



<http://ui.ac.ir/en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan  
Vol. 34, Issue 4, No. 73, Winter 2019  
pp. 101-114  
Received: 25.12.2017 Accepted: 04.05.2019

## Sequence Stratigraphy of Middle Albian to Cenomanian sediments (Sarvak Formation) in Tang-e-Chenarbashi (southeast Ilam) and role of fossil fauna for recognition and interpretation of the depositional sequences

**Jahanbakhsh Daneshian\***

*Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran*

**Sayed Ali Moallemi**

*Assistant Professor, Department of Exploration and Production, Research Institute of Petroleum Industry, Tehran, Iran*

**Kamyar Younesi**

*MSc of Geology, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran*

*\* Corresponding author, e-mail: daneshian@khu.ac.ir*

### Abstract

Middle Albian to Cenomanian strata of the Sarvak Formation indicate pelagic facies in Tang-e-Chenarbashi stratigraphic section. These strata deposited in five sequences of the third order and nine sequences of the fourth order. These sequences were determined in a succession including six microfacies mudstone, sponge spicule packstone, peloidal packstone, radiolarian packstone, Oligosteginid, planktonic foraminifera wackestone - packstone, benthic foraminifera echinoidal wackestone - packstone. Study of the third order sequences show that in some of them exist paraconformity which related to sequence boundary of the fourth order sequences. Investigating these sequence boundaries and recognition the sequences were done based on planktonic foraminifera biozones. In this study, separating the fourth order sequences is generally based on fossil fauna. In the fourth order sequences, maximum flooding surfaces (mfs) were recognized based on maximum diversity and abundance of planktonic taxa and decreasing of benthic foraminifera.

**Keywords:** Sequence Stratigraphy, Cretaceous, Sarvak Formation, Fauna

### Introduction

The Sarvak Formation, one of the four formations of the Bangestan Group in Zagros basin, generally includes two facies, deep facies in the Lurestan province and shallow facies in the Khuzestan and Fars provinces. The Sarvak Formation deposited during Middle Albian to Early Turonian which the two main orogenic phases, Austrian (Albian / Cenomanian) and Sub-Hercynian (Cenomanian / Turonian) occurred. The warmest climate and the highest sea level took place along the Earth history in Albian to Cenomanian, and this could be a good and unique objective to investigation the effects of many interesting phenomena due to the amazing and unrepeatable events. In addition, depositions of this time span could be included interesting depositional sequences. The aim of this research is recognition of depositional sequences of the Sarvak sediments by using of fossils.

### Material and Methods

One stratigraphic section with 712 meters thickness was selected for studying of deep facies of the Sarvak Formation in Lurestan province. Totally, 148 thin sections were studied for recognizing microfacies characteristics and paleoenvironment based on Flugel (2010) and Wilson (1975). Study of sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in the examined section was carried out based on Hunt and Tucker (1992, 1995) by using microfacies with fossil content.

### Discussion and conclusion

A critical and detail biostratigraphic study with relay on planktonic foraminifera and microfacies is used here is based on Daneshian et al. (2011, 2013). On the basis of the mentioned references, age determination clears to us a Middle Albian to Cenomanian age for the Sarvak Formation in the selected section. Also, 6 microfacies including mudstone, sponge spicule packstone, peloidal packstone, radiolarian packstone, Oligosteginid, planktonic foraminiferal wackestone - packstone, benthic foraminiferal echinoidal wackestone - packstone, were determined. Study of depositional sequences in the pelagic and hemipelagic sediments is complicated and confusing. In fact, lack of exposures and also similarity and monotonous between the facies constructing the depositional sequences, make it difficult to differentiate systems tracts. Geological field studies do not play a critical role in sequence stratigraphic studies of the Sarvak deposits in Tang-e-chenarbashi section. thus, we focused on microfacies data to find the system tracts. The microfacies show that the strata deposited in five third-order sequences. The problem displayed when we faced to some paraconformity existed in the third order sequences. The paraconformities were recognized by biostratigraphic studies. Since these paraconformities are belong to the fourth order sequences, we persuade to elicit the fourth order sequences for the studied section, but when we know this fact

the cause of fourth and lower order sequences is Milankovitch cycles, we should draw our attention to fossils than microfacies. The purpose of this paper is not Cyclostratigraphy but is to clear role of fossils in separating depositional sequences. In this research two functions of fossil data are considered: 1) dating the depositional sequences using global biozones, and 2) investigation of system tracts where microfacies are ineffective tools. In this study the abundance of four main fossil groups including planktonic foraminifera, benthic foraminifera, oligosteginids and echinoid fragments illustrated against lithostratigraphic column, sea level changes and investigated sequences. Many features such as amount of planktonic foraminifera, broken fossil fragments, dramatically the increase or decrease in r-

selected or k-selected taxa and many other similar to these, coincide with ts surface or mfs which help us to demonstrate the forth-order depositional sequences. This study tries to establish relation between classic usage of fossils just for age determining and use it as main allochem that is able to reflect many small scale events which tracking them in the deposit is impossible.

Generally, five third-order sequences in a succession including six microfacies were recognized. Biostratigraphic data helped us to know the age of depositional sequences to attribute them to correct order with more confidence. Also, on the basis of extracted biozones, some paraconformities have been identified.

## چینه‌نگاری سکانشی نهشته‌های آلبین میانی تا سنومانین (سازند سروک) در برش تنگ چنارباشی (جنوب شرق ایلام) و نقش فونای فسیلی در شناسایی و تفسیر سکانش‌ها

جهانبخش دانشیان، دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه خوارزمی تهران، ایران\*

سید علی معلمی، استادیار، گروه اکتشاف و تولید، پژوهشگاه صنعت نفت تهران، ایران

کامیار یونسی، کارشناس ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه خوارزمی تهران، ایران

### چکیده

چینه‌های آلبین میانی تا سنومانین در برش تنگ چنارباشی معرف رخساره پلاژیک سازند سروک هستند. این چینه‌ها در قالب ۵ سکانش رده سوم و ۹ سکانش رده چهارم نهشته شده‌اند. این سکانش‌ها در قالب شش ریزرخساره مادستون، پکستون پلوئیدی، پکستون رادیولری، وکستون-پکستون دارای خارپوست و روزن‌بران کفزی، وکستون-پکستون الیگوسترینیدی و روزن‌بران پلانکتونی منظم شده‌اند. مطالعه سکانش‌های رده سوم در مطالعه حاضر نشان داد درون برخی از آنها ناپیوستگی‌های پیوسته‌نمایی وجود دارند که به مرزهای سکانشی پنهان سکانش‌های رده چهارم مربوط هستند. شناسایی این مرزها و تفکیک سکانش‌ها به کمک فونای فسیلی بایوزون‌های روزن‌بران پلانکتونیک انجام شد. تفکیک سکانش‌های رده چهارم عموماً با فونای فسیلی انجام شد. در سکانش‌های رده چهارم، حداکثر سطح غرق‌شدگی (mfs) بر مبنای حداکثر تنوع و فراوانی تاکساهای پلانکتونیک و کاهش ناگهانی روزن‌بران کفزی مشخص می‌شود.

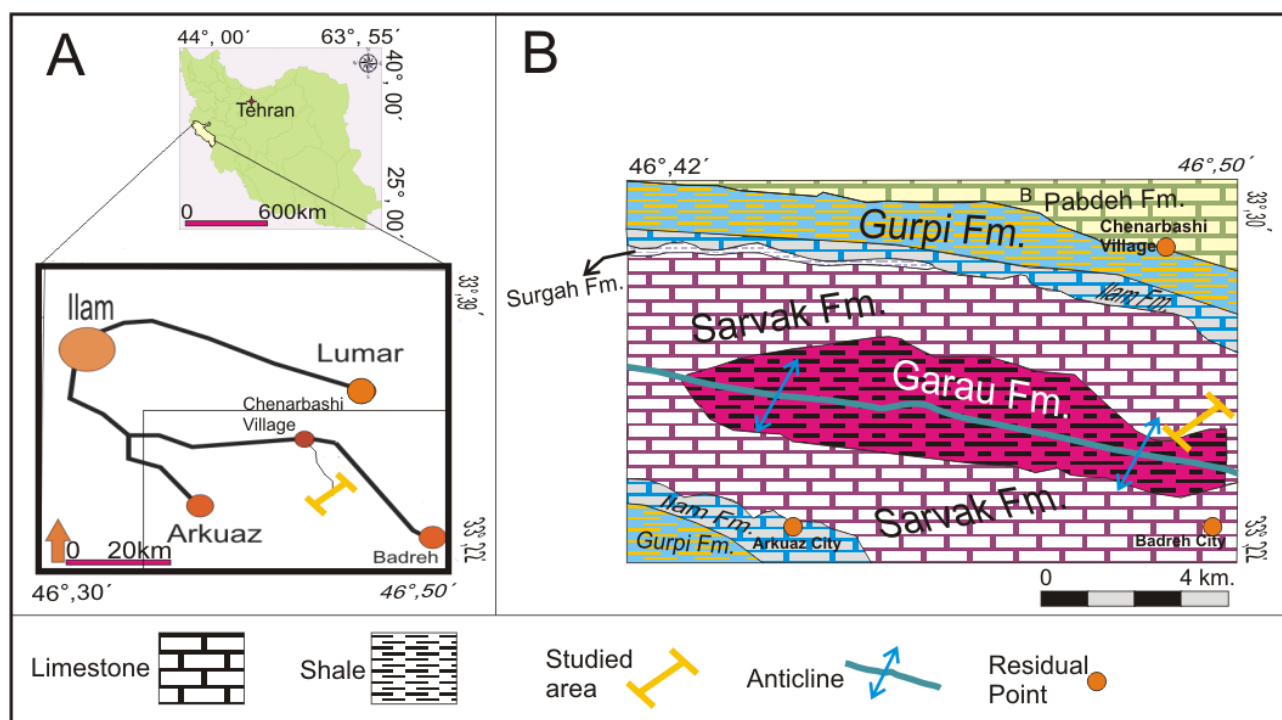
واژه‌های کلیدی: چینه‌نگاری سکانشی، کرتاسه، سازند سروک، فونا

## مقدمه

توالی‌های آلبین میانی تا سنومانین در تنگ چنارباشی معرف سازند سروک (دومین سازند از گروه بنگستان) هستند. این سازند را جیمز و وایند (James & Wynd 1965) معرفی کردند و دو رخساره نریتیک در فارس و خوزستان و رخساره پلاژیک در لرستان را برای آن در نظر گرفتند. سپس ولز (Wells 1966; 1967) با مطالعه گروه بنگستان در خوزستان، سازند سروک را به حوضه‌ای پلت‌فرمی نسبت داد. بورژوا (Borgeois 1969) نیز با مطالعه برش الگو، سازند سروک را به پنج ریزرخساره تقسیم کرد. نخستین مطالعه چینه‌نگاری سکانسی در حوضه لرستان را خسروی رکرک (Khosravi 2006) روی سازند سروک انجام داد و در مطالعه خود، چهار سکانس رسوبی پیش‌رونده به همراه دو مرز سکانسی نوع اول و دو مرز سکانسی نوع دوم را معرفی کرد. یکی از آخرین پژوهش‌ها در زمینه محیط رسوبی و ریزرخساره سازند سروک را غیشاوی و همکاران (Ghabeishavi et al. 2010) انجام دادند. آنها با بررسی یک سکانس ضخیم با محدوده سنی سنومانین از کربنات‌های کم‌عمق سازند سروک واقع در تاقدیس بنگستان در جنوب غرب ایران، محیط رسوبی و ریزرخساره‌های آن را بررسی کردند و دوازده ریزرخساره را در نهشته‌های سنومانین تشخیص دادند؛ غیشاوی و همکاران حوضه را درون شلف تعیین و در نهایت، چهار محیط رسوبی را مشخص کردند. اسداللهی و همکاران (Assadollahi et al. 2018) ضخامت ۸۳۵ متری از سازند سروک را در شمال‌الشرقی مطالعه و دوازده ریزرخساره در قالب سه محیط جزرومدی، لاگون و دریای باز را شناسایی کردند و آنها را در سه سکانس رسوبی با مرز نوع اول (SB1) قرار دادند. مهرابی و همکاران (Mehrabi et al. 2011) نیز در مطالعه‌های خود روی میدان نفتی آب تیمور، مدل رمپ را برای سازند سروک در نظر گرفتند و سه سکانس رسوبی در بازه زمانی سنومانین میانی تا تورونین میانی را معرفی کردند. احمدی حیدری و همکاران (Ahmadi Heydari

et al. 2016) نیز سازند سروک را در جنوب یاسوج (تاقدیس فهلین) مطالعه کردند و چهار سکانس رسوبی درجه سوم با بازه زمانی آلبین تا تورونین را تشخیص دادند و مرز بین سکانس‌ها را از نوع ۲ تعیین و مدل محیط رسوبی را رمپ هموکلینال پیشنهاد کردند؛ با وجود این، داده‌های زیست‌چینه‌نگاری و فسیل‌شناسی در هیچ‌یک از پژوهش‌های چینه‌نگاری سکانسی انجام‌شده روی سازند سروک به کار نرفته‌اند یا بسیار کم استفاده شده‌اند و از این‌رو هدف نوشتار حاضر، تفکیک سکانس‌های رده سوم و چهارم و نشان‌دادن نقش فسیل‌ها در تفکیک سکانس‌های سازند سروک در برش تنگ چنارباشی است.

برش چینه‌شناسی تنگ چنارباشی به مختصات جغرافیایی "۳۶°۳۳'۲۵" طول شرقی و "۰۶°۴۵'۴۶" عرض شمالی در جنوب روستای چنارباشی واقع در جنوب شرق شهرستان ایلام و در پایانه شمالی تاقدیس کبیرکوه انتخاب و مطالعه شد (شکل ۱). سازند سروک در برش چینه‌شناسی تنگ چنارباشی با ۷۱۲ متر ستبرا و مرز پیوسته روی شیل‌های آهکی و میان‌لایه سنگ‌آهک سازند گرو و با مرز پیوسته‌نما (Paraconformity) زیر سنگ‌آهک‌های زودفرسای سازند سورگاه قرار دارد. در این برش، سازند سورگاه برخلاف برش الگو که عمدتاً شیلی است از سنگ‌آهک تشکیل شده است. به‌طور کلی، تمام مرزهای سکانسی در مطالعه حاضر از نوع پیوسته‌نما بودند و طبیعتاً شواهد قابل‌ردیابی صحرائی برای تشخیص آنها وجود نداشت؛ از این‌رو، مطالعه‌های بیواستراتیگرافی و تعیین سن تنها راه شناسایی آنها و از اهداف اصلی مطالعه حاضر بود. شواهد مستقیم میکروفاسیس برای تعیین مرزهای سکانسی رده سوم استفاده شدند و در زمینه مرزهای سکانسی رده چهارم ضمن در نظر گرفتن شواهد میکروفاسیس، فسیل‌ها نقش بسیار پررنگ‌تری در تعیین جایگاه مرزهای سکانسی داشتند.



شکل ۱- موقعیت برش مطالعه‌شده در ایران و استان ایلام به همراه راه دسترسی به برش تنگ چنارباشی (A) و زمین‌شناسی منطقه (B)

### زیست‌چینه‌نگاری و اهمیت فسیل‌شناسی

اولسن و تامپسون (Olson & Tompson 2005) بیان می‌کنند میکروپالئونتولوژی در مطالعه‌های چینه‌نگاری سکانسی عموماً نقش تعیین سن طبقه‌ها و تعیین عمق دیرینه را بر عهده داشته است؛ به‌طوری‌که آرمنتروت (Armenthrot 1996) استفاده از فسیل‌ها در مطالعه سکانس‌ها را زیست‌چینه‌نگاری سکانسی (Sequence Biostratigraphy) نامیده است؛ حتی برت (Brett 1996) این‌گونه بیان می‌کند که فسیل‌ها نسبت به دانه‌های رسوبی ممکن است شاخص‌های حساس‌تر و دقیق‌تری برای تفسیر محیط دیرینه باشند و نقش بسزایی در شناسایی مرزهای سکانسی داشته باشند. امری و میرز (Emery & Meyers 1996) معتقدند تمام فسیل‌ها پتانسیل کاربرد در مطالعه‌های چینه‌نگاری سکانسی را دارند و در جایی دیگر بیان می‌کنند در سطوح حداکثر غرق‌شدگی (mfs)، اجتماع‌های فسیلی فراوان و متنوع هستند و اغلب تاکسای شاخص محیط پلاژیک را دارند. ناگی و همکاران (Nagy et al. 2001) نیز بیان می‌کنند در بسته‌های رسوبی پیش‌رونده (TST)، شرایط

### روش مطالعه

به‌منظور مطالعه چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سازند سروک در برش تنگ چنارباشی ۱۴۸ نمونه سخت مطالعه و ۲ نمونه از سازند گرو به عنوان مرز زیرین و ۲ نمونه از سازند سورگاه به عنوان مرز بالایی نیز بررسی شدند. اساس کار بر مدل هانت و تاگر (1995; Hunt & Tucker 1992) قرار داده شد. نام‌گذاری سنگ‌های کربناته بر اساس دانهام (Dunham 1962) انجام شد و ریزرخساره‌ها همراه با ارتباط چینه‌ای و کمر بند رخساره‌ای آنها بر اساس فلوگل (Flugel 1982; 2004) و ویلسون (Wilson 1975) شناسایی شدند و بر اساس آن، تغییرات سطح آب دریا ترسیم شد. فراوانی آلوکم‌های مهم زیستی که نقش بسزایی در تفکیک سکانس‌های رده چهارم در مطالعه حاضر داشتند، ترسیم شد (شکل ۲). سن هر سکانس با استفاده از روزن‌بران پلانکتون و بایوزون‌های شاخص بر اساس دانشیان و همکاران (Daneshian et al. 2013) به دست آمد. مرتبه سکانس‌ها نیز بر اساس میال (Miall 2000) و ویل و همکاران (Vail et al. 1977) مشخص شد.

رسوبات عمیق هستند (شکل ۳). باتوجه‌به عمیق‌بودن ریزرخساره‌ها، تعیین محیط رسوبی به‌شکل مستقل ممکن نبود و برای نیل به این منظور، ریزرخساره‌ها در برش چنارباشی با دو برش دیگر تطبیق داده شدند و بر اساس آن مشخص شد سازند سروک در برش چنارباشی پلت فرم مجزایی است که به‌نوعی ادامه دو مطالعه دیگر (Jalilian 1996; Khosravi Rekrok 2006) است (Daneshian et al. 2013).

### چینه‌نگاری سکانسی

اصولاً ردیابی سکانس‌ها در نهشته‌های عمیق به‌علت ظاهر یکنواخت نهشته‌ها و نبود شواهد خروج نهشته‌ها از آب‌ها مشکل است (Lueninig et al. 1998). باتوجه‌به اینکه نهشته‌های سازند سروک در مطالعه حاضر از نوع عمیق بودند، مطالعه ریزرخساره‌ها به‌تنهایی تفکیک سکانسی چندان دقیقی را ارائه نمی‌داد و بنابراین از ابزار فسیل نیز استفاده شد. سکانس‌ها به شرح زیر است:

**سکانس ۱:** در قاعده برش و به ضخامت ۷۵ متر شامل گذر از سازند شیلی گرو به سازند آهکی سروک است. از آنجا که سازند گرو جزو مطالعه حاضر نبود، تنها رسوبات گذر به سازند سروک مطالعه شدند و از این‌رو، تنها بخش HST آن مشاهده شد که نشانه کاهش عمق از سازند گرو به سازند سروک و به‌ترتیب شامل ریزرخساره مادستون در سازند گرو و ریزرخساره‌های پکستون پلوئیدی، پکستون رادیولری، وکستون- پکستون روزن‌بران پلانکتونی در سازند سروک است. این توالی کم‌عمق‌شونده به‌سمت بالا در نمونه شماره ۱۸ به پایان می‌رسد و پس‌از آن، نخستین لایه شیل آهکی بدون فسیل آغاز سکانس بعدی است؛ باتوجه‌به اصل والتر و موقعیت قرارگیری شیل آهکی در میان سنگ‌آهک‌های دارای رخساره عمیق، رخساره شیل آهکی عمیق‌تر و ماهیت آن نشان‌دهنده آرامش و سکون حوضه است که شرایط را برای ته‌نشست قطعه‌های بسیار ریز تشکیل‌دهنده شیل فراهم می‌کند. وضعیت فسیل‌ها در این سکانس به‌شکلی است که در

مطلوب به‌علت پیشروی آب به شرایط نامطلوب (مانند کاهش اکسیژن و کربنات کلسیم محلول) تبدیل و به کاهش تنوع روزن‌بران کفزی منجر می‌شود؛ در این بین، پوسته‌های کلسیتی بسیار کم، پوسته آگلوتینه زیاد و تاکسای فرصت‌طلب فراوان می‌شود و در سطوح حداکثر غرق‌شدگی (mfs)، جایی که کربنات کلسیم و اکسیژن محلول در آب به حداقل می‌رسد، روزن‌بران کفزی با پوسته کلسیتی فراوانی بسیار کمی دارند یا به‌کلی ناپدید می‌شوند. در مطالعه حاضر، سعی شد با بایوزون‌های شناسایی‌شده (بر اساس Daneshian et al. 2011, 2013) مرتبه سکانس‌ها معرفی و سکانس‌ها از طریق ویژگی‌های فسیلی تفکیک شوند؛ به این منظور، در اینجا صرفاً ۷ بایوزون به همراه زیرزون‌هایشان که عموماً جهانی‌اند نام برده می‌شوند.

1- *Ticinella roberti* Zone (Middle Albian) 2- *Ticinella primula* Zone (Middle Albian) 3- *Biticinella breggiensis* Zone (Late Albian) 3-1- *Ticinella praeticinensis* Subzone (Late Albian) 3-2- *Rotalipora subticinensis* Subzone (Late Albian) 4- *Rotalipora ticinensis* Zone (Late Albian) 5- *Paracostellagerina libyca* zone (Earliest Cenomanian) 6- *Rotalipora cushmani* Zone (M. Middle Cenomanian - Late Cenomanian) 6-1- *Rotalipora greenhornensis* (M. Middle Cenomanian) 6-2- *Dicarinella algeriana* (Late Cenomanian) 7- *Whiteinella archaeocretacea* (Latest Cenomanian)

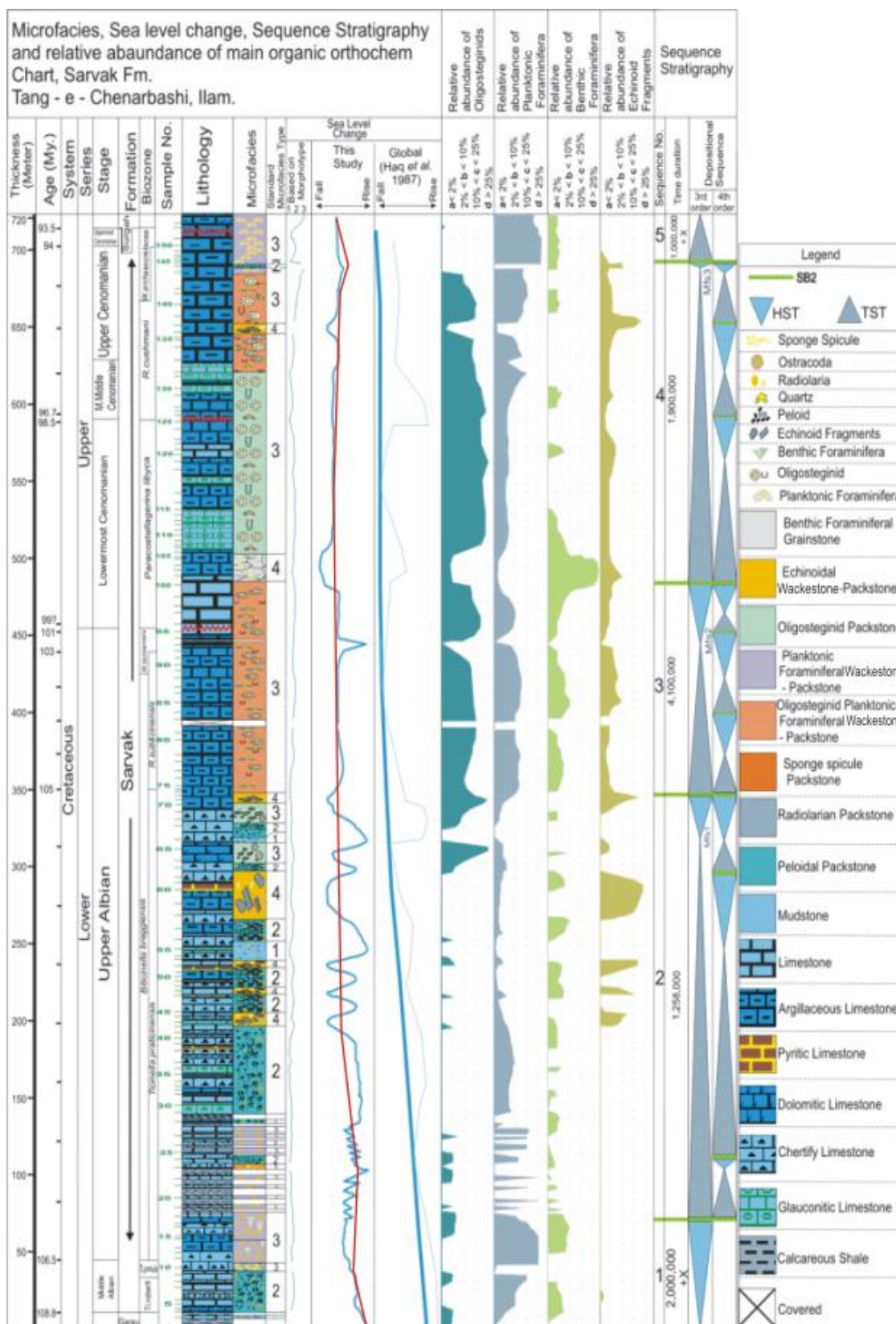
### ریزرخساره‌ها

بر پایه مطالعه‌های رخساره‌ای دانشیان و همکاران (Daneshian et al. 2013)، رخساره‌های سازند سروک در برش تنگ چنارباشی از عمیق‌ترین به کم‌عمق‌ترین شامل شش ریزرخساره مادستون، پکستون اسپیکول‌دار، پکستون پلوئیدی، پکستون رادیولری، وکستون- پکستون الیگوسترینیدی روزن‌بران پلانکتونی، وکستون- پکستون دارای خارپوست و روزن‌بران کفزی در قالب چهار محیط حوضه (A)، شلف دریای باز (B)، حاشیه عمیق شلف (C) و جلوی شیب (D) شناسایی شدند. باتوجه‌به تشکیل بخش‌های زیادی از سازند سروک در زیر قاعده اثر امواج توفانی، نهشته‌های آن از نوع

پکستون اسپیکول‌دار، پکستون پلوئیدی، وکستون- پکستون الیگوسترینیدی و وکستون- پکستون اکیئوئیدی است. لایه‌های سنگ‌آهک در میان شیل‌های آهکی بافت وکستونی و بسیار کم‌فسیل دارند. پایان این سکانس در نمونه شماره ۷۳ و مرز بالای سکانس از نوع دوم است. با در نظر گرفتن بایوزون‌های شناسایی شده (Daneshian et al. 2011, 2013)، مدت زمان تخمینی این سکانس یک میلیون و ۲۵۰ هزار سال است. این سکانس رده سوم (Vail et al. 1977; Miall 2000) برگرفته از Catuneanu 2006) سه سکانس رده چهارم دارد. درحقیقت، به کمک میکروفسیل‌های شاخص و بایوزون‌های روزن‌بران پلانکتونیک مشخص شد سن مجموع سه سکانس رده چهارم یادشده بیش از یک میلیون سال است که این خود دلیلی برای ادغام این سه سکانس رده چهارم در قالب یک سکانس رده سوم است. سه سکانس به شرح زیر است:

ابتدای HST که هنوز سطح آب دریا بالاست، روزن‌بران پلانکتونی که در آلبین عموماً بدون کارن هستند و با اعماق کم (صفر تا ۵۰ متر) سازگاری دارند (Hart 1980) بسیار اندک هستند، ولی میزان *Ticinella* و *Biticinella* در اواسط HST در این سکانس (نمونه شماره ۱۳) افزایش می‌یابد؛ تا حدی که بافت به پکستون بسیار نزدیک می‌شود. مرز از نوع SB2 است. مدت زمان این بخش از سکانس دو میلیون سال و به بازه زمانی آلبین پیشین؟ تا ابتدای آلبین پسین مربوط است.

**سکانس ۲:** به ضخامت ۳۶۵ متر شامل تناوبی از شیل آهکی، سنگ‌آهک چرتی، سنگ‌آهک‌های رسی، سنگ‌آهک‌های گلوکونیتی، سنگ‌آهک دولومیتی و سنگ‌آهک‌های پیریتی است. عمیق‌ترین ریزرخساره مادستون (نمونه ۶۶) به‌عنوان *mfs* این سکانس انتخاب شد. ریزرخساره‌های شناسایی شده در این سکانس شامل وکستون- پکستون روزن‌بران پلانکتونی با میان‌لایه‌های شیل آهکی،

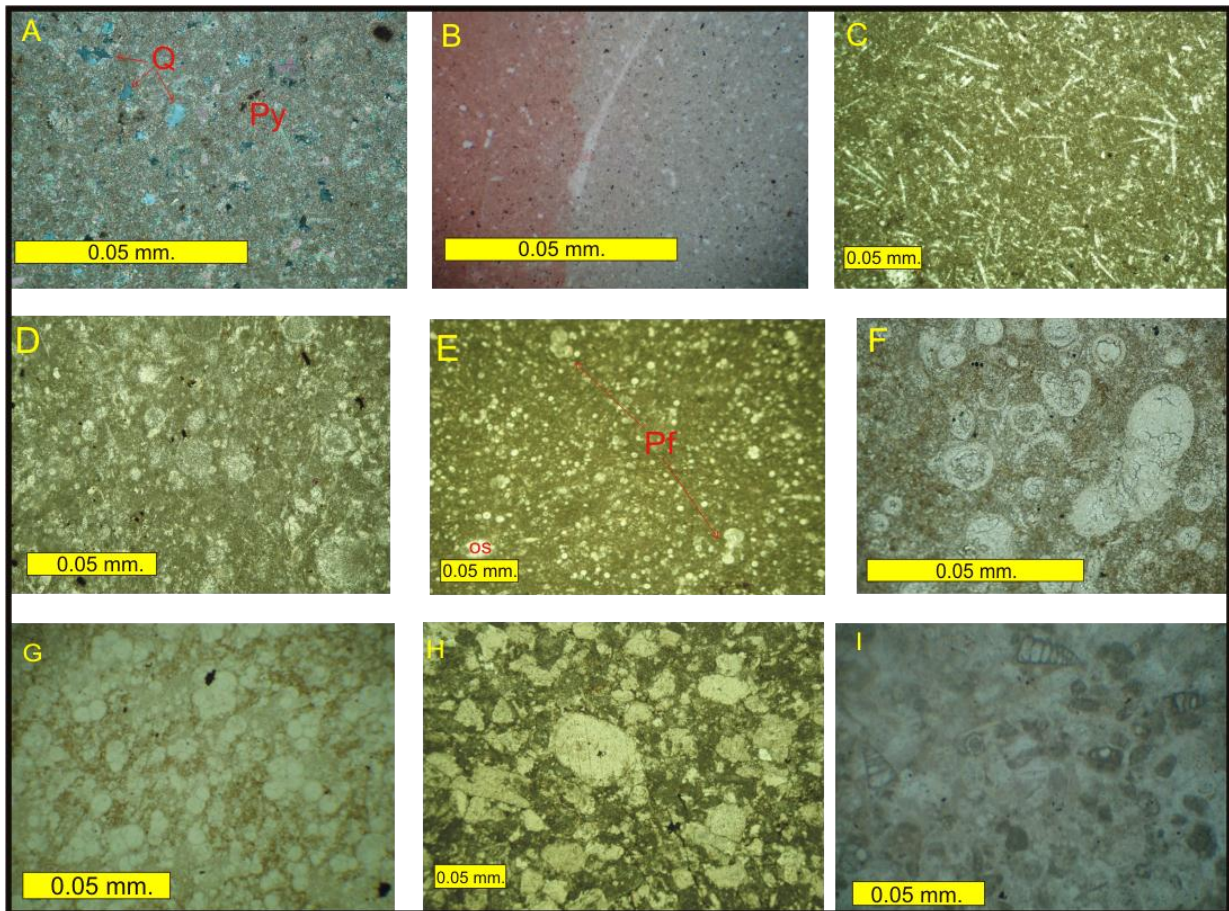


شکل ۲- نمایش جایگاه ریزرخساره‌ها، فراوانی آلوکم‌های زیستی، تغییرات جهانی سطح آب و مقایسه با تغییرات در مطالعه حاضر و سکانس‌های رده سوم و چهارم: سن بر اساس (Ogg et al. 2008)



ریزرخساره پکستون پلوئیدی (نمونه شماره ۲۴) به‌عنوان سطح پیشروی (TS) است. مرز بالایی این سکانس در نمونه شماره ۲۴ و از نوع SB2 است. سن این سکانس ۲۰۰ هزار سال برآورد می‌شود.

سکانس رده چهارم شماره ۱: شامل ریزرخساره‌های وکستون- پکستون روزن‌بران پلانکتونی با میان‌لایه‌هایی از شیل آهکی و به ضخامت ۴۵ متر است. ریزرخساره پکستون اسپیکول‌دار به‌عنوان mfs (نمونه شماره ۲۳، شکل ۳، c) و



شکل ۳- ریزرخساره‌های سازند سروک در مطالعه حاضر؛ A. مادستون، B. پکستون پلوئیدی، C. پکستون اسپیکول‌دار D. پکستون رادیولری، E. وکستون- پکستون الیگوستژینیدار، F. وکستون- پکستون حاوی الیگوستژینید و روزن‌بران پلانکتون، G. پکستون حاوی روزن‌بران پلانکتونیک، H. پکستون اکیئوئیدی، I. گرینستون حاوی روزن‌بران کفزی (Q: Quartz, Py: Pyrite, Pf: Planktonic foraminifera)

پکستون پلوئیدی و وکستون- پکستون اکیئوئیدی شناسایی می‌شوند و با رسیدن به ریزرخساره مادستونی، mfs1 مشخص می‌شود؛ در ادامه، ریزرخساره پکستون پلوئیدی نشانه آغاز HST است و در انتها، ریزرخساره وکستون- پکستون اکیئوئیدی در نمونه شماره ۶۲ پایان سکانس ۳ را نشان می‌دهد. سن این سکانس ۸۰۰ هزار سال برآورد می‌شود.

سکانس رده چهارم شماره ۲: به ضخامت ۲۷۰ متر و شامل تناوبی از شیل آهکی، آهک‌های چرتی، سنگ‌آهک‌های رسی، سنگ‌آهک‌های گلوکونیتی و سنگ‌آهک‌های پیریتی است. ریزرخساره‌های آن شامل ریزرخساره وکستون- پکستون حاوی روزن‌بران پلانکتونی است که به‌طور متناوب با شیل‌های آهکی قرار گرفته‌اند. در ادامه، ریزرخساره‌های

(mixed zone) مربوط هستند؛ برای نمونه می‌توان *Paracostellagerina* را نام برد که به کمر بند گرم تئیس مربوط است (Georgescu & Huber 2006). نبود بایوزون *Rotalipora appenninica* در مطالعه حاضر که بازه زمانی بین ۳ تا ۴ میلیون سال را شامل می‌شود (Ogg et al. 2008)، مطالعه دقیق فاز استرین را مشکل می‌کند؛ ولی احتمال حذف این بایوزون به علت فاز استرین غیرمحمول نیست. سکانس ۳ با رسیدن به ریزرخساره گریستون حاوی روزن‌بران کفزی (شکل ۳، I) و با مرز SB2 تمام و سکانس ۴ آغاز می‌شود. نکته سؤال‌برانگیز، وجود ناپیوستگی پیوسته‌نمای مربوط به مرز آلبین - سنومانین درون این سکانس است. این ناپیوستگی پیوسته‌نما توسط بایوزون‌های روزن‌بران پلانکتونیک به دست آمده است؛ درحقیقت، توان تفکیک مرزهای سکانش توسط فسیل‌ها به توان تفکیک بایوزون‌ها بستگی دارد و ممکن است مرز سکانش به شکل نبود کوچکی در میان یک بایوزون باشد و این مرز تفکیک‌پذیر نباشد (Emery & Meyers 1996). امبری (1995; 1993) بیان می‌کند چندین سکانس مرتبه پایین‌تر درون هر سکانس وجود دارند و این سکانس‌های مرتبه پایین‌تر دارای مرز هستند (شکل ۴). این ناپیوستگی پیوسته‌نما با استفاده از بایوزون‌های پلانکتونی به دست آمده است و با توضیحات ارائه شده مشخص می‌شود این ناپیوستگی درون سکانس ۳ به یکی از همین سکانس‌های مرتبه پایین‌تر مربوط است. از آنجاکه تغییر رخساره مهمی در این سکانس نداریم، ناچار از فراوانی آلوم‌های مهم زیستی استفاده و بر این اساس، سه سکانس رده چهارم تشخیص داده شد. *mfs* سکانس رده چهارم اول در نمونه شماره ۷۹ است که دارای حداکثر فراوانی روزن‌بران پلانکتونیک و کاهش نسبی در روزن‌بران کفزی است و مرز آن در نمونه شماره ۸۲ است؛ جایی که کاهش نسبی فراوانی روزن‌بران پلانکتونیک دیده می‌شود.

### سکانس رده چهارم شماره ۳: به ضخامت ۵۰ متر و

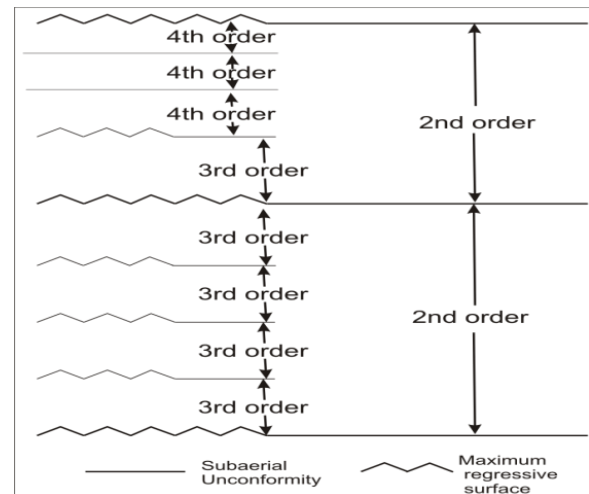
دربگیرنده تناوبی از سنگ‌آهک چرتی، سنگ‌آهک دولومیتی و سنگ‌آهک رسی است. این سکانس دربگیرنده ریزرخساره‌های پکستون پلوئیدی، وکستون - پکستون الیگوسترینیدی در TST و ریزرخساره‌های پکستون پلوئیدی، وکستون - پکستون الیگوسترینیدی و وکستون - پکستون اکتیوئیدی در HST است. پایان این سکانس در نمونه شماره ۷۳ است. سن این سکانس ۲۵۰ هزار سال برآورد می‌شود.

### سکانس ۳: با ۱۴۰ متر ضخامت دربگیرنده سنگ‌آهک

رسی و سنگ‌آهک با میان‌لایه نازک شیل آهکی است که در بازه زمانی حدود ۴/۱ میلیون سال نهشته شده‌اند. این سکانس از ریزرخساره وکستون - پکستون حاوی روزن‌بران پلانکتونی - الیگوسترینیدی تشکیل شده است و میان‌لایه شیل آهکی بدون فسیل مرز سیستم ترک‌های TST و HST یا *mfs* را نشان می‌دهد. بخش زیادی از این سکانس در TST در Latest Albian نهشته شده است. تنها بخش کوچکی از HST در آلبین و باقی‌گسترش آن تا ابتدای سنومانین است. در مطالعه حاضر، وجود HST در مرز آلبین - سنومانین نشانه پسروری سطح آب در اثر عملکرد فاز استرین است که در ایران به شکل خشکی‌زایی عمل کرده است (Aghanabati 2006)؛ هرچند به علت عمیق‌بودن حوضه در لرستان، این فاز تنها با تغییر مورفوتایپ پلانکتونی (آن هم به نسبت نامحسوس) تظاهر یافته است؛ به طوری که تنها میان‌لایه شیل آهکی بدون فسیل این دو بسته رسوبی را جدا کرده است. میزان روزن‌بران پلانکتونی در رسوبات مربوط به TST این سکانس کمتر از رسوبات HST است و احتمالاً ناسازگاری این تیپ از شکل‌های پلانکتونی با تراز بالای آب دریا علت آنست؛ به عبارت دیگر، اگرچه با فراوانی متفاوتی از روزن‌داران پلانکتونی در این دو بسته رسوبی روبه‌رو می‌شویم، تفاوت نوع مورفوتایپ به تشخیص این دو سیستم ترک‌تکمک می‌کند. در این سکانس، روزن‌بران پلانکتونی در طول HST افزایش می‌یابند که به اعماق کم یا زون مخلوط

است (Jati et al. 2008; Hart 1980). در این سکاس بر خلاف سکاس‌های قبلی در TST، میزان روزن‌بران پلانکتونیک افزایش نشان می‌دهد؛ زیرا این شکل‌ها (Rotalipora) عموماً کارن‌دار هستند و با اعماق زیاد سازگاری دارند. هارت (Hart 1980) اعتقاد دارد تکامل و فراوانی روزن‌بران پلانکتونیک به تغییرات سطح آب دریا وابسته است. در این سکاس نیز مشابه سکاس پیش ناپیوستگی پیوسته‌نمای دیگری، البته این بار در مرز میانه سنومانین میانی و سنومانین پسین وجود دارد؛ بر این اساس، سه سکاس رده چهارم در سکاس ۴ تفکیک شد. mfs سکاس اول رده چهارم در نمونه ۱۲۰ است که دارای حداکثر فراوانی الیگوسترینیدها و به نسبت روزن‌بران پلانکتونیک بدون روزن‌بران کفزی است و مرز این سکاس همان ناپیوستگی مرز میانه سنومانین میانی و سنومانین پسین است (شکل ۲). mfs سکاس دوم رده چهارم در نمونه ۱۳۲ با حداکثر روزن‌بران پلانکتونیک است و مرز سکاسی آن در نمونه ۱۳۷ (ریزرخساره پکستون اکیئوئیدی) است. mfs سومین سکاس رده چهارم در نمونه ۱۴۳ قرار دارد که مملو از روزن‌بران پلانکتونیک کارن‌دار است.

**سکاس ۵:** با ضخامت ۲۰ متر تنها شامل سنگ‌آهک رسی و دربرگیرنده ریزرخساره وکستون-پکستون روزن‌بران پلانکتونی است. در این سکاس، آغاز پیشروی در نمونه حاوی هتروهلیدهای فراوان و شکسته است (شکل ۳، G). از آنجا که سازند سورگاه جزو اهداف مطالعه حاضر نیست، تنها TST این سکاس توصیف می‌شود؛ این TST بیان‌کننده پیشروی دریا از سازند سروک به سازند سورگاه و پیشروی جهانی سطح آب دریا در گذر از سنومانین به تورونین است. در برش مطالعه‌شده، مرز سازندهای سروک و سورگاه بر مرز سنومانین-تورونین منطبق است و در همین سکاس قرار دارد. توجه این ناپیوستگی مشابه موارد پیشین است؛ ولی به علت ناقص بودن این سکاس، امکان تفکیک سکاس‌های مرتبه پایین‌تر وجود ندارد.



شکل ۴- ارتباط سکاس‌های مرتبه بالاتر با سکاس‌های مرتبه پایین‌تر؛ همان‌طور که مشاهده می‌شود سکاس‌های رده پایین‌تر درون هر سکاس مرتبه بالاتر وجود دارند (Embry 1995)

mfs سکاس رده چهارم دوم در نمونه ۸۹ دارای وضعیت مشابه mfs سکاس رده چهارم اول در همین سکاس است. مرز این سکاس همان ناپیوستگی پیوسته‌نمای مرز آلبین-سنومانین است. mfs سکاس رده چهارم سوم در نمونه ۹۸ به وضعیت مشابه mfs‌های درون سکاس ۳ است.

**سکاس ۴:** شامل سنگ‌آهک گلوکونیتی، سنگ‌آهک رسی و سنگ‌آهک به ضخامت ۲۳۰ متر و محدوده زمانی حدود ۱/۹ میلیون سال است. سکاس ۴ با ریزرخساره گرینستون حاوی روزن‌بران کفزی (شکل ۳، I) و غنی از روزن‌بران شکسته آغاز می‌شود که نشانه‌ای از آغاز پیشروی است. این پیشروی با ریزرخساره‌های وکستون-پکستون الیگوسترینیدی، وکستون-پکستون روزن‌بران پلانکتونی و الیگوسترینیدی دنبال می‌شود تا نهایتاً در رخساره پکستون پلوئیدی به mfs3 می‌رسد و پس از آن، HST آغاز می‌شود و این سکاس با رسیدن به ریزرخساره پکستون روزن‌بران پلانکتونی سرشار از Heterohelix‌های شکسته به پایان می‌رسد (شکل ۳، G). در حقیقت، Heterohelix نشانه عمق صفر تا ۵۰ متری است و اصولاً در قالب آغاز پیشروی یا پایان پسروی ظاهر می‌شود و نشانه آغاز روند کاهش اکسیژن در محیط

### بررسی علت‌های وقوع سکانس‌ها در مطالعه حاضر

علت وقوع سکانس‌های رده سوم مطابق نظر میال (Miall 2000) و ویل و همکاران (Vail et al. 1977) به حرکت‌های محلی ورقه‌ها مربوط است. با توجه به عملکرد فاز استرین در مرز آلبین-سنومانین و ساب‌هرسینین در مرز سنومانین-تورونین که هر دو در ایران به شکل خشکی‌زایی عمل کرده‌اند، می‌توان وقوع سکانس‌های رده سوم مطالعه حاضر را به این دو فاز نسبت داد. از سویی، یکی از ویژگی‌های کرتاسه بالایی ایران، تکرار حرکات زمین‌ساختی وابسته به حرکات قیاس‌پذیر با فاز ساب‌هرسینین است که خود باعث وقفه‌های رسوبی درون‌سازندی در توالی‌های کرتاسه بالایی ایران شده است (Aghanabati 2006). باید در نظر داشت طبق نظر جیمز و واین (James & Wynd 1965) آثار فاز ساب‌هرسینین در لرستان بسیار ضعیف بوده یا حتی عمل نکرده است و بنابراین علت وقوع ناپیوستگی‌های پیوسته‌نما در سازند سروک در مطالعه حاضر (شکل ۲) به‌ویژه دو ناپیوستگی مرز بخش‌های زیرین سنومانین زیرین-میانه سنومانین میانی و سنومانین-تورونین را می‌توان به افزایش سطح آب دریا نسبت داد؛ تا آنجا که عمق آب آن قدر زیاد شده که دیگر تأمین رسوبی انجام نشده و رسوب‌گذاری صرفاً بر عهده پوسنه کلسیتی جانداران بوده است و به نظر می‌رسد آن نیز نهشته‌های قابل‌ردیابی به جا نگذاشته است. از سویی، همان‌طور که در شکل ۲ دیده می‌شود، تغییرات سطح آب دریا در مطالعه حاضر با تغییرات جهانی سطح آب دریا بر اساس حق و همکاران (Hag et al. 1987) انطباق نسبی دارد؛ پس می‌توان گفت وقوع سکانس‌های رده سوم در مطالعه حاضر از عامل تغییرات جهانی سطح آب دریا و احتمالاً تکتونیک محلی متأثر بوده است. علت وقوع سکانس‌های رده چهارم مطابق نظر میال (Miall 2000) و ویل و همکاران (Vail et al. 1977) به چرخه‌های میلانکوویچ مربوط است.

مطالعه چینه‌نگاری سازند سروک در برش چنارباشی به شناسایی ۵ سکانس رده سوم و ۹ سکانس رده چهارم با مرزهای سکانسی نوع دوم منجر شد؛ همچنین مشخص شد ناپیوستگی‌های پیوسته‌نمایی درون سکانس‌های سوم و چهارم رده سوم وجود دارند که به کمک بایوزون‌های روزن‌بران پلانکتونیک به دست آمدند و فونای فسیلی نقشی بسزایی در تفکیک سکانس‌ها به‌ویژه سکانس‌های رده چهارم داشت؛ به طوری که در سکانس‌های رده چهارم، mfs با اجتماع‌های فسیلی فراوان و متنوع و اغلب دارای تاکساهای شاخص محیط پلاژیک هستند و روزن‌بران کفزی با پوسنه کلسیتی فراوانی بسیار کمی دارند یا به‌کلی ناپدید می‌شوند و عموماً تنوع و فراوانی فسیل‌ها در مرزهای سکانسی کاهش می‌یابد. علت وقوع سکانس‌های رده سوم نیز از هر دو عامل تکتونیک محلی و تغییرات جهانی سطح آب دریا متأثر است. در نهایت، آنچه پژوهش حاضر را شاخص می‌کند اینست که ناپیوستگی‌های از نوع پیوسته‌نما (پاراکانفرمیتی) با بایوزن‌های فسیلی شناسایی شدند؛ شناسایی ناپیوستگی‌ها یکی از اصول مهم در شناسایی سکانس‌هاست. شناسایی و جدایی سکانس‌های درجه چهارم صرفاً با فسیل انجام و سرانجام سن سکانس‌ها بر مبنای بایوزن‌های فسیلی تعیین شد.

### References

- Aghanabati A. 2011. Geology of Iran, 3<sup>rd</sup> edition. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 p. (In Persian).
- Ahmadi Heydari A. Vaziri-Moghaddam H. Seyrafian A. and Taheri A. 2016. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation at Fahliyan Anticline (South of Yasuj). Iranian Journal of Petroleum Geology, 11:22-42. (In Persian).
- Armentrout J. M. 1996. High resolution sequence biostratigraphy: examples from the Gulf of Mexico Plio-Pleistocene; In: J. A. Howell, and J. F. Aitken (Eds.) High resolution sequence stratigraphy: Innovation and Application. Geological Survey Society Publication, 104:65-86.
- Assadollahi E. Zohdi A. Rahmani A. and Mirzaei Ataabadi M. 2018. Evolution of sedimentary environment and sequence sequence of Sarvak

- Flügel E. 2004. *Microfacies of carbonate Rocks - Analysis, interpretation and Application* Springer- Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 976 p.
- Ghabeishavi A. Vaziri Moghaddam H. Taheri A. and Taati F. 2010. Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37:275–285
- Haq B. U. Hardenbol J. and Vail P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235:1156- 1166.
- Hart M. B. 1980. A water depth model for the evolution of the planktonic Foraminiferida. *Nature*, 286:252–254.
- James G. A. and Wynd J. G. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium, Agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 49:2182-2245.
- Jati M. Goshney D. Ferry S. Masrouf M. Aoutem M. Içame N. Gauthier- Lafaye F. and Desmares D. 2010. The Cenomanian-Turonian boundary event on the Moroccan Atlantic margin (Agadir basin): Stable isotope and sequence stratigraphy. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*. 296:151 – 164.
- Khosravi M. 2006. Sequences stratigraphy and depositional environment of Sarvak Formation in Kabir- Kuh (Lurestan area) and Samand Oil Field (Ilam Area), MSc. Thesis, Kharazmi University, 88 p.
- Mehrabi H. Rahimpour Bonab H. Omidvar M. and Haji Mashhadi H. 2011. sedimentary environment, diagenesis and sequence stratigraphy of Sarvak Formation in Ab Teymoor oil field in west of Dezful Embayment. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Research*, 47(2):25-50.
- Miall A. D. 2000. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, Third Edition, Springer, 616 p.
- Nagy J. Finstad E. K. Dypvik H. and Bremer M. G. A. 2001. Response of foraminiferal facies to transgressive-regressive cycles in the Callovian of northeast Scotland. *The Journal of Foraminiferal Research*, 31:324-349.
- Ogg J. Ogg G. and Gradstein F. M. 2008. *Concise Geologic Time Scale*, Cambridge University Press, 176p.
- Olson H.C. and Thompson P.R. 2005. Sequence Biostratigraphy with examples from Plio-Pleistocene and Quaternary sequence stratigraphy, evolution of a concept; In: Koutsoukos, E.A.M. (Ed.). *Applied Stratigraphy*, Springer, 227-247.
- Vail P. R. Mitchum R. M. Jr. and Thompson S. III. Formation in Aleshtar area (North of Lurestan). *Journal of Stratigraphy and Sedimentology researches*, 70(1):1-18. (In Persian).
- Bourgeois F. 1969. Kuh-e Bangestan: A model for Cretaceous structures in Iran, I.O.O.C, Tech. Memo. No. 89, Unpublished.
- Brett C. E. 1995. Sequence stratigraphy, biostratigraphy and taphonomy in shallow marine environment. *Palaios*, 10:597-616.
- Daneshian J. Moallemi S. A. and Younesi K. 2013. Microfacies of Sarvak Formation in Tang-e-Chenarbashi, Lurestan basin, an attempt to introducing a sedimentary model for the deep sequence. *Earth Science Research*, 13:101-111. (In Persian).
- Daneshian J. Moallemi S. A. and Younesi K. 2012. The role of sea level changes in stratigraphic distribution of planktonic foraminiferain the Surgah Formation Tang –e- Chenarbashi, southwest Ilam. *Journal of Geology of Iran* 21(2):57 – 64 (In Persian).
- Daneshian J. Younesi K. Azad A. and Moallemi S. A. , 2013. Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of Middle Albian to Cenomanian Strata in Kabir Kuh Anticline, Southeast of Ilam. *Scientific Quarterly Journal of Geoscience: Startigraphy and Sedimentary*, 24(94):155 – 164(In Persian).
- Daneshian J. Younesi K. and Moallemi S. A. 2011. Biostratigraphy of Sarvak Formation based on planktonic foraminiferal in Kabir- Kuh anticline area, southeast of Ilam. *Abstract Volume of 15<sup>th</sup> Symposium of Geological Society of Iran*, Tehran, Tarbiat Moallem University, p. 67 (In Persian).
- Dunham R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture In: W. E Ham (Ed.), *Classification of carbonate rocks, a symposium: American Association Petroleum Geologists, Memoir 1*, p. 108-121.
- Embry A. F. 1993. Transgressive-regressive (T–R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30:301–320.
- Embry A. F. 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In: R. J. Steel, V. L. Felt, E. P. Johannessen and C. Mathieu, (Eds.), *Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin* p. 1–11. Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication 5.
- Emery D. and Meyers K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*: Blackwell Scientific Publication.
- Flügel, E., 1982, *Microfacies Analysis of limestone*:Springer, Heidelberg, NewYork. 633p.

1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26:83-98.
- Wells A. J. 1966. A reinterpretation of Bangestan lithofacies in Khuzestan, I.O.O.C., Tech. Memo. No. 23, Unpublished.
- Wells A. J. 1967. Lithofacies and geological history of the post – Sarvak Upper Cretaceous sediment in Southwestern Iran (Upper Cretaceous lithofacies study). I.O.O.C., Report No.1120, Unpublished.
- Wilson J. L. 1975. Carbonate facies in Geologic History. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 471 p.