

زیست‌چینه‌نگاری و سکانس‌های رسوبی سازند گچساران (بخش‌های

چمپه و مول) در جنوب شرق فیروزآباد، فارس

زهره هلاکویی^۱، علی صیرفیان^{۲*}، حسین وزیری مقدم^۲

۱- کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان

۳- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان

پذیرش مقاله: ۱۳۸۹/۳/۲۱

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۸۹/۱۱/۸

چکیده

برش مورد مطالعه با ضخامت ۶۵۲ متر شامل بخش‌های چمپه و مول از سازند گچساران در جنوب شرق فیروزآباد واقع شده است. بخش چمپه از تناوب آهک‌های نازک تا متوسط لایه، آهک‌های مارنی و مارن و بخش مول از تناوب آهک‌های نازک لایه مارنی، مارن سبز-قرمز با بین لایه‌های از ژئوپس و انیدریت تشکیل شده است. با توجه به حضور مجموعه فونی *Archaias asmaricus*-*Archaias hensoni*، قسمت پائین برش (از قاعده تا ضخامت ۱۱۲ متر) دارای سن شاتین و ادامه آن دارای سن آکی تانین می‌باشد.

رخساره و ریز رخساره‌های بخش چمپه حاکی از رسوبگذاری در محیط‌های جزر و مدی و لاگون می‌باشد. محیط جزر و مدی با توجه به ریز رخساره‌های فنسترال مادستون و استروماتولیت بایندستون و محیط لاگون با توجه به حضور مارن سبز-خاکستری، فرامینیفرهای بدون منفذ و گاهاً منفذدار و پلوئید در بافتی از وکستون تا گرینستون شناسائی گردید. حضور تناوبی از ژئوپس و انیدریت، مارن قرمز ژئوپس دار، ماسه سنگ هیبرید، با مادستون کوارتز دار، مارن سبز-خاکستری، فرامینیفرهای بدون منفذ و گاهاً منفذدار و پلوئید در بافتی از وکستون تا گرینستون در بخش مول مؤید رسوبگذاری متناوب در محیط‌های لاگون محصور و نیمه محصور می‌باشد.

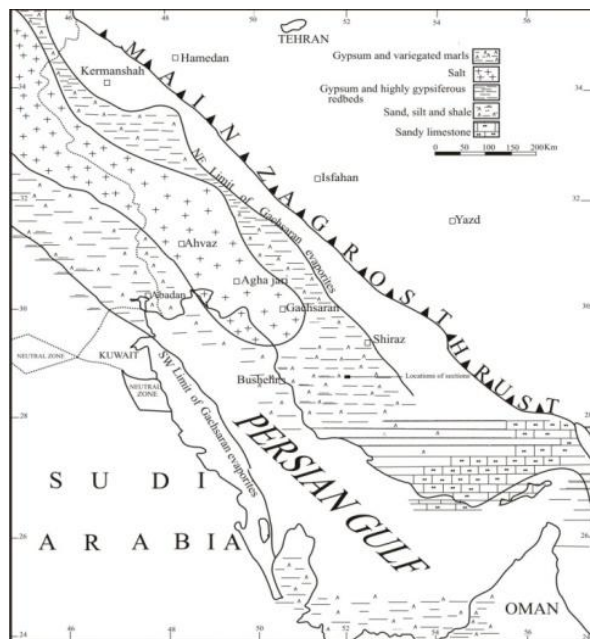
در برش مورد مطالعه دو سکانس رسوبی کامل درجه سوم که شامل دسته رخساره‌های TST و HST و یک نیم سکانس رسوبی (HST) شناسائی گردید. در طول بسته رسوبی TST رخساره‌های مربوط به محیط لاگون نیمه محصور با افزایش نسبی در فرامینیفرها و در طول بسته رسوبی HST رخساره‌های مربوط به محیط لاگون محصور با کاهش فرامینیفرها مواجه شده است. مرزهای سکانشی شناسایی شده نیز با مرزهای هم‌زمان در سایر نقاط زاگرس قابل انطباق می‌باشند.

واژه های کلیدی: زیست چینه نگاری، سکانس رسوبی، سازند گچساران، جنوب شرق فیروز آباد، فارس.

مقدمه

که تفکیک واحدهای سنگ چینه ای سازند گچساران در جای جای زاگرس با یکدیگر متفاوت می باشد. سازند گچساران در نواحی فارس (جنوب و جنوب شرق حوضه) به بخش های چهل، چمپه و مول قابل تفکیک می باشد. بخش چهل از انیدریت، بخش چمپه از تناوب آهک، آهک مارنی و مارن و بخش مول از تناوب مارن خاکستری و قرمز با میان لایه هائی از آهک و انیدرید تشکیل شده است. این سازند در نواحی لرستان و خوزستان (شمال و مرکز حوضه) بر اساس تفوق لایه های انیدریت، مارن خاکستری، مارن قرمز، نمک و گاهاً لایه های نازک آهک به هفت بخش قابل تفکیک است (مطیعی، ۱۳۷۱).

سازند گچساران پوش سنگ مخازن دارای نفت و گاز (سازند آسماری) در نواحی نفت خیز زاگرس محسوب می گردد. این سازند در مناطق لرستان، خوزستان، فارس تا خلیج فارس گسترش دارد (شکل ۱). سازند گچساران از تناوب لایه های انیدریت، مارن و میان لایه های آهکی تشکیل شده و در رخنمون بیشتر به شکل تپه ماهوری است (جیمز و ویند، ۱۹۶۵). تفوق رخساره های تبخیری از نوع نمک در مرکز، مارن، نمک و انیدریت در شمال و شمال غرب، تناوب آهک، آهک ماسه ای و مارن و رسوبات تبخیری در جنوب شرقی حوضه گچساران، گزارش شده است (گیل و آلا، ۱۹۷۲) (شکل ۱). به همین لحاظ است

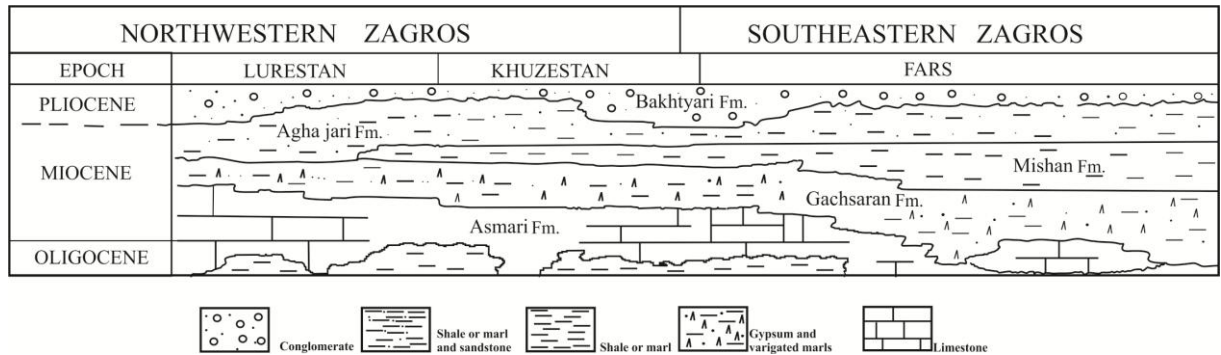


شکل ۱- گسترش سازند گچساران در حوضه زاگرس، بر گرفته از گیل و آلا (۱۹۷۲).

حوضه دارای ضخامت بیشتری می باشد. به لحاظ موقعیت چینه شناسی، سازند گچساران بر روی سازند آسماری قرار دارد. در انتهای زمان الیگوسن باتوجه به افت سطح آب دریاها، حوضه زاگرس کم عمق تر شده و شرایط برای تشکیل سازند گچساران در جنوب و جنوب شرق حوضه

شکل حوضه رسوبی سازند گچساران نیز توسط فالکن (۱۹۵۸) مورد بحث قرار گرفته و حوضه مذکور به صورت یک تراف نامتقارن با جهت شمال غرب-جنوب شرق در نظر گرفته شده است که به سمت نواحی شمال و شرق دارای شیب تندتری بوده است. سازند گچساران در شمال شرق

زودتراز سایر نواحی فراهم گشت. به طوری که، رسوبات سازند گچساران در ناحیه فارس (جنوب شرقی زاگرس) هم عرض قسمتی از آهک های سازند آسماری شده است (شکل ۲).
(کشفی، ۱۹۸۰).



شکل ۲- تغییر سن سازند گچساران در نواحی مختلف زاگرس، بر گرفته از کشفی (۱۹۸۰).

های خاکستری تشکیل شده است. بخش مول شامل مارن های خاکستری با میان لایه های نازک آهک مارنی، مارن های سبز و قرمز با میان لایه هائی از ژئوپس و انیدریت می باشد. بخش چمپه به طور هم شیب و پیوسته بر روی آهک های متوسط تا ضخیم لایه سازند آسماری قرار دارد و بخش مول در زیر آهک های نازک لایه مارنی سازند میشان واقع شده است (شکل ۳).

سازند گچساران در جنوب شرق فیروز آباد (برش مورد مطالعه در این تحقیق) از بخش های چمپه و مول تشکیل شده است. بخش چهل از سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه حضور ندارد. برش مورد مطالعه ۶۵۲ متر (بخش چمپه با ۱۷۳ و بخش مول با ۴۷۹ متر) ضخامت دارد. از نظر سنگ شناسی بخش چمپه از آهک های نازک تا متوسط لایه، آهک های نازک لایه نودولار و مارن



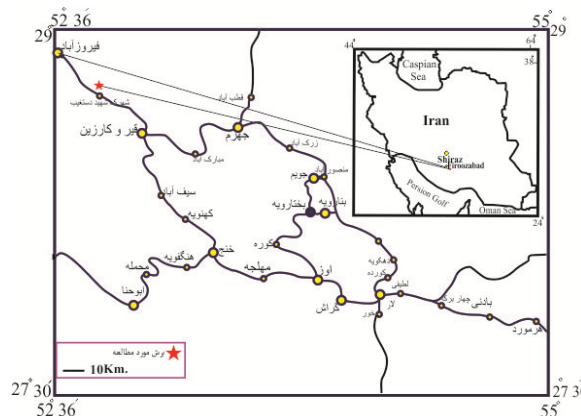
شکل ۳- نمای کلی از برش مورد مطالعه در منطقه فیروزآباد. بخش چمپه بر روی سازند آسماری و بخش مول در زیر بخش گوری از سازند میشان قرار دارد.

در این تحقیق پس از پی جوئی های صحرائی، برش سازند گچساران در یال جنوب غربی تاقدیس ناورا انتخاب گردید. مطالعات صحرائی شامل بررسی رخنمون، ثبت ویژگی های لایه بندی، سنگ شناسی و بافتی برش مذکور بوده که طی آن ۱۸۳ نمونه برداشت شد. از نمونه های مذکور مقاطع نازک تهیه و به منظور مطالعه و شناسائی میکروفسیل ها، تجمع های فسیلی، ریز رخساره ها و مدل رسوبی مورد استفاده قرار گرفت. بر این اساس و بر پایه مشاهدات صحرائی، مطالعات میکروسکپی و تعیین ریز رخساره ها، مدل رسوبی و توالی های رسوبی سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه تعیین گردید. در نهایت با استفاده از روش آماری، توالی های رسوبی شناسائی شده نیز مورد مقایسه قرار گرفت.

هدف از این تحقیق، زیست چینه نگاری، تعیین سن و بررسی توالی های رسوبی و مرز های سکانسی درجه سوم در بخش های چمپه و مول از سازند گچساران در جنوب شرق فیروزآباد (فارس) و مقایسه با مرز های سنی مشابه معرفی شده در سایر نقاط زاگرس می باشد.

موقعیت جغرافیایی و روش مطالعه

برش مورد مطالعه در ۲۵ کیلومتری جنوب غرب فیروزآباد قرار دارد و دسترسی به مقطع از طریق جاده ای که فیروزآباد را به قیر کارزین متصل می نماید، میسر می باشد. محل نمونه برداری در مجاور شهرک شهید دستغیب با مشخصات جغرافیایی "N:28°41'282",E:52°44'905" می باشد (شکل ۴).



شکل ۴- موقعیت منطقه مورد مطالعه در ناحیه فارس (اطلس راههای ایران، ۱۳۸۴)

زیست چینه نگاری

سازند گچساران در ناحیه فارس با قسمت هایی از سازند آسماری در سایر نواحی زاگرس تشابه زمانی دارد (شکل ۲). به همین لحاظ برای تعیین سن سازند گچساران از تحقیقات جدیدتری که بر روی سازند آسماری صورت گرفته، بهره گرفته شده است (اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۷ و ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰).

تجمع فونی ۱

از قاعده مقطع تا ضخامت ۱۱۶ متری فونای زیر مشاهده می شود (شکل ۵).

Archaia operculiniformis, *Archaia* sp., *Borelis haueri*, *Peneroplis thomasi*, *Peneroplis* sp., *Austrotrillina howchini*, *Dendritina rangi*, *Pyrgo* sp., *Elphidium* sp. 14, *Elphidium* sp., *Neorotalia viennoti*, *Neorotalia* sp., *Triloculina*

Neorotalia viennoti, Neorotalia sp., Dendritina rangi, Elphidium sp.14, Elphidium sp., Quinqueloculina sp., Triloculina tricarinata, Pyrgo sp., miliolids, bryozoan.

این مجموعه را با توجه به نبود فسیل های شاخص و جایگاه چینه شناسی آن، می توان معادل با محدوده موسوم به Indeterminate zone (ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰) در نظر گرفت که سن آکی تانین را نشان می دهد.

در نتیجه با توجه به توزیع سنگواره های فسیلی، سن سازند گچساران در برش فیروزآباد، آکیتانین در نظر گرفته می شود (جدول ۱).

tricarinata, Quinqueloculina sp. , miliolids, bryozoan.

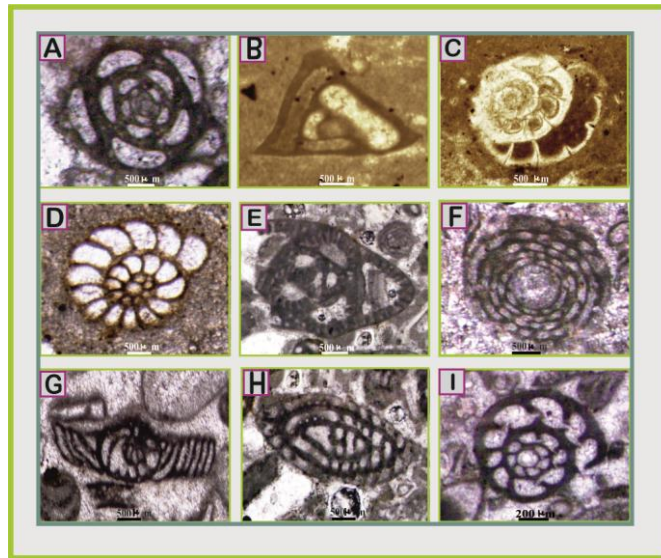
براساس مطالعات ایزوتوپ استرنیوم که توسط اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) صورت گرفته، آخرین حضور آرکیاس در حوضه زاگرس مربوط به انتهای شاتین می باشد. از طرفی، مجموعه فونی مذکور با Archaias asmaricus-Archaias hensoni assemblage subzone (ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰) معادل بوده و سن شاتین را می توان برای آن در نظر گرفت.

تجمع فونی ۲

از ضخامت ۱۱۶ تا انتهای مقطع، فونای زیر مشاهده می شود (شکل ۵).

جدول ۱- مقایسه زون بندی زیستی سازند گچساران در جنوب شرق فیروزآباد (این تحقیق) با زون بندی زیستی ارائه شده برای سازند آسماری توسط ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰).

Epoch	Stage	Formation	Biozonation (van Buchem et al., 2010)	This study	
				Biozone	Formation
Miocene	Burdigalian	Asmari	<i>Borelis melocurdica</i> <i>Borelis melo melo</i>		Mishan
	Aquitanian		Indeterminate <i>Miogypsina- Elphidium sp- 14</i> <i>Peneroplis farsensis</i>	Indeterminate	Gachsaran
Oligocene	Chattian		<i>Archaias asmaricus</i> <i>A. hensoni</i> <i>Miogypsina complanatus</i>	<i>Archaias asmaricus</i> <i>Archaias hensoni</i>	
	Rupelian		<i>Nammulites vascus</i> <i>N. fichteli</i> <i>Operculina</i> <i>Lepidocyclina</i> <i>Ditropa</i> <i>Cerroazulensis- Hankenina</i> <i>Globigrina- Turborotalia</i>		



شکل ۵- برخی از فونا های موجود در سازند گچساران در جنوب شرق فیروزآباد.

A- *Quinqueloculina* sp., B- *Triloculina tricarinata*., C- *Neorotalia viennoti*, D- *Elphidium* sp., E- *Austrotrillina howchini*, F- *Borelis* sp., G- *Penroplis thomasi*, H- *Archaias* sp., I- *Dendritina rangi*.

فنسترال مادستون (G1)

رخساره فنسترال مادستون تنها در قسمت پائین بخش چمپه از سازند گچساران مشاهده می شود. این رخساره فاقد فسیل بوده و بر روی رخساره استروماتولیت بایندستون قرار دارد (شکل ۶ A و A₁).

تفسیر: منافذ در بافت فنسترال ممکن است ناشی از جذب آب و خشک شدن گل های کربناته در محیط های سوپراتایدال، خشک شدن سطح خارجی پوشش های سیانوباکتری ها در اثر انقباض و در اثر فشردگی حباب های نیمه گرد شده گاز یا هوا در اثر تخریب مواد آلی ایجاد شوند. بافت های فنسترال و منافذ چشم پرنده ای در محیط های فقیر از بیو کلاست توسعه می یابند (فلوگل، ۲۰۰۴). این رخساره با توجه به کمبود فونا و جایگاه چینه شناسی آن در برش مورد مطالعه که در حد فاصل رخساره های

رخساره ها و محیط رسوبی سازند گچساران

بررسی و شناسایی رخساره های بخش های چمپه و مول از سازند گچساران در منطقه فیروزآباد با در نظر گرفتن خصوصیات رخساره ای و سنگ شناسی در رخنمون و همچنین برداشت ۱۸۳ نمونه و تهیه مقاطع نازک از آن ها صورت گرفته است. توصیف، نامگذاری، دسته بندی ریز رخساره ها و مدل رسوبی پیشنهادی با توجه به روش های ارائه شده توسط دانه هم (۱۹۶۲)، امبری و کلوان (۱۹۷۱)، ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۰۴) انجام شده است. بر پایه این تحقیق، ۱۳ رخساره (با پیش شماره G) به شرح زیر، برای بخش های چمپه و مول از سازند گچساران در برش فیروز آباد شناسایی گردید که حاکی از رسوبگذاری در محیط های جزرو مدی و لاگون (محصور و نیمه محصور) می باشد (شکل های ۶، ۷، ۸ و ۹).

ضخامت در امتداد گسترش جانبی کنگلومرا ها بوده، به طوری که طی مسافت ۴۰۰ متر، به تدریج نازکتر شده و در نهایت دیده نمی شود (شکل ۶ C و C₁).

تفسیر: پیل های شناسائی شده در کنگلومرا حاوی خرده های صدف دو کفه ای، استراکود و بیوکلاست های مختلف می باشد. خرده های مذکور به طور عمده مشابه با مواد تشکیل دهنده ی لایه های زیر کنگلومرا می باشند. این خرده ها توسط جریان آب از کف کانال کنده شده و دوباره به صورت کنگلومرا رسوب نموده اند. با توجه به مشاهده فونای دریائی، کاهش ضخامت و در نهایت عدم حضور کنگلومرا در جهات جانبی، می توان آن را به عنوان کنگلومرای قاعده کانال معرفی نمود. به عبارت دیگر، این رخساره، کنگلومرای درون سازند ی است که قطعات مختلف آن از رسوبات داخل حوضه منشأ گرفته اند (وگل و همکاران، ۱۹۹۱). حضور پیل هائی تا قطر ۲۰ سانتی متر در کنگلومرای بالائی، نشاندهنده افزایش انرژی آب در حین رسوبگذاری می باشد. با توجه به جایگاه چینه شناسی رخساره کنگلومرا در توالی مورد مطالعه و با در نظر گرفتن ویژگی های ذکر شده، کانال های کم عمق لاگون برای رسوبگذاری آن در نظر گرفته می شود.

ماسه سنگ هیبرید (G4)

این رخساره در بخش مول در تناوب با لایه های آهکی و یا مارن های ژپیس دار می باشد. ضخامت لایه های دارای رخساره ماسه سنگ هیبرید از ۰/۵ تا ۱ متر متغییر می باشد. در این رخساره دانه های تک بلور کوارتز با خاموشی موجی در زمینه از آهک قرار دارد. تغییر در مقدار دانه های کوارتز و زمینه آهکی سبب ایجاد ظاهری با لامیناسیون های موازی شده است. آثار فسیلی

استروماتولیت بایندستون و مادستون قرار دارد به محیط جزر و مدی نسبت داده می شود (هوسینگ و رید، ۲۰۰۷).

استروماتولیت بایندستون (G2)

رخساره استروماتولیت در قسمت پائین بخش چمپه و در قسمت بالای بخش مول مشاهده شده است (شکل ۶ B و B₁).

تفسیر: استروماتولیت ها دارای ساختمان های لامینه ای موج دار می باشد که در نتیجه انباشته شدن پوشش های جلبکی ایجاد می شود (فلوگل، ۲۰۰۴). این ساختار از ویژگی های رسوبات کربناته در محیط های جذر و مدی بوده و اغلب به صورت تناوبی از میان لایه های نازک کم و بیش موازی و به شکل پشته های نامنظم مشاهده می شود (آزره دو و همکاران، ۲۰۱۰).

استروماتولیت های عهد حاضر نیز به طور معمول در محیط های بین و فوق جزر و مدی حضور دارند (مک لوگلین و همکاران، ۲۰۰۸). رخساره استروماتولیت بایندستون به طور معمول عاری از فسیل بوده است (نیچلوس، ۲۰۰۹). با توجه به شواهد ذکر شده و جایگاه چینه شناسی آن در برش مورد مطالعه، به محیط جزر و مدی نسبت داده می شود.

کنگلومرای لگ (G3)

دو لایه از کنگلومرا در بخش چمپه حضور دارد. لایه اول (کنگلومرای زیرین) ۲۰ سانتی متر ضخامت داشته و قطعات آن در حد ۲ تا ۳ سانتیمتر است. لایه دوم (کنگلومرای بالائی) ۴۲ سانتی ضخامت دارد. قطر بعضی از پیل ها به ۲۰ سانتی متر می رسد. کنگلومرا دارای خرده صدف، دو کفه ای، استراکود و بیوکلاست های مختلف می باشد. مشاهدات صحرائی حاکی از کاهش

شاخص در رخساره مذکور مشاهده نگردید (شکل ۶ D و D₁).

تفسیر: رخساره ماسه سنگ هیبرید از نوع میکرایت آرنایتی می باشد. این رخساره به طور عمده از کوارتز در ابعاد ماسه متوسط، زاویه دار و با جورشدگی متوسط در یک زمینه میکرایتی تشکیل شده است. حضور همزمان دانه های کوارتز و رسوبات کربناته در محیط های کم عمق دریائی به عواملی مانند تکتونیک، آب و هوا و نوسان سطح آب دریا نسبت داده می شود (نیچلوس، ۲۰۰۹). با توجه به کمبود فونا در ماسه سنگ های هیبرید و جایگاه چینه شناسی آن ها در برش مورد مطالعه، به نظر می رسد که رخساره مذکور، در محیط لاگون تشکیل شده است.

حاشیه دریاها برای جدائی محیط تالاب از دریای باز از جمله شرایط لازم برای تشکیل رسوبات تبخیری محسوب می گردد. به نظر می رسد، رسوبات تبخیری سازند گچساران در چنین شرایطی تشکیل شده اند (گیل و آلا، ۱۹۷۲). این رخساره دارای گسترش جانبی زیاد می باشد. علاوه بر این حضور توأم لایه هائی از ژپس و انیدریت دارای لامیناسیون با ضخامت متغیر و تا حداکثر تا ۳ متر همراه با بلورهای ریز دولومیت و بخصوص در تناوب با مارن های قرمز ژپس دار، مارن سبز و خاکستری و رخساره های آهکی حاوی فرامینیفرهای بدون منفذ، رخساره مذکور را می توان به محیط لاگون نسبت داد (بلت، ۱۹۹۲ و نجفی و همکاران، ۲۰۰۴).

ژپس و انیدریت (G5)

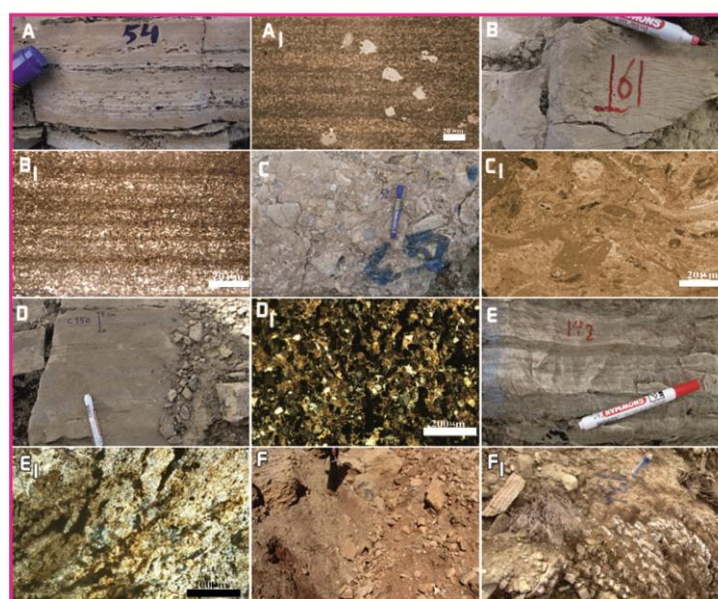
این رخساره در قسمت بالای بخش مول حضور دارد. رخساره مذکور به طور عمده در تناوب با رخساره مارن های قرمز ژپس دار، مارن سبز و خاکستری و رخساره های آهکی حاوی فرامینیفرهای بدون منفذ می باشد. ضخامت لایه های ژپس و انیدریت از چند سانتیمتر تا ۳ متر متغیر است. در مقاطع میکروسکپی آثاری از بلور های ریز دولومیت حضور دارد. بقایای فسیلی در رخساره ژپس و انیدریت مشاهده نگردید (شکل ۶ E و E₁).

تفسیر: حضور قابل ملاحظه ای از لایه های ژپس و انیدریت می تواند مؤید شرایط آب و هوای گرم و خشک باشد. به طور کلی، محیط های خشک در مناطق ساب تروپیکال (مناطق که ریزش باران کم و دما نسبتاً بالا) می باشد، گسترش می یابد (نیچلوس، ۲۰۰۹). مازاد تبخیر بر ورود جریان آب، وجود شرایط آب و هوای گرم و خشک، حضور دشت های کم شیب و حضور سد در

مارن قرمز ژپس دار (G6)

مارن های قرمز حاوی ژپس دربخش مول حضور چشمگیر دارند (شکل ۶ F و F₁). مارن های مذکور به طور عمده در تناوب با رخساره های ژپس و انیدریت می باشند.

تفسیر: رنگ قرمز می تواند ناشی از وجود آهن فریک در مارن باشد. وجود رنگ قرمز به طور چشمگیر نشان دهنده شرایط اکسیدی در محیط است (شاوکت، ۱۹۷۹). وجود مارن های قرمز همراه با ژپس و به خصوص در تناوب با لایه های انیدریت حاکی از رسوبگذاری این رخساره در محیط لاگون کم عمق می باشد (فلوگل، ۲۰۰۴).



شکل ۶- تصاویر (از رخنمون و از مقاطع میکروسکوپی) رخساره های مربوط به محیط لاگون و تایدال فلت در سازند گچساران در جنوب شرق فیروزآباد.
 A₁ و A - فنسترال مادستون (نمونه ۵۴)، B و B₁ - استروماتولیت بایندستون (نمونه ۵۲)، C و C₁ - کنگلومرای لگ (نمونه ۵۲)، D و D₁ - ماسه سنگ هیبرید (نمونه ۱۳۱)، E و E₁ - ژئپس و انیدریت (نمونه ۱۳۸)، F و F₁ - مارن قرمز و مارن قرمز ژئپس دار.

مادستون (G7)

اجزای تشکیل دهنده این رخساره گل آهکی می باشد. دانه های ریز کوارتز در زمینه آن به صورت پراکنده حضور دارد. دانه های کوارتز فاقد جورشدگی بوده، به صورت مونوکریستال و با خاموشی موجی مشاهده می شود. آثار بیوکلاست در این رخساره بسیار کم است (شکل ۷ G). این رخساره به طور پراکنده در هر دو بخش (چمپه و مول) از سازند گچساران حضور دارد.

تفسیر: حضوردانه های کوارتز در زمینه ای از گل آهکی و فقدان آثار خارج شدن از آب و همچنین جایگاه چینه شناسی رخساره مذکور که در حد فاصل رخسار های مارن سبز-خاکستری قرار دارد، نشان دهنده دهنده رسوبگذاری در محیط لاگون محصور می باشد (رحمانی و همکاران، ۲۰۱۰).

مارن سبز-خاکستری (G8)

این رخساره شامل مارن های سبز- خاکستری بوده که در بخش های چمپه و مول حضور دارد. آثار فرامینفر مانند میلولید و فوناهائی مانند گاستروپود در این رخساره مشاهده می شود. در برخی موارد نیز، میان لایه هائی از آهک نازک لایه حضور دارد (شکل ۷ H). گسترش مارن های سبز-خاکستری در بخش چمپه محدود بوده ولی در بخش مول چشمگیر است (شکل ۹).

تفسیر: رنگ سبز در رسوبات می تواند ناشی از وجود آهن به صورت فرو، حضور مواد آلی و شرایط احیا در محیط باشد (شاوکت، ۱۹۷۹). میلولید ها و گاستروپود ها به طور عمده در لاگون ها زندگی می کنند (گیل، ۲۰۰۰). با توجه به حضور فوناهای مذکور، محیط لاگون محصور را

برای تشکیل رخساره مارن سبز-خاکستری می توان در نظر گرفت.

بیوکلاست میلولید پلوئید و کستون - پکستون (G9)

پلوئید ها و میلولیدها به ترتیب از اجزای غیر اسکلتی و اسکلتی در این رخساره می باشند (شکل ۷ I). در برخی موارد دانه های ریز کوارتز در زمینه این رخساره مشاهده شده که می توان آن را سندی بیوکلاست میلولید پلوئید و کستون - پکستون نامید (شکل ۷ J). این رخساره به طور عمده در بخش چمپه گسترش دارد.

تفسیر: تفوق میلولیدها در زمینه ای از وکستون تا پکستون گویای رسوبگذاری در یک لاگون محصور می باشد (رحمانی و همکاران، ۲۰۱۰). تنوع کم از فرامینیفرها و حضور پلوئید در رخساره مذکور نشانگر محیط با آشفستگی کم و شوری بیشتر از حد معمول آب دریا است (رومرو و همکاران، ۲۰۰۲).

بیوکلاست فرامینیفرا (بدون منفذ) پکستون - گرینستون (G10)

از اجزای اصلی این رخساره می توان به فرامینیفرهای بدون منفذ مانند آرکیاس، دندریتینا، آستروتتری لینا، میلولید، پنیروپلیس اشاره کرد. قطعات گاستروپود، بریوزوئر، اکینید از عناصر فرعی این رخساره می باشد (شکل ۷ J). رخساره مذکور به طور عمده در قسمت پائین بخش چمپه و به طور پراکنده در قسمت میانی و بالائی بخش مول گسترش دارد.

تفسیر: تنوع فرامینیفرهای بدون منفذ حاکی از محیطی با آشفستگی کم، شدت نور بالا، اکسیژن کافی و پایداری کم بستر می باشد (باسسی و همکاران، ۲۰۰۷؛ کوردا و برندانو، ۲۰۰۳ و رومرو و

همکاران، ۲۰۰۲). بافت سنگ از نوع پکستون - گرینستون بوده و رسوبگذاری در محیط آبی با عملکرد انرژی متوسط تا زیاد را نشان می دهد. با توجه به تنوع نسبتاً زیادتر فون در این رخساره نسبت به رخساره قبل و حضور بریوزوئر و اکینید، می توان محیط تشکیل این رخساره به محدوده حدواسط لاگون محصور و نیمه محصور نسبت داد.

بیوکلاست فرامینیفرا (بدون منفذ و منفذ دار) وکستون - پکستون (G11)

از اجزای اصلی این رخساره نئوروتالیا، الفیدیوم و میلولید را می توان نام برد. اجزای فرعی شامل خرده های دو کفه ای، گاستروپود، بریوزوئر و اکینید می باشد (شکل ۷ L).

تفسیر: حضور توأم فرامینیفرهایی که در شرایط نرمال دریائی مانند روتالیا همراه با فرامینیفرهایی از نوع میلولید که در محیط لاگون زندگی می کنند، نشان دهنده رسوب گذاری در محیط لاگون نیمه محصور می باشد (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۱۰). با توجه به بافت (وکستون - پکستون)، رخساره مذکور در قسمت کم انرژی تر از لاگون نیمه محصور تشکیل شده است.

بیوکلاست پکستون - گرینستون (G12)

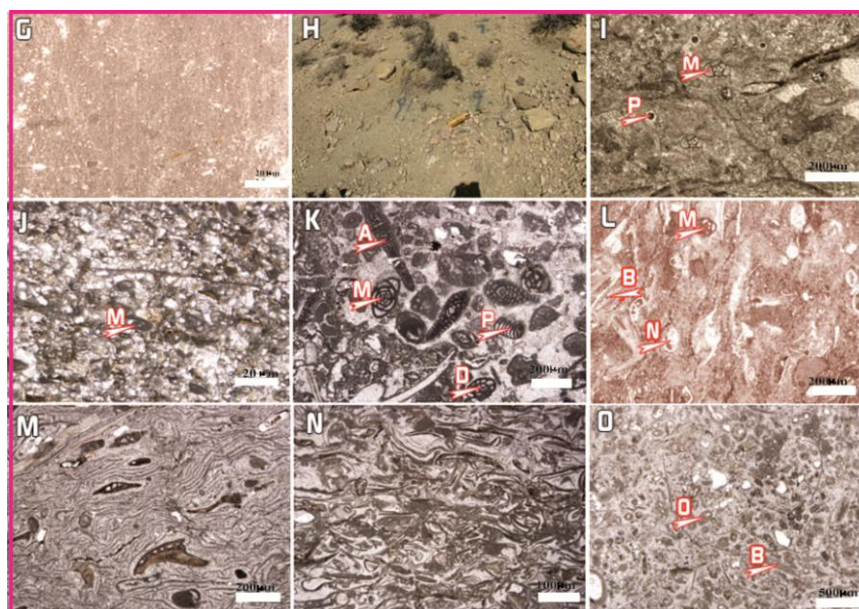
از اجزای اصلی این رخساره گاستروپود، دو کفه ای و بریوزوئر می باشد. در برخی مقاطع، بیوکلاست ها دارای جهت یافتگی می باشند (شکل ۷ M و N).

تفسیر: تراکم بیوکلاست ها و بافت پکستون - گرینستون نشان دهنده افزایش انرژی در محیط می باشد. حضور هم زمان خرده های گاستروپود، دوکفه ای و بریوزوئر و همچنین، جایگاه چینه شناسی این رخساره در حد فاصل رخساره های G11 و G13، می توان رسوب گذاری آن را به

باشد. همراهی بیوکلاست‌های خرد شده و آئیدها گویای جا به جایی بیوکلاست‌ها از محل زیست خود و نهشته شدن در مجاور آئیدها است (بیکر و بیچ استید، ۲۰۰۶). با توجه به بافت دانه پشتیبان، حضور آئیدها و تراکم خرده‌های گاستروپود و دو کفه‌ای، محیط لاگون نیمه محصور و یا نزدیک به پشت بار (Backshoal) برای تشکیل رخساره مذکور پیشنهاد می‌شود (بادناس و همکاران، ۲۰۱۰ و بادناس و آئورل، ۲۰۱۰).

بخش پراثری تر لاگون نیمه محصور نسبت داد (بادناس و همکاران، ۲۰۱۰).

بیوکلاست آئیدپکستون - گرینستون (G13)
از اجزای اصلی این رخساره می‌توان آئیدها را نام برد و فونا در این رخساره شامل گاستروپود، دو کفه‌ای و اکینید می‌باشد (شکل O ۷).
تفسیر: حضور آئید و مقدار کم گل در این رخساره نشان دهنده افزایش انرژی آب در محیط می‌باشد.

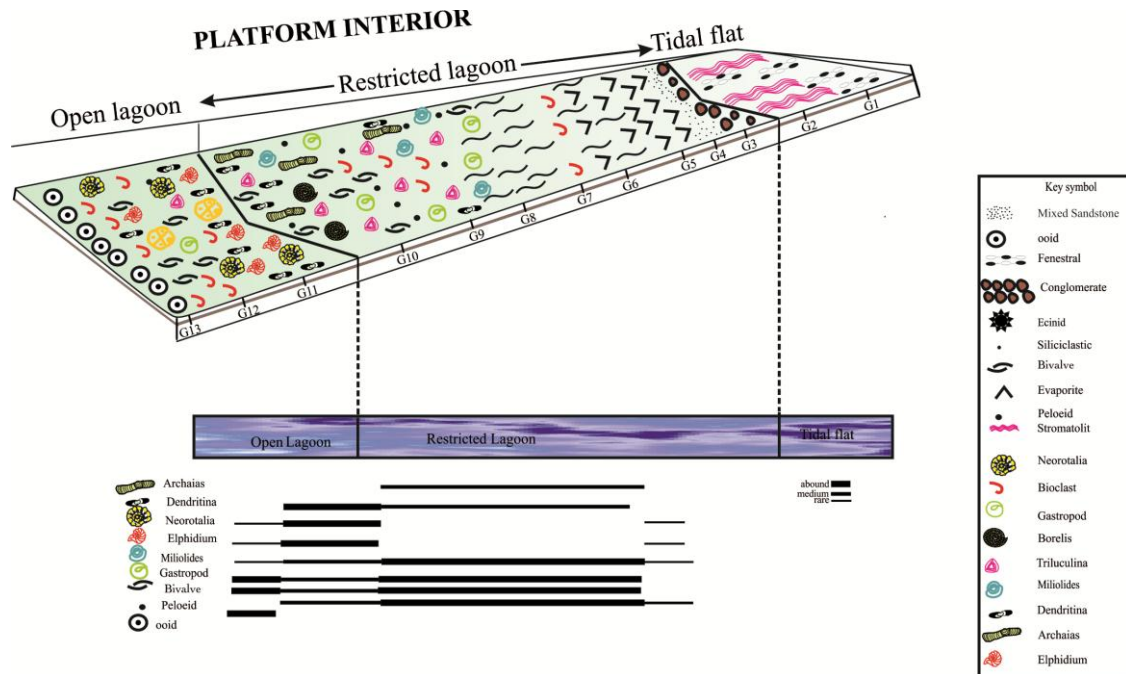


شکل ۷- تصاویر مربوط به رخساره‌های محیط‌های لاگون سازند گچساران، جنوب شرق فیروزآباد.
G - مادستون (نمونه ۲۶)، H - مارن سبز-خاکستری (نمونه ۹۰)، I - بیوکلاست میلیولید پلوئید و کستون - پکستون، (M: میلیولید، P: پلوئید، نمونه ۷۷)، J - سندی بیوکلاستیک میلیولید پلوئید و کستون (نمونه ۱۴۵)، K - بیوکلاست فرامینیفر (بدون منفذ) پکستون - گرینستون، (A: آرکیاس، B: بورلیس، P: پروپلیس، D: دندریتینا، M: میلیولید، نمونه ۱۲۰)، L - بیوکلاست فرامینیفر (بدون منفذ و منفذ دار) و کستون - پکستون، (M: میلیولید، N: نئو روتالیا، نمونه ۱۱۵)، M - بیوکلاست پکستون - گرینستون (بیوکلاست‌ها با جهت یافتگی، نمونه ۱۱۷)، N - بیوکلاست پکستون - گرینستون (بیوکلاست‌ها بدون جهت یافتگی، نمونه ۱۴۰)، O - بیوکلاست آئیدپکستون - گرینستون (O: آئید، B: بیوکلاست، نمونه ۱۸۳).

مدل رسوبی سازند گچساران

یک پلاتفرم داخلی شامل محیط های لاگون محصور و نیمه محصور می باشد (شکل ۸).

تنوع رخساره های معرفی شده برای بخش های چمپه و مول از سازند گچساران در ناحیه فیروز آباد و نحوی قرار گیری آنها حاکی از ته نشست در



شکل ۸- موقعیت رخساره های شناسایی شده در مدل رسوبی و فراوانی برخی از اجزاء سازنده شاخص، در سازند گچساران در جنوب شرق فیروزآباد.

۲۰۰۳، ون واگونر و همکاران، ۱۹۸۸ و ایمری و می یرز، ۱۹۹۶). تجزیه و تحلیل سکانس های رسوبی با در نظر گرفتن نحوی قرارگیری رخساره ها در توالی و با توجه به حضور فرامینیفر های بنتیک مورد بررسی قرار گرفته است. ضمن این که، از محاسبات آماری به روش فیشر (فیشر، ۱۹۶۴) نیز جهت تعیین و انطباق این مرز ها بهره گرفته شده است. در این روش، پس از اتصال رخساره های عمیق به کم عمق، ضخامت و تعداد پاراسکانس های موجود در هر توالی مشخص می گردد. در نهایت، داده های موجود را جهت پردازش در نرم افزار Excel وارد نموده تا منحنی پاراسکانس ها، سکانس های رسوبی درجه سوم و

سکانس های رسوبی در بخش های چمپه و مول

هدف از مطالعه سکانس های رسوبی در بخش های چمپه و مول از سازند گچساران در ناحیه فیروز آباد شناسایی مرز های سکانشی درجه سوم و مقایسه آن ها با مرز های معرفی شده توسط ون بوخم (۲۰۱۰) در سایر نقاط زاگرس می باشد. سکانس های رسوبی درجه سوم، شامل دسته رسوبی پیشرونده مربوط به بالارفتن سطح آب (TST)، دسته رسوبی مربوطه به کاهش سطح آب (HST)، حد اکثر سطح غرقایی (mfs) و مرز های سکانشی (SB) می باشند (کو و جورج،

رسوبی TST متنوع تر می شوند (شکل ۹). دسته رسوبی HST سکانس مذکور نیز با انباشتگی بیشتر رخساره های لاگون محصور مورد شناسائی قرار گرفته است. رخساره مارن سبز حاوی فرامینیفرهای میلیولید و گاستروپود بخش عمده این دسته رسوبی پسرونده را شامل می گردد. مرز سکانس ۲ با حضور ضخامتی از رخساره ژپیس و انیدریت قابل تشخیص و به عنوان SBZ معرفی شده است. دسته رسوبی TST سکانس ۲ قسمت بالای بخش چمپه و قسمت پائین بخش مول و دسته رسوبی HST سکانس ۲ قسمت میانی بخش مول را شامل می گردد. این دسته رسوبی با سکانس ۴ معرفی شده توسط ون بوخم (ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰) برای رسوبات الیگو-میوسن در سایر نواحی زاگرس قابل انطباق می باشد (شکل های ۹ و ۱۰).

سکانس ۳ (اکیتانین)

سکانس ۳ از دسته های رسوبی TST و HST تشکیل شده است. TST سکانس ۳ با انباشتگی رسوبات لاگون و با رخساره های مارن های قرمز، مارن های خاکستری و سبز حاوی میلیولید و گاستروپود و رسوبات لاگون نیمه محصور مشخص می شود. حداکثر سطح غرقابی (mfs) با حضور رخساره های میلیولید روتالیا بیوکلاست و کستون-پکستون مشخص می گردد. دسته رسوبی HST سکانس ۳ نیز با تناوب در انباشتگی رخساره های لاگون محصور مورد شناسائی قرار گرفته است. به طوری که، رخساره های مارن های خاکستری و سبز با مارن های ژپیس دار و گاهی رخساره های ژپیس و انیدریت در تناوب با یکدیگر مشاهده می شوند. با کاهش عمق آب محل زندگی بیوتها نیز محدود تر شده و تنوع فرامینیفرها ثابت و یا کاهش می یابد (شکل ۹). حضور رخساره شاخص

مرز های سکانسی مشخص گردد (شکل ۱۱). در برش مورد مطالعه ۳ سکانس رسوبی شناسائی گردید:

سکانس ۱ (چاتین)

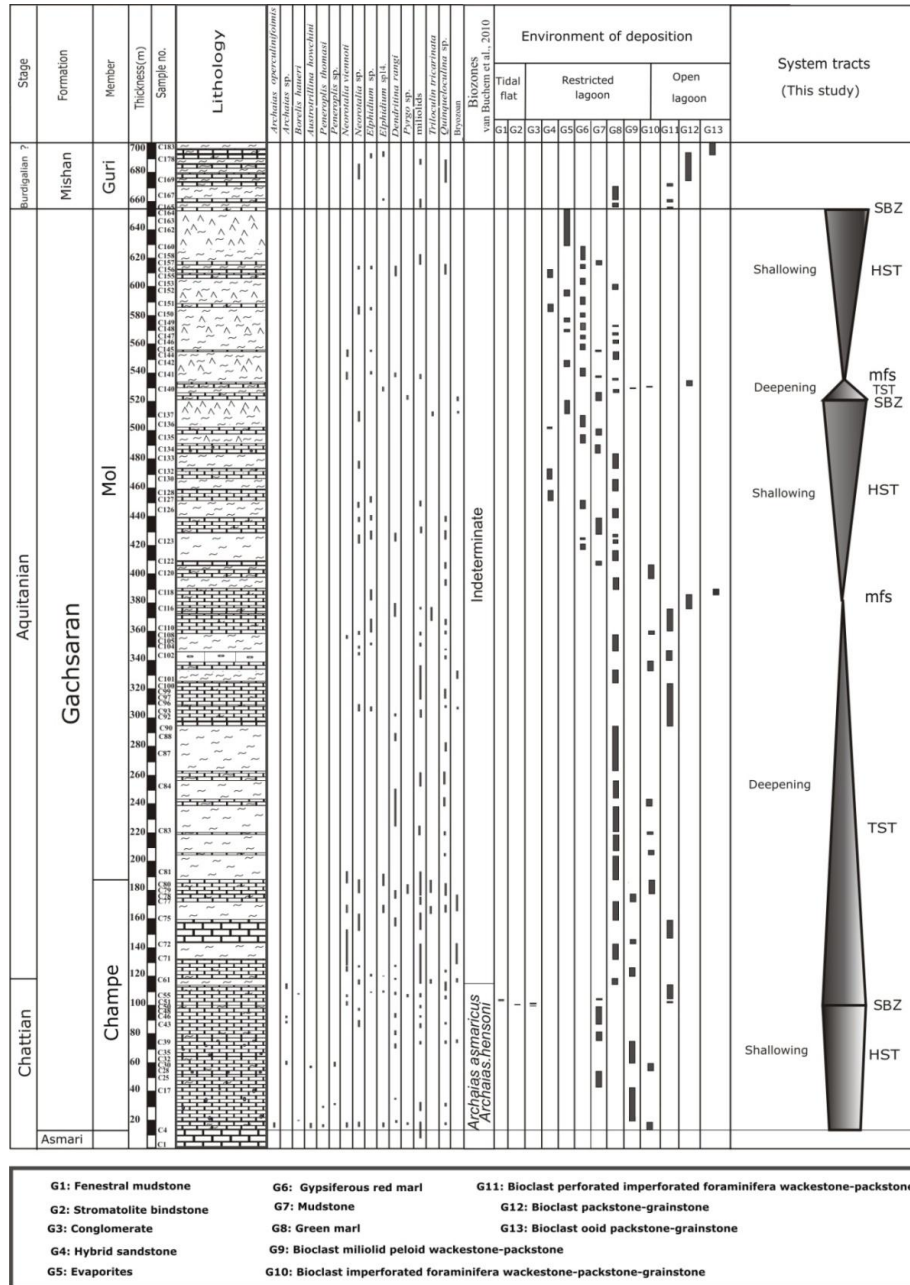
در قاعده برش، بخش هائی از دسته رسوبی HST از سکانس ۱ قابل تشخیص می باشد. این دسته رسوبی قسمت بالای بخش چمپه را تشکیل می دهد. انباشتگی رخساره های لاگون حاوی فرامینیفرهای بدون منفذ، دسته رسوبی HST از سکانس ۱ را شامل می گردد. مرز بالای این دسته رسوبی با سکانس دوم از نوع SBZ بوده و با حضور فشرده رخساره های فنسترال مادستون، استروماتولیت بایندستون و ماسه سنگ هیبرید مشخص می شود. دسته رسوبی مذکور با HST سکانس ۳ معرفی شده توسط ون بوخم (ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰). برای رسوبات الیگوسن در سایر نواحی زاگرس قابل انطباق می باشد (شکل های ۹ و ۱۰).

سکانس ۲ (چاتین-اکیتانین)

دسته رسوبی پیشرونده (TST) سکانس ۲ به طور عمده با انباشتگی رسوبات لاگون محصور و نیمه محصور مشخص می شود. این دسته رسوبی از رخساره های آهکی حاوی آرکیاس، دندریتینا، آستروتیلینا، میلیولید، نئوروتالیا و الفیدیوم در تناوب با مارن خاکستری و مارن قرمز تشکیل شده است. حد اکثر سطح غرقابی (mfs) با حضور رخساره های بیوکلاست آئید پکستون-گرینستون در محیط لاگون نیمه محصور مشخص می گردد. در حین بالا آمدن سطح آب دریا، جایگاه زیستی بیوتا ها گسترش یافته و شرایط برای تولید و گسترش فوناها مناسب می شود (آمودیو، ۲۰۰۶). به همین لحاظ فرامینیفرها در طول بسته های

بوخم (ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰) برای رسوبات الیگو-میوسن در سایر نواحی زاگرس قابل انطباق می باشد.

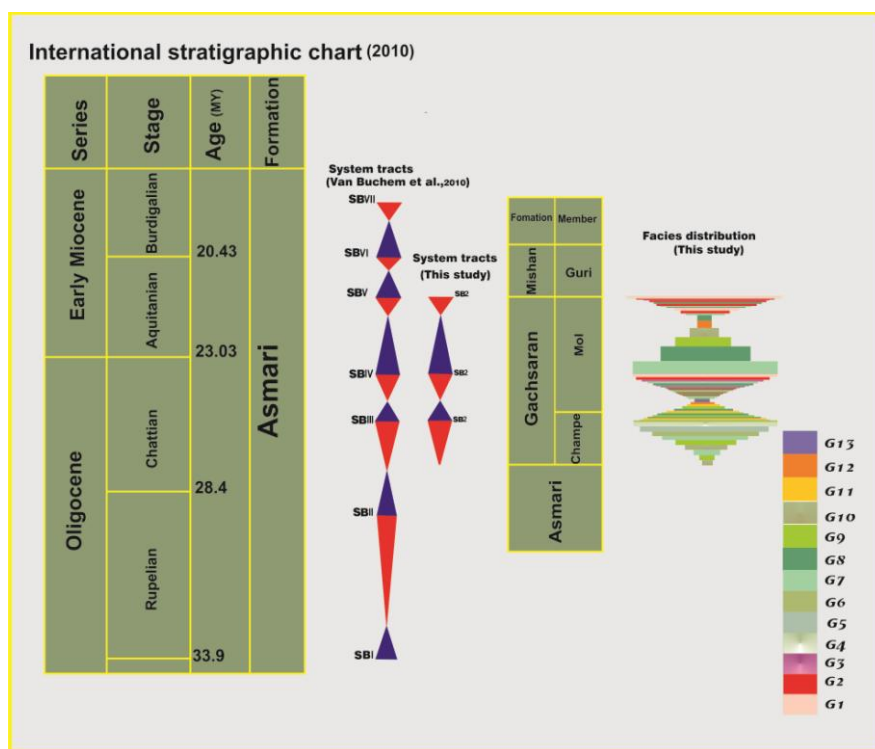
از لایه های انیدریت در رأس دسته رسوبی مذکور که مصادف با قسمت انتهایی بخش مول نیز می باشد، مرز سکناس ۳ را شامل می شود. این دسته رسوبی نیز با سکناس ۵ معرفی شده توسط ون



شکل ۹- توزیع عمودی رخساره ها، فسیل ها و سکناس های رسوبی سازند گچساران در جنوب شرق فیروزآباد.

این مطالعه نشان داد که که علیرغم کاهش عمق رسوبگذاری در جنوب شرق حوضه زاگرس در انتهای چاتین و در طول اکتیانین که منجر به گسترش محیط لاگون و نهشته شدن زود هنگام سازند گچساران نسبت به سایر مناطق زاگرس شده، مقایسه و انطباق ناحیه ای مرز های سکansı درجه سوم در بخش های چمپه و مول از سازند گچساران با رسوبات هم زمان (سازند آسماری) در سایر نقاط زاگرس همچنان امکان پذیر می باشد.

با به کار گیری از روش محاسبه آماری فیشر (فیشر، ۱۹۶۴) و با استفاده از ضخامت رخساره ها، ضخامت هر پاراسکانس محاسبه شد که در مجموع ۴۰ پاراسکانس کم عمق شونده به سمت بالا تعیین گردید. از این روش آماری، دو سکانس رسوبی درجه سوم (شامل دسته رخساره های TST و HST)، بخش انتهائی یک نیم سکانس رسوبی (HST) و سه مزر سکansı از نوع دوم مورد شناسائی قرار گرفت. یافته های اخیر با نتایج پتروگرافی و بررسی ریز رخساره ها مطابقت می نماید (شکل ۱۱).



شکل ۱۰- مقایسه سکانس های رسوبی سازند گچساران در جنوب شرق فیروزآباد با سکانس های رسوبی معرفی شده توسط ون بوخم (ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰) در سایر نواحی زاگرس.

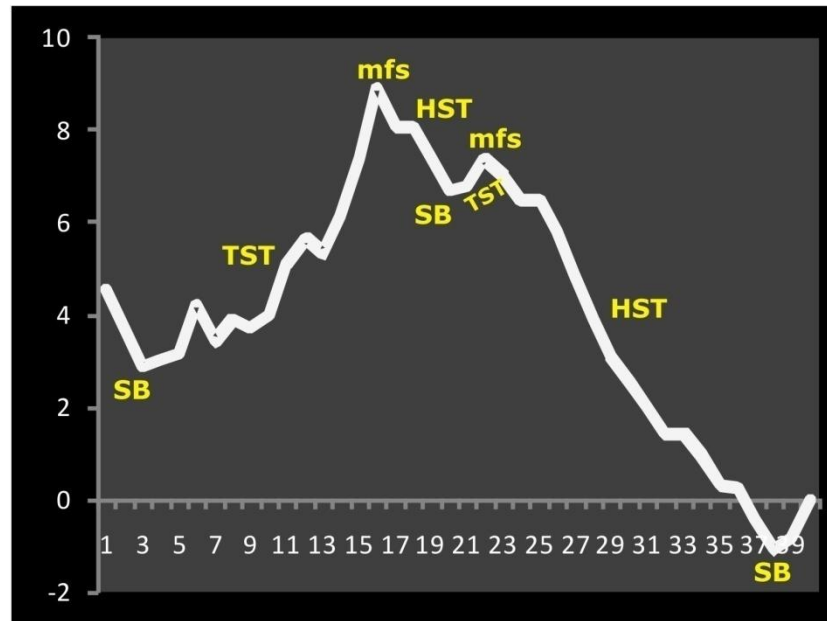
Archaias hensoni گردید، قسمت پائین برش دارای سن شاتین و قسمت بالای آن دارای سن آکی تانین می باشد. براساس مطالعات میکروسکوپی، رخساره های ژپیس و انیدریت، مارن قرمز ژپیس دار، ماسه

نتیجه گیری

بخش های چمپه و مول از سازند گچساران در جنوب شرق فیروزآباد دارای ضخامت ۶۵۲ متر می باشد. با توجه به حضور فرامینیفرها که منجر به شناسائی مجموعه فونی *Archaias asmaricus*-

پکستون-گرینستون، بیوکلاست الئید پکستون-گرینستون-وابسته به محیط های جزر و مدی، لاگون های محصور و نیمه محصور شناسائی گردید و در مجموع بخش های چمپه و مول از سازند گچساران در جنوب شرق فیروز آباد در یک پلاتفرم داخلی تشکیل شده است.

سنگ هیبرید، استروماتولیت بایندستون، فنسترال مادستون، کنگلومرای لگ، مادستون، مارن سبز، بیوکلاست میلیولید پلوئید وکستون-پکستون، بیوکلاست فرامینیفرا (بدون منفذ) وکستون-پکستون-گرینستون، بیوکلاست فرامینیفرا (منفذ دار و بدون منفذ) وکستون-پکستون، بیوکلاست



شکل ۱۱- تغییر ضخامت پاراسکانس ها بر اساس انحراف استاندارد بر اساس روش فیشر (فیشر، ۱۹۶۴) و تشخیص بخش انتهائی یک نیم سکانس و دو سکانس رسوبی کامل و سه مرز سکانسی.

تشکر و قدردانی

از حمایت های مالی دانشگاه اصفهان در راستای انجام این تحقیق تشکر می گردد. از نظرها و پیشنهادهای داوران محترم مجله پژوهش های دانش زمین قدردانی به عمل می آید.

در برش مورد مطالعه یک نیم سکانس رسوبی (HST)، دو سکانس رسوبی کامل که شامل دسته رخساره های TST و HST از نوع درجه سوم می باشد، شناسائی گردید. علیرغم تنوع کم فرامینیفرها، مرز های سکانسی درجه سوم شناسائی شده با مرز های ناحیه ای در حوضه زاگرس قابل انطباق می باشند.

منابع

- موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتا شناسی، ۱۳۸۴. اطلس راه های ایران، ۱: ۱۰۰۰۰۰۰.

- Amodio, S., 2006. Foraminifera diversity changes and paleoenvironmental analysis, the Lower

- مطیعی، ه.، ۱۳۷۱. چینه شناسی زاگرس، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران، ۵۸۳ صفحه.

- Mossadegh, Z.K., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene–Lower Miocene), SW Iran, *Journal of Petroleum Geology*, v. 30, p. 107–128.
- Embry, A.F., and Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT, Canadian: *Petroleum Geology Bulletin*, v. 19, p. 30-781.
- Emery, D., and Myers, K. J., 1996. *Sequence Stratigraphy*, Blackwell, Oxford, 297 p.
- Falcon, N. L., 1958, Position of oil fields of southwest Iran with respect to relevant sedimentary basins, *in* *Habitat of oil*, American Association of Petroleum Geologists, p. 1279-1293.
- Fischer, A.G., 1964. The Lofers cyclothems of the alpine, *Kansas Geological Survey Bulletin*, v. 169, p. 107-149.
- Flugel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks, analysis, interpretation and application*, Springer, New York, 976 p.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v. 155, p. 211–238.
- Gill, W.D., and Ala, M.A., 1972. *Sedimentology of Gachsaran Formation (lower Fars series)*, Southwest Iran, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 56, p. 4965-1974.
- Husing, I., and Read G.F., 2007. The late Jurassic Tithonian, A green house phase in the Middle Jurassic-early Cretaceous cool mode: evidence from the cyclic Adriatic platform, Croatia, *Sedimentology*, v. 54, p. 317- 337.
- International Commission on Stratigraphy, 2010. *International Stratigraphic Chart*, <http://www.stratigraphy.org>
- Cretaceous shallow- water carbonates of San Lorenzello, Campanian Apennines, Southern Italy, *Facies*, v. 52, p. 53- 67.
- Azeredo, A.C., Silva, R.L., Duarte L.V., and Cabaral, M.C., 2010. Subtidal stromatolites from the Sinemurian of the Lusitanian (Portugal), *Facies*, v. 56, p. 211- 230.
- Badenas, B., and Aurell, M., 2010. Facies models of a shallow- water carbonate ramp based on distribution of non- skeletal grains (Kimmeridgian, Spain), *Facies*, v. 56, p. 89- 110.
- Badenas, B., Aurell, M., and Bosence, D., 2010. Continuity and facies heterogeneities of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, North-East Spain), *Sedimentology*, v. 58, p. 403- 418.
- Bassi, D, Hottinger L, and Nebelsick J.H. 2007. Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North-East Italy, *Paleontology*, v. 50, p. 845–868.
- Becker, F., and Bechstadt, T., 2006. Sequence stratigraphy of a carbonate-evaporite succession (Zechstein 1, Hessian Basin, Germany), *Sedimentology*, v. 53, p. 1083-1120.
- Blatt, H., 1992. *Sedimentary Petrology*, Freeman Company, p. 316-353.
- Coe, A.L., and Church, K.D., 2003. *Sequence stratigraphy in coe, A.L.(ed), the Sedimentary Record of Sea Level change*, Cambridge University, p. 57- 98.
- Corda L, Brandano M. 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy, *Sedimentology Geology*, v. 161, p. 55-70.
- Dunham R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, *American Association of Petroleum Geologists Memoir 1*, p. 108-121.
- Ehrenberg S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., and

formation (Miocene) of Northern Iraq, Ph.D thesis, University of Newcastle, 164 p.

- Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.P, Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V., Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran, Geological Society of London Special Publications, v. 329, p. 219-263.

- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M.J.R., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definition in Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.), Sea level changes, an approach. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, v. 42, p. 39-45.

- Vaziri Moghadam, H., Seyrafian, A., Taheri A., and Motiei, H., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran, Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence, Revista Mexicana de Ciencias Geologicas, v. 27, p. 56-71.

- Vogel, K., Muches, P.H., and W. Viaene, W., 1991. Collapse breccias and sedimentary conglomerates in the lower visian of the vesdre area, Annales de la societe geologique de Belgique, T.113 (fascicule2), p. 359-371.

- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geological History, Springer Verlag, New York, 471 p.

graphic Chart: <<https://engineering.purdue.edu/Stratigraphy/charts/chart.html>>.

- James G.A., and Wynd J.G., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area, American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 49, p. 2182-2245.

- Kashfi, M.S., 1980, Stratigraphy and environmental sedimentology of lower Fars group (Miocene), South-Southwest Iran, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, p. 2095- 2107.

- Mc Loughlin.N., Wilson, L.A., and Brasier, M.D., 2008. Growth of synthetic stromatolites and wrinkle structures in the absence of microbes – implications for the early fossil record, Geobiology, v. 6, p. 95-105.

- Nadjafi, M., Mahbubi, A., Moussavi-Harami, R., and Mirzaee, R., 2004, Depositional history and sequence stratigraphy of outcropping Tertiary carbonates in the Jahrum and Asmari formations, Shiraz area (SW Iran), Journal of Petroleum Geology, v. 27, p. 179-190.

- Nichlos, G., 2009. Sedimentology and stratigraphy, Chapman and Hall, 432 p.

- Rahmani, A., Vaziri-Moghadam, H., Taheri, A., and Ghabeishavi, A., 2010. A model for paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene- Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros basin, Sw Iran, Historical Biology, v. 21, p. 215-227.

- Romero, J., Caus, E., and Rossel J., 2002. A model for the palaeo-environmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene

south Py

Palaeoclimatology Palaeoecology, v. 179, p. 43-56.

-Shawkat, M G, 1979. The sedimentology of the lower Fars

سوی سازند گچساران

