

زیست چینه نگاری و چینه نگاری سکانشی سازند سروک در تاقدیس فهلیان (جنوب یاسوج)

امیر احمدی حیدری^{۱*}، حسین وزیری مقدم^۲، علی صیرفیان^۳، عزیزالله طاهری^۴

^۱ کارشناس ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

^۲ استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

^۳ استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

^۴ استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود

*Ahmadiamir67@gmail.com

دریافت تیر ۱۳۹۵، پذیرش آذر ۱۳۹۵

چکیده

در این پژوهش زیست چینه نگاری محیط رسوبی و چینه نگاری سکانشی سازند سروک در برش تاقدیس فهلیان (جنوب یاسوج) مورد بررسی قرار گرفته است. بر اساس مطالعات انجام شده ۱۱ جنس و ۸ گونه از فرامینیفرهای پلانکتون و ۴ جنس و گونه از فرامینیفرهای بنتیک شناسائی شده است. ۶ بیوزون براساس پخش و پراکندگی فرامینیفرها نیز به شرح زیر معرفی گردید:

Favusella washitensis Zone, *Orbitolina-Alveolonids* Assemblage Zone, Rudist debris Zone, *Oligostegina* flood Zone, *Whiteinella archaeocretacea* Zone, *Helvetoglobotruncana Helvetica* Zone

بر این اساس سن آلبین - تورونین برای سازند سروک در نظر گرفته شد. بر اساس مطالعات پتروگرافی و آنالیز رخساره ای، ۳ ریز رخساره شناسائی شد که می تواند در ۳ گروه دریای باز، سد و تالاب تقسیم شوند. محیط رسوبی سازند سروک در برش مورد مطالعه رمپ هموکلینال است و تجزیه و تحلیل چینه نگاری سکانشی منجر به شناسائی چهار سکانش رسوبی درجه سوم گردید.

کلمات کلیدی: زاگرس، سازند سروک، زیست چینه نگاری، رمپ، چینه نگاری سکانشی.

۱- مقدمه

سازند سروک یکی از واحدهای سنگی گروه بنگستان با سن آلبین - تورونین می‌باشد. این سازند به علت داشتن پتانسیل مخزنی هیدروکربوری، یکی از واحدهای سنگ چینه‌ای مهم در حوضه زاگرس می‌باشد. کم عمق شدن دریا در اواخر آلبین تا سنومانین باعث رسوب مقادیر زیادی از آهک‌های کم عمق (سازند سروک) در پهنه وسیعی از حوضه زاگرس شده است [۱۵]. سازند سروک در نواحی مختلف زاگرس از دیدگاه زیست چینه نگاری، محیط رسوبی و چینه نگاری سکansı توسط جیمز و وایند [۴۴]، خلیلی [۴۷] (گروه بنگستان)، بولز [۲۳]، آدامز و همکاران [۱۷]، خسروتهرانی و فنونی [۳] (نواحی فارس و خوزستان)، لاسمی و جلیلیان [۱۲] (خوزستان و لرستان)، وزیری مقدم و صفری [۱۶] (منطقه سیمیرم)، تیموریان و وزیری مقدم [۲] (خوزستان)، رحیمی نژاد و همکاران [۵] (میدان نفتی گچساران)، غیشاوی [۱۰] (میدان پارس و کوه بنگستان)، دانشیان و همکاران [۴] (برش چنار باشی)، کاظم‌زاده و قاسمی نژاد [۱۱] (میدان نفتی اهواز)، محمودی و طاهری [۱۴] (شمال شرق گچساران)، صفدری [۷] (تاق‌دیس آغار)، عباساکی و همکاران [۹] (میدان نفتی کوپال)، غیشاوی و همکاران [۳۷] (تاق‌دیس بنگستان)، رحیم پور بناب و همکاران [۵۶] (فروافتادگی دزفول)، مهربانی و همکاران [۵۱]، مهماندوستی و همکاران [۲۱] (زون ایذه)، امیدوار و همکاران [۵۲] (فروافتادگی دزفول)، افقه و فدایی [۱۸] (برش خرامه)، یانگ و همکاران [۷۲] (فروافتادگی دزفول)، اسرافیلی و همکاران [۳۲] (خلیج فارس)، وینسنت و همکاران [۶۷] (فارس) و اسدی و همکاران [۲۲] (دشت آبادان) مطالعه شده است. سازند سروک دارای دو رخساره متفاوت است. در محل برش الگو و فارس ساحلی، رخساره‌های کم عمق این سازند گسترش دارند درحالی‌که در ناحیه لرستان رخساره‌ها عمیق‌تر هستند [۱۵]. مطالعه ریز رخساره‌ها، تعیین محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکansı در بررسی‌های مخزنی و اکتشاف ذخایر هیدروکربوری اهمیت زیادی دارند. تعیین سن نسبی بر اساس مطالعات زیست چینه‌نگاری از مطالعات اساسی در مخازن کربناته محسوب می‌شود که جهت تعیین سن و تطابق واحدهای مخزنی اهمیت زیادی دارد. از آنجایی که سازند سروک به عنوان سنگ مخزن مواد هیدروکربوری در حوضه رسوبی زاگرس محسوب می‌گردد، لذا شناسایی و بررسی دقیق‌تر این سازند بر اساس ریز رخساره‌ها و چینه نگاری سکansı اطلاعات مفید و ارزشمندی را جهت مطالعات و کارهای اکتشافی در این حوضه به دست خواهد داد. هدف از این مطالعه بررسی زیست چینه نگاری و چینه نگاری سکansı سازند سروک در برش تاق‌دیس فهلیان می‌باشد.

۱-۱- موقعیت جغرافیایی

منطقه مورد مطالعه در روستای فهلیان واقع در هشتادوسه کیلومتری جنوب یاسوج با مختصات جغرافیایی طول $۲۵^{\circ} ۴۵'$ شرقی و عرض $۳۰^{\circ} ۱۰' ۳۲''$ شمالی مورد بررسی قرار گرفت. سازند سروک در یال جنوبی تاق‌دیس فهلیان و تاق‌دیس فهلیان واقع در پهنه زاگرس و زیر پهنه چین خورده زاگرس قرار دارد [۱] (شکل ۱). مرز زیرین سازند سروک با سازند کژدمی به صورت پیوسته بوده و با ناپیوستگی فرسایشی زیر سازند گورپی قرار می‌گیرد.

امیر احمدی حیدری، حسین وزیری مقدم، علی صیرفیان، عزیزالله طاهری

مجموعه فسیلی فوق مطابق با زون ۲۳ [۷۱] می‌باشد. وایند [۷۱] وخلیلی [۴۶] این زون را به سنومانین نسبت داده‌اند. بولز [۲۳] سن این زون را از آلبین پیشین تا سنومانین میانی در نظر گرفته است. تجمع فوق در تاقدیس فهلیان معرف آلبین-سنومانین است.

۳-۱-۲- زون زیستی شماره ۲

Orbitolina-Alveolinids Assemblage Zone [۷۱]

این مجموعه از ضخامت ۷۶ متری تا ضخامت ۱۹۰ متری گسترش دارد و معادل زون زیستی ۲۱ و ۲۵ [۷۱] است. در این زون زیستی مجموعه فسیلی زیر وجود دارد (شکل ۲):

Nezzazata sp., Praealveolina cretacea, Orbitolina sp., Trocholina arabica

سن این زون تجمعی در برش تاقدیس فهلیان، سنومانین در نظر گرفته می‌شود.

۳-۱-۳- زون زیستی شماره ۳

Rudist debris Zone [۷۱]

این مجموعه از ضخامت ۱۹۰ متری تا ضخامت ۳۳۸ متری گسترش دارد (شکل ۲). تنوع فسیلی در این زون بسیار کم است. این زون مطابق با زون زیستی ۲۴ [۷۱] است. سن زون زیستی شماره ۳ در برش تاقدیس فهلیان با توجه به موقعیت چینه شناسی سنومانین در نظر گرفته می‌شود.

۳-۱-۴- زون زیستی شماره ۴

Oligostegina flood Zone [۷۱]

بیوزون زیستی شماره ۴ از ضخامت ۳۳۸ متری تا ضخامت ۴۰۰ متری گسترش دارد (شکل ۲). میکروفسیل های این زون زیستی به شرح زیر می‌باشد:

Oligosteginids, Nezzazatinella picardi, Choffatella sp., Cuneolina pavonia, Chrysalidina sp., Heterohelix moremani, Whitenella sp., Dicyclina schlumbergeri, Muricohedbergella delrioensis, Mangashtia viennoti

رخساره *Oligostegina* معمولاً بین سنین آلبین تا تورونین ظاهر می‌شود ولی باید به خاطر داشت که *Oligosteginids* ممکن است از سانتونین تا مائس تریشتین هم دیده شوند [۷۱]. سن زون زیستی شماره ۴ در برش تاقدیس فهلیان با توجه به موقعیت چینه شناسی سنومانین در نظر گرفته می‌شود.

۳-۱-۵- زون زیستی شماره ۵

Whiteinella archaeocretacea (Bolli, 1966)

این زون زیستی از ضخامت ۴۰۰ متری تا ضخامت ۴۳۵ متری گسترش دارد (شکل ۲). میکروفسیل شاخص این زون *Whiteinella archaeocretacea* می‌باشد (شکل ۳). فسیل‌های همراه به شرح زیر می‌باشند:

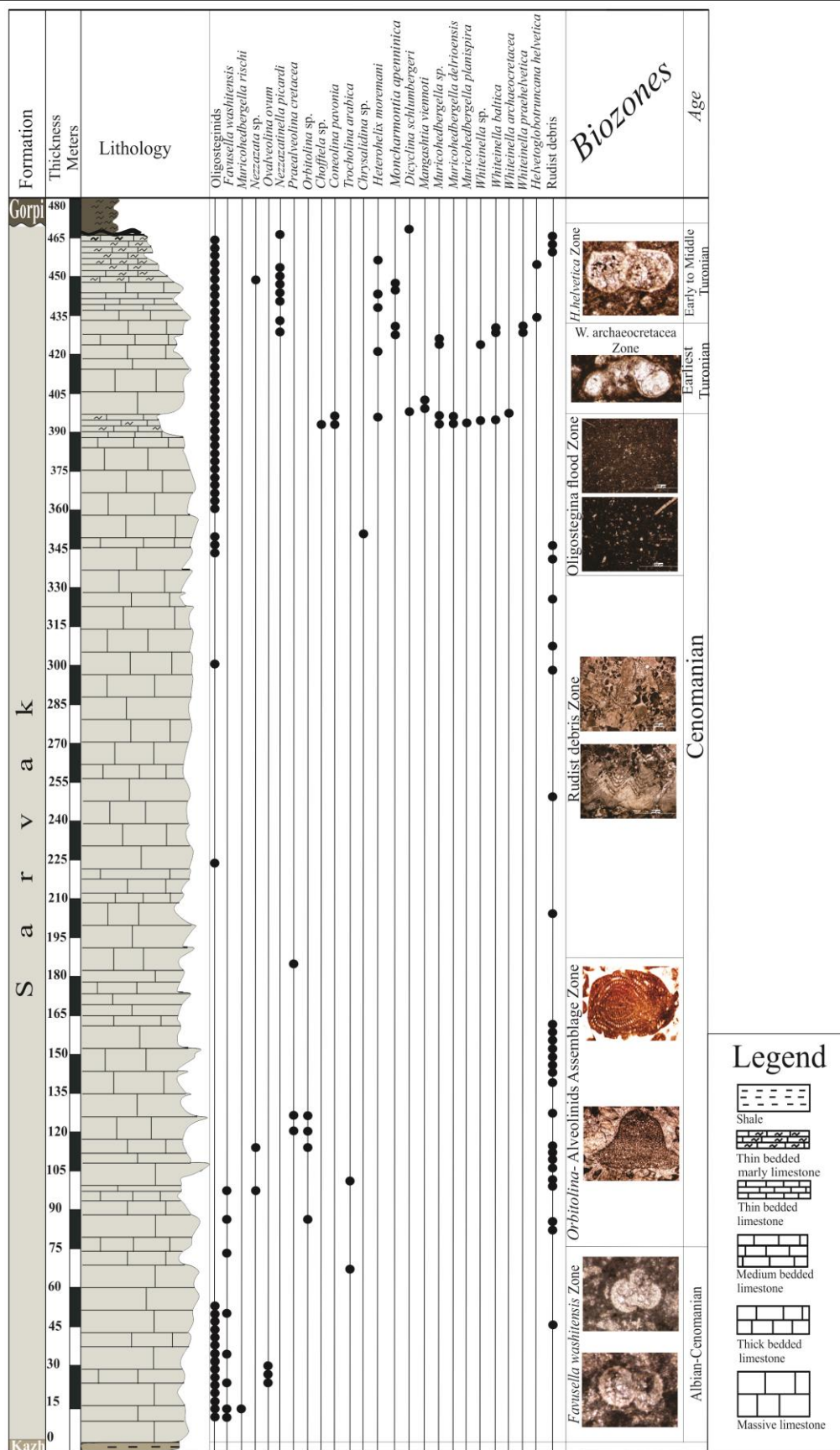
Muricohedbergella derioensis, Muricohedbergella planispira, Muricohedbergella sp., Whiteinella baltica, Whiteinella praelhelvetica, Whiteinella sp., Heterohelix moremani, Heterohelix sp.

این بیوزون معرف سنومانین پسین - تورونین پیشین است [۵۴]. زون زیستی شماره ۵ قابل تطابق در کل حوضه تیس است [۶۸، ۴۹].

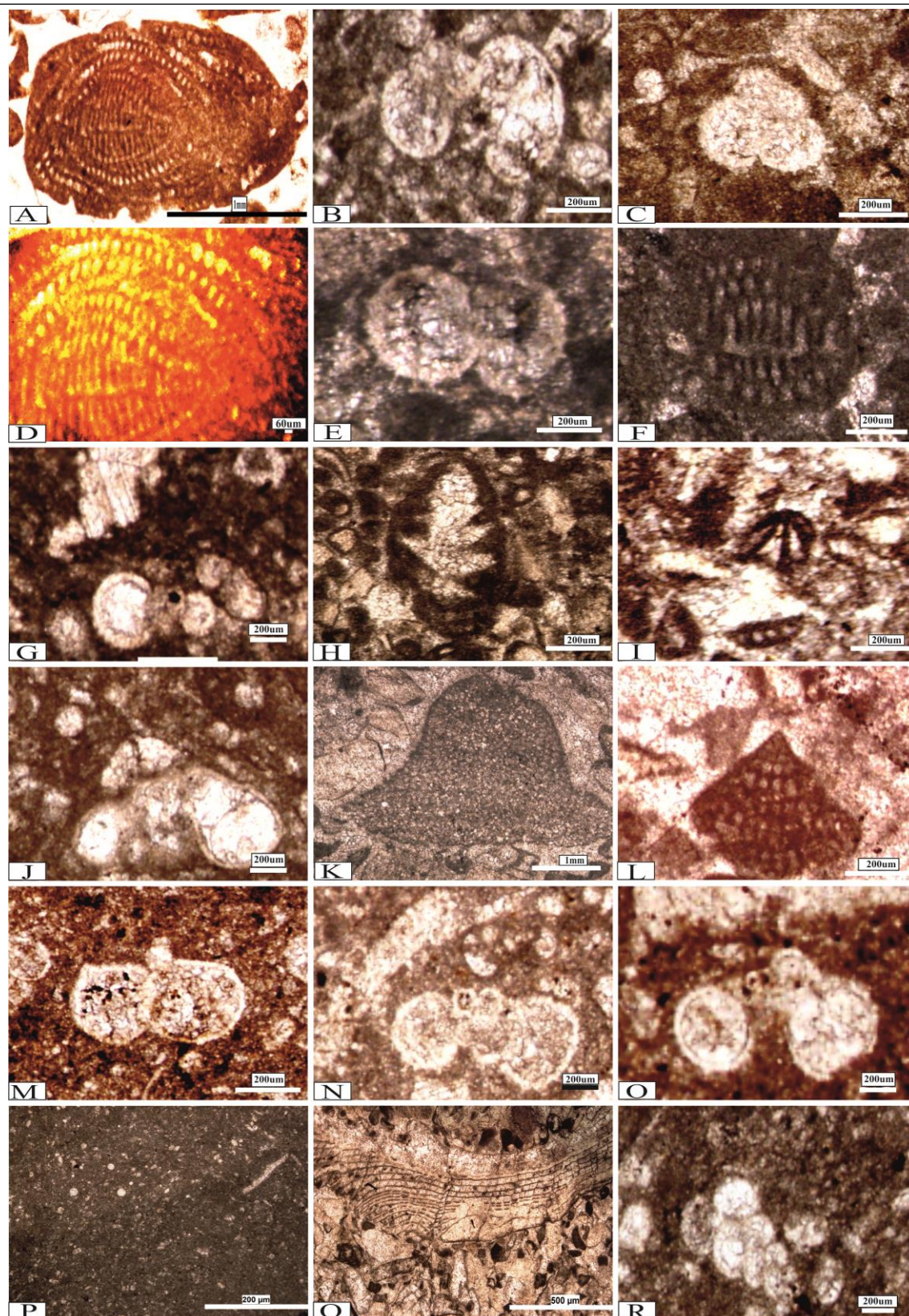
۳-۱-۶- زون زیستی شماره ۶

Helvetoglobotruncana helvetica Zone (Sigal, 1955)

این زون زیستی از ضخامت ۴۳۵ متری تا ضخامت ۶۶۵ متری گسترش دارد (شکل ۲). میکروفسیل اصلی آن *Helvetoglobotruncana helvetica* است (شکل ۳). این زون زیستی با توجه به حضور *Helvetoglobotruncana helvetica* معرف تورونین پیشین-میانی است. زون زیستی شماره ۶ قابل تطابق در کل حوضه تیس می‌باشد [۷۴، ۵۹، ۴۳].



شکل ۲- ستون زیست چینه نگاری سازند سروک در برش تاق‌دیس فهلیان.



شکل ۳- A. *Praealveolina cretacea*. B. *Muricohedbergella derioensis* C. *Favusella washitensis*. D. *Praealveolina cretacea*. E. *Favusella washitensis*. F. *Ovalveolina* sp. G. *Whiteinella baltica*. H. *Trocholina arabica*. I. *Nezzazata* sp. J. *Whiteinella archaeocretacea*. K. *Orbitolina* sp. L. *Cuneolina pavonia*. M. *Helvetoglobotruncana helvetica*. N. *Whiteinella praehelvetica*. O. *Whiteinella* cf. *praehelvetica*. P. Oligosteginids. Q. Rudist debris. R. *Heterohelix moremani*.

در شکل ۳ تصاویر برخی از میکروفسیل های شناسایی شده در برش تاقدیس فہلیان نشان داده شده است.

۳-۲- مقایسه برش تاقدیس فهلیان با سایر برش‌های این سازند در نواحی مختلف زاگرس

برش تاقدیس فهلیان با سه برش از سازند سروک در نواحی مختلف زاگرس مقایسه گردیده است. این برش‌ها شامل تاقدیس بنگستان [۱۰]، تاقدیس میش [۱۳] و تاقدیس آغار [۷] می‌باشند.

۳-۲-۱- تاقدیس میش (تنگ گرگدار)

تاقدیس میش در ۱۵ کیلومتری شمال گچساران به ضخامت ۴۶۰ متر توسط محمودی [۱۳] مطالعه شده است. مطالعات زیست چینه نگاری منجر به شناسایی ۴ زون زیستی گردیده است (جدول ۱).

سن برش	جیمز و وایند (۱۹۶۵)	سن زون زیستی	بیوزون ها
آلبین سنومانین بالایی	۲۳	آلبین بالایی-سنومانین زیرین	Fuvusella washitensis rang zone
	۲۶	سنومانین	Oligosteginids assemblage zone
	۲۴	سنومانین	Rudist debris zone
	۲۵	سنومانین بالایی	Nezazzata-alveolinids assemblage zone

جدول ۱- بیوزون‌های شناسایی شده در برش تاقدیس میش، محمودی [۱۳].

۳-۲-۲- تاقدیس بنگستان (تنگ سروک)

برش تنگ سروک واقع در تاقدیس بنگستان در ۴۰ کیلومتری شهرستان بهبهان به ضخامت ۷۰۰ متر توسط غیثاوی [۱۰] مطالعه شده است. بررسی‌های انجام شده منجر به شناسایی ۳ زون زیستی گردید (جدول ۲).

سن برش	جیمز و وایند (۱۹۶۵)	سن زون زیستی	بیوزون ها
آلبین سنومانین زیرین-بالایی	۲۳	آلبین-سنومانین زیرین	Fuvusella washitensis rang zone
	۲۶	سنومانین	Oligosteginids flood zone
	۲۵	سنومانین بالایی	Nezazzata-alveolinids assemblage zone

جدول ۲. بیوزون‌های شناسایی شده در برش تنگ سروک، غیثاوی [۱۰].

۳-۲-۳- تاقدیس آغار

سازند سروک واقع در تاقدیس آغار در جنوب غرب فیروزآباد به ضخامت ۲۰۰ متر توسط صفدری [۷] مطالعه شده است. طی مطالعات زیست چینه نگاری، تعداد ۶ زون زیستی شناسایی گردید (جدول ۳).

سن برش	ولیک (۲۰۰۷)	جیمز و وایند (۱۹۶۵)	سن زون زیستی	بیوزون ها
آلبین سنومانین بالایی	√	-	آلبین زیرین	Mesorbitolina suconcava taxon-rang zone
	√	-	آلبین بالایی	Canicorbitolina conic-Trocholina assemblage zone
	-	۲۳	آلبین بالایی-سنومانین زیرین	Fuvusella washitensis rang zone
	-	۲۴	سنومانین زیرین-سنومانین میانی	Rudist debris zone
	-	۲۵	سنومانین میانی-سنومانین بالایی	Nezazzata-alveolinids assemblage zone
	-	۲۶	سنومانین بالایی	Oligosteginids assemblage zone

جدول ۳- بیوزون‌های شناسایی شده در برش تاقدیس آغار، صفدری [۷].

از بین این برش‌ها فقط برش تاقدیس آغار در زون فارس واقع است. برش‌های تاقدیس میش، تاقدیس فهلیان و تاقدیس بنگستان در زون ایده قرار دارند.

۳-۲-۴- تطابق بیوزون ها

رسوبات قاعده هر ۴ برش دارای سن آلبین می‌باشد یعنی شروع رسوب‌گذاری سازند سروک در هرچهار برش در زمان آلبین بوده است. فرآیند رسوب‌گذاری تا انتهای سنومانین در تمامی برش‌ها بدون نبود رسوب‌گذاری انجام شده است و رسوبات آلبین تا انتهای سنومانین در همه برش قابل تطابق هستند. رسوب‌گذاری در برش تاقدیس فهلیان طی تورونین پیشین-میانی ادامه یافته است، در صورتی که در سه برش دیگر، رسوبات تورونین زیرین-میانی فرسایش یافته و یا در طی این زمان رسوب‌گذاری صورت نگرفته است. نبود رسوبات تورونین در برش‌های تاقدیس میش، آغار و بنگستان بیانگر ناپیوستگی از نوع فرسایشی است. تأثیر این ناپیوستگی فرسایشی در اواخر سنومانین تا تورونین بوده است. در اثر شروع بالآمدگی تاقدیس بنگستان در اواخر سنومانین (حدود ۹۴/۵ میلیون سال پیش)، رسوبات از آب خارج شده و فرآیند رسوب‌گذاری متوقف شده است [۱۰]. بورژا [۲۵] کوه بنگستان را به عنوان مدلی برای بلندی‌های قدیمی در کرتاسه زاگرس مورد مطالعه قرار داده و سن سازند سروک را در برش نمونه، سنومانین در نظر می‌گیرد. وی تنها ناپیوستگی با اهمیت و بزرگ را در منطقه بین سنومانین و تورونین (بین زون‌های زیستی ۲۵ و ۲۹) در نظر گرفته است. در کوه بنگستان ضخامت زون زیستی ۲۹ در فواصل مختلف از بالآمدگی تغییر می‌کند، به شکلی که با فاصله گرفتن از مرکز این بالآمدگی، ضخامت آن زیاد می‌شود. همچنین با فاصله گرفتن از مناطق خروج از آب، این زون زیستی از یک رخساره کم‌عمق به رخساره عمیق تبدیل می‌شود (زون زیستی ۲۶). بورژا [۲۵] معتقد است که زون زیستی ۲۹ به صورت یک حلقه در اطراف مناطق بالآمدگی قرار داشته و در مکان‌هایی که به صورت جانبی به زون رودیستی تبدیل می‌شود، از کیفیت مخزنی بسیار بالایی برخوردار است. خسروی سعید [۴۸] با استفاده از نقشه‌های هم ضخامت و هم سنگی که از گروه بنگستان تهیه کرد، به یک سری نتایج در مورد پالئوژئوگرافی گروه بنگستان رسید. او در این گزارش به وجود بالآمدگی‌های قدیمی تنگ نمک و بوشهر برای اولین بار اشاره کرد. هارت و ستوده نیا [۴۲] جغرافیای دیرینه کوه میش را مورد بررسی قرار دادند. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که در کوه میش بالآمدگی در زمان رسوب‌گذاری سازند سروک زیرین اتفاق افتاده است و بعدها تحت تأثیر فاز کوهزایی بعد از تورونین مجدداً بالا آمده است. هارت [۴۰] به مطالعه کوه بنگستان و کوه سفید پرداخت و نتیجه گرفت که بالآمدگی قبل از رسوب‌گذاری سازند سروک زیرین و یا در زمان آن به وجود نیامده است و رسوبات سازند سروک زیرین تحت تأثیر فاز کوهزایی کرتاسه میانی بالا آمدند و سپس تحت تأثیر پیشروی رسوبات تورونین - مائس تریستین پوشیده شده است. هارت [۴۱] مجدداً به بررسی بالآمدگی کوه بنگستان پرداخت و زمان تشکیل بالآمدگی کوه بنگستان را بعد از سنومانین در نظر گرفت. مطیعی [۱۵] معتقد است بالآمدگی‌ها طی سنومانین - تورونین عوامل به وجود آمدن ساختارهایی با امتداد شمال - جنوبی در زاگرس هستند.

۳-۳- تجزیه و تحلیل میکروفاسیس ها

بر اساس تجزیه و تحلیل پتروگرافی در برش مورد نظر ۹ ریز رخساره تشخیص داده شده است (شکل ۴).

۳-۳-۱- پلانکتونیک فرامینیفرها کلسی اسفر میکروبايوکلاستیک و کستون / پکستون

Planktonic foraminifera calcspheres microbioclastic wackestone/packstone (O1)
حضور فرامینیفرهای پلانکتون به همراه کلسی اسفرها در ماتریکس ریز دانه معرف شرایط رسوبی آرام و عمیق در شرایط شوری نرمال دریا و زیر سطح اساس امواج طوفانی است [۳۵، ۳۶، ۳۷، ۷۰]. عدم حضور فونای وابسته به نور رسوب‌گذاری پایین‌تر از زون نوری را پیشنهاد می‌دهد [۱۱]. میزان تراکم دانه‌ها متغیر و گاهاً تراکم آن‌قدر زیاد می‌شود که بافت از وکستون به پکستون تبدیل می‌شود. رخساره O1 عمیق‌ترین رخساره موجود سازند سروک در برش تاقدیس فهلیان می‌باشد (شکل ۵A). این ریز رخساره معادل SMF 3 و RMF 5 فلوگل و کمر بند ۱ و ۲ ویلسون [۷۰] است. مشابه این ریز رخساره

توسط غبیشاوی و همکاران [۳۷] در تاق‌دیس بنگستان، رحیم‌پور بناب و همکاران [۵۶] در فروافتادگی دزفول، ویلمسن و نجم [۶۹] در مصر، مهماندوستی و همکاران [۲۱] در زون ایذه، مهرابی و رحیم‌پور بناب [۵۰] در فرو افتادگی دزفول، محمودی و طاهری [۱۴] در تاق‌دیس میش، کاظم‌زاده و همکاران [۱۱] در میدان نفتی اهواز شناسایی و گزارش گردید.

۳-۳-۲- کلسی اسفر میکروبايوکلاستیک پلوئیدال وکستون / پکستون

Calcspheres microbioclastic peloidal wackestone/packstone (O2)

اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره شامل کلسی اسفرها، میکروبايوکلاست ها و پلوئید ها هستند (شکل ۵B). منشأ میکروبايوکلاست ها نامشخص است زیرا توسط جریان‌ات از کمربندهای مجاور حمل و خرد شده‌اند و تشخیص منشأ آن‌ها مشکل است و گاه قابل تشخیص و شامل خرده‌های اکیئوئید، رودیست و سوزن اسفنج می‌باشد. حضور کلسی اسفرها در یک زمینه میکرایتی منعکس کننده محیط دریای عمیق تا نیمه عمیق با انرژی هیدرودینامیکی کم و زیر امواج عادی می‌باشد [۳۷، ۳۸، ۵۶، ۵۱].

ریز رخساره O2 معادل 3 SMF و 5 RMF فلوگل و کمر بند ۱ و ۲ ویلسون [۷۰] می‌باشد. مشابه این ریز رخساره توسط تیموریان و همکاران [۲] در ناحیه خوزستان، سلیمانی و همکاران [۶] در میدان نفتی آب تیمور، عباس‌اقی و همکاران [۹] دریکی از میادین نفتی جنوب غرب ایران، غبیشاوی و همکاران [۳۷] در تاق‌دیس بنگستان، جز و همکاران [۴۵] در جنوب غرب اسلونیا، رحیم‌پور و همکاران [۵۶] در فروافتادگی دزفول، مهماندوستی و همکاران [۲۱] در زون ایذه، مهرابی و همکاران [۵۱] در فروافتادگی دزفول و سولاک و همکاران [۶۴] در غرب ترکیه شناسایی و معرفی گردیده است.

۳-۳-۳- کلسی اسفر بايوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون

Calcspheres bioclastic rudist peloidal packstone (O3)

اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره شامل خرده‌های رودیست، کلسی اسفر، پلوئید، خرده‌های جلبک قرمز و خرده‌های خارپوستان در زمینه‌ای از میکرایت است. خرده‌های رودیست و جلبک قرمز از بخش‌های کم‌عمق‌تر حمل شده است (شکل ۵C). خردشدگی قطعات در حدی نمی‌باشد که از اصطلاح میکروبايوکلاستیک در نام‌گذاری این ریز رخساره استفاده کنیم. در بیشتر مواقع خرده‌های رودیست قابل تشخیص هستند. اندازه آلوکم های ریز رخساره O3 نسبت به ریز رخساره O2 بزرگ‌تر می‌باشند. این ریز رخساره نسبت به ریز رخساره قبلی در بخش‌های کم‌عمق‌تری از دریای باز نهشته شده است. ریز رخساره O3 معادل کمر بند ۳ و ۴ ویلسون [۷۰] می‌باشد. مشابه ریز رخساره O3 توسط رحیمی نژاد و همکاران [۵] در میدان نفتی گچساران شناسایی و گزارش گردیده است.

۳-۳-۴- بايوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون

Bioclastic rudist peloidal packstone (O4)

اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره شامل خرده‌های رودیست، خرده‌های خارپوستان و پلوئید در زمینه‌ای از میکرایت می‌باشد. خرده‌های رودیست از بخش‌های کم‌عمق‌تر محیط (به‌خصوص سد)، در اثر امواج خرد و به این محیط حمل شده‌اند (شکل ۵D). این ریز رخساره متعلق به بخش‌های کم‌عمق دریای باز با انرژی هیدرودینامیکی متوسط می‌باشد [۵۶، ۳۵، ۷۰]. اندازه آلوکم ها در این ریز رخساره نسبت به رخساره قبلی بزرگ‌تر است. بنابراین ریز رخساره O4 نسبت به ریز رخساره O3 در محیط کم‌عمق‌تری از دریای باز تشکیل شده است. ریز رخساره O4 معادل 10 SMF و 7 RMF فلوگل و کمر بند ۴ ویلسون [۷۰] می‌باشد.

مشابه این ریز رخساره توسط تیموریان و همکاران [۲] در خوزستان، رحیم نژاد و همکاران [۵] در میدان نفتی گچساران، سرادقی و طاهری [۸] در جنوب غرب بروجن، عباس‌اقی و همکاران [۹] دریکی از میادین نفتی جنوب غرب ایران، غبیشاوی و همکاران [۳۷] در تاق‌دیس بنگستان، جز و همکاران [۴۵] در جنوب غرب اسلونیا، رحیم‌پور بناب و همکاران

[۵۶] در فروافتادگی دزفول، مهماندوستی و همکاران [۲۱] در زون ایزه، مهربابی و همکاران [۵۱] در فروافتادگی دزفول، سولاک و همکاران [۶۴] در غرب ترکیه (مانیسا)، اسرافیلی و همکاران [۳۲] در جنوب غرب ایران و یانگ و همکاران [۷۲] در جنوب غرب ایران شناسایی و گزارش شده است.

۳-۳-۵- بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال رودستون

Bioclastic rudist peloidal rudstone (O5)

این ریز رخساره متشکل از خرده‌های رودیست همراه با خرده‌های خارپوستان و پلوئید است. خرده‌های رودیست در این ریز زرخساره بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر هستند بنابراین از اصطلاح رودستون در نام‌گذاری این ریز رخساره استفاده شده است (شکل ۵E). سیمان ریزرخساره اسپارایت می‌باشد. انرژی هیدرودینامیکی در این محیط به قدری بوده که سبب شسته شدن گل بین دانه‌ها شده ولی در جور شدگی و گرد شدگی آلوکم‌های این ریز رخساره تأثیری نداشته است. حضور خرده‌های رودیست به همراه خرده‌های خارپوستان در کنار نشانگر نهشته شدن این ریز رخساره در بخش‌های جلوی سد به سمت دریای باز با انرژی هیدرودینامیکی متوسط تا زیاد می‌باشد [۳۵،۳۷،۵۶].

مشابه این ریز رخساره توسط محمودی [۱۳] در تاق‌دیس میش، عباساکی و همکاران [۹] در یکی از میدان‌ها نفتی جنوب غرب ایران، غبیشاوی و همکاران [۳۷] در تاق‌دیس بنگستان، جز و همکاران [۴۵] در جنوب اسلونیا، رحیم‌پور و همکاران [۵۶] در فروافتادگی دزفول، اسرافیلی و همکاران [۳۲] در جنوب غرب ایران و اندریو و همکاران [۲۰] در شمال فرانسه شناسایی و گزارش شده است.

۳-۳-۶- کلسی اسفر بایوکلاستیک کورال رودستون

Calcspheres boiclastic coral rudstone (O6)

اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره کلسی اسفرها، مرجان‌ها و خرده‌های جلبک سبز داسی کلاسه آ می‌باشند. قطعات مرجان بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر هستند (شکل ۵F). خرده‌های جلبک سبز داسی کلاسه آ احتمالاً توسط جریان‌ها به این محیط حمل شده‌اند. کلسی اسفرها توسط از محیط عمیق دریایی به این محیط حمل شده‌اند. حضور کلسی اسفرها به همراه جلبک سبز داسی کلاسه آ نشان دهنده ارتباط زیر محیط لاگون با دریای باز و پیوسته نبودن سد در محیط رسوبی سازند سروک در برش تاق‌دیس فهلیان می‌باشد. محیط ته‌نشست این ریز رخساره با توجه موقعیت چینه‌شناسی آن در توالی، بخش‌های کم‌عمق دریای باز با انرژی متوسط است. مشابه این ریز رخساره توسط محمودی [۱۳] در تاق‌دیس میش شناسایی و گزارش شده است.

۳-۳-۷- بایوکلاست رودیست پلوئیدال گرینستون

Bioclast rudist peloidal grainstone (B1)

اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره شامل خرده‌های رودیست، خرده‌های خارپوستان، کورتوئید، جلبک قرمز و تکستولاریا است (شکل ۵G). آلوکم‌ها به دلیل انرژی بالای محیط در سیمان اسپاریتی قرار گرفته‌اند. انرژی هیدرودینامیکی بالا سبب شسته شدن گل، خرد شدن، از بین رفتن زاویه و جور شدگی آلوکم‌ها شده است. با توجه به بافت دانه پش‌تیبان، جور شدگی نسبتاً خوب دانه‌ها، نبود زمینه میکرایتی و موقعیت چینه‌شناسی محل تشکیل این رخساره زیر محیط سد با انرژی هیدرودینامیکی زیاد و بالای امواج عادی در نظر گرفته می‌شود [۲۱،۳۷،۵۶،۷۲].

ریز رخساره B1 معادل SMF 12 فلوگل [۳۵] و کمربند ۶ ویلسون [۷۰] می‌باشد. مشابه این ریز رخساره توسط سرداکی و طاهری [۸] در جنوب غرب بروجن، محمودی [۱۳] در تاق‌دیس میش، غبیشاوی و همکاران [۳۷] در تاق‌دیس بنگستان، جز و همکاران [۴۵] در جنوب غرب اسلونیا، رحیم‌پور و همکاران [۵۶] در فروافتادگی دزفول، مهماندوستی و همکاران [۲۱]

در زون ایذه، مهربابی و همکاران [۵۰] در فروافتادگی دزفول، مهربابی و همکاران [۵۱] در فروافتادگی دزفول، اسرافیلی و همکاران [۳۲] جنوب غرب ایران و یانگ و همکاران [۷۲] در جنوب غرب ایران شناسایی و گزارش شده است.

۳-۳-۸- بتتیک فرامینیفرا بایوکلاستیک رودیست گرینستون

Benthic foraminifera bioclastic rudist grainstone (B2)

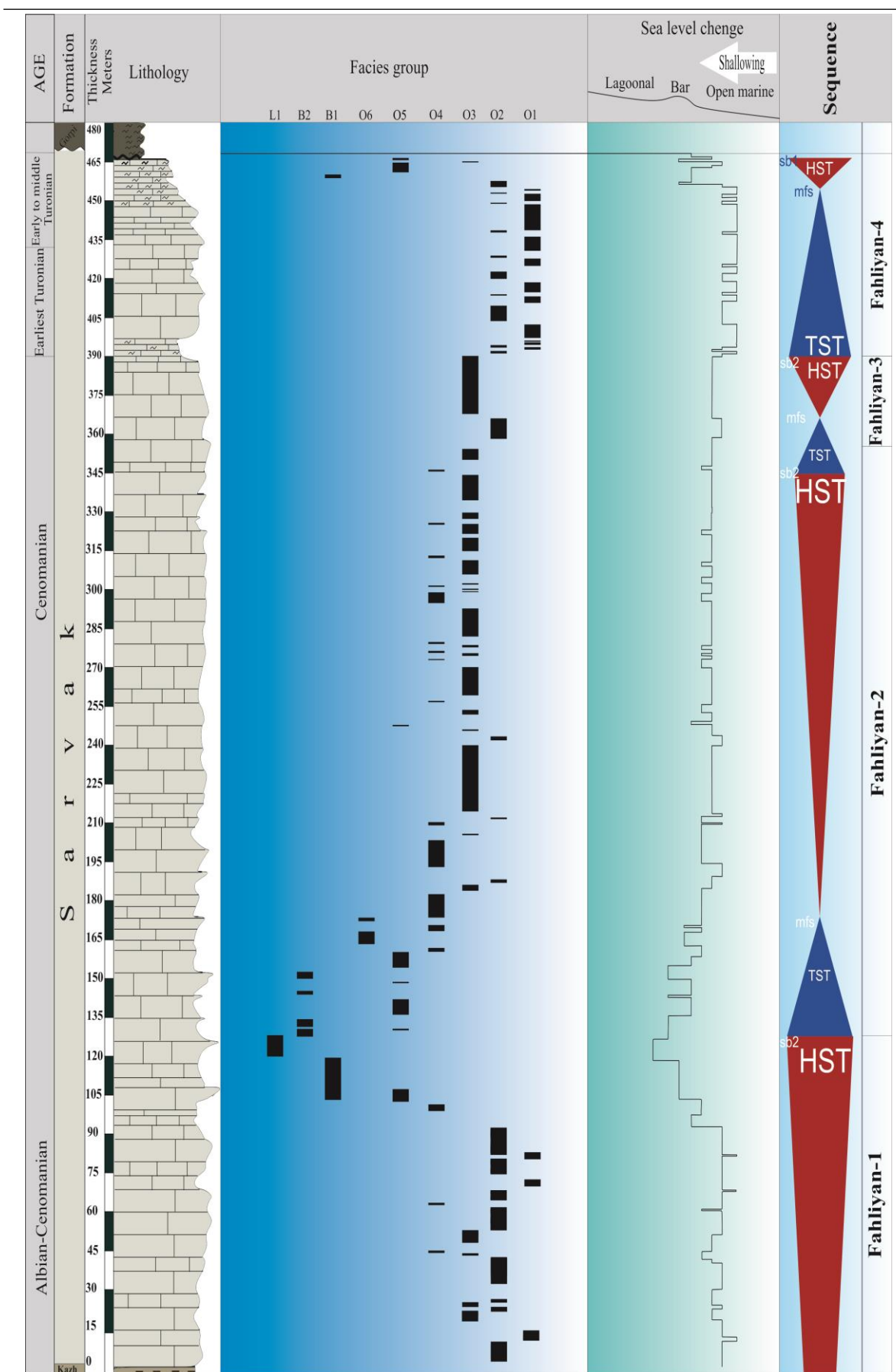
اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره عبارت‌اند از خرده‌های رودیست، فرامینیفراهای بتتیک سالم و خرد شده با دیواره پرسلانوز و آگلوتینه، ایتراکلاست، کورتوئید، پلوئید و خرده‌های جبلک قرمز (شکل ۵H). فرامینیفراهای بتتیک شاخص لاگون توسط امواج حمل شده و به زیر محیط سد منتقل شده‌اند. در اثر فرآیند حمل شدگی از دورهای آخر فرامینیفراهای بتتیک کم شده و همین‌طور ساختار داخلی آن‌ها هم از بین رفته است. با توجه به حضور فرامینیفراهای بتتیک با دیواره پرسلانوز و آگلوتینه و بافت دانه پشتیبان با سیمان اسپاریتی می‌توان نتیجه گرفت که محیط ته‌نشست این ریز رخساره بخش‌های کم‌عمق سد به طرف لاگون با انرژی هیدرودینامیکی زیاد می‌باشد.

ریز رخساره B2 معادل RMF 26 و SMF 12 فلوگل [۳۵] و کمر بند ۷ ویلسون [۷۰] می‌باشد. مشابه این ریز رخساره توسط سلیمانی و همکاران [۶] در میدان نفتی آب تیمور، چن و همکاران [۲۸] در شمال تبت، کارویک و همکاران [۲۷] در زون کپه داغ، مهربابی و همکاران [۵۰] در فروافتادگی دزفول، فاروک [۳۴] در خلیج سوئز، زورام و همکاران [۷۳] در جنوب غرب ایران و سولاک و همکاران [۶۴] در غرب ترکیه (مانیسا) شناسایی و گزارش گردیده است.

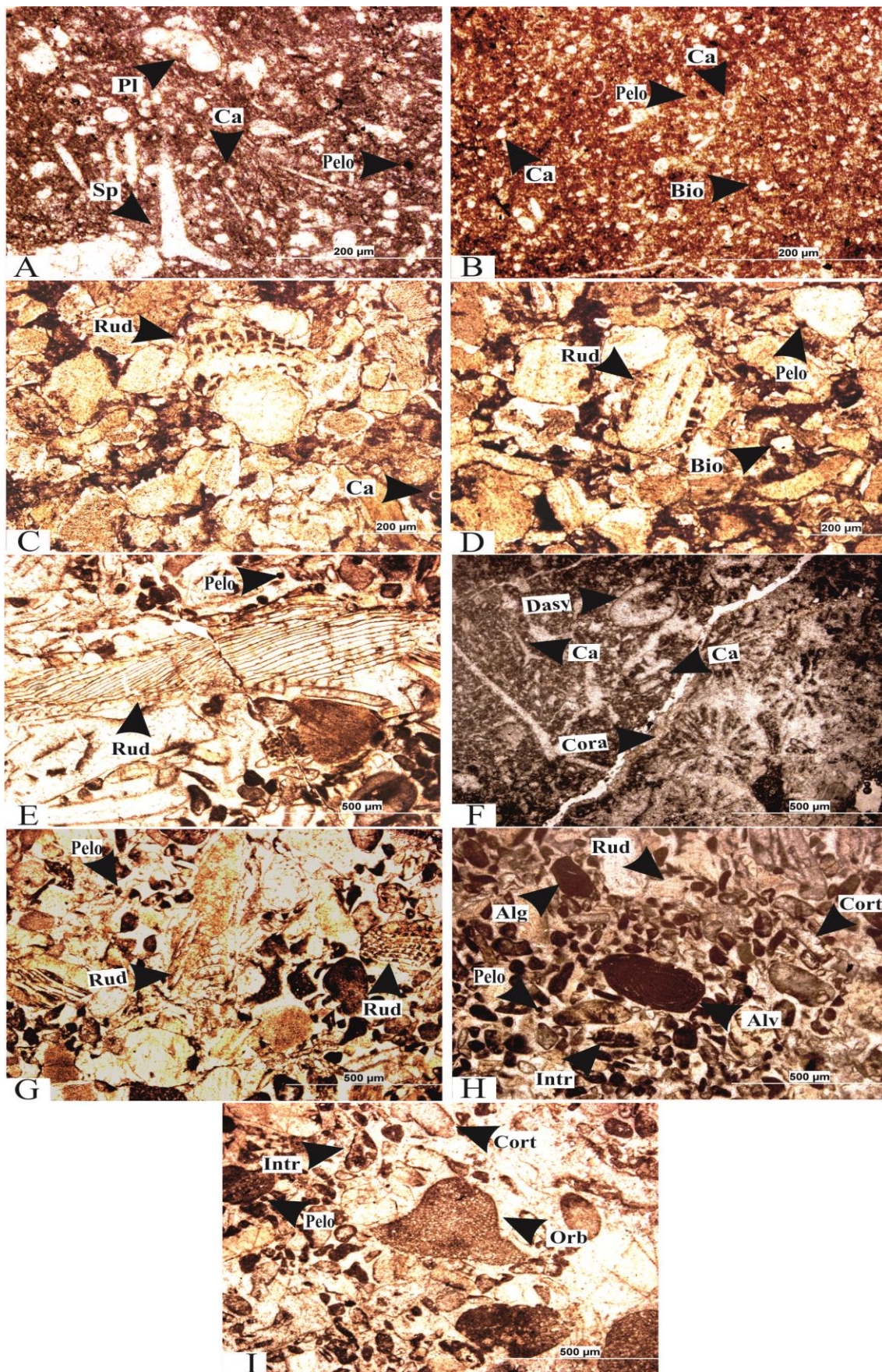
۳-۳-۹- اوریتولینا بایوکلاستیک رودیست گرینستون

Orbitolina bioclastic rudist grainstone (L1)

اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره شامل فرامینیفراهای بتتیک به نام اوریتولینا، خرده‌های رودیست، کورتوئید و ایتراکلاست می‌باشد (شکل ۵I). انرژی هیدرودینامیکی در این محیط بالا بوده به طوری که گل را از محیط شسته و فضای بین دانه‌ها بعداً توسط سیمان اسپاریتی پر شده است. اوریتولینا موجود در این ریز رخساره کوچک و گاهاً با مخروط بلند هستند. بافت دانه پشتیبان و فونای موجود در این ریز رخساره مخصوص و مربوط به زیر محیط لاگون با ارتباط محدود با دریای باز است. با توجه به ویژگی‌ها و موقعیت چینه‌شناسی آن در توالی، محیط تشکیل این ریز رخساره می‌توان بخش‌های کم‌عمق لاگون به سمت سد نسبت داده می‌شود. ریز رخساره L1 معادل RMF 26 و SMF 12 فلوگل [۳۵] و کمر بند ۷ و ۸ ویلسون [۷۰] می‌باشد. مشابه این ریز رخساره توسط فکور و همکاران [۳۳] در زون ایذه، افقه و همکاران [۱۸] در جنوب غرب ایران، شبانپور و سحریان [۶۲] در زون فارس و راسلز و شالاگینویت [۶۰] در شمال اسپانیا شناسایی و معرفی گردیده است.



شکل ۴- ستون ریز رخساره و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در برش ناقدیس فهلیان.



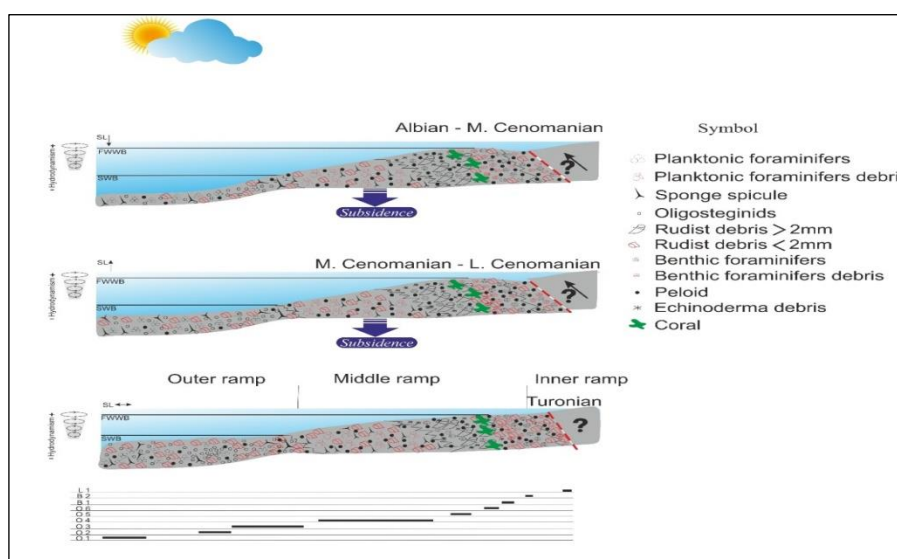
شکل ۵- ریز رخساره های سازند سروک در برش تاق‌دیس فهلیان.

۳-۴- مدل رسوبی

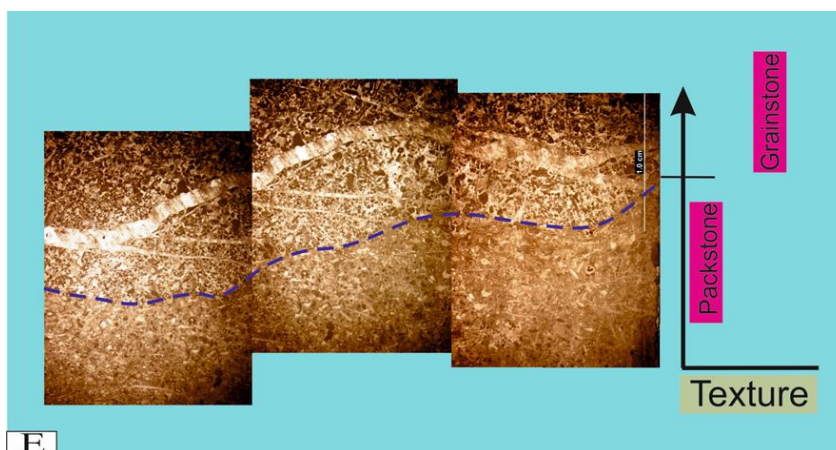
با توجه به ریزرخساره های شناسایی شده، تغییرات عمودی آن ها، مقایسه با محیط های امروزی و قدیمی [۲۶،۳۵،۵۷،۵۸،۶۵،۷۰] تغییرات تدریجی بین انواع ریزرخساره ها و فقدان ریف حاکی از آن است که رخساره های سازند سروک در منطقه مورد مطالعه در یک پلاتفرم کربناته نوع رمپ نهشته شده اند (شکل ۶). فقدان یک دامنه پرشیب با شکستگی ناگهانی در شلف نیز با فقدان رسوبات ناشی از جریان آشفته تأیید می گردد. رخساره های رمپ داخلی با حضور اربیتولینا با صدف کشیده و مخروطی، رخساره های رمپ میانی با فراوانی و تنوع خرده های رودیستی، اکینید و فرامینفرهای بتتیک خرد شده مشخص می شود. وجود روزنداران پلانکتون و کلسی سفرها نشان دهنده بخش رمپ بیرونی هستند. سد رودیستی -پلوئیدی معرف رخساره سد و جدا کننده رمپ میانی از داخلی است.

بررسی رخساره ها حاکی از آن است که در رخساره های مناطق عمیق به مقدار زیادی بیوکلاست های خرد شده رمپ داخلی مشاهده می شود. این امر نشانگر ناپایداری رسوبات ناشی از شیب کف حوضه بوده که سبب جابجایی و ریزش بیوکلاستها در بخش عمیق دریا شده است.

در سازند سروک تاقدیس فهلپان احتمالاً تکتونیک محلی نقش بسزایی در ایجاد ریزش ها ایفا می کرده است. با توجه به حضور گسل قطر - کازرون در نزدیکی این برش، احتمالاً این گسل در زمان رسوب گذاری سازند سروک در برش تاقدیس فهلپان فعالیت داشته و رمپ داخلی را تحت تأثیر خود قرار داده است. به نحوی که قسمتی از رمپ داخلی در اثر فعالیت گسل قطر کازرون بالا آمده و منجر به پایین آمدن سطح آب دریا شده و یک فاز پیش نشینی را ایجاد کرده است (شکل ۶). با توجه به اثرات برجا گذاشته در رسوبات سازند سروک در این برش، در نتیجه فعالیت این گسل تنها شیب پلتفرم کمی زیادتیر شده به طوری که این افزایش اندک شیب سبب جا به جا شدن آلوکم ها و دانه ها بوده است. اکثر آلوکم ها دارای حاشیه فرسایش یافته و خرد شده می باشند. تغییر بافت و افزایش اندازه دانه ها به سمت بالا در یک لایه از شواهد ریزش است (شکل ۷E). ریزش ها در آلوکم هایی مانند جنس های خانواده آلوئولینیده (شکل ۷A,B) و ملیولیدا قابل مشاهده می باشد. تست آن ها ساییده شده و دور آخر پیچش این فرامینفرها از بین رفته است (شکل ۷C,D)، می توان این فرآیند تغییر شکل را حاصل از بالا آمدگی قسمتی از رمپ داخلی و ریزش فونای لاگونی به بخش های عمیق تر محیط رسوب گذاری دانست.

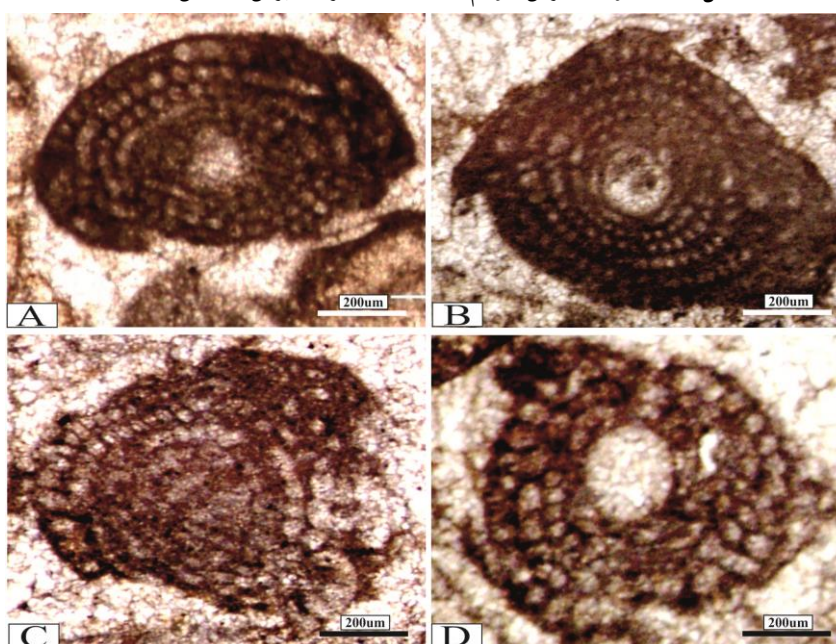


شکل ۶- تکامل محیط رسوبی سازند سروک در برش مورد مطالعه



E

شکل ۷-۱- شواهد ریزش آلوکم ها در سازند سروک برش تاق‌دیس فهلیان.



شکل ۷-۲- شواهد ریزش آلوکم ها در سازند سروک برش تاق‌دیس فهلیان.

۳-۵- چینه نگاری سکانسی

سکانس های رسوبی سازند سروک در منطقه مورد مطالعه بر اساس ویژگی های رخساره ای، چرخه های رسوبی و الگوی انباشتگی رخساره ها، به ۴ سکانس رسوبی تقسیم شده است.

۳-۵-۱- سکانس Fahliyan-1

دسته رسوبی پیشرونده این سکانس را بخش انتهایی سازند کژدمی تشکیل می دهد. توالی قاعده سازند سروک تشکیل دهنده رسوبات تراز بالا (Highstand Systems Tract) این سکانس بوده و با ریز رخساره های O 2 (کلسی اسفیر میکروبايوکلاستیک پلوئیدال پکستون) و O 3 (کلسی اسفیر بايوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) مشخص می شود. به سمت بالا به تدریج به ریزرخساره های O 4 (بايوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون)، O 5 (بايوکلاستیک رودیست پلوئیدال رودستون)، O 6 (کلسی اسفیر بايوکلاستیک کورال رودستون)، B 1 (بايوکلاستیک رودیست پلوئیدال گرینستون)، B 2 (بنتیک فرامینیفر بايوکلاستیک رودیست گرینستون) و L 1 (اوریتولینا بايوکلاستیک رودیست گرینستون) تغییر می کند.

مرز بین این سکانس و سکانس Fahliyan-2 در ضخامت ۱۲۶ متری از قاعده برش مورد مطالعه قرار دارد (شکل ۴). ریز رخساره‌های دریای باز، سد و لاگون تشکیل دهنده این بخش هستند.

۳-۵-۲- سکانس Fahliyan-2

مرز بین سکانس Fahliyan-1 و این سکانس بر اساس تغییر ریز رخساره و قرار گیری ریز رخساره B 2 (بتتیک بایوکلاست رودیست گرینستون) بر روی رخساره L 1 (اوبیتولینا بایوکلاستیک رودیست گرینستون) صورت گرفته است. دسته رخساره ای پیشرونده (TST) متشکل از ریز رخساره های B 2 (بتتیک فرامینفرا بایوکلاستیک رودیست گرینستون)، O 6 (کلسی اسفر بایوکلاستیک کورال رودستون)، O 5 (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال رودستون)، O 4 (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون)، O 3 (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) و O 2 (کلسی اسفر میکرو بایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) می باشد (شکل ۶-۱). رخساره O 2 (کلسی اسفر میکرو بایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) نشان دهنده حداکثر پیشروی سطح آب دریا (mfs) است. دسته رسوبی تراز بالای این سکانس HST با ریز رخساره های O 3 (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) و O 4 (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) مشخص می شود. ریز رخساره های O 3 (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) و O 4 (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) در این سکانس بیشترین فراوانی را دارند. مرز بین این سکانس و سکانس Fahliyan-3 در ضخامت ۳۴۵ متری برش با ریز رخساره O 4 (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) مشخص می شود (شکل ۴).

۳-۵-۳- سکانس Fahliyan-3

با افزایش فضای رسوب گذاری و پیشروی مجدد آب دریا ریز رخساره O 3 (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) بر روی ریز رخساره O 4 (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) متعلق به سکانس Fahliyan-2 قرار می گیرد. عمیق ترین ریز رخساره در این سکانس ریز رخساره O 2 (کلسی اسفر میکرو بایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) است (TST). همراه با کم شدن فضای رسوب گذاری و پایین آمدن تدریجی سطح آب دریا ریز رخساره O 2 (کلسی اسفر میکرو بایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) به ریز رخساره O 3 (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) تبدیل می شود (HST). ریز رخساره O 3 (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) تا مرز فوقانی این سکانس ادامه دارد. (شکل ۴). مرز فوقانی این سکانس با پیشروی ناگهانی سکانس Fahliyan-4 و با گسترش ریز رخساره O 2 (کلسی اسفر میکرو بایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) متعلق به سکانس Fahliyan-4 مشخص می شود. ریز رخساره های O 3 (کلسی اسفر بایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) و O 4 (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) در این سکانس بیشترین فراوانی را دارند.

۳-۵-۴- سکانس Fahliyan-4

با افزایش فضای رسوب گذاری و پیشروی مجدد آب دریا رسوبات سکانس Fahliyan-4 (ریز رخساره O 2، کلسی اسفر میکرو بایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) بر روی مرز فوقانی سکانس Fahliyan-3 (ریز رخساره O 3، کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) قرار می گیرند (TST). عمیق ترین ریز رخساره در این سکانس ریز رخساره O 1 (پلانکتونیک فرامینفرا کلسی اسفر میکرو بایوکلاستیک وکستون) می باشد (شکل ۴). فراوان ترین رخساره این سکانس رخساره شماره O 1 (پلانکتونیک فرامینفرا کلسی اسفر بایوکلاستیک پلوئیدال وکستون) و پس از آن ریز رخساره شماره O 2 (کلسی اسفر میکرو بایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) است (شکل ۶-۱). رخساره های O 4 (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون)، O 5 (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال رودستون) و L 1 (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال گرینستون) معرف دسته رسوبی تراز بالا هستند. مرز فوقانی این سکانس یک ناپیوستگی مهم می باشد به

نحوی که رسوبات سازند گورپی باسن سانتونین پیشین بر روی رسوبات این سکانش باسن تورونین قرار گرفته‌اند. بر اساس حضور *Helvetoglobotruncana helvetica* سن این سکانش تورونین است.

نتیجه‌گیری:

بر اساس مطالعه انجام شده ۱۱ جنس و ۸ گونه از فرامینیفرهای پلانکتون و ۴ جنس و ۸ گونه از فرامینیفرهای بنتیک از روزندان در سازند سروک شناسایی شد. بر اساس پخش و پراکندگی آن‌ها در تاق‌دیس فهلیان ۶ بایوزون جمعی و برای اولین بار زون زیستی *Whitella archaeocretacea* برای سازند سروک در برش تاق‌دیس فهلیان تعیین گردید. با توجه به شواهد زیست چینه نگاری سن سازند سروک در برش مورد مطالعه آلبین - تورونین در نظر گرفته شد. با توجه به پخش و پراکندگی روزندان، تغییرات تدریجی ریزرخساره‌ها و عدم حضور سد محصور کننده محیط رسوبی این سازند به رمپ هموکلیتال نسبت داده شد. ریزرخساره‌های O1 و O2 با حضور روزندان پلانکتون و کلسی اسفرها مربوط به رمپ بیرونی است، ریزرخساره‌های O3، O4، O5 و O6 با توجه به بافت، فونا و موقعیت چینه شناسی مربوط به قسمت میانی رمپ بوده و ریزرخساره‌های O7، O8 و O9 در رمپ درونی تشکیل شده‌اند. بررسی رخصاره‌های سازند سروک در ناحیه مورد مطالعه منجر به شناسایی چهار سکانش رسوبی شده است. مرزهای بین سکانش‌های تشخیص داده شده از نوع ۲ است.

سپاس و قدردانی

از سرکار خانم دکتر لیلا فضلی و آقایان دکتر علی غبیشاوی و دکتر محمود برگریزان بخاطر داوری مقاله سپاسگزاری می‌گردد.

منابع

- [۱] آفانباتی، ع.، ۱۳۸۹، زمین شناسی ایران: سازمان زمین شناسی ایران و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- [۲] تیموریان، ا.، وزیری مقدم، ح.، و امیری بختیار، ح.، ۱۳۸۳، بررسی میکروفاسیس‌ها و محیط رسوب سازند سروک در منطقه خوزستان، چاه آغاچاری ۱۴۰: مجموعه مقالات هشتمین انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، صفحه ۴۵-۴۴.
- [۳] خسرو تهرانی، خ.، و فنونی، ب.، ۱۳۷۳، یافته‌های نوین در میکروبیواستراتیگرافی سازند سروک در ناحیه فارس و خوزستان: مجله علوم زمین، ش ۱۵، صفحه ۱۱-۲۰.
- [۴] دانشیان، ج.، یونسی، ک.، و معلمی، ع.، ۱۳۹۰، مطالعه محیط دیرینه الیگوستژینیدهای سازند سروک در برش تنگ چنارباشی، جنوب شرق ایلام: نشریه علمی پژوهشی رخصاره‌های رسوبی، شماره چهارم، صفحه ۱۷۲-۱۶۲.
- [۵] رحیمی نژاد، ا.، وزیری مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، صفری، ا.، و امیری بختیاری، ح.، ۱۳۸۵، بیواستراتیگرافی و میکروفاسیس سازند سروک در میدان نفتی گچساران (چاه شماره ۵۵): مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان.
- [۶] سلیمانی، ب.، خسرو تهرانی، خ.، و افقه، م.، ۱۳۸۹، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانش سازند ایلام در میدان نفتی آب تیمور: فصلنامه زمین شناسی کاربردی، سال ششم، شماره ۴، صفحه ۲۹۳-۲۸۷.
- [۷] صفدری، ح.، ۱۳۸۹، زیست چینه نگاری و ریز رخصاره‌های سازند سروک در جنوب غرب فیروزآباد: رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۲۴ صفحه.
- [۸] طاهری، ع.، و سرادقی، ح.، ۱۳۹۰، میکروفاسیس و چینه نگاری سکانش سازند سروک در جنوب غرب بروجن: پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، شماره ۴۲، صفحه ۴۰-۲۷.
- [۹] عباساقی، ف.، حرمی، م.، محبوبی، ا.، محمودی قرائی، م. ح.، و اورجانی، ش.، ۱۳۹۱، میکروفاسیس، محیط رسوبی و دیاژنز سازند سروک در یکی از میدانی نفتی جنوب غرب ایران: اولین کنفرانس بین المللی نفت، گاز و پتروشیمی، مرکز همایش‌های بین المللی هتل المپیک تهران، ۱۰ صفحه.

- [۱۰] غیشاوی، ع.، ۱۳۸۷، چینه شناسی سازند سروک و ایلام در تاقدیس بنگستان و میدان پارس: رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، ۱۹۵ صفحه.
- [۱۱] کاظم زاده، م.، قاسمی نژاد، ا.، و وزیری مقدم، ح.، ۱۳۹۰، مطالعه زیست چینه نگاری و محیط رسوبی سازند سروک در میدان نفتی اهواز، چاه AZ 354: پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم، صفحه ۸-۱.
- [۱۲] لاسمی، ی.، و جلیلیان، ع.، ۱۳۷۶، بررسی میکرو فاسیس ها و محیط رسوبی سازند سروک مناطق خوزستان و لرستان: مجله علوم زمین، ش. ۲۵-۲۶، صفحه ۴۸-۵۹.
- [۱۳] محمودی، ا.، ۱۳۹۰، زیست چینه نگاری و ریز رخساره‌های سازند سروک در شمال گچساران (تنگ گرگدار): رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۲۷ صفحه.
- [۱۴] محمودی، ا.، و طاهری، ع.، ۱۳۹۰، ریز رخساره‌ها و چینه نگاری سکانشی سازند سروک در شمال شرق گچساران (تنگ گرگدار): نشریه علمی-پژوهشی رخساره‌های رسوبی دانشگاه فردوسی مشهد، صفحه ۱۹۸-۱۸۸.
- [۱۵] مطیعی، ه.، ۱۳۷۴، زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس: انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۳۶ صفحه.
- [۱۶] وزیری مقدم، ح.، و صفری، ا.، ۱۳۸۲، بررسی رخساره های آهکی و تفسیر محیط رسوب گذاری سازند سروک در ناحیه سمیرم، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، صفحه ۵۹-۷۴.
- [17] ADAMS, T. D., KHALILI, M., and KHOSRAVI-SAID, A., 1967, Stratigraphy significance of some Oligosteginid assemblages from Lurestan province: *Micropalaeontology*, **13**, 55-66.
- [18] AFGHAH, M., and FADAEI, H. R., 2014, Biostratigraphy of Cenomanian succession in Zagros area (south west of Iran): *Geosciences Journal*, DOI: 10.1007/s12303-014-0045-3.
- [19] AISNER, R. E., and KERANS, C., 2015, The Mural Limestone of Arizona: An outcrop analog for the Aptian-Albian patch-reef reservoirs of the Maverick Basin, Texas: DOI: <http://www.researchgate.net/publication/267711232>.
- [20] ANDRIEU, S., BRIGAND, B., RABOURG, T., and NORET, A., 2015, The Mid-Cenomanian event in shallow marine environments: Influence on carbonate producers and depositional sequences (northern Aquitaine Basin, France): *Cretaceous Research*, **56**, 587-607.
- [21] ASADI MEHMANDOSTI, E., ADABI, M. H., and WOODS, A. D., 2013, Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran: *Sedimentary Geology*, **293**, 9-20.
- [22] ASSADI, A., HONARMAND, J., MOALLEMI, S.A., and ABDOLLAHIE-FARD, I., 2016, Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran: *Facies*, DOI: 10.1007/s10347-016-0477-5.
- [23] BOLZ, H., 1977, Reappraisal of the biozonation of the Bangestan Group (Late Aptian-Early Campanian) of southwest Iran, Report 1252, Tehran, Iranian Offshore Oil Company.
- [24] BOUDAGHER-FEDAL, M. K., 2008, Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera: *Palaeontology*, **21**, 571.
- [25] BOURGEOIS, F., 1969, Kuh-e Bangestan: a model for Cretaceous structures in Iran, Technical Memoir 89, Iranian Offshore Oil Company Technical.
- [26] BURCHETTE, T. P., and WRIGHT, V. P., 1992, Carbonate ramp depositional system: *Sedimentary Geology*, **79**, 3-57.
- [27] CAREVIC, I., TAHERPOUR KHALIL ABAD, M., LJUBOVIC-OBRAĐOVIC, D., VAZIRI, H., MIRKOVIC, M., ARYAEI, A. A., STEJIC, P., and ASHOURI, A. R., 2013, Comparisons between the Urganian platform carbonates from eastern Serbia (Carpatho-Balkanides) and northeast Iran (Kopet-Dagh Basin): Depositional facies, microfacies, biostratigraphy, palaeoenvironments and palaeoecology: *Cretaceous Research*, **40**, 110-130.

- [28] CHEN, Z., WANG, C., KUHNT, W., HOLBOURN, A., HUANG, Y., and MA, C., 2011, Lithofacies, microfacies and depositional environments of Upper Cretaceous oceanic red beds (Chuangde Formation) in southern Tibet : *Sedimentary Geology*, **235**, 100-110.
- [29] 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 of Petroleum Geologists Memoir*, **1**, 108-121.
- [30] EMBRY A.F., and KLOVAN, J.E., 1971, A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **19**, 730 – 781.
- [31] EMERY, D., MYERS, K.J., 1996, Sequence Stratigraphy, *Blackwell Science*, Oxford, 297.
- [32] ESRAFILI-DIZAJI, B., RAHIMPOUR-BONAB, H., MEHRABI, H., AFSHIN, S., KIANI HARCHEGANI, F., and SHAHVERDI, N., 2015, Characterization of rudist-dominated units as potential reservoirs in the Middle Cretaceous Sarvak formation, SW Iran: *Facies*, **61**, 25.
- [33] Fakour, I., Jahani, D., and Asilian Mahabadi., 2010, Facies, Depositional environment and sequence stratigraphy of the Gadvan and Dariyan formations in North of Dezful Embayment (Mangasht Anticline) in Izeh Zone. Zagros Basin: *International Applied Geological Congress, Islamic Azad University - Mashhad Branch*, 5.
- [34] FAROUK, F., 2015, Upper Cretaceous sequence stratigraphy of the Galala Plateaux, western side of the Gulf of Suez, Egypt: *Marine and Petroleum Geology*, **60**, 136-158.
- [35] FLUGEL, E., 2010, Microfacies of carbonate rocks: Springer, *Berlin*, 984.
- [36] GEEL, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **155**, 211-238.
- [37] GHABEISHAVI, A., VAZIRI-MOGHADDAM, H., TAHERI, A., and TAATI, F., 2010, Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan Anticline, *Journal of Asian Earth Sciences*, **37**, 275-285.
- [38] GHABEISHVI, A., VAZIRI-MOGHADDAM, H., TAHERI, A., and TAATI, F., 2009, Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, **11**, 212-223.
- [39] HAQ, B.U., HARDENBOL, J., and VAIL, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea level since the Triassic: *Science*, **235**, 1156-1167.
- [40] HART, B. B., 1970a, The Kuh-e Bangestan stratigraphical survey, Report 1162, Tehran Iranian Oil Operating Companies.
- [41] HART, B. B., 1970b, The Tectonic framework and paleogeography of the agreement area, Report 11789, *Tehran Iranian Oil Operating Companies*.
- [42] HART, B. B., and SETUDEHNIA, A., 1969, The Kuh-e Mish. Geogical Survey, Report 1143, *Tehran Iranian Oil Operating Companies*.
- [43] IFRIM, C., and STINNESBECK, W., 2008, Cenomanian-Turonian high-resolution biostratigraphy of north-eastern Mexico and its correlation with the GSSP and Europe: *Cretaceous Research*, **29**, 943-956.
- [44] JAMES, G. A., and WYND, J. G., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **49**, 2118-2245.

- [45] JEZ, J., OTONIBAR, B., FUBEK, L., and OGORELEC, B., 2011, Late Cretaceous sedimentary evolution of a northern sector of the Adriatic Carbonate Platform (Matarsko Podolje, SW Slovenia): *Facies*, **57**, 447-467.
- [46] KALANAT, B., VAHIDINIA, M., VAZIRI-MOGHADDAM, H., and MAHMUDY-GHARAIE, M., 2015, A Cenomanian-Turonian drowning unconformity on the eastern part of Kopet-Dagh basin, NE Iran: *Arab J Geosci*, DOI 10.1007/s12517-015-1779-6.
- [47] KHALILI, M., 1974, The biostratigraphic synthesis of the Bangestan Group in southwest Iran: Report 1219, *Tehran, offshore Oil Company of Iran*, 70.
- [48] KHOSRAVI-SAID, A., 1973, Time rock relationship and Cretaceous biostratigraphy in Dezful Technical Memoir 122, *Tehran, Iranian Oil Operating Companies*.
- [49] LEBEDEL, V., LEZIN, C., ANDREU, B., ETTACHFINI, EL. M., and GROSHENY, D., 2015, The upper Cenomanian-lower Turonian of the Preafrican Trough (Morocco): Platform configuration and palaeoenvironmental conditions: *Journal of African Earth Sciences*, **106**, 1-16.
- [50] MEHRABI, H., RAHIMPOUR-BONAB, H., ENAYATI-BIDGOLI, A. H., and Navidtalab, A., 2014, Depositional environment and sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Ilam Formation in central and southern parts of the Dezful Embayment, SW Iran: *Carbonates and Evaporites*, **29**, 263-278.
- [51] MEHRABI, H., RAHIMPOUR-BONAB, H., ENAYATI-BIDGOLI, A. H., and ESRAFILI-DIZAJI, B., 2015, Impact of contrasting paleoclimate on carbonate reservoir architecture: Cases from arid Permo-Triassic and humid Cretaceous platforms in the south and southwestern Iran: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, DOI. <http://dx.doi.org/10.1016/j.petrol.2014.12.020i>.
- [52] OMIDVAR, M., MEHRABI, H., SAJJADI, F., BAHRAMIZADEH-SAJJADI, H., RAHIMPOUR-BONAB, H., ASHRAFZADEH, A., 2014, Revision of the foraminiferal biozonation scheme in Upper Cretaceous carbonates of the Dezful Embayment, Zagros, Iran: Integrated palaeontological, sedimentological and geochemical investigation: *Revue de micropaléontologie*, DOI: 10.1016/j.revmic.2014.04.002.
- [53] PIUZ, A., MESTER, C., and VICEDO, V., 2014, New Alveolinoidea (Foraminifera) from the Cenomanian of Oman: *Cretaceous Research*, **50**, 344-360.
- [54] PREMOLI-SILVA, I., and VERGA, D., 2004, partial Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. International School on Planktonic Foraminifera, 3 Course: Cretaceous: *Milan, Universities of Perugia and Milan*, 238.
- [55] QUILLAN, H., 1974, Geological map of Fahliyan: *Oil Service Company of Iran*, scale 1:100,000, sheet no 20842.
- [56] RAHIMPOUR-BONAB, H., MEHRABI, H., ENAYATI-BIDGOLI, A.H., and OMIDVAR, M., 2012, Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a Mid Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran: *Cretaceous Research*, **37**, 15-34.
- [57] READ, J. F., 1985, Carbonate platform facies models: *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **69(1)**, 1-21.
- [58] READING, H. G., 1996, Sedimentary Environment and Facies: *Blackwell Science Publication*, **1**. 615.
- [59] ROBASZYNSKI, F., FAOUZI ZAGRARNI, M., CARON, M., and AMEDRO, F., 2010, The global bio-events at the Cenomanian-Turonian transition in the reduced Bahloul Formation of Bou Ghanem (central Tunisia): *Cretaceous Research*, **31**, 1-15.
- [60] ROSALES, I., and SCHLAGINTWEIT, F., 2015, The uppermost Albian-lower Cenomanian Bielba Formation of the type area (Cantabria, northern Spain): facies, biostratigraphy, and benthic Foraminifera: *Facies*, **61**, 30.
- [61] SEPEHR, M., COSGROVE, J., and MOIENI, M., 2006, The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt: *Tectonophysics*, **427**, 265-281.

- [62] SHAABANPOUR HAGHIGHI, A., and SAHRAEYAN, M., 2014, Facies analysis and diagenetic features of the Aptian Dariyan Formation in Zagros Fold–Thrust Belt, SW Iran: *Journal of African Earth Sciences*, **100**, 598-613.
- [63] SIMMONS, M.D., SHARLAND, P.R., CASEY, D.M., DAVIES, R.B., and SUTCLIFFE, O.E., 2007, Arabian Plate sequence stratigraphy: Potential implications for global chronostratigraphy: *GeoArabia*, **12(4)** 101-130.
- [64] SOLAK, C., TASLI, K., and SARI, B., 2015, Stratigraphy and depositional history of the Cretaceous carbonate successions in the Spil Mountain (Manisa, W Turkey): *Cretaceous Research*, **53**, 1-18.
- [65] TUCKER, M. E., and WRIGHT, V. P., 1990, Carbonate sedimentology: *Blackwell Science Publication*, Oxford, 425.
- [66] VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M. JR., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUITT, T.S., and HARDENBOL, J., 1988, An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In Sea Level Changes—An Integrated Approach C. K. Wilgus, B. S. Hastings, -C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. VanWagoner, Eds.), *SEPM Special Publication*, **42**, 39-45
- [67] VINCENT, B., VAN BUCHEM, F., BULOT, L.G., JALALI, M., SWENNEN, R., HOSSEINI, A.S., BAGHBANI, D., 2015, Depositional sequences, diagenesis and structural control of the Albian to Turonian carbonate platform systems in coastal Fars (SW Iran): *Marine and Petroleum Geology*, **63**, 46-67.
- [68] WENDLER, I., WENDLER, J. E., and CLARK, L. J., 2015, Sea-level reconstruction for Turonian sediments from Tanzania based on integration of sedimentology, microfacies, geochemistry and micropaleontology: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, DOI. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.08.013>.
- [69] WILMSEN, M., and NAGM, E., 2012, Depositional environments and facies development of the Cenomanian–Turonian Galala and Maghra el Hadida formations of the Southern Galala Plateau (Upper Cretaceous, Eastern Desert, Egypt): *Springer*, **58**, 229-247.
- [70] WILSON, J. L., 1975, Carbonate facies in geologic history: *Springer-Verlag, New York*, **471 p**.
- [71] WYND, J.G., 1965, Biofacies of Iranian consortium- agreement area, Report 1082, *Tehran, Iranian Offshore Oil Company*.
- [72] YANG, D., JIN-LIANG, Z., SHU-FEN, Z., JUN, X., JIE, C., and YI-ZHEN, L., 2015, The rudist buildup depositional model, reservoir architecture and development strategy of the Cretaceous Sarvak Formation of southwest Iran: *Petroleum*, DOI. 10.1016/j.petlm.2015.04.001.
- [73] ZABIHI ZOERAM, F., VAHIDINIA, M., SADEGHI, A., MAHBOUBI, A., and AMIRI BAKHTIAR, H., 2015, Larger benthic foraminifera: a tool for biostratigraphy, facies analysis and paleoenvironmental interpretations of the Oligo-Miocene carbonates, NW Central Zagros Basin, Iran: *Arab Geosci*, **8**, 931-949.
- [74] ZAGHBIB-TURKI, D., and SOUA, M., 2013, High resolution biostratigraphy of the Cenomanian–Turonian interval (OAE2) based on planktonic foraminiferal bioevents in North-Central Tunisia: *Journal of African Earth Sciences*, **78**, 97-108.



Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation at Fahliyan Anticline (South of Yasuj)

A. Ahmadi*, H. Vaziri-Moghaddam, A. Seyrafian, A. Taheri

*Ahmadiamir67@gmail.com

Received: July 2016, Accepted: December 2017

Abstract

In this study, biostratigraphy, depositional environment and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation at Fahliyan Anticline was studied. 8 species of benthic foraminifera (4 genera) and 8 species of planktonic foraminifera (11 genera) in the study area were recognized. 6 biozones have been recognized by distribution of the foraminifera, which in stratigraphic order are: *Favusella washitensis* Zone, *Orbitolina*-Alveolinids Assemblage Zone, Rudist debris Zone, *Oligostegina* flood Zone, *Whiteinella archaeocretacea* Zone and *Helvetoglobotruncana helvetica* Zone. On the basis of these, the age of Albian-Turonian was considered for the Sarvak Formation. Based on petrography and analysis of microfacies features 9 different microfacies types have been recognized, which can be grouped into 3 depositional environments: lagoon, shoal and open marine. The Sarvak Formation represents sedimentation on a carbonate ramp. Sequence stratigraphy analysis led to identification of 4 third-order sequences.

Keywords: Zagros, Sarvak Formation, Biostratigraphy, Ramp, Sequence stratigraphy.