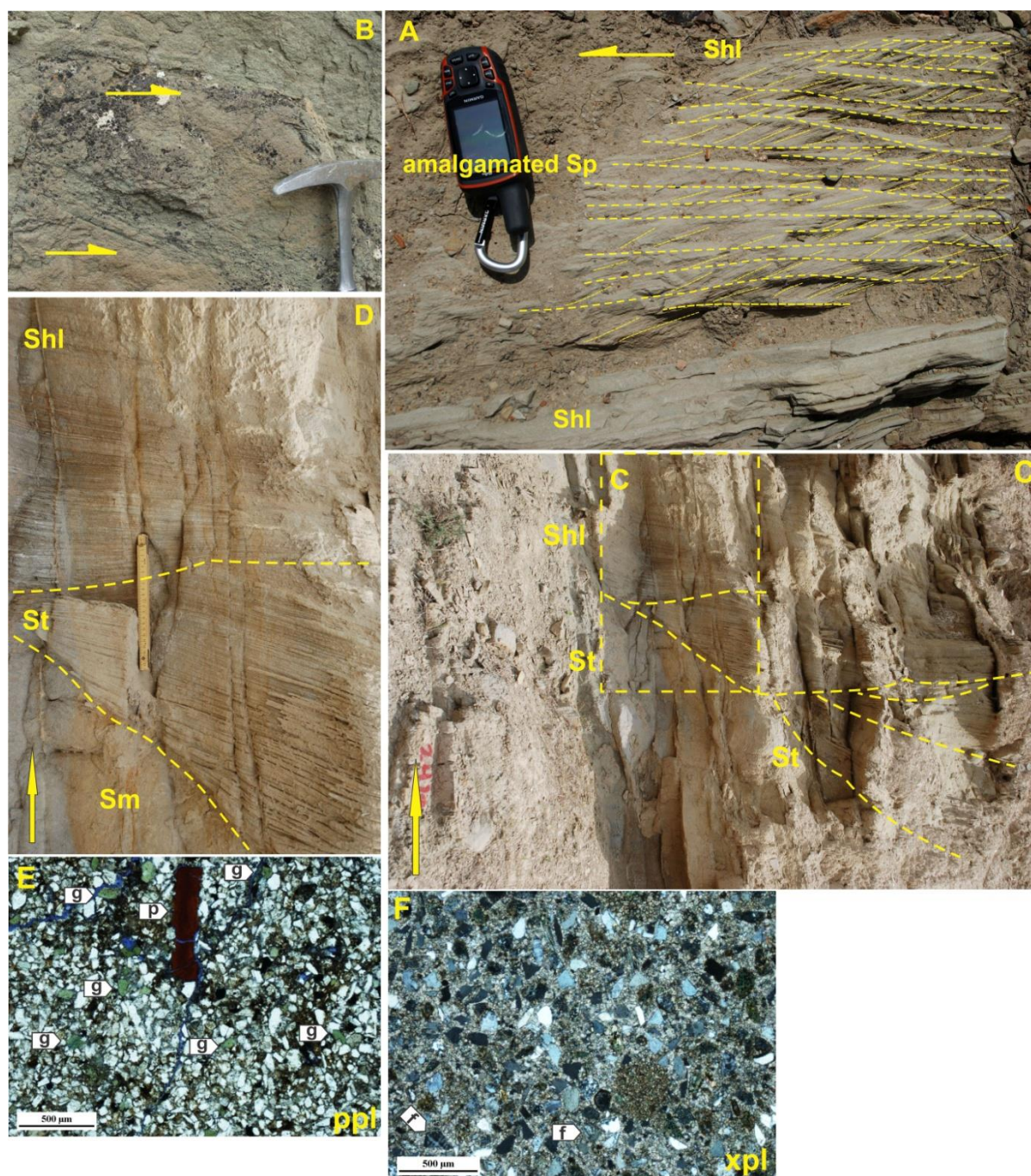


### مجموعه رخساره‌ای میانه- بالای حاشیه ساحلی

**توصیف:** این مجموعه رخساره‌ای که عمدتاً در بخش بالای توالی مطالعه شده گسترش دارد، بیشتر از طبقات ماسه-سنگ ورقه ای شکل انباشته شده (amalgamated) متوسط تا خیلی ضخیم لایه با دانه بندی ریز تا متوسط و جورشدگی متوسط تا خوب تشکیل شده است (شکل های B۴ و ۹). به صورت پراکنده لایه های بسیار نازک از مادستون ماسه ای- سیلتی نیز در این مجموعه مشاهده می شود. رخساره های رسوبی در این بخش شامل Sm، Shl و St و Sp بزرگ مقیاس و انباشته شده است (شکل ۲ و D-A۹). مقادیر اندک پوسته های فسیلی شامل آمونیت، اکینودرم و فرامینیفرهای پلانکتونیک با درجه خردشدگی زیاد در این مجموعه وجود دارد. دانه های گلاکونیت، فسفات و پیریت در این مجموعه وجود دارد، هرچند به فراوانی مجموعه های دیگر نیست (شکل E۹). به صورت پراکنده آشفته گی های زیستی نیز مشاهده شده است. جهت جریان قدیمه در این مجموعه غالباً به طرف جنوب- جنوب شرق و به صورت فرعی به طرف شمال- شمال غرب است (شکل ۲). این مجموعه رخساره ای در بالای مجموعه رخساره ای دور از ساحل قرار دارد (شکل ۲).

**تفسیر:** ساختارهای رسوبی، اندازه درشت رسوبات و حالت انباشته شده طبقات ماسه-سنگ متوسط تا خیلی ضخیم لایه نشان دهنده کاهش شدید عمق آب و افزایش میزان رسوب گذاری و سطح بالای انرژی هیدرولیکی در موقعیت میانه تا بالای حاشیه ساحلی در بالای حد موجسار آرام است؛

جایی که فعالیت پیوسته امواج و جریان های دریایی وجود دارد و عمده رسوبات به صورت کششی (traction) حمل و جابه جا می شوند (برای نمونه Bera 2008; Folkestad and Satur 2010; Dashtgard et al. 2010; Baniak et al. 2014; Plink- et al. 2010; Degeai et al. 2020). رخساره های St و Sp به ترتیب با مهاجرت دون های سه بعدی (3D) با خط الرأس سینوسی و دون های دو بعدی (2D) و در اثر مهاجرت امواج ماسه ای ایجاد شده است (برای نمونه Fabuel-Perez et al. 2011; Schwarz et al. 2010; Frohlich et al. 2009). در چنین موقعیت پراثری ای به دلیل وجود شرایط پراسترس فیزیکی- شیمیایی مانند میزان رسوب گذاری زیاد، آشفته گی بستر رسوبی و ستون آب و بستر رسوبی متحرک، فعالیت موجودات در محیط رسوب گذاری به شدت کاهش می یابد که با وجود پوسته های فسیلی پراکنده به حالت خردشده و آشفته گی های زیستی اندک مشخص می شود (برای نمونه Angulo and Buatois 2012; Baniak et al. 2014; Bayet- Goll et al. 2015; Rodríguez-Tovar et al. 2019). درجه زیاد خردشدگی پوسته های فسیلی و جورشدگی متوسط تا خوب ماسه-سنگ ها نیز نشان دهنده انرژی هیدرولیکی زیاد در چنین موقعیتی در محیط رسوبی است (برای نمونه Sharafi et al. 2014, 2016; Rodríguez- Bayet-Goll et al. 2015; Fursich et al. 2009; 2018 Rodríguez-Tovar et al. 2019). دوره های بسیار کوتاه مدت کاهش میزان رسوب گذاری و کاهش فعالیت امواج و جریان های دریایی به تهنشینی لایه های نازک رسوبات دانه ریز منجر می شود.



شکل ۹- مجموعه میانه- بالای حاشیه ساحلی. A و B) رخساره‌های Shl و Sp انباشته شده در ماسه سنگ دانه ریز متوسط- ضخیم لایه که جهت‌های مختلف جریان قدیمه را نشان می‌دهند؛ C و D) نمای باز و نزدیک از رخساره St بزرگ مقیاس و Shl در ماسه سنگ‌های دانه ریز- متوسط ضخیم لایه؛ E) پلت‌های گلاکونیتی (g) و فسفات (p) در ماسه سنگ دانه ریز؛ F) ماسه سنگ دانه ریز با جورشدگی متوسط- خوب و پتروفاسیس ساب آرکوز (f: فلدسیات پتاسیم).

**Fig 9- Middle- upper shoreface association. A) Amalgamated Sp and Shl in the medium-thick bedded fine-grained sandstone, displayed by the bi-directional paleo-current; C, D) open and close views of the large scale trough cross bed and Shl of the thick- bedded fine-medium grained sandstone; E) Glauconitic pellets (g) and phosphate (p) in the fine-grained sandstone; F) medium-well sorted fine grained sandstone with subarkose petrofacies.**

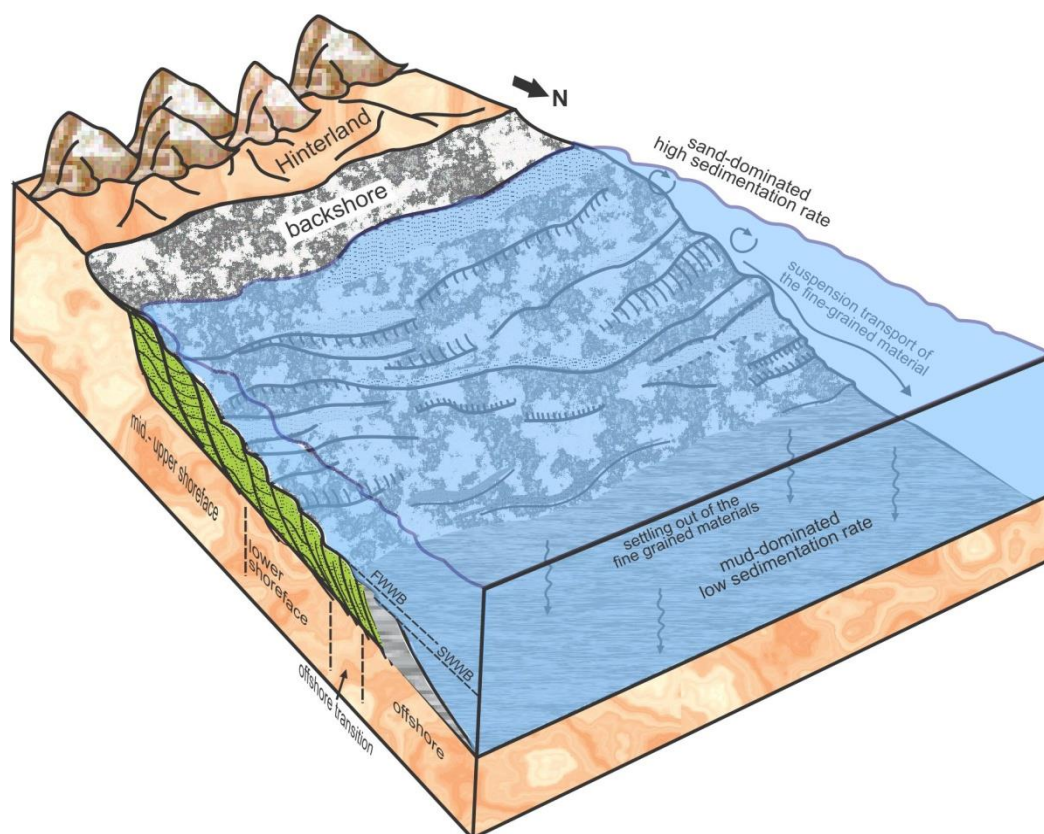
## مدل رسوبی و عوامل کنترل‌کننده

ترکیب رسوبات (سیلیسی - آواری یا کربنات)، اندازه دانه (شیل، ماسه‌سنگ و کنگلومرا)، حالت و فرم هندسی طبقات رسوبی به‌ویژه در رسوبات سیلیسی - آواری، سطح تماس طبقات، حالت انباشتگی رسوبات و مجموعه‌های رسوبی و نوع مدل رسوبی توسعه‌یافته در یک حوضه رسوبی حاصل برهم‌کنش عوامل درون‌حوضه‌ای (authogenic) و خارج حوضه‌ای (allogenic) است (Catuneanu 2006; Long and Yip 2009; Angulo and Buatois et al. 2012; Baniak et al. 2014; Plink-Björklund 2019; Peng et al. 2019). فرایندهای رسوبی مانند امواج آرام و طوفانی، جزر و مد و جریان‌های به‌موازات ساحل (longshore current) به‌مثابه عوامل درون‌حوضه‌ای معمولاً بر ترکیب رسوبات، میزان رسوب‌گذاری، حالت لایه‌بندی و تا حدی الگوی انباشتگی مجموعه‌های رسوبی و تغییرات کوچک‌مقیاس در نوع مجموعه‌های رسوبی و رخساره‌های رسوبی و تافونومی پوسته‌های فیسیلی و اثرفسیل‌ها در موقعیت‌های مختلف یک سیستم رسوبی تأثیر می‌گذارند (Catuneanu 2006). عوامل خارج حوضه‌ای مانند رژیم تکتونیکی، تغییرات جهانی سطح آب دریا و آب‌وهوا در مقیاس بزرگ‌تر بر حوضه رسوبی تأثیر می‌گذارند و تغییرات بزرگ‌مقیاس در میزان رسوب‌گذاری و الگوی انباشتگی توالی‌های رسوبی و نوع سیستم رسوبی را ایجاد می‌کنند (Folkestad and Satur 2008; Gawthorpe and Leeder 2000; Yoshida et al. 2007; Neto and Catuneanu 2010). رسوبات سازند آیتامیر در ناحیه دشت گرگان در سیستم رسوبی حاشیه ساحلی ته‌نشین شده که متشکل از چهار زیرمحیط دور از ساحل، بخش انتقالی دور از ساحل، پایین حاشیه ساحلی و میانه - بالای حاشیه ساحلی است (شکل ۱۰). الگوی درشت‌شونده - ضخیم‌شونده مجموعه‌های رسوبی که نشان‌دهنده افزایش پیوسته انرژی هیدرولیکی است و حالت ورقه‌ای شکل طبقات ماسه‌سنگی در توالی مطالعه‌شده (شکل A، C) از تعداد زیادی سیستم‌های رسوبی حاشیه ساحلی توسعه‌یافته در فلات‌های آواری در نقاط مختلف دنیا

گزارش شده است (برای نمونه; Hampson and Storms 2003; Bera et al. 2010; Bhattacharya et al. 2011; Angulo and Buatois 2012; Zecchin and Catuneanu 2013; Baniak et al. 2014; Bayet-Goll et al. 2015; Peng et al. 2019; Plink-Björklund 2019). وجود دانه‌های گلاکونیت و پوسته‌های فیسیلی شاخص دریای باز در کنار اختصاصات گفته‌شده، این سیستم رسوبی را از سیستم‌های دلتایی متمایز می‌کند؛ اگرچه ماسه‌سنگ‌های بخش پیشانی دلتا به‌ویژه در انواع زیر نفوذ امواج می‌تواند الگوی انباشتگی و فرم هندسی (ورقه‌ای‌شکل در ماسه‌سنگ‌ها) مشابه با سیستم حاشیه ساحلی داشته باشد (مانند Bhattacharya et al. 2011; Jorissen et al. 2018; Degeai et al. 2020)؛ اما از آنجایی که سایر بخش‌های سیستم دلتایی در توالی مطالعه‌شده شناسایی نشده است، سیستم رسوبی حاشیه ساحلی برای توالی سازند آیتامیر در ناحیه مطالعه‌شده در نظر گرفته شده است. در توالی مطالعه‌شده در بخش دور از ساحل توالی ضخیمی از مادستون‌های خاکستری تیره با مقادیر فراوان پیریت خوشه‌ای و حجره پرکن و اثرفسیل کندریتس مشاهده شده است که دوره طولانی مدت کاهش شدید میزان رسوب‌گذاری و انرژی هیدرولیکی، گردش آب اندک و حاکمیت شرایط کم‌اکسیژن تا احیایی در بستر رسوبی در حوضه رسوبی کپه‌داغ را نشان می‌دهد. در این مرحله حوضه رسوبی به حالت پرنشده (underfilled) مشخص می‌شود (Catuneanu 2006; Neto and Catuneanu 2010)؛ در این حالت، فضای رسوب‌گذاری ایجادشده با گسل‌ها که امتداد شمال غربی - جنوب شرقی دارند و در یک رژیم تکتونیکی کششی (Bagheri and Stampfli 2008; Afshar-Harb 1994) توسعه داشته‌اند، از میزان تأمین رسوب به مراتب بالاتر بوده است؛ علاوه بر این با افزایش جهانی سطح آب دریا در زمان آلین (Haq 2014) و غرق‌شدن بخش‌های عظیمی از نواحی کم‌عمق ساحلی در حوضه رسوبی کپه‌داغ که خود منشأ رسوبات آواری هستند، میزان ورود رسوبات دانه‌درشت به درون حوضه کاهش می‌یابد و در عین حال مناطق وسیع‌تری از حوضه را در معرض ته‌نشینی رسوبات دانه‌ریز قرار می‌دهد. با افزایش میزان رسوب‌گذاری متأثر از افزایش

مطالعه شده است (Dashtgard et al. 2010; Bhattacharya et al. 2011; Angulo and Buatois 2012; Zecchin and Catuneanu 2013; Sharafi et al. 2014, 2016; Bayet-Goll et al. 2015; 2019; Peng et al. 2018; Jorissen et al. 2018). ساختار تکتونیکی و الگوی توسعه گسل‌ها در حوضه کپه‌داغ از عوامل کنترل‌کننده بزرگ مقیاس در ایجاد سیستم حاشیه ساحلی زیر نفوذ امواج بوده است. گسل‌های ساختاری گسترش یافته در این حوضه روند شرق/ جنوب شرق - غرب/ شمال غربی است که این الگو موجب ایجاد ساختار ساحلی باز (open coast) منطبق با روند گسل‌ها می‌شود. در این حالت جریان‌های دریایی منتج از امواج، عامل اصلی جابه‌جایی و حمل و نقل رسوبات بوده است و بدین ترتیب با تشدید فعالیت امواج، سیستم/ مجموعه‌های رسوبی مرتبط با آن از نوع زیر نفوذ امواج تشکیل می‌شود (Folkestad and Satur 2008) که این ویژگی با عنوان کنترل یا اثر توپوگرافی (topographic effect/control) شناخته می‌شود (Richards 1991; Yoshida et al. 2007). در مقابل در سیستم‌های ساختاری نیمه‌گرانی یا وجود گسل‌های عمود بر خط ساحلی در حوضه رسوبی به علت ایجاد توپوگرافی پناهگاهی (topographic sheltering) از فعالیت و قدرت امواج به شدت کاسته خواهد شد و فرایند رسوبی غالب از نوع جزر و مد خواهد بود (Richards 1991; Mellere and Steel 1996; Gawthorpe and Leeder 2000; Yoshida et al. 2007; Folkestad and Satur 2008).

فعالیت‌های تکتونیکی، میزان ورود رسوبات دانه‌درشت به درون حوضه افزایش می‌یابد که این موضوع به تشکیل طبقات نازک تا ضخیم لایه ماسه‌سنگ و افزایش نسبت ماسه/ مادستون به تدریج در بخش‌های پایین تا بالای حاشیه ساحلی و ایجاد الگوی ضخیم‌شوندگی به طرف بالا منجر می‌شود. در این مرحله حوضه رسوبی به ترتیب پر شده (filled) تا بیش از حد پر شده (overfilled) بوده است (Catuneanu 2006; Neto and Catuneanu 2010). با کاهش عمق آب در این مرحله و توسعه بخش پایین تا بالای حاشیه ساحلی، بستر رسوبی به‌طور فزاینده‌ای متأثر از امواج قرار گرفته و افزایش میزان رسوب گذاری و انرژی هیدرولیکی به کاهش شدید فعالیت موجودات و در نتیجه فراوانی اندک پوسته‌های فسیلی و آشفستگی‌های زیستی (به‌ویژه در بخش میانه - بالای حاشیه ساحلی) در این بخش از محیط رسوبی منجر شده است (Bhattacharya et al. 2011; Angulo and Buatois 2012; Zecchin and Catuneanu 2013; Peng et al. 2019; Rodríguez-Tovar et al. 2019). در نهایت وجود طبقات ماسه‌سنگ با سطح زیرین و بالایی مشخص، لامیناسیون‌های ماسه‌ای و سیلتی با سطح زیرین مشخص و دانه‌بندی تدریجی و رخساره‌های مادستون ماسه‌ای - سیلتی و طبقه‌بندی مورب پشته‌ای نشان‌دهنده توسعه یک سیستم رسوبی حاشیه ساحلی زیر نفوذ امواج (wave-dominated) برای رسوبات سازند آیتامیر در ناحیه



شکل ۱۰- مدل رسوبی شماتیک سازند آیتامیر در ناحیه مطالعه شده که از نوع حاشیه ساحلی و شامل چهار زیرمحیط دور از ساحل، بخش انتقالی دور از ساحل، پایین حاشیه ساحلی و میانه- بالای حاشیه ساحلی است.

**Fig 10-** Schematic depositional model of the Aitamir Formation in the studied area which displays a shoreface system with four sub-environments include offshore, offshore transition, lower and mid- upper shoreface associations.

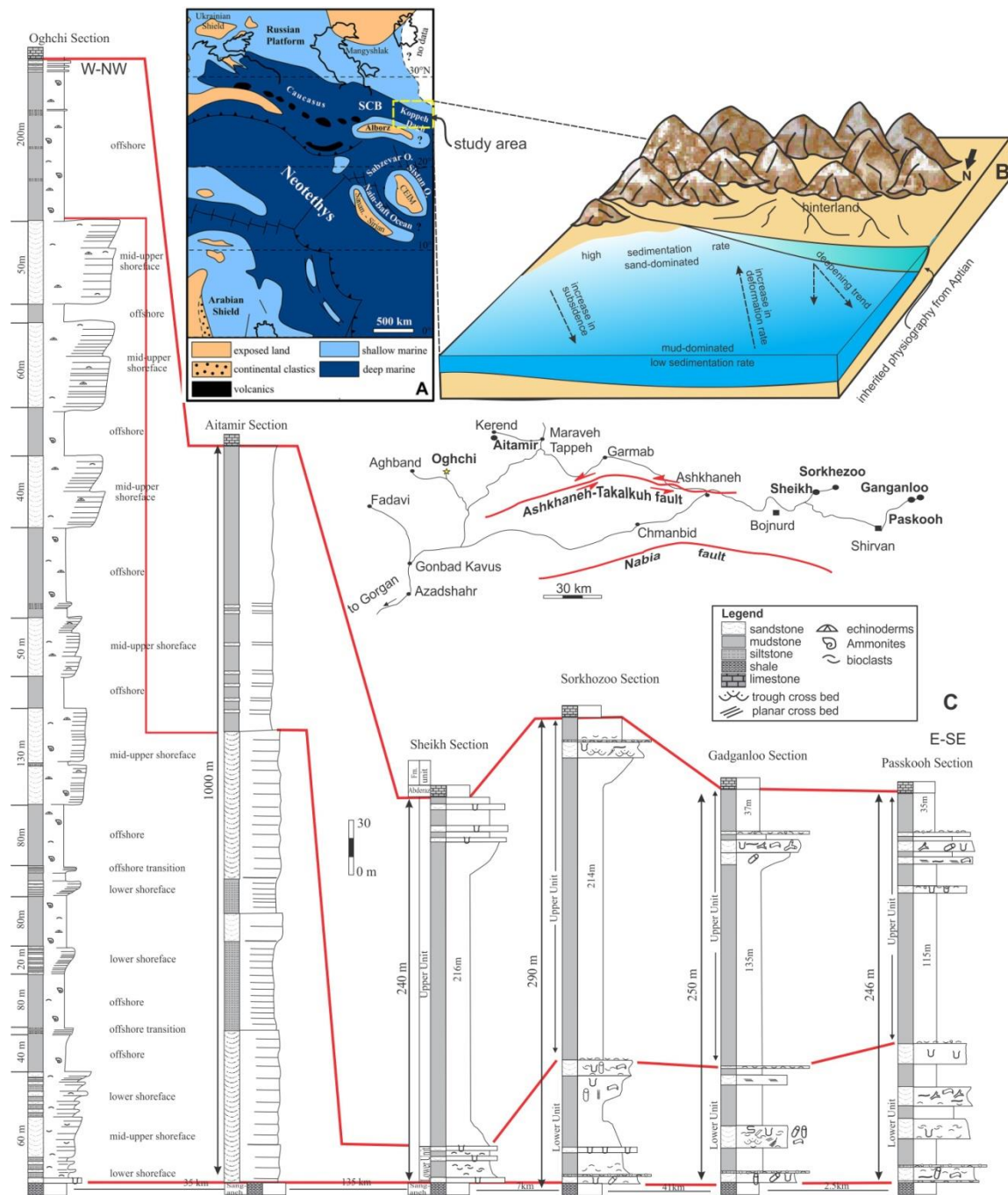
علاوه بر این می‌توان این روند را منطبق با افزایش میزان تغییر شکل و بالا آمدگی در ناحیه نزدیک‌تر به منشأ (شرق و جنوب شرق) و کاهش تأثیر آن در بخش‌های عمیق‌تر حوضه (شمال- شمال غرب) در نظر گرفت (Robert et al. 2014). افزایش میزان تأمین/ رسوب‌گذاری رسوبات آواری دانه‌درشت در بخش‌های شرقی که با طبقات ضخیم ماسه‌سنگ مشخص می‌شود، این موضوع را تأیید می‌کند. آنالیز جهت جریان قدیمه در مجموعه‌های ماسه‌سنگی نیز نشان‌دهنده یک روند اصلی به طرف جنوب- جنوب شرق برای ساختارهای جهت‌دار است که این موضوع با توجه به فرایند رسوبی غالب در این سیستم رسوبی که از نوع امواج دریایی است، موجه است و وجود ناحیه خشکی (hinterland) را در بخش جنوبی حوضه نشان می‌دهد. افزایش نسبت رسوبات ماسه‌سنگ به شیل (در مقیاس کل

بررسی روند تغییرات ضخامت توالی‌های سازند آیتامیر و مجموعه‌های رسوبی در برش مطالعه‌شده در غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ و برش‌های مرکزی مانند ناودیس‌های شیخ و بی‌بهره (Sharafi et al. 2012) نشان‌دهنده تغییر شدید ضخامت در یک روند کلی شرق- جنوب شرق به شمال- شمال غرب است (شکل C۱۱)؛ به طوری که در ناودیس‌های بی‌بهره و شیخ در بخش مرکزی حوضه کپه‌داغ ضخامت سازند آیتامیر به ترتیب ۲۴۶ (برش پسکوه) تا ۲۵۰ متر (برش گدگانلو) و ۲۴۰ (برش شیخ) تا ۲۹۰ متر (برش سرخزو) است؛ در حالی که ضخامت این سازند در بخش غربی حوضه مانند برش مقطع تیپ در روستای آیتامیر ۱۰۰۰ متر است و در برش اقچی به ۱۶۳۰ متر می‌رسد. چنین روندی به خوبی نشان‌دهنده افزایش فضای رسوب‌گذاری حاصل از فرونشینی در بخش‌های شمالی- شمال غربی حوضه است (شکل B۱۱)؛

نمونه در ناودیس شیخ دو برش شیخ و سرخزو با فاصله حدود ۷ کیلومتر تفاوت ضخامت زیادی دارند (۲۴۰ متر برش شیخ و ۲۹۰ متر برش سرخزو) یا برش مقطع تیپ با ضخامت ۱۰۰۰ متر و برش اقچی با ضخامت ۱۶۳۰ متر (شکل ۱۱C). چنین تغییراتی نشان‌دهنده فضای رسوب‌گذاری متفاوت و به‌طور کلی وضعیت مورفولوژیکی به‌شدت متغیر در حوضه رسوبی کپه‌داغ است که عمدتاً از عناصر ساختاری و حالت هورست-گرا بن و نیمه‌گرا بنی متعدد گسترش‌یافته در این حوضه تأثیر پذیرفته است. در زمان ته‌نشینی سازند آیتامیر مورفولوژی به ارث رسیده از زمان بارمین به‌شدت بر توالی‌های رسوبی ته‌نشین‌شده در بخش‌های مختلف حوضه کپه‌داغ تأثیر گذاشته است. از جمله این گسل‌ها که در بخش غربی کپه‌داغ توسعه داشته‌اند، سه گسل نابیا، آشخانه-تکل کوه و خور خود هستند (Bretis et al., 2012; Golafshani et al., 2020). درباره ناحیه مطالعه‌شده دنباله غربی گسل اصلی و طولیل آشخانه-تکل کوه به برش مطالعه‌شده (اقچی) بسیار نزدیک است که ممکن است فضای رسوب‌گذاری را برای ته‌نشینی ضخامت زیاد رسوبات سازند آیتامیر در این ناحیه فراهم کرده و موجب تغییر ضخامت زیاد نسبت به برش تیپ آیتامیر شده باشد. با توجه به اینکه این دو برش فاصله نسبتاً زیادی از هم دارند (حدود ۳۵ کیلومتر)، اگرچه روند کلی تغییرات ضخامت از شرق به غرب حوضه رعایت شده است، در مقیاس محلی‌تر و در بخش غرب حوضه به مانند دو برش مرکزی بیان‌شده در ناودیس شیخ، تأثیر گسل آشخانه-تکل کوه موجب تغییر ضخامت زیاد این دو برش نسبت به یکدیگر شده است.

در پایان گفتنی است توسعه توالی ضخیمی از رسوبات مادستون خاکستری تیره با مقادیر زیاد پیریت و اترسپیل کندریتس که نشان‌دهنده وجود شرایط کم‌اکسیژن تا احیایی در بستر رسوبی در زمان ته‌نشینی رسوبات سازند آیتامیر است، این رسوبات را (دست‌کم در برش‌های عمیق و حوضه‌ای) برای مطالعات اکتشاف هیدروکربن و به‌منابۀ کاندیدای سنگ‌منشأ مطرح می‌کند.

توالی و فراوانی گلاکونیت منطبق با روند یادشده نیز کاملاً مشهود است؛ به‌طوری که در برش‌های مرکزی فراوانی گلاکونیت در ماسه‌سنگ‌ها به‌طور میانگین ۱۲-۱۵ درصد (ناودیس بی‌بهره) و ۸-۱۴ درصد (ناودیس شیخ) و در برش اقچی به‌طور میانگین ۶ درصد است. فرایند گلاکونیتی‌شدن برای توسعه به تأمین و تبادل یونی بین آب و رسوب نیاز دارد که این تبادل با گردش آب مناسب در یک محیط دریایی عمدتاً کم‌عمق مانند حاشیه ساحلی کنترل و تسهیل می‌شود (Amorosi et al. 2007; Amorosi 2012)؛ بدین ترتیب در حالت کلی افزایش عمق حوضه رسوبی در بخش‌های غربی-شمال غربی و شرایط طولانی مدت سکون در حوضه با گردش آب اندک در محیط رسوبی (که با وجود ضخامت زیاد شیل‌های تیره مشخص می‌شود) مانع تبادل یونی و توسعه فرایند گلاکونیتی‌شدن در برش مطالعه‌شده نسبت به برش‌های شرقی شده است. در همین زمینه، در برش‌های شرقی و مرکزی حوضه رسوبی کپه‌داغ، تجمعات فسیلی با تنوع فسیلی زیاد و حاوی مجموعه‌های فونی شاخص دریای باز و همچنین اترفسیل‌های متنوع شناسایی شده است (مانند Sharafi et al. 2012) که به‌طور کلی نشان‌دهنده گردش آب مناسب و اکسیژن زیاد در ستون آب و بستر رسوبی است و موجب افزایش تولید و تکثیر موجودات حاضر در محیط رسوبی می‌شود. در مقابل در برش مطالعه‌شده تنوع و فراوانی پوسته‌های فسیلی و اترفسیل‌ها به‌شدت کم است که این موضوع در کنار ضخامت زیاد شیل‌های تیره با اختصاصات بیان‌شده، جایگاه عمیق و شرایط غالب کم‌اکسیژن را برای رسوبات سازند آیتامیر در برش اقچی اثبات می‌کند. نتایج به‌دست‌آمده با نقشه‌های جغرافیای دیرینه برای حوضه خاورمیانه و ناحیه کپه‌داغ همخوانی دارد؛ به‌طوری که در بازه زمانی آلبین-سنومانین حوضه رسوبی کپه‌داغ با رسوبات و سیستم‌های رسوبی کم‌عمق تا عمیق با روند جنوب-جنوب شرق به شمال-شمال غرب مشخص می‌شود (شکل ۱۱A)؛ (Philip and Floquet 2000; Wilmsen et al. 2013)؛ علاوه بر روند کلی بیان‌شده، تغییرات ضخامت شدید در برش‌های نسبتاً نزدیک به هم در سازند آیتامیر مشاهده می‌شود؛ برای



شکل ۱۱- A) جغرافیای دیرینه ناحیه خاورمیانه شامل حوضه کپه‌داغ که نشان‌دهنده توسعه فلات‌های کم‌عمق تا عمیق است ( Philip and Floquet 2000); B) مدل جغرافیای دیرینه حوضه کپه‌داغ در زمان تنشینی سازند آیتامیر (آلبین - سنومانین) که نشان‌دهنده یک روند عمیق‌شوندگی جنوب / جنوب شرق - شمال / شمال غرب و افزایش میزان فرونشینی منطبق با این روند است؛ C) انطباق ناحیه‌ای توالی‌های سازند آیتامیر که نشان‌دهنده تغییر شدید ضخامت مجموعه‌های رسوبی و افزایش واحدهای شیلی از جنوب شرق به شمال غرب منطبق با روند عمیق‌شوندگی حوضه رسوبی کپه‌داغ است.

**Fig 11- A)** Paleogeography map of the Middle East including Kopet- Dagh, which displays shallow to deep shelf development (Philip and Floquet 2000); **B)** Paleogeography model of Kopet- Dagh Zone during deposition of the Aitamir Fm. (Albian- Cenomanian) which displays a generally deepening trend from S-SE to N-NW and as well as an increase in subsidence in this direction; **C)** Regional correlation of the Aitamir successions, indicates considerable changes in the sedimentary package thickness and increase in shale packages from SE to the NW of the Kopet-Dagh Basin which is correlated with deepening trend in this basin.

## نتیجه

به ایجاد و گسترش مجموعه‌های رسوبی مرتبط با سیستم حاشیه ساحلی زیر نفوذ امواج انجامیده است. حضور مجموعه‌های رسوبی ضخیم از شیل تیره حاوی پیریت‌های خوشه‌ای و حجره پرکن نشان‌دهنده تشکیل آنها در بخش‌های عمیق حوضه و با شرایط کم‌اکسیژن است که این رسوبات را به‌مثابه رسوبات مستعد مطالعات اکتشاف هیدروکربن مطرح می‌کند.

رسوبات سیلیسی-آواری سازند آیتامیر (آلبین-سنوماین) در برش اچچی در ناحیه دشت گرگان شامل توالی ضخیمی از رسوبات شیل خاکستری تیره و ماسه‌سنگ‌های نازک تا بسیار ضخیم‌لایه است که در یک سیستم رسوبی حاشیه ساحلی زیر نفوذ امواج نهشته شده‌اند. چهار مجموعه رخساره‌ای شامل دور از ساحل، انتقالی دور از ساحل، پایین حاشیه ساحلی و میانه-بالای حاشیه ساحلی در این رسوبات شناسایی شده است. مجموعه دور از ساحل شامل توالی ضخیمی از شیل‌های متورق تیره‌رنگ حاوی پیریت خوشه‌ای است که ته‌نشینی در زیر حد موجسار طوفانی و شرایط کم‌اکسیژن را نشان می‌دهد. مجموعه انتقالی دور از ساحل شامل مجموعه ناجور سنگی از رخساره‌های Fm و Sp، Shl، St و Shcs کوچک‌مقیاس است. مجموعه‌های پایین و میانه-بالای حاشیه ساحلی به ترتیب متشکل از رخساره‌های Fm، Sp، Sm، Shl و Shcs کوچک‌مقیاس و Sm، Shl و St و Sp بزرگ‌مقیاس و انباشته شده است که در مجموع توالی‌های ضخیم‌شونده از تناوب شیل تیره و ماسه‌سنگ‌های نازک تا خیلی ضخیم‌لایه را تشکیل می‌دهند که الگوی تپیک سیستم حاشیه ساحلی را نشان می‌دهد.

انطباق ناحیه‌ای توالی‌های سازند آیتامیر در حوضه رسوبی کپه‌داغ، افزایش تأثیر فرونشینی تکتونیک را در ایجاد فضای رسوب‌گذاری و کاهش میزان رسوب‌گذاری/تأمین رسوب را در بخش‌های شمال-شمال غربی نشان می‌دهد؛ علاوه بر این روند کلی، تغییرات شدید در ضخامت توالی‌های سازند آیتامیر حتی در فواصل کوتاه بیان‌کننده تأثیر مورفولوژی به ارث رسیده حوضه رسوبی کپه‌داغ در نتیجه فعالیت گسل‌های نرمال در زمان کرتاسه میانی و ایجاد ساختارهای هورست و گرابنی و نیمه‌گرابنی متعدد بر فضای رسوب‌گذاری در بخش‌های مختلف حوضه است. روند شرق/جنوب شرق-شمال/شمال غرب گسل‌های ساختاری حوضه رسوبی کپه‌داغ موجب توسعه ساحل باز و تشدید فعالیت امواج در این حوضه در زمان آلبین-سنوماین شده که

## References

- Afshar-Harb A. 1994. Geology of the Kopet-Dagh Iran (in Persian). Geological Survey of Iran, Tehran, 265 pp.
- Aguirre J. Gibert, J.M. Bernabeu A.P. 2010. Proximal-distal ichnofabric changes in a siliciclastic shelf, Early Pliocene, Guadalquivir Basin, southwest Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291: 328-337.
- Amorosi A. 2012. The occurrence of glaucony in the stratigraphic record: distribution patterns and sequence-stratigraphic significance. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* 45: 37-54.
- Amorosi A. Sammartino I. and Tateo F. 2007. Evolution patterns of glaucony maturity: A mineralogical and geochemical approach. *Deep-Sea Research II* 54: 1364-1374.
- Angulo S. Buatois L.A. 2012. Ichnology of an Upper Devonian-Lower Mississippian low-energy seaway: the Bakken Formation of subsurface Saskatchewan, Canada: assessing paleoenvironmental controls and biotic responses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 315-316: 46-60.
- Bagheri S. and Stampfli G.M. 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451: 123-155.
- Baniak G.M. Gingras M.K. Burns B. Pemberton S.G. 2014. An example of a highly bioturbated, storm-influenced shoreface deposit: upper Jurassic Ula Formation, Norwegian North Sea. *Sedimentology* 61: 1261-1285.
- Bayet-Goll A. Carvalho C.N. Gharaei M.H.M. Nadaf R. 2015. Ichnology and sedimentology of a shallow marine Upper Cretaceous depositional system (Neyzar Formation, Kopet-Dagh, Iran): Palaeoceanographic influence on ichnodiversity. *Cretaceous Research* 56: 628-646.
- Bera M.K. Sarkar A. Chakraborty P.P. Ravikant V. Choudhury A.K. 2010. Forced regressive shoreface sandstone from Himalayan foreland: Implications to early Himalayan tectonic evolution. *Sedimentary Geology* 229: 268-281.



- sea-level changes. *Journal of African Earth Sciences* 57: 279-296.
- Fürsich F.T. Werner, W. Schneider S. 2009. Autochthonous to parautochthonous bivalve concentrations within transgressive marginal marine strata of the Upper Jurassic of Portugal. *Palaeobiology, Palaeoenvironment* 89: 161–190.
- Fürsich F.T. Uchman A. Alberti M. Pandey D.K. 2018. Trace fossils of an amalgamated storm-bed succession from the Jurassic of the Kachchh Basin, India: The significance of time-averaging in ichnology. *Journal of Palaeogeography*, 7(1): 14-31.
- Gawthorpe R.L. Leeder M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12: 195–218.
- Hampson G.J. Storms J.E.A. 2003. Geomorphological and sequence stratigraphic variability in wave-dominated, shoreface-shelf parasequences. *Sedimentology* 50: 667-701.
- Haq B.U. 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change* 113: 44–58.
- Jorissen E.L. Leeuw A.D. C.G.C. Baak Mandic O. Stoica M. Abels H.A. Krijgsman W. 2018. Sedimentary architecture and depositional controls of a Pliocene river-dominated delta in the semiisolated Dacian Basin, Black Sea. *Sedimentary Geology*, 368:1-23.
- Golafshani, T., Khanebad, M., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Feizy, A., 2020. Carbonate platform evolution of the Tirgan formation during Early Cretaceous (Urgonian) in the eastern Kopet-Dagh Basin, northeast Iran: depositional environment and sequence stratigraphic Significance. *Carbonates and Evaporites*, 35, 110.
- Kalantari A. 1987. Biofacies Map of Kopet Dagh Region. Exploration and Production. National Iranian Oil Company, Tehran.
- Kkajehyazdi M. 2004. Petrology and sedimentary environment of the Aitamir Fm. (S Aghdarband), E Kopet-Dagh Basin. M.Sc. thesis, Ferdowsi University of Mashhad, 228p.
- Long D.G.f. Yip S.S. 2009. The Early Cambrian Bradore Formation of Southeastern Labrador and adjacent parts of Quebec: Architecture and genesis of clastic strata on an early Paleozoic wave-swept shallow marine shelf. *Sedimentary Geology* 215: 50–69.
- Mellere D. Steel R.J. 1996. Tidal sedimentation in Inner Hebrides half grabens, Scotland: the Mid-Jurassic Berreraig Sandstone Formation. In: De Baptist, M., Jacobs, P. (Eds.), *Geology of Siliciclastic Seas*. Special Publication, Geological Society of London 117: 49–79.
- Miall A.D. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology* (4<sup>th</sup> corrected printing). Springer, Berlin. 582 p.
- Bhattacharya J.P. Garza Y.Z.D. Blankenship E. 2011. Evaluating delta asymmetry using three-dimensional facies architecture and ichnological analysis, Ferron 'Notom Delta', Capital Reef, Utah, USA. *Sedimentology* 58: 478-507.
- Bretis B. Grasemann B. Conrad F. 2012. An active fault zone in the Western Kopeh Dagh (Iran). *Austrian Journal of Earth Sciences* 105, 95-107.
- Catuneanu O. 2006 *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, 375 p.
- Cheel R.J. Leckie D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. *Sedimentology* 1: 103-122.
- Dashtgard S.E. MacEachern J.A. Frey S.E. and Gingras M.K. 2010. Tidal effects on the shoreface: Towards a conceptual framework. *Sedimentary Geology* 279: 42-61.
- Degeai J. Phl Bertoncello F. Vacchi M. Augustin L. Devillers B. 2020. A new interpolation method to measure delta evolution and sediment flux: application to the late Holocene coastal plain of the Argens River in the western Mediterranean. *Narine Geology*. 424: wo6159.
- Dott R.H. Bourgeois J. 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin* 93: 663-680.
- El-ghali M.A.K. Mansurbeg H. Morad S. Al-Aasm I. and Ramseyer K. 2006. Distribution of diagenetic alterations in glaciogenic sandstones within a depositional facies and sequence stratigraphic framework: Evidence from the Upper Ordovician of the Murzuq Basin, SW Libya. *Sedimentary Geology* 190: 323–351.
- El-ghalia M.A.K. Morad S. Mansurbeg H. Caja M.A. Sirat M. and Ogle N. 2009. Diagenetic alterations related to marine transgression and regression in fluvial and shallow marine sandstones of the Triassic Buntsandstein and Keuper sequence, the Paris Basin, France. *Marine and Petroleum Geology* 26: 289–309.
- Fabuel-Perez I. Redfern J. Hodgetts D. 2009. Sedimentology of an intra-montane rift-controlled fluvial dominated succession: The Upper Triassic Oukaimeden Sandstone Formation, Central High Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology* 218: 103-140.
- Folk R.L. 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hamphill, Austin, Texas, 182 p.
- Folkestad A. Satur N. 2008. Regressive and transgressive cycles in a rift-basin: Depositional model and sedimentary partitioning of the Middle Jurassic Hugin Formation, Southern Viking Graben, North Sea. *Sedimentary Geology* 207: 1-21.
- Frohlich S. Petitpierre L. Redfern J. Grech P. Bodin S. Lang, S., 2010. Sedimentological and sequence stratigraphic analysis of Carboniferous deposits in western Libya: Recording the sedimentary response of the northern Gondwana margin to climate and

- Saidi A. Andalibi M.J. Saidi A. 1993. Geological Map of Iran. 1:250,000 Series, Sheet No. H3, Gonbad-kavous. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Schwarz E. Veiga, G.D. Spalletti L.A. Massafiero J.L. 2011. The transgressive infill of an inherited-valley system: The Springhill Formation (lower Cretaceous) in southern Austral Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 28: 1218-1241.
- Sedorko D. Netto R.G. Horodyski R.S. 2018. A Zoophycos carnival in Devonian beds: Paleoeological, paleobiological, sedimentological, and paleobiogeographic insights. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 507: 188–200.
- Sharafi M. Ashuri M. Mahboubi A. Moussavi-Harami R. 2012. Stratigraphic application of Thalassinoides ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surfaces (Mid-Cretaceous), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Palaeoworld* 21: 202-216.
- Sharafi M. Longhitano S.G. Mahboubi A. Moussavi-Harami R. and Mosaddegh H. 2016. Sedimentology of a transgressive mixed-energy (wave/tide-dominated) estuary, Upper Devonian Geirud Formation (Alborz Basin, northern Iran). *International Association of Sedimentologists, Wiley Blackwell* 48: 261-292.
- Sharafi M. Mahboubi A. Moussavi-Harami R. Mosaddegh H. Gharaie M.H.M. 2014. Trace fossils analysis of fluvial to open marine transitional sediments: Example from the Upper Devonian (Geirud Formation), Central Alborz, Iran. *Palaeoworld* 23: 50–68.
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Ashuri, M., Rahimi, B., 2013. Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Aitamir Formation (Albian–Cenomanian), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 67-68, 171-186.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52, 1229-1258.
- Wilmsen M. Fürsich F.T. Majidifard M.R. 2013. The Shah Kuh Formation, a latest Barremian e Early Aptian carbonate platform of Central Iran (Khur area, Yazd Block). *Cretaceous Research* 39: 183-194.
- Wilmsen M. Fürsich F.T. Seyed-Emami K. Majidifard M.R. Taheri J. 2009. The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova* 21: 211-218.
- Yoshida S. Steel R.J. Dalrymple R.W. 2007. Changes in depositional processes -an ingredient in a new generation of sequence-stratigraphic models. *Journal of Sedimentary Research* 77: 447–460.
- Zecchin M. Catuneanu O. 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology* 39: 1-25.
- Mosavinia A. Wilmsen M. 2011. Cenomanian Acanthoceratoidea (Cretaceous Ammonoidea) from the Aitamir Formation (Koppeh Dagh, NE Iran): taxonomy and stratigraphic implications. *Acta Geologica Polonica* 61: 175–192.
- Mosavinia A. Wilmsen M. Asghar Aryai A. Chahida M.R. Lehmann J. 2007. Mortoniceratinae (Ammonitina) from the Upper Albian (Cretaceous) of the Aitamir Formation, Koppeh Dagh Mountains, NE Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 246: 83–95.
- Moussavi-Harami R. Brenner R.L. 1992. Geohistory analysis and petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) sandstone, eastern portion of Kopet-Dagh Basin, northeast Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 76: 1200–1208.
- Neto M.A.M. Catuneanu. O. 2010. Rift sequence stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology* 27: 247–253.
- Noghabi M. 2006. Sequence stratigraphy of the Aitamir Fm. in the Mozdoran and shurijeh area and Gonbadli and Khangiran gas fields. M.Sc. thesis, Ferdowsi University of Mashhad, 284p.
- Peng, Y. Steel R.J. Olariu C. 2019. Rapid subsidence and preservation of fluvial signals in an otherwise wave-reworked delta front succession: Early-mid Pliocene Orinoco continental-margin growth, SE Trinidad. *Sedimentary Geology*, 395:105555.
- Philip J. Floquet M. 2000. Late Cenomanian. In: Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu, M. (Eds.), *Atlas Peri-Tethys palaeogeographical maps*. CCGM/ CGMW, Paris. 129-136.
- Plink-Björklund P. 2019. Shallow-water deltaic clinoforms and process regime. *Basin Research*. 32(2):251-262.
- Raisossadat S.N. Moussavi-Harami R. 2000. Lithostratigraphy and facies analysis of the Sarcheshmeh Formation (Lower Cretaceous) in the eastern Kopet-Dagh Basin, NE Iran. *Cretaceous Research*, 21, 507-516.
- Richards P.C. 1991. An estuarine facies model for the Middle Jurassic Sleipner Formation: Beryl Embayment, North Sea. *Journal of the Geological Society of London* 148: 459–471.
- Robert A.M.M. Letouzey J. Kavooosi M.A. Sherkati Sh. Muller C. 2014. Structural evolution of the Kopeh Dagh fold-and-thrust belt (NE Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin. *Marine and Petroleum Geology* 57: 68-87.
- Rodríguez-Tovar F.J. Dorador J. Hodell D.A.V., 2019. Trace fossils evidence of a complex history of nutrient availability and oxygen conditions during Heinrich Event 1. *Global and Planetary Change*. 174: 26-34.