

ریزرخساره‌ها، تفسیر شرایط ته‌نشینی و شناسایی مدل رسوبی نهشته‌های اواخر پرمین میانی و مرز گوادلوپین - لوپینگین در ناحیه آباد، ایران، باختر پالتوتیس

سیما شاهین فر^۱، بیژن یوسفی یگانه^{۲*} و سکینه عارفی فرد^۳

۱، ۲ و ۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد

نویسنده مسئول: Bizhan-yegane@gmail.com

دریافت: ۹۷/۱۲/۴ پذیرش: ۹۸/۵/۲۲

چکیده

در ایران رسوبات پرمین-تریاس در دامنه شمال خاوری کوه همبست، در ۶۰ کیلومتری جنوب خاور شهر آباد رخنمون دارند. یکی از ویژگی‌های منحصر بفرد این رسوبات وجود رخنمون‌های کاملی از سنگ‌های پرمین میانی تا پرمین بالایی است که نشانگر رخداد‌های پایانی پرمین میانی است. منطقه مورد بررسی شامل دو بُرش چینه‌شناسی در دره همبست شامل واحد ۳ سازند سورمق (*Capitanian*)، سازند آباد (*Capitanian*) شامل واحد *4a*، واحد *4b*، واحد ۵ و بخش آغازین سازند همبست (*Wuchiapingian*) می‌باشد. بر پایه پژوهش انجام شده بر روی ۳۸۰ بُرش نازک میکروسکوپی شمار ۱۰ ریزرخساره رسوبی شامل ریزرخساره‌های وکستون بایوکلاستی، وکستون بایوکلاستی (استافلید)، وکستون بایوکلاستی (همی‌گوردیوپسیده)، وکستون / وکستون بایوکلاستی، وکستون بایوکلاستی (جلبکی)، وکستون بایوکلاستی (استراکد)، وکستون بایوکلاستی فنسترال دار، وکستون استروماتولیت‌دار، دولوستون و مادستون شناسایی شد. این ریزرخساره‌ها در پلاتفرمی از نوع رمپ هم‌شیب نهشته شدند و وابسته به محیط لاگون غیرمحصور و محیط کشتندی بودند.

واژه‌های کلیدی: سازند سورمق، سازند آباد، سازند همبست، ریزرخساره، کشتندی، لاگون

پیشگفتار

مرز بالای ردیف‌های پرمین ایران به طور عموم ناپیوسته ولی از نوع دگرشیبی موازی است. با این حال، در چند ناحیه از ایران (جلفا، کندوان، آمل، شهرضا و آباد) شواهدی از رسوب‌گذاری پیوسته از پرمین به تریاس گزارش شده است.

بیش‌تر پژوهش‌های گذشته بر روی مرز گوادلوپین-لوپینگین در ناحیه آباد عمده‌تاً شامل داده‌های زیست‌چینه‌نگاری و ژئوشیمیایی است. طراز (۱۹۶۹، ۱۹۷۱ و ۱۹۷۳) و طراز و همکاران (۱۹۸۱) بیواستراتیگرافی رسوبات پرمین را در چندین بُرش چینه‌شناسی در دره همبست در ناحیه آباد بررسی و هفت واحد چینه‌شناسی را معرفی کردند. واحدهای ۱ تا ۳ وابسته به سازند سورمق به سن *Roadian-early Capitanian* واحدهای ۴ و ۵ متعلق به سازند آباد به سن *Mid-Late Capitanian* و واحدهای ۶ و ۷ متعلق به سازند همبست به سن *Wuchiapingian-Changhsingian* می‌باشند و مبنای تعیین سن آن‌ها فونای فوزولینید، کنودونت و آمونیت هستند. باغبانی (۱۹۹۳ و ۱۹۹۷) در بازنگری بیواستراتیگرافی رسوبات پرمین در ناحیه آباد واحدهای

گسترش جغرافیایی سنگ‌های پرمین ایران، بسیار زیاد است و این باور وجود دارد که در زمان کربونیفر پایانی و یا پرمین پیشین، با آرام گرفتن رخداد زمین‌ساختی هرسی‌نین و حرکت‌های رو به پایین زمین، شرایط لازم برای پیشروی گسترده دریا فراهم آمده است، به گونه‌ای که بسیاری از فراپوم‌های قدیمی در شمال آذربایجان، البرز، ایران مرکزی، سهند - سیرجان و هم‌چنین زاگرس با دریای کم ژرفا و پیشرونده پرمین پوشیده شده، و سنگ‌های پرمین را می‌توان بر روی ردیف‌های گوناگون کربونیفر، دونین، سیلورین، اردویسین و کامبرین دید. شواهد متعدد از پیشروی و پسروی مکرر در تسوالی سنگ‌های پرمین ایران گویای آن است که دریای پرمین بسیار زیر تاثیر حرکت‌های دیررس هرسی‌نین قرار داشته است. جدا از نبوده‌های رسوبی کوتاه و موقتی که به طور عموم با تشکیل افق‌های بوکسیت و لاتریت و یا نهشت رسوبات تبخیری همراه بوده، رسوبات پرمین ایران نشانگر سه چرخه رسوبی بزرگ است. آخرین دوره پسروی دریای پرمین در پایان این سیستم انجام گرفته، به همین دلیل،

شامل دو بُرش چینه‌شناسی در دره همبست شامل واحد ۳ سازند سورمق (*Capitanian*)، سازند آبادیه شامل واحد 4a (*Capitanian*)، واحد 4b (*Capitanian*) و بخش (*Wuchiapingian*)، واحد ۵ (*Wuchiapingian*) و بخش ابتدایی سازند همبست (*Wuchiapingian*) می‌باشد. با توجه به موارد ذکر شده در بالا بخصوص وجود رخنمون‌های کاملی از پرمین میانی تا پرمین بالایی، هدف اصلی این مطالعه بررسی دقیق ریزرخساره‌ها، شناسایی شرایط ته‌نشینی و مدل رسوبی نهشته‌های اواخر پرمین میانی و مرز گوادولوپین-لوپینگین در ناحیه آبادیه می‌باشد. با توجه به اهمیت جهانی مرز گوادولوپین-لوپینگین جا دارد مختصری به آن بپردازیم:

بحران زیستی در انتهای پرمین، بزرگ‌ترین حادثه در تاریخ حیات فانروزوئیک است بطوریکه فونای پالئوزوئیک توسط فونای جدید جایگزین شدند (اروین، ۲۰۰۶). این حادثه در دو مرحله یکی در مرز پرمین میانی و پسین (*Guadalupian-Lopingian boundary or G-LB*) در ۲۶۰ میلیون سال پیش و دیگری در مرز پرمین و تریاس (*Permian-Triassic boundary or P-TB*) در ۲۵۲ میلیون سال پیش اتفاق افتاد (استلی و یانگ، ۱۹۹۴؛ بامباچ، ۲۰۰۶). حادثه انتهای گوادولوپین تا اندازه‌ای مهم‌تر از انقراض انتهای لوپینگین می‌باشد زیرا در اثر این حادثه تنوع زیستی فراوان فونای دریایی کم ژرفا پرمین برای اولین بار قبل در مرز گوادولوپین-لوپینگین بطور چشمگیری کاهش پیدا کرد (ایسوزاکی و همکاران، ۲۰۱۱؛ گروس و وانگ، ۲۰۱۳). افزون بر تغییرات اصلی در اجتماعات زیستی، حادثه مرز گوادولوپین-لوپینگین در داشتن پدیده‌های زمین‌شناسی متنوع در مقیاس جهانی منحصر بفرد می‌باشد. برای نمونه می‌توان به پایین‌ترین تراز آب دریا در فانروزوئیک (هگ و اسپوچتر، ۲۰۰۸)، شروع نوسانات ناپایدار $\delta^{13}C_{carb}$ (ایسوزاکی، ۲۰۰۷a,b) و تغییر الگوی سریع در قطبیت مغناطیسی^۱ (ایسوزاکی، ۲۰۰۹) اشاره نمود که در این فاصله زمانی اتفاق افتاد. تمامی این پدیده‌هایی که گفته شد در فانروزوئیک بسیار کمیاب بوده و محدود به بخش پایانی پرمین میانی است. در واقع به نظر می‌رسد که انتقال از دنیای پالئوزوئیک به دنیای مزوزوئیک در مرز گوادولوپین-لوپینگین اتفاق افتاده است (ایسوزاکی،

۱ و ۲ را به سازند سورمق، واحد ۴ را به سازند آبادیه و واحدهای ۵، ۶ و ۷ را به سازند همبست نسبت داده است. سن سازندهای سورمق، آبادیه و همبست در این بازنگری به ترتیب *Capitanian*، *Artinskian-Wordian* و *Wuchiapingian-Changsingian* در نظر گرفته شده است. کوبایشی و ایشی (۲۰۰۳) با بررسی دوباره فوزولینیدهای سازند آبادیه در بُرش همبست سن *Mid Roadian-Early Capitanian* را برای این سازند در نظر گرفتند. کوزور (۲۰۰۵ و ۲۰۰۴) کنودونت‌های بالاترین بخش پرمین و مرز پرموتریاس را در بُرش‌های آبادیه، شهرضا و جلفا را بررسی نمود. بررسی‌های بسیار دقیقی بر روی کنودونت‌های پرمین بالایی نواحی آبادیه و جلفا توسط شن و می (۲۰۱۰) انجام شد. افزون بر بررسی بیواستراتیگرافی بررسی‌های ژئوشیمیایی بر روی رسوبات پرمین و تریاس آغازی ایران در بُرش آبادیه انجام گرفته است. حیدری و همکاران (۲۰۰۰) محتویات *Sr* و ایزوتوپ‌های $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ برای رسوبات پرمین و تریاس آغازی بررسی کردند. این پژوهش عمدتاً برای تعیین تغییرات ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن و محتویات استرونیسوم در رسوبات پرمین بالایی و تریاس آغازی در این بُرش صورت گرفت و فواصل نمونه‌برداری در رسوبات سازندهای سورمق و آبادیه بسیار زیاد و از دقت کم برخوردار است. کورته و همکاران (۲۰۰۴) تغییرات ایزوتوپ‌های کربن، اکسیژن و گوگرد را در رسوبات پرمین بالایی و مرز پرموتریاس در بُرش آبادیه بررسی کردند. لیو و همکاران (۲۰۱۲) برای تعیین جایگاه دقیق مرزهای *Guadalupian-Lopingian* و *Wuchiapingian-Changsingian* در بُرش آبادیه از ایزوتوپ‌های کربن و استرونیسوم بهره‌گیری کردند و توانستند سه مرز کرونواستراتیگرافی مختلف شامل پرموتریاس (*PTEB*)، گوادولوپین-لوپینگین (*GLB*) و وچیاپینگین-چانگسینگین (*WCB*) را در آبادیه تعیین کنند.

در ایران رسوبات پرمین-تریاس در دامنه شمال خاوری کوه همبست، در ۶۰ کیلومتری جنوب خاور شهر آبادیه رخنمون دارند. یکی از ویژگی‌های منحصر بفرد این رسوبات وجود رخنمون‌های کاملی از پرمین میانی تا پرمین بالایی است که بررسی کاملی از رخداد‌های پایانی پرمین میانی را امکان‌پذیر می‌سازد. منطقه مورد بررسی

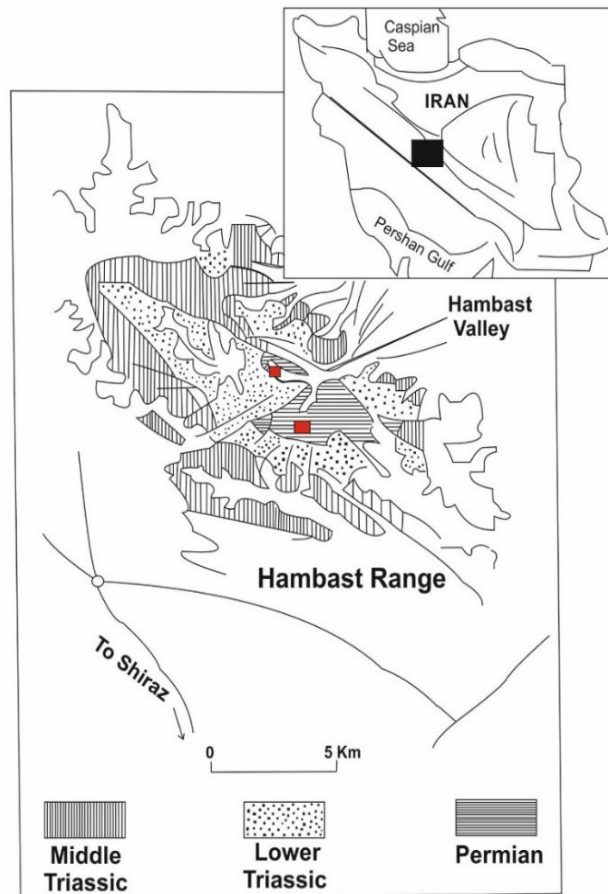
¹ Illawara Reversal

و کمر بند متامورفیک یزد خواست - دهبید در جنوب باختر جدا می‌شود. بخش عمده کمر بند شهرضا - آباد - همبست شامل نهشته‌های پرمین و تریاس با روند NW-SE است که ناحیه‌ای در حدود ۲۵ کیلومتر عرض و ۲۰۰ کیلومتر طول را پوشش می‌دهد. برش‌های مورد مطالعه در منطقه همبست در ۶۰ کیلومتری جنوب خاور شهر آباد قرار دارند. برای رسیدن به برش‌های مورد نظر از مسیر جاده آسفالتی شهرستان ابرکوه به دره همبست و پس از طی مسافت ۱۰ کیلومتری از طریق یک جاده خاکی و بعد از طی ۲ کیلومتر پیاده‌روی در جهت جنوب باختر به محل برش اول دست می‌یابیم. برش دوم نیز در فاصله ۳ کیلومتری برش اولی قرار دارد. مختصات جغرافیایی برش اول با عرض جغرافیایی $N 30 55' 58.5''$ و طول جغرافیایی $E 53 12' 30.3''$ و برش دوم $N 30 53' 04''$ و $E 53 12' 21.8''$ می‌باشد (شکل ۱).

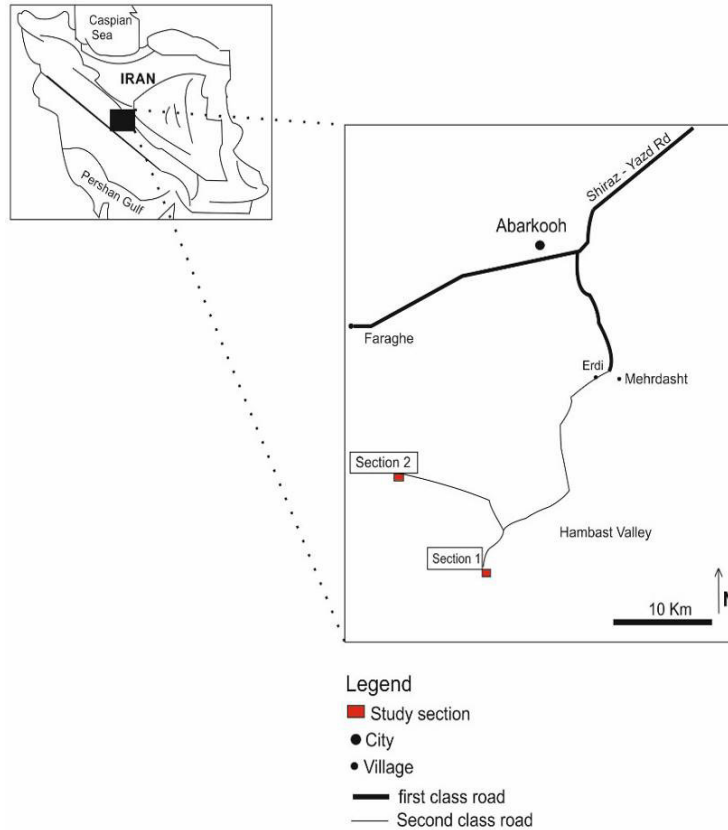
در مورد علت انقراض در مرز گوادالوپین - لویپینگ نظریات متفاوتی مانند پسروی جهانی (چین و همکاران، ۱۹۹۴؛ کولودکا و همکاران، ۲۰۱۲؛ عارفی‌فرد، ۲۰۱۷)، انفجار عظیم گدازه بازالتی Emeishan در جنوب چین (وینگال و همکاران، ۲۰۰۹؛ بوند و همکاران، ۲۰۱۰) انتشار وسیع متان (رتالک و همکاران، ۲۰۰۶)، و سرمای جهانی (ایسوزاکی، ۲۰۰۷a) ارائه شده است ولی دلیل قطعی آن هنوز مشخص نیست.

جایگاه جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

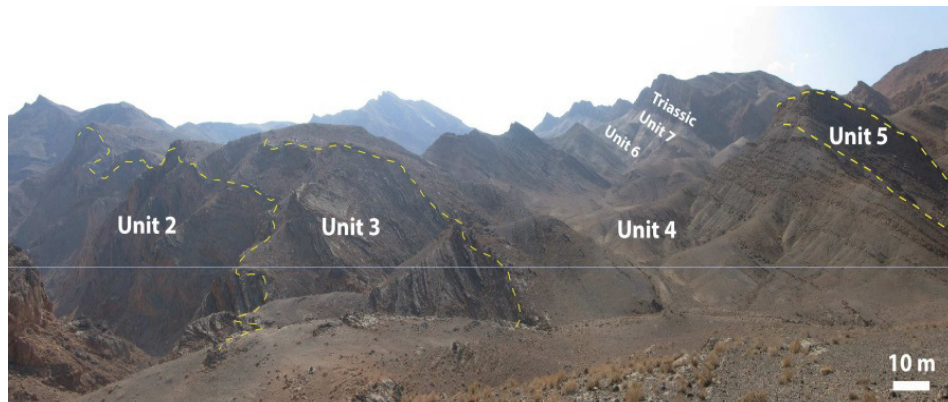
ناحیه آباد از لحاظ ساختاری بر پایه مطالعات باغبانی (۱۹۹۳) بخش جنوبی بلوک ایران مرکزی بوده و شامل کمر بند شهرضا - همبست - آباد است که توسط گسل‌هایی از فروافتادگی گاوخونی - ابرقو در شمال خاور



شکل ۱. الف) نقشه زمین‌شناسی عمومی کوه‌های همبست (طراز و همکاران، ۱۹۸۱) مستطیل قرمز نشان‌دهنده برش‌های مورد بررسی است.



ادامه شکل ۱. (ب) نقشه راه‌های دسترسی به منطقه (توسط نگارنده). مستطیل قرمز نشان‌دهنده برش‌های مورد بررسی است.



شکل ۲. واحدهای ۲ و ۳ سازند سورمق (*Roadian to lower Capitanian*), واحد ۴ سازند آباده (*Capitanian*), واحد ۵ سازند آباده (*Capitanian*), واحدهای ۶ و ۷ سازند همبست (*Upper Permian*) و نهشته‌های تریاس در برش اول دره همبست (دید به سمت جنوب باختر).

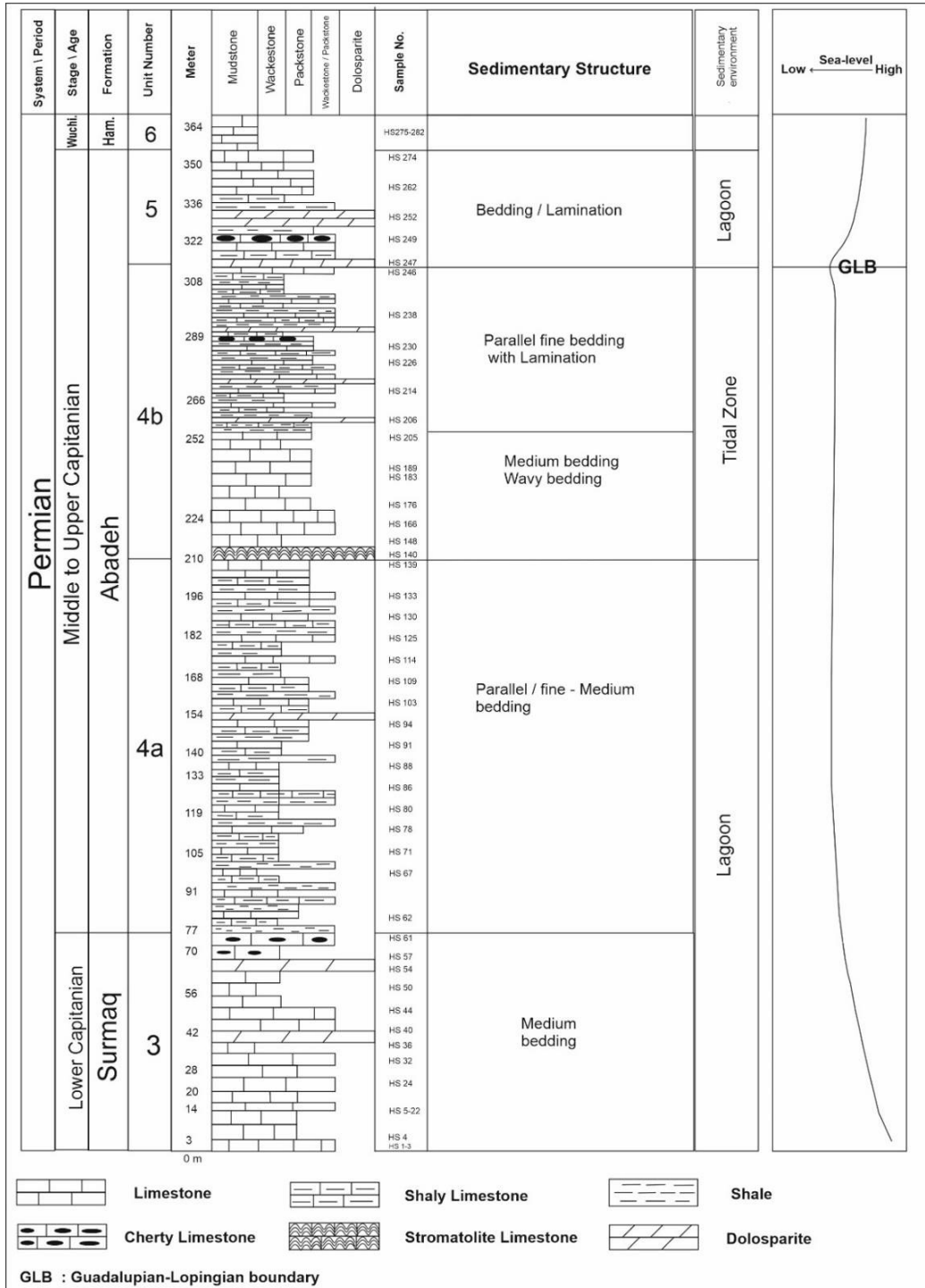
سازند آباده (شامل دو واحد چین‌شناسی است که واحد یک (*4a*) از تناوب سنگ‌آهک و شیل تشکیل شده که ستبرای شیل‌ها به سمت بالای واحد افزایش می‌یابد. کل ستبرای واحد *4a* سازند آباده ۱۳۵ متر می‌باشد و دارای سن *Mid Capitanian* است. واحد *4b* شامل حدود ۱۰۰ متر سنگ‌آهک‌های ستبر لایه با میان لایه گرهک چرتی به سن *Capitanian* است. واحد ۲ این سازند (5) شامل

سنگ‌چینه‌نگاری برش‌های مورد بررسی

منطقه مورد بررسی شامل دو برش چین‌شناسی در دره همبست در ۶۰ کیلومتری جنوب خاور شهر آباده می‌باشد. در برش اول رسوبات *Capitanian* متشکل از واحد ۳ سازند سورمق (سنگ‌آهک‌های با فوزولینید فراوان به ستبرای ۷۵ متر و گرهک (نودول) چرتی در بخش انتهایی و به سن *Lower Capitanian* است و

حدود ۴۵ متر تناوب سن آهک و شیل با میان لایه
گرهک‌های چرتی به سن *Upper Capitanian* می‌باشد.
بخش انتهایی برش شامل واحد یک سازند همبست است
که متشکل از آهک‌های نازک لایه به سن

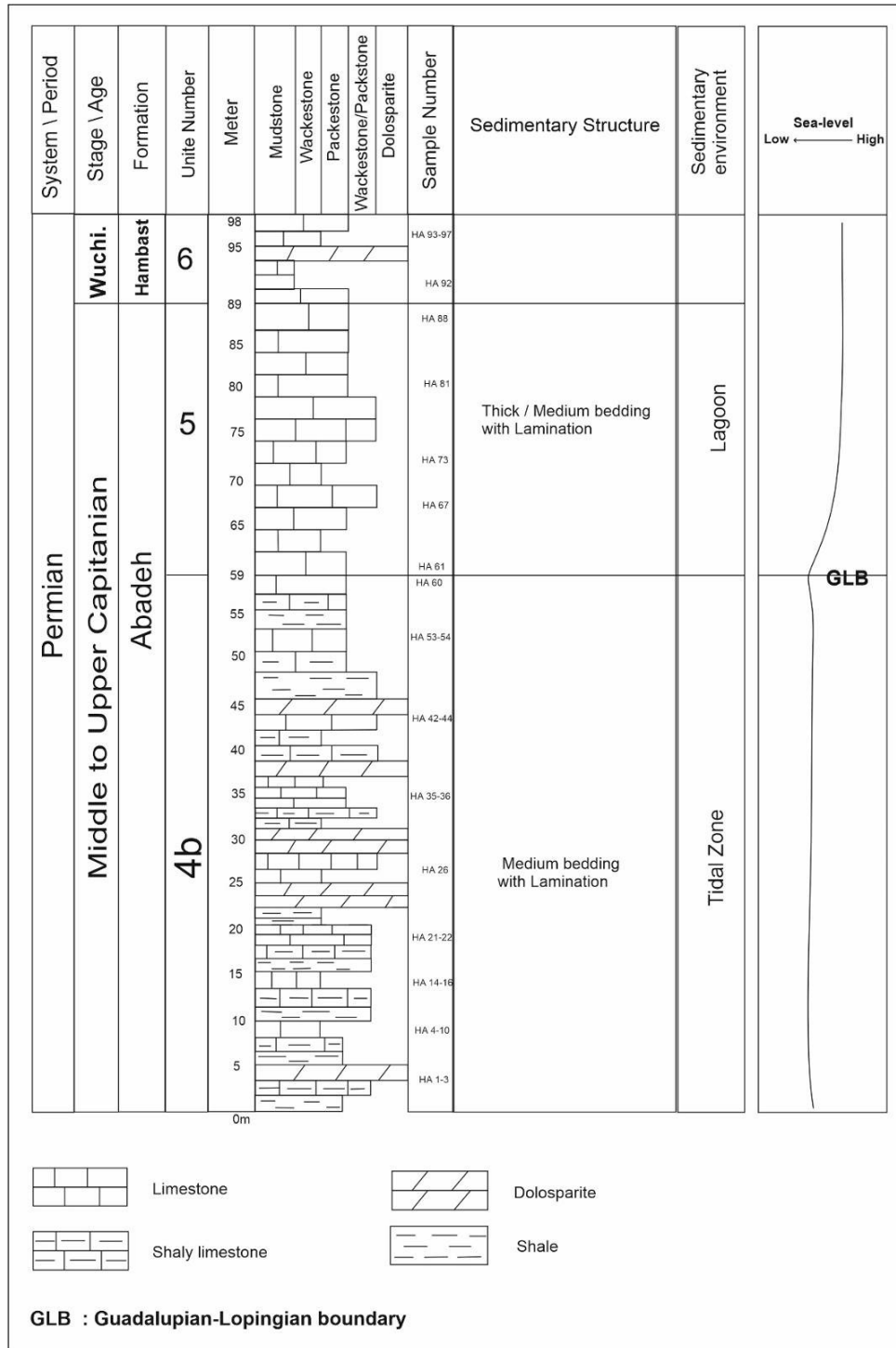
مرز زیرین برش با واحد ۲
سازند سورماق و مرز بالایی آن با واحد ۷ سازند همبست
هر دو بصورت همشیب می‌باشد (شکل‌های ۲ و ۳).



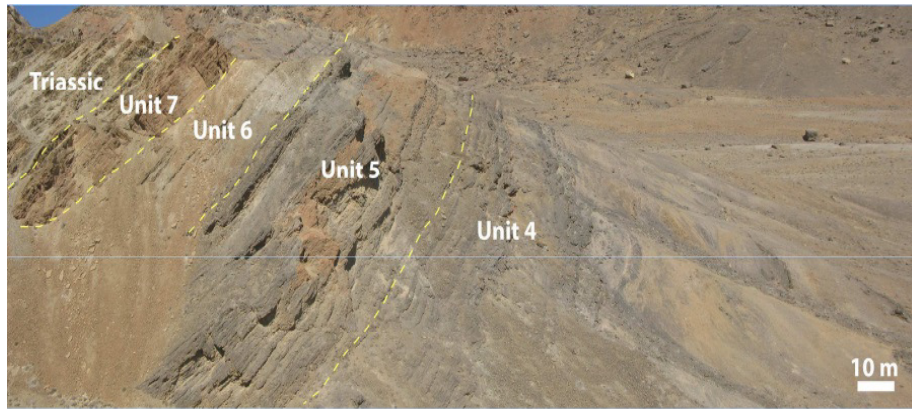
شکل ۳. ستون چینه‌شناسی برش اول دره همبست

شامل ۱۰ متر سنگ‌آهک نازک‌لایه سازند همبست به سن *Wuchiapingian* می‌باشد. مرز بالایی آن با واحد ۷ سازند همبست بصورت همشیب می‌باشد (شکل‌های ۴ و ۵).

برش دوم نیز شامل واحد 4b سازند آباده متشکل از سنگ‌آهک شیلی به سن *Capitanian* است و کل ستبرای این واحد حدود ۶۰ متر می‌باشد. واحد ۵ سازند آباده با ستبرای تقریبی ۳۰ متر از آهک تشکیل شده است که به سن *Capitanian* می‌باشد. بخش انتهایی نیز



شکل ۴. ستون چینه‌شناسی برش دوم دره همبست



شکل ۵. واحد 4b سازند آباده (Capitanian)، واحد ۵ سازند آباده (upper Capitanian)، واحد ۶ و ۷ سازند همبست (Upper Permian) و نهشته‌های تریاس در برش دوم دره همبست (دید به سمت باختر)

مواد و روش‌ها

برای شناخت ریزرخساره‌ها و شرایط ته‌نشینی نهشته‌های پرمین دره همبست ابتدا بررسی‌های میدانی برای شناسایی برش‌های کامل انجام شد. شمار ۳۸۰ نمونه سنگی از پایین برش مورد بررسی به سمت بالای برش‌ها، به صورت سیستماتیک در فواصل منظم، به صورت عمود بر امتداد لایه‌ها و منطبق بر تغییرات سنگ‌شناختی انتخاب شد. از مرز لایه‌ها و مرز واحدهای سنگ‌چینه‌ای، تغییرات لیتولوژی، ساخت‌های رسوبی و ضمام فسیلی عکس تهیه شد. مرحله بعد تهیه ۳۸۰ برش نازک میکروسکوپی و بررسی برش‌های بوسیله میکروسکوپ دوچشمی بود. رنگ‌آمیزی برخی از برش‌های نازک توسط محلول آلزارین قرمز (Alizarin Red - S) و فری‌سیانید پتاسیم برای شناسایی کانی کلسیت از دولومیت به روش دیکسون (۱۹۶۵) انجام شد. برای نام‌گذاری ریزرخساره‌های کربناته از روش دانهام (۱۹۶۲) و کمربند رخساره‌ای ویلسون (۱۹۷۵) و مقایسه با ریزرخساره‌های استاندارد فلوگل (۲۰۱۰) بهره‌گیری شد.

گفتگو

ریزرخساره‌ها

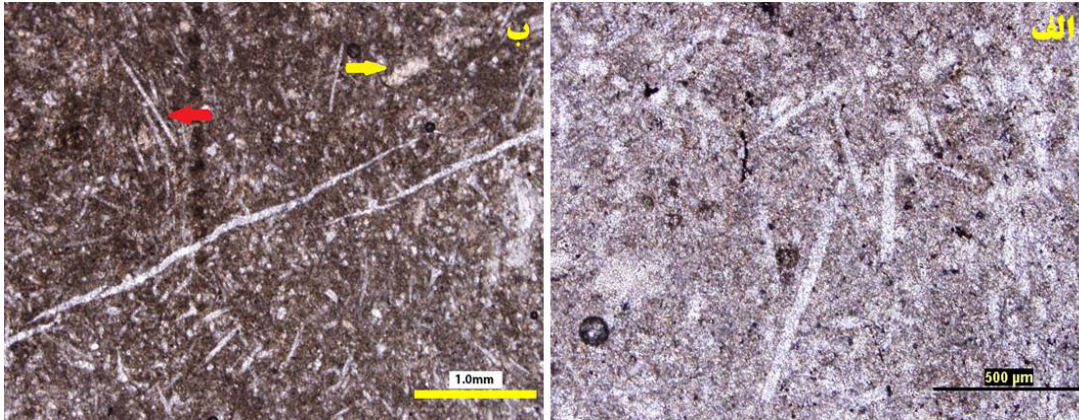
اجزای تشکیل‌دهنده نهشته‌های مورد بررسی نشانگر کربناته بودن آن‌ها است. این اجزا در دو گروه اصلی (فراوان) و فرعی (فراوانی کمتر) قرار می‌گیرند، نوع و درصد اجزای اصلی (آلوم‌های اسکلتی و یا غیراسکلتی)، ارتوکم‌ها، بافت سنگ (شکل، اندازه و رابطه دانه‌ها)،

ساختمان رسوبی و تغییرات عمودی اجزای متشکله در توالی‌های مورد مطالعه شرایط رسوب‌گذاری و تشکیل آن‌ها را مشخص می‌کند که این موضوع منجر به شناسایی و تفکیک افتراقی ریزرخساره‌ها می‌شود. ریزرخساره‌های شناسایی شده در ۲ کمربند رخساره‌ای قرار می‌گیرند که به ترتیب از بخش‌های دور از ساحل (ژرف) به سمت مناطق ساحلی (کم ژرفا) شامل لاگون و پهنه کشندی می‌شوند، این ریزرخساره‌ها از آن جایی که کنار هم نهشته شده‌اند دارای ارتباط و پیوستگی هستند. در مجموع در این مطالعه تعداد ۱۰ ریزرخساره شناسایی شد.

۱- **وکستون بایوکلاستی (Bioclast Wackestone):** جز اصلی این ریزرخساره سوزن اسفنج حدود ۱۵ درصد است که در خمیره‌ای از میکرایت دانه‌ریز قرار دارند. سوزن‌ها منفرد گاهی دوتایی بوده (شکل ۶ الف)، با توجه به خردشدگی و شکستگی این سوزن‌ها اندازه آن‌ها از ۸۰ تا ۵۰۰ میکرون در تغییر است. از عناصر اسکلتی فرعی می‌توان به روزنبران با پوسته پورسلانوز و بدون منفذ مانند خانواده همی‌گوردیوپسیده، قطعات دوکفه‌ای و براکیوپود اشاره کرد. اندازه روزنبران همی‌گوردیوپسیده بطور معمول بین ۱۰۰ تا ۱۵۰ میکرون در تغییر است. بایوکلاست‌های فرعی اغلب کامل و تنوع کمی دارند. در برخی برش‌های مربوط به این ریزرخساره به علت بیش‌تر بودن دانه‌ها، بافت سنگ به پکستون شباهت پیدا می‌کند (شکل ۶ ب).

سوزن اسفنج‌ها سوگیری خاصی را نشان نمی‌دهند، چنین جریان‌هایی تنها سبب حمل آن‌ها به این بخش از محیط لاگون شده‌اند، به افزون حمل آن‌ها به این بخش از لاگون است. نبود لایه یا لامینه‌های ممتد چرتی همراه این ریزرخساره دلیل دیگری بر اثبات شرایط لاگونی است. این ریزرخساره معادل *RMF 20* فلوگل (۲۰۱۰) و کمر بند شماره ۸ ویلسون (۱۹۷۵) است.

تفسیر: با توجه به آمیختگی اجزای اسکلتی مانند سوزن اسفنج و براکیوپود، روزنبران پورسلانوز و بدون منفذ مانند خانواده همی‌گوردیوپسیده و هم‌چنین تنوع کم بایوکلاست‌ها و کامل بودن آن‌ها و نیز بافت سنگ بخش‌های انتهایی لاگون برای این ریزرخساره در نظر گرفته می‌شود. از طرفی شکستگی، خردشدگی و جهت‌یافتگی متفاوت سوزن‌های اسفنج نشانه تاثیر جریان‌های کم انرژی همگرا به سمت ساحل است زیرا



شکل ۶. الف) تصویر میکروسکوپی سوزن‌های منفرد و دوتایی در ریزرخساره وکستون بایوکلاستی، نور *ppl* (ب) تصویر میکروسکوپی ریزرخساره وکستون بایوکلاستی، فلش قرمز نشان‌دهنده سوزن اسفنج و فلش زرد قطعات بایوکلاستی می‌باشد، نور *ppl*

در این ریزرخساره است. انحلال فشاری و انحلال حجرات روزنبران و پرشدگی آن‌ها با کلسیت ثانویه از مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این ریزرخساره است (شکل ۷ الف). تفسیر: روزنبران با پوسته هیالین آب‌هایی با شوری معمول دریایی را برای زندگی انتخاب کرده و ترجیح می‌دهند ولی همراهی آن‌ها با روزنبران با پوسته پورسلانوز اغلب معرف آب‌های کم ژرفا با گردش محدود آب و شوری بالا (لاگون) است. حضور این دو نمونه روزنبر در این ریزرخساره معرف رسوب‌گذاری و تشکیل آن در محیط‌های کم ژرفا و نیمه محصور فلات است (گیل، ۲۰۰۰؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۰۶) این ریزرخساره معادل *RMF 13* فلوگل (۲۰۱۰) و کمر بند شماره ۸ ویلسون (۱۹۷۵) است.

۳- وکستون بایوکلاستی (همی‌گوردیوپسیده)
Bioclast (Hemigordiopsid) Wackestone
جزء اصلی این ریزرخساره روزنبران خانواده همی‌گوردیوپسیده (پورسلانوز و بدون منفذ) با فراوانی حدود ۳۰ درصد است که در خمیره‌ای از میکرایت قرار

۲- ریزرخساره پکستون بایوکلاستی (استافلید) *Bioclast (Staffelid) Packstone*

فونای چیره و عمده این ریزرخساره روزنبر استافلید^۱ است که از نظر فراوانی حدود ۳۵ تا ۴۰٪ و اندازه استافلیدها گاهی تا ۱/۲ میلی‌متر هم می‌رسد، را به خود اختصاص داده است. از نظر شکل و اندازه تقریباً این آلوکم به صورت یکنواخت دیده می‌شود که در خمیره یا زمینه‌ای از میکرایت قرار گرفته‌اند. هر چند که در این ریزرخساره اجزای این جز اسکلتی بسیار غالب است ولی از سایر روزنبران همراه می‌توان پالئوتکستولاریا (پوسته گرانولار)، گلوبی‌والولینا (پوسته میکروگرانولار)، انوتوبریتینا (پوسته میکروگرانولار)، خانواده همی‌گوردیوپسیده (پوسته پورسلانوز و بدون منفذ) و پروتونودوساریده (هیالین) را نام برد. از اجزای اسکلتی فرعی در این ریزرخساره می‌توان به استراکد، قطعات دوکفه‌ای، جلبک و براکیوپود نیز اشاره کرد. تماس دندانه‌ای شکل پوسته استافلیدها نشانه بافت دانه به دانه^۲

^۱ *Staffelid*

^۲ *Fitted fabric*

تفسیر: با توجه به فراوانی روزنبر پورسلانوز بدون منفذ در درجه اول همی‌گوردیوپسیده و سپس میلیولید، نبود اثر جریان‌های همگرا، بافت کلی رخساره، اجزای اصلی و فرعی، تنوع اندک اجزای اسکلتی (اصلی و فرعی)، نبود سیمان کلسیت‌اسپاری بین دانه‌ها بخش میانی محیط لاگون که به نسبت از نظر سطح انرژی در وضعیت پایین‌تری قرار دارند برای این ریزرخساره در نظر گرفته می‌شود. این ریزرخساره معادل *RMF 20* فلوگل (۲۰۱۰) و کمر بند شماره ۸ ویلسون (۱۹۷۵) است.

گرفته‌اند. بخش‌های درونی (حجرات) این میکروفسیل با بلورهای اسپار پر شده‌اند ولی حاشیه حجره‌ها میکرایتی هستند. از اجزای اسکلتی دیگر که به صورت فرعی مشاهده می‌شوند می‌توان به میلیولید (پورسلانوز) با فراوانی حدود ۸ درصد و به میزان کمتر قطعات دوکفه‌ای، استراکد و از اجزای غیراسکلتی به اندکی پلت و اینتراکلاست اشاره کرد. تبلور میکرایت به میکرواسپار به عنوان پدیده دیاژنتیکی (نوریختی افزایشی) در این ریزرخساره است (شکل ۷ب).



شکل ۷. الف) تصویر میکروسکوپی ریزرخساره پکستون استافلیدی بایوکلاستی دار، فلش قرمز نشان‌دهنده استافلید و فلش زرد قطعات بایوکلاستی می‌باشد، نور *ppl*. ب) تصویر میکروسکوپی ریزرخساره وکستون بایوکلاستی همی‌گوردیوپسیده، نور *ppl*.

در این ریزرخساره رسوب‌گذاری در محیط کم ژرفا و محصور لاگون به نظر می‌رسد ولی حضور فونای هیالین و منفذدار (پروتونودوساریده) و میکروگرانولار (استافلیده) همراه با همی‌گوردیوپسیده رسوب‌گذاری در پهنه نورگیر محیط باز لاگونی را بیش‌تر نشان می‌دهد (پومار، ۲۰۰۱). قرارگیری روزنبران مشبک و غیرمشبک کنار هم، همراه با جلبک از ویژگی‌های شرایط ته‌نشینی رمپ داخلی است (کورد و برندو، ۲۰۰۳). هم‌چنین وکستون بایوکلاستی تا پکستون و وجود گل‌آهکی پیشنهاد می‌کند که یک محیط آرامی وجود داشته است (عارفی‌فرد، ۲۰۱۷). در نگاهی اجمالی به این ریزرخساره پکستون بودن بسیار به چشم می‌خورد اما در واقع به دلیل انعطاف‌پذیری مواد پرکننده بین بایوکلاست‌ها در اثر فشارهای بعدی چنین بافتی را نشان می‌دهد. به دلیل ژرف بودن نسبی این ریزرخساره نسبت به ریزرخساره‌های بعدی تا حدی با تنوع بایوکلاستی هم مواجه هستیم. این ریزرخساره معادل *RMF 13* فلوگل (۲۰۱۰) و کمر بند شماره ۸ ویلسون (۱۹۷۵) است.

۴- وکستون / پکستون بایوکلاستی (*Bioclast Wackestone / Packstone*)

اجزای اصلی این ریزرخساره شامل درصد فراوانی از روزنبران کوچک مانند خانواده همی‌گوردیوپسیده (پوسته پورسلانوز و بی‌منفذ) و استافلید (پوسته میکروگرانولار) با فراوانی حدود ۱۵ تا ۳۰ درصد در تغییر می‌باشند که در خمیرهای از میکرایت قرار دارند. اسپیکول اسفنج، قطعات دوکفه‌ای، براکیوپود، ساقه کرینوئید، جلبک (*Permocalculus fragilis Gymnocodium bellerophontis*) و استراکد از جمله اجزای اسکلتی هستند که به صورت پراکنده و فرعی در این ریزرخساره دیده می‌شوند. بافت این ریزرخساره از گل‌پشتیبان تا دانه پشتیبان در تغییر است. در برخی بخش‌های این ریزرخساره نوریختی افزایشی میکرایت به میکرواسپار دیده می‌شود که این خود از پدیده‌های دیاژنتیکی به حساب می‌آید (شکل ۸ الف).

تفسیر: با توجه به فراوانی آلوکم همی‌گوردیوپسیده (از روزنبران کوچک با پوسته پورسلانوز) و بافت گل‌پشتیبان

۶- وکستون بایوکلاستی (استراکد) *Bioclast (Ostracod) Wackestone*

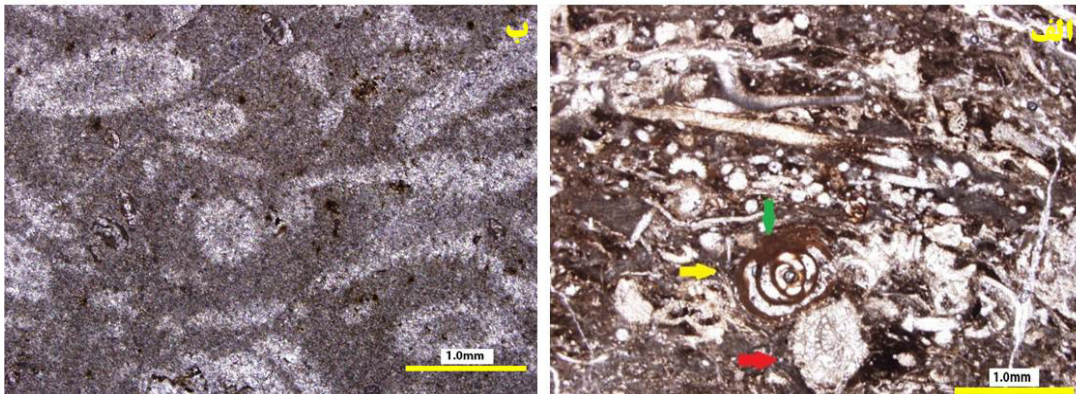
جز اسکلتی اصلی این ریزرخساره قطعات استراکد با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد است و قطعات جلبکی (*Permocalculus plumosus*) و دوکفه‌ای اجزای اسکلتی فرعی را در آن تشکیل می‌دهند. استراکدها شرایط سخت محیطی را تحمل می‌کنند و به خاطر واکنش سریع به تغییرات محیطی برای مطالعات پالئوآکولوژیکی بهره‌گیری شدند (بوسو، ۱۹۷۶)، (شکل ۹ الف).

تفسیر: عدم تنوع اجتماعات فونی در این ریزرخساره حاکی از شرایط نامناسب محیطی برای زیست موجودات است. با توجه به بافت گل‌پشتیبان در این ریزرخساره و نیز وجود استراکدهای فراوان با سوگیری تصادفی بخش‌های ابتدایی محیط لاگون برای این ریزرخساره در نظر گرفته شده است. سوگیری تصادفی (اغلب کفه‌های منفرد و شکسته شده استراکد) حاکی از جریان‌های ضعیف و کم انرژی است از طرفی نبود علائم خروج رخساره از آب، وجود فابریک ضعیف ژئوپتال همگی دلالت بر بخش‌های ابتدایی محیط لاگون دارند. این ریزرخساره معادل *RMF 19* فلوگل (۲۰۱۰) و کمربند شماره ۸ ویلسون (۱۹۷۵) است.

۵- وکستون بایوکلاستی (جلبکی) *Bioclast (Algal) Wackestone*

جلبک سبز با فراوانی حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد جز اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره است که در خمیره میکرایتی قرار دارند، قطعات شکم‌پایان، دوکفه‌ای و روزنبران کوچک مانند خانواده همی‌گوردیوپسیده از اجزای فرعی اسکلتی هستند. هم‌چنین از اجزای غیراسکلتی در این ریزرخساره می‌توان به پلوئیدها اشاره کرد از جمله فرایندهای دیاژنزی در این ریزرخساره انحلال برخی از آلوکم‌ها مانند میلیولید، خمیدگی و فشردگی جلبک‌ها در اثر فشار، پرشدگی شکستگی‌ها با کلسیت اسپاری می‌باشد (شکل ۸ ب).

تفسیر: با توجه به فابریک گل‌پشتیبان، هم اندازه بودن قطعات جلبکی سبز وجود میلیولید، وجود پلت‌ها، فراوانی نسبتاً کم بایوکلاست‌ها، نبود سوگیری خاص در آلوکم‌ها محیط لاگون با انرژی و ژرفا کم برای این ریزرخساره در نظر گرفته می‌شود. پخش محیطی جلبک‌های آهکی سبز که بیش‌ترین پراکنش را در محیط لاگون نشان می‌دهند برای مثال: ورای، ۱۹۷۷ تاییدی بر این تفسیر است. این ریزرخساره با ریزرخساره استاندارد *RMF17* فلوگل ۲۰۱۰ و کمربند شماره ۸ ویلسون ۱۹۷۵ مطابقت دارد.



شکل ۸. الف) تصویر میکروسکوپی ریزرخساره وکستون/پکستون بایوکلاستی، خانواده همی‌گوردیوپسیده (فلش زرد)، خانواده استافلیده (فلش قرمز)، فرایند میکرایتی شدن (فلش سبز) مشاهده می‌شود، نور *ppl* ب) تصویر میکروسکوپی ریزرخساره وکستون بایوکلاستی جلبکی، نور *ppl*

۷- وکستون بایوکلاستی فنسترال‌دار *(Fenestral Bioclast Wackestone)*

حفرات روزنه‌ای^۱ از ویژگی‌های اصلی این ریزرخساره به شمار می‌آیند، بطور معمول طول این حفرات از ۰/۱ تا ۱

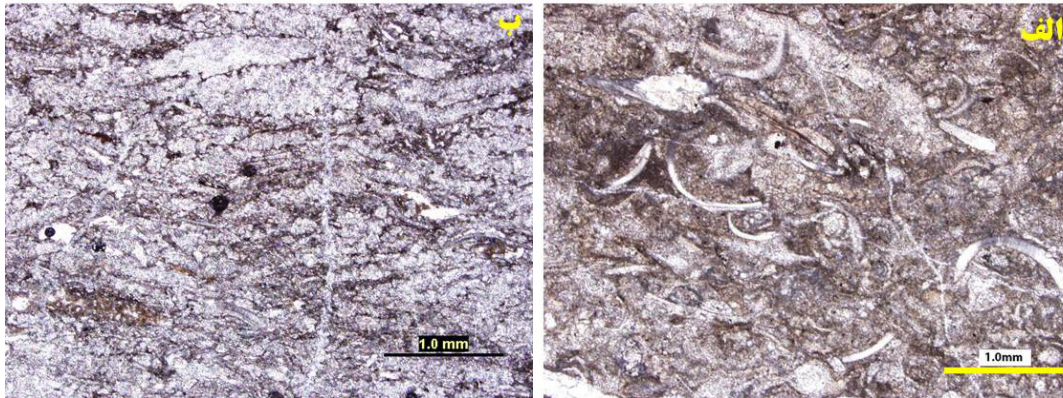
میلی‌متر و عرض آن‌ها از ۶۰ تا ۷۰۰ میکرون در تغییر است. از نظر شکل‌شناسی بصورت مثلی شکل، دوکی شکل، موجی شکل، لامینه‌ای شکل و گوه‌ای شکل دیده می‌شوند. گاهی بدنبال هم قرار گرفتن آن‌ها لامینه‌های منفصل و ناممتدی را به نمایش می‌گذارد. در برخی

^۱ Fenestral cavities

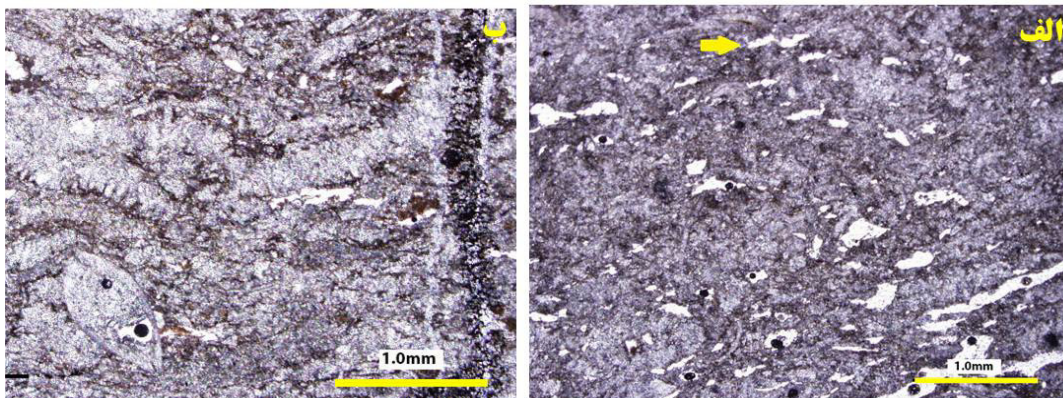
همچنین فابریک فنسترال بیانگر شرایط خروج از آب است، سوگیری ترجیحی یکسویه جلبک‌ها، خمیدگی آن‌ها به دور پوسته استراکدها (شکل ۱۰ ب) نشانه وجود جریان‌های یکسویه و همگرا در این ریزرخساره می‌باشد. فنسترال‌ها در این ریزرخساره حمایت بافتی نمی‌شوند و در واقع مستقل از بافت هستند، نیز بر پایه نظر شاین (۱۹۸۳) فنسترال‌ها معرف محیط بین کشندی هستند. این ریزرخساره معادل *RMF 23* فلوگل ۲۰۱۰ و کمریند شماره ۹ ویلسون ۱۹۷۵ است.

بخش‌های بُرش روزنه‌ها بهم پیوسته شده و یا همدیگر را قطع کردند و وابستگی به فابریک سنگ را نشان نمی‌دهند. این روزنه‌ها معرف به تله افتادن گاز در رسوبات است. قطعات شکسته شده جلبک، استراکد و دوکفه‌ای که سوگیری ترجیحی زیر تاثیر جریان را نشان می‌دهند (شکل ۹ ب) در زمینه میکرایتی در این ریزرخساره مشاهده می‌شوند (شکل ۱۰ الف).

تفسیر: فراوانی خمیره میکرایتی و محدود بودن اجزای اسکلتی و غیراسکلتی به انرژی پایین محیطی دلالت دارد.



شکل ۹. الف) تصویر میکروسکوپی وکستون بایوکلاستی استراکدار، نور *ppl* (ب) تصویر میکروسکوپی سوگیری ترجیحی تحت تاثیر جریان، نور *ppl*



شکل ۱۰. الف) تصویر میکروسکوپی ریزرخساره وکستون بایوکلاستی فنسترال دار، نور *ppl*. ب) تصویر میکروسکوپی سوگیری ترجیحی یکسویه جلبک‌ها، خمیدگی آن‌ها به دور پوسته استراکدها، نور *ppl*

را از ترومبولیت تفکیک کرد. برش طولی جلبک‌های سازنده استروماتولیت بصورت دندان‌های شکل و برش عرضی آن‌ها بصورت روزنه‌ای شکل دیده می‌شود. بافت این ریزرخساره گل‌پشتیبان است، از اجزای بسیار فرعی همراه با این ریزرخساره می‌توان به شکم‌پایان و دوکفه‌ای اشاره کرد. در بُرش‌های میکروسکوپی رشته‌های جلبکی بسیار به هم نزدیک و فشرده هستند. فابریک ژئوپتال نیز

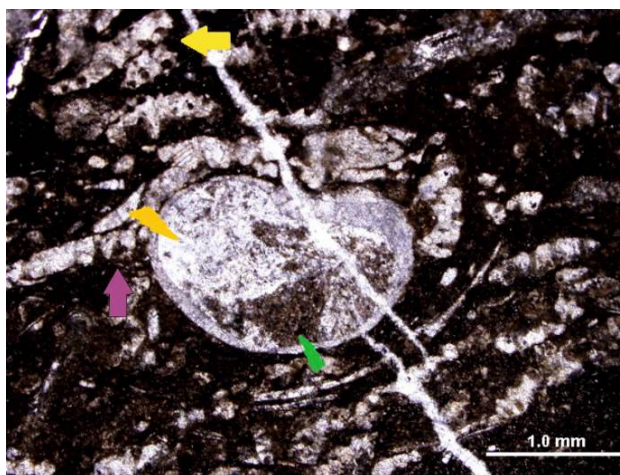
۸- وکستون استروماتولیت‌دار (*Stromatolite Wackestone*)

استروماتولیت یک ساخت آلی - رسوبی غیراسکلتی است (تاگر، ۲۰۰۱). در این ریزرخساره رشته‌های جلبکی سازنده استروماتولیت (با فراوانی ۳۵ درصد) در خمیره‌ای از میکرایت قرار دارند و با توجه به موازی بودن آن‌ها و لامینه‌بندی ظریف حاصل از آن‌ها می‌توان براحتی آن‌ها

کننده از آن‌ها مانند شکم‌پایان است (هاردی، ۱۹۸۶). شکل استروماتولیت‌ها تابعی از انرژی محیط است که از حالت نواری (کم انرژی) به حالت موج (انرژی بیشتر) بر می‌گردد (گلمک و واکر، ۱۹۹۷). به نظر می‌رسد این ریزرخساره شبیه به خلیج‌فارس به بالای کشندی (سوپراتایدال) مربوط باشد. لامینه‌بندی حاصل از فعالیت جلبکی نیز در این ریزرخساره جایگاه آن را در بخش بالایی محیط بین کشندی قرار می‌دهد. این ریزرخساره معادل RMF 23-24 فلوگل ۲۰۱۰ و کمر بند شماره ۹ ویلسون ۱۹۷۵ است.

در این ریزرخساره نمایان است (شکل ۱۱). در بررسی‌های میدانی ارتفاع گنبدهای ایجاد شده ۲۰ سانتی‌متر و طول موج آن‌ها حدود ۳۵ سانتی‌متر است (شکل ۱۲).

تفسیر: لامینه‌بندی موجود در این ریزرخساره حاصل جذب رسوب توسط رشته‌های جلبکی است که در واقع نوعی اینکرستاسیون^۱ است. استروماتولیت‌ها از زیر کشندی تا بالای بین کشندی در سواحل امروزی دیده می‌شوند (برای مثال مک گروگور، ۱۹۸۳). پراکنش استروماتولیت‌ها تابعی از آب و هوا و موجودات تغذیه



شکل ۱۱. تصویر میکروسکوپی ریزرخساره وکستون استروماتولیت‌دار، قطعات جلبک سبز (فلش زرد)، فابریک ژئوپتال (سیمان اسپارایتی): فلش نارنجی، میکرایت: فلش سبز) مشاهده می‌شود، نور ppl.



شکل ۱۲. عکس میدانی ریزرخساره وکستون استروماتولیت‌دار، مقیاس گوشه سمت راست بالا.

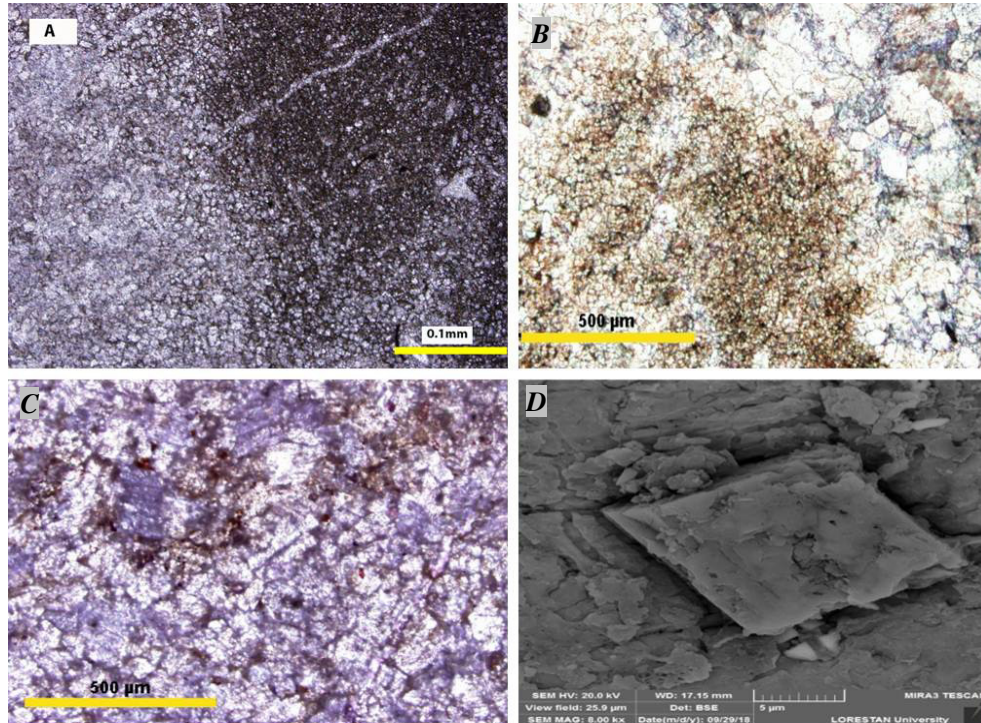
۹- ریزرخساره دولوستونی (*Dolostone*)

در این ریزرخساره اغلب بلورهای بی‌شکل، نامسطح و بافت موزائیک زینتوپیک تا ایدیتوپیک را نشان می‌دهند. گاهی دولومیت‌های باروک که مرزهای مستقیم تا منحنی شکل را نشان می‌دهند در شکستگی‌ها دیده می‌شوند. از جمله ویژگی‌های دیگر این ریزرخساره

تخلخل بین‌بلوری است. برخی از رخساره‌های مربوط به این ریزرخساره دولومادستون هستند (شکل ۱۳).
تفسیر: در بُرش‌های این ریزرخساره دولومیتی شدن شدید دیده می‌شود. بطور کلی تشکیل و گسترش دولومیت بیانگر افت سطح آب و خروج رسوبات از محیط آبی است و به دنبال آن رخساره‌های کریناته (بخصوص

بخش داخلی پهنه گلی کسندی تشکیل می‌شوند (وارن، ۲۰۰۰). در چنین ریزرخساره‌ای (دولومادستون‌ها) فقدان اجزای اسکلتی مبین ته‌نشست آن در پهنه‌های کسندی تا بالای کسندی است (آمودیو، ۲۰۰۶).

آهکی) تحت تاثیر شورابه‌های سرشار از عنصر منیزیم دولومیتی می‌شوند. این ریزرخساره موید محیط پهنه کسندی است و معادل *RMF 22* فلوگل ۲۰۱۰ و کمر بند شماره ۹ ویلسون ۱۹۷۵ می‌باشد. دولومادستون‌ها در



شکل ۱۳. تصویر میکروسکوپی ریزرخساره دولستونی، *B* دولواسپارایت در نور پلاریزان *C* دولواسپارایت آهن‌دار که با فروسیانید پتاسیم و آلیزارین قرمز رنگ آمیزی شده است *D* تصویر میکروسکوپ الکترونی دولواسپارایت با قطری بیش از ۱۰ میکرون، *A*: نور *ppl*، *B* و *C*: نور *xpl*.

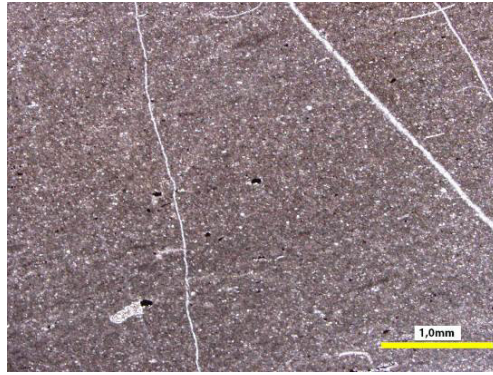
کندال، ۲۰۰۳). دانه‌های کوارتز در این ریزرخساره منشا برون حوضه‌ای دارند. هم‌چنین فقدان اجزای اسکلتی بر ته‌نشست این ریزرخساره در پهنه‌های کسندی و بالای کسندی دلالت می‌کند (آمودیو، ۲۰۰۶). دولومیت‌های نوع اول (دولومیکرایت‌ها) تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط بین کسندی تشکیل می‌شوند (وارن، ۲۰۰۰، گریگ و شلتون، ۱۹۹۰) این ریزرخساره معادل *RMF 22* فلوگل ۲۰۱۰ کمر بند شماره ۹ ویلسون ۱۹۷۵ است.

در جدول شماره ۱، ویژگی‌های ریزرخساره‌ها آورده شده است.

۱۰- ریزرخساره مادستونی (*Mudstone*)

این ریزرخساره دارای کمتر از ۵٪ قطعات بایوکلاستی مانند استراکد و دوکفه‌ای است و بیش‌تر از ۹۰٪ گل آهکی دارد. در مقیاس دستی همگن بودن، سطح شکست صدفی، تغییرات رنگ (اغلب رنگ‌های تیره و خاکستری) دیده می‌شود. از دیگر ویژگی‌های این ریزرخساره دانه‌های پراکنده کوارتز، دولومیت و لامینه‌بندی است لامینه‌ها در اثر اختلاف اندازه بلورهای گل‌آهکی و قدری مواد آلی دیده می‌شود که در مقیاس میکروسکوپی قابل رویت است. دانه‌های کوارتز تک‌بلوری، نیمه‌زاویه‌دار و با خاموشی عادی دیده می‌شوند، هم‌چنین دولومیت‌ها اغلب بی‌شکل هستند (شکل ۱۴).

تفسیر: کمبود و یا نبود اجزای اسکلتی در این ریزرخساره بیانگر چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات دریایی است (آل‌شرهان و



شکل ۱۴. تصویر میکروسکوپی ریزرخساره مادستون، نور ppl.

جدول شماره ۱: ریزرخساره ها و محیط رسوبی

MF10	MF9	MF8	MF7	MF6	MF5	MF4	MF3	MF2	MF1	ریزرخساره
-----	----	جلبک	---	-استراکد	-جلبک سبز	-همی گوردیوپسیده -استافلید	-همی گوردیوپسیده	استافلید	سوزن اسفنج	فونای اصلی
----	----	----	----	----	-همی گوردیوپسید	----	-میلیولید	-همی گوردیوپسیده پروتونودوساریده پالئوتکستولاریا گلویی والینا اوتوپریتینا	-همی گوردیوپسیده	سایر اجزای تشکیل دهنده
-استراکد -دوکفه ای	----	-شکم پایان -دوکفه ای	-جلبک -استراکد -دوکفه ای	-جلبک <i>Permacalculus plumosus</i> -دوکفه ای	-شکم پایان -دوکفه ای	-اسپیکول اسفنج -دوکفه ای -براکیوپود -ساقه کرینویید -استراکد -جلبک <i>Permacalculus Fragilis</i> <i>Gymnocodium bellerophonitis</i>	-استراکد -دوکفه ای	-استراکد -دوکفه ای -براکیوپود -جلبک	-دوکفه ای -براکیوپود	اجزای اسکلتی فرعی
میکرایت		میکرایت	میکرایت	میکرایت	میکرایت	میکرایت	میکرایت	میکرایت	میکرایت	خمیره
گل فراوان	----	گل فراوان	گل فراوان	گل فراوان	گل فراوان	گل فراوان / دانه فراوان	گل فراوان	دانه فراوان	گل فراوان	بافت
تبلور مجدد	تخلخل بین بلوری	فابریک ژئوپتال	تخلخل فنسترال	-----	-انحلال -خمیدگی و -فشرده‌گی -آلوم‌ها -پرسدگی با -کلسیت ثانویه	نوریختی افزایشی	نوریختی افزایشی	-بافت دانه به دانه <i>(Fitted fabric)</i> -انحلال -پرسدگی با -کلسیت ثانویه	خردشدگی، شکستگی و جهت‌یافتگی دانه‌ها	فرایند دیانوری
بین کشدی تا بالای کشدی	کشدی تا بالای کشدی	بخش بالایی محیط بین کشدی	بین کشدی	بخش ابتدایی لاگون	بخش میانی لاگون	پهنه نورگیر محیط باز لاکونی	بخش میانی لاگون	بخش انتهایی لاگون	بخش انتهایی لاگون	محیط

تعبیر و تفسیر محیط و مدل رسوبی

با توجه به مطالعات میدانی و تغییرات جانبی ریزرخساره و اجزای متشکله آن‌ها و نبود رخساره‌های دریای باز و سد، شرایط ته‌نشینی پیشنهادی برای برش مورد بررسی محیطی دریایی، کم ژرفا و در پلاتفرم از نوع رمپ هم‌شیب می‌باشد که در آن محیط غالب لاکون غیرمحصور (بدلیل تنوع جانوری کم) شرایط تشکیل ریزرخساره‌های معرفی شده را فراهم کرده است.

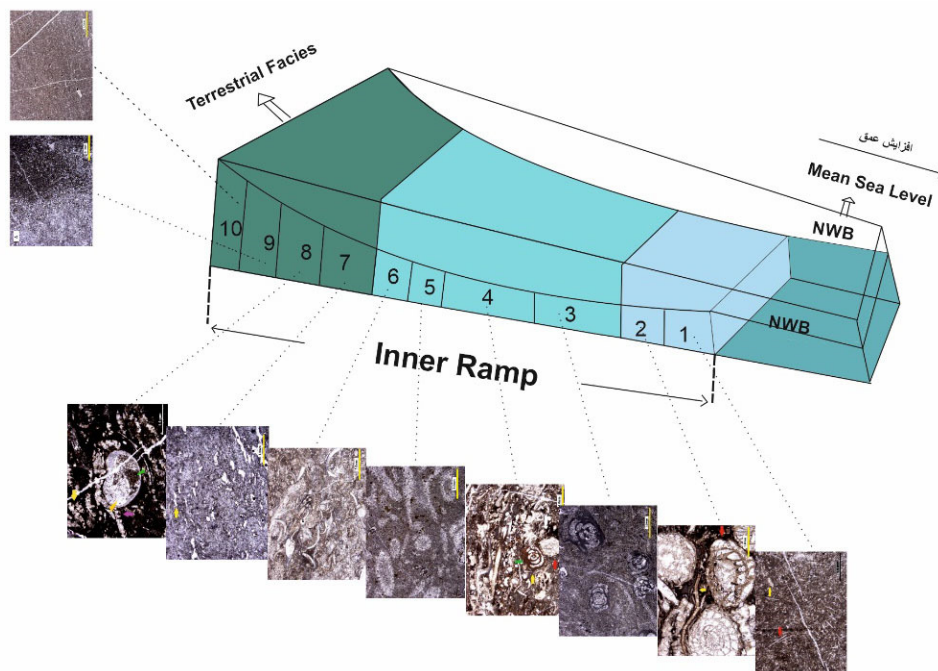
چیره بودن و کستون و پکستون با ماتریکس گلی‌آهکی دلالت بر نهشته شدن در شرایط ته‌نشینی آرام دارد (کوفوکودا و همکاران، ۲۰۱۴). انرژی کم محیطی، فابریک گل‌پشتیبان، اندازه بزرگ آلوم‌های فسیلی و حتی خرده‌های شکسته شده آن‌ها، وجود جلبک‌های سبز، نبود ترک‌های گلی، فقدان زیست‌آشفتگی (بیوتوریشن)، نبود فونای دریای باز، نبود هماتیت و اکسید آهن همگی دلالت بر محیط لاکون

همزمان (کاپیتانین- وچپاینگین) در ایران مرکزی، البرز و زاگرس (عارفی فرد، ۲۰۱۷) نیز هیچ‌گونه رخساره سدی در این بازه زمانی گزارش نشده است. همچنین در مقایسه با رسوبات همزمان با سایر نواحی دنیا مانند آهک‌های " ایشیمایا و آکاساکا " در ژاپن (خاور تئیس) (کوفوکودا و همکاران، ۲۰۱۴) و جنوب چین (خاور تئیس) (جین و همکاران، ۱۹۹۴؛ شن و همکاران، ۲۰۱۰) در برش‌های "پن گلیتن و تیکیاؤ" رخساره سد دیده نشده است.

در مقایسه با پژوهش‌های همانند در مرز گوادولوپین- لوپینگین (*GLB*) در البرز، ایران مرکزی و زاگرس شرایط تهنشینی کم ژرفا شامل ساب‌تایدال، اینترتایدال و بازگشت مجدد شرایط ساب‌تایدال بعد از مرز *GLB* و کمترین سطح آب در مرز مذکور گزارش شده است (عارفی فرد، ۲۰۱۷). مقایسه ریزرخساره‌های معرفی شده در این پژوهش با سایر نواحی ایران مانند جنوب باختر جلفا (برای نمونه یوسفی‌راد و خاموشی، ۱۳۹۲)، همانندی بسیاری رخساره‌ها را نشان می‌دهد (برای مثال سنگ‌آهک‌های دارای جلبک‌سبز، نرم‌تنان، براکیوپود و روزنبران کوچک). از سوی دیگر وجود چنین رخساره‌هایی از نظر اقلیم دیرینه شرایط اقلیمی گرم و معتدل را پیشنهاد می‌کند (شکل ۱۵).

می‌کنند. همچنین برخی از رخساره‌ها معرف محیط کشندی هستند که از آن جمله می‌توان به رخساره‌های دولومیتی و استروماتولیتی اشاره کرد. از طرفی وجود ریزرخساره مادستون، دولوستون، وکستون استروماتولیت‌دار و وکستون بایوکلاستی فنسترال‌دار، دلالت بر پهنه کشندی دارند. با توجه به رخساره‌های معادل فلوگل (۲۰۱۰) شماره‌های ۲۰-۱۳-۱۷-۱۹-۲۳-۲۲ و کمربندهای رخساره ۸ و ۹ ویلسون (۱۹۷۵) محدود بودن شرایط محیط (لاگون و پهنه کشندی) کاملاً بارز و مشخص است.

بر پایه پژوهش‌های همانند بر روی سازندهای آباده و همبست در ایران مرکزی (برای مثال: کنگازیان و لاسمی، ۱۳۸۲ و نوروزپور و همکاران، ۲۰۱۵)، شرایط تهنشینی دریایی کم ژرفا و نزدیک ساحل برای نهشته‌های مطالعه پیشنهاد شده است. همچنین نبود رخساره‌های ریفی گسترده و ریزرخساره‌های وابسته مانند رخساره‌های رودستون یا فلوستون در برش چینه‌شناسی مورد بررسی تاییدی بر رمپ بودن از نوع هم‌شیب است (یوسفی‌راد و نوروزپور، ۱۳۹۶). در این پژوهش (آباده، باختر تئیس)، هیچ‌گونه شواهدی از رخساره سدی در بررسی‌های میدانی و میکروسکوپی دیده نشد. در کارهای پیشین، در این منطقه مانند تراز و همکاران، ۱۹۸۱ نیز به رخساره سدی اشاره نشده است. در مقایسه با رسوبات



شکل ۱۵. مدل رسوبی منطقه مورد بررسی، *NWB*: سطح پایه (قاعده) موج غیرطوفانی، اعداد ۱ تا ۱۰ بیانگر شماره ریزرخساره‌ها می‌باشند.

نتیجه‌گیری

بر پایه مطالعات انجام گرفته و بررسی ۳۸۰ بُرش نازک در ناحیه مورد مطالعه ۱۰ ریزخساره رسوبی شامل وکستون بایوکلاستی، وکستون بایوکلاستی (استافلید)، وکستون بایوکلاستی (همی‌گوردیوپسیده)، وکستون/ وکستون بایوکلاستی، وکستون بایوکلاستی (جلبکی)، وکستون بایوکلاستی (استراکد)، وکستون بایوکلاستی فنسترال‌دار، وکستون استروماتولیت‌دار، دولوستون و مادستون شناسایی شد. این ریزخساره‌ها نشانگر یک رمپ هم‌شیب کربناته است که در آن دو محیط لاگون و پهنه کشندی قابل جدایی و شناسایی است. ۶ نمونه ریزخساره بر محیط لاگون و ۴ نمونه از آن‌ها بر محیط پهنه کشندی (بین کشندی و بالای کشندی) دلالت دارند.

منابع

- کنگازیان، ع.، لاسمی، ی (۱۳۸۲) میکروفاسیس و محیط رسوبی سنگ‌های پرمین آباد. مجله پژوهش علوم پایه دانشگاه اصفهان، دوره ۱۸، شماره ۲، ۹۱-۱۱۶
- یوسفی‌راد، م.، خاموشی، ت (۱۳۹۲) ریزخساره‌ها و محیط رسوبی توالی پرمین بالایی منطقه زال- جنوب غرب جلغا. دوفصل‌نامه رسوب‌شناسی کاربردی، جلد ۲، ۵۰-۳۸
- یوسفی‌راد، م.، نوروزپور، ح (۱۳۹۶) تحلیل حوضه رسوبی توالی پرموتریاس با نگرشی بر ریزخساره‌ها در ناحیه شورجستان استان فارس. نشریه یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، دوره ۱۱، شماره ۲۲، ۱۸-۱۱
- Carb-Al- Sharhan, A. S., Kendall, C. G. St. C (2003) Holocene coastal carbonates and evaporates of the Southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth Science Review*, 61 (3-4): 191-243
- Amodio, S (2006) Foraminifera diversity changes and Paleoenvironmental analysis: the Lower Cretaceous shallow – water carbonates of San Lorenzello, Campanian Apennines, Southern Italy. *Facies*, 52 : 53-67
- Arefifard, S (2017) Sea level drop, palaeoenvironmental change and related biotic responses across Guadalupian-Lopingian boundary in southwest, North and Central Iran. *Geol. Mag*, 1-23 © Cambridge University.
- Baghbani, D (1993) The Permian sequence in the Abadeh region, central Iran. *Contributions to Eurasian Geology, Occasional Publications, Earth Sciences Research Institute, University of South Carolina*. 9B, 7-22.
- Baghbani, D (1997) Correlation charts of selected Permian strata from Iran. *Permophiles*, 30:24-6
- Bambach, R. K (2006) Phanerozoic biodiversity mass extinctions. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci*, 34: 127-155
- Bond, D. P. G (2010) The mid - Capitanian (Middle Permian) mass extinction and carbon isotope record of South China, *Palaeogeographt, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 292 (2010), p:282-294.
- Bossio, A (1976) Prima utilizzaztino degli ostracodi per la biostratigraphia e la paleoecologia del Miocene dell , arcipelagomaltese. *Boll. Soc. Paleont . Ital*, 15(2): 215-227
- Corda, L., Brandano, M (2003) Aphotic Zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 161 (1-2): 55-70
- Dunham. R. J (1962) Classification of onate rocks. *A. A. P. G. Memoir.*, p 108-121.
- Ervin, D. H (2006) *Etinction: How life on earth Nearly Ended 250 Milion Years Ago*. Princeton University Press , Princeton, 296p.
- Flugel. E (2010) *Microfacies analysis interpretation and application*. Springer - Verlag, Beslin , 976p.
- Galmac, B., Walker, K. R (1997) Selective dolomitization of Cambrian microbial carbonate deposits: a key to mechanisms abd environments of origin : *palaios*, 12: 98-110.
- Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in Southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Gregg. J. M. and Shelton. K. L (1990m) Dolomitization and Dolomite Neomorphism in the Back Reef Facies of the Bonnetterre and Davis Formations (Cambrian), Southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Research*, 60: 549-56.
- Groves, J. R., Wang, Y (2013) Timing and size selectivity of the Guadalupian (Middle Permian) fusulinoidean extinction. *J. Paleontol*. 87: 183-196.
- Haq, B. U., Schutter, S. R (2008) A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, 322:64-68
- Hardi, L. A (1986) Carbonate tidal flat deposition: Ten basic elements. *Q. J. col. Sch. Mines*, 81: 3-6.
- Heydari, E., Hassandzadeh, J., Wade, W. J (2000) Geochemistry of central Tethyan Upper Permian and Lower Triassic strata, Abadeh region, Iran. *Sediment Geology*, 137: 85-99.

- of Iran, Part II: investigated sections and evaluation of the conodont faunas. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften B Beiheft*, 19: 49-86
- Liu, X. c., Wang, W., Shen, S. z., Gorgij, M. N., Ye, F. c., Zhang, Y. c., Furuyama, S., Kano, A., Chen, X. z (2012) Late Guadalupian to Lopingian (Permian) carbon and strontium isotopic chemostratigraphy in the Abadeh section, central Iran. *Gondwana Res*, 24(1): 222-232.
- Mcgregor, A. R (1983) The wait Kere Limestone, a temperate algal carbonate in the lower Tertiary of New Zealand. *J. geol. Soc. lond*, 140: 387-400.
- Noroozpour, H., Yousefi Rad, M (2015) A Review on fossil finding of Central Iran Permo-Triassic Deposits, *Open Journal of Geology*, 383-386.
- Pomar, L (2001) Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, upper Miocene, Balearic Islalands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 249- 272.
- Retallack, G. J., Metzger, C. A., Greaver, T., Jahren, A. H., Smith, R. M. H., Sheldon, N. D (2006) Middle – Late Permian mass extinction on land. *Geol. Soc. Am. Bull*, 118: 1398-1411.
- Romero, J., Caus, E., and Rossel, J (2002) A model for the Palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margine of the South Pyrenean Basin (SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179: 43-56.
- Shen, S. Z., Mei, S. L (2010) Lopingian (Late Permian) high-resolution conodont biostratigraphic in Iran with comparison to South China zonation. *Geological Journal*, 45: 135-161
- Shinn, E. S (1983) Birds eyes, Fenestrae, Shrinkage pores and loferites: a re-evaluation . *J. sedim. Petrol*. 53: 619-629.
- Stanley, S., M., Yang, X (1994) A double mass extinction at the end of the Paleozoic era. *Science*, 266: 1340-1344.
- Taraz, H (1969) Permo-Triassic section in central Iran. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull*, 53: 688-693.
- Taraz, H (1971) Uppermost Permian and Permo-Triassic transition beds in central Iran. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull*, 55: 1280-1294.
- Taraz, H (1973) Correlation of uppermost Permian in Iran, central Asia, and South China. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull*, 57: 1117-1133.
- Taraz, H., Golshani, F., Nakazawa, K., Shimizu, D., Bando, Y., Ishii, K. I., Maurata, M., Isozaki, Y., Kawahata, H., Ota, A (2007a) A unique carbon isotope record across the Guadalupian-Lopingian (Middle-Upper Permian) boundary in mid-oceanic paleoatoll carbonates: the high-productivity “Kamura event” and its collapse in Panthalassa. *Global Planetary Change*, 55: 21-38.
- Isozaki, Y., Kawahata, H., Minoshima, K (2007b) The Capitanian (Permian) Kamura Cooling Event: the beginning of the Paleozoic-Mesozoic transition. *Palaeoworld*, 16: 16-30.
- Isozaki, Y (2009) Illawarra Reversal: the fingerprint of a superplume that triggered Pangean breakup and the end -Guadalupian (Permian) mass extinction , *Gnodwana Res*, 15: 421-432.
- Isozaki, Y., Aljinović, D., Kawahata, H (2011)The Guadalupian (Permian) Kamura event in European Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308: 12-21.
- Jin, Y. G., Zhang, J., Shang, Q. H (1994) Two Phaases of the end-Permian mass extinction. *Canadian Society of Petroleum Geologist Memoir*, 17: 813-822.
- Kobayashi, F. and Ishii, K. I (2003) Paleobiogeographic analysis of Yahtashian to Midian fusulinacean faunas of the Surmaq Formation in the Abadeh region, Central Iran. *Journal of Foraminiferal Research*, 33: 155-65.
- Kofukuda, D., Isozaki, Y., Igo, H (2014) A remarkable sea – level drop and relevant biotic responses across the Guadalupian-Lopingian (Permian) boundary in low-latitude mid-Panthalassa: Irreversible changes recorded in accreted paleo-atoll limestone in Akasaka and Ishiyama, Japan, *journal of Asian Earth Science*, 82:47-65.
- Kolodka, C., Vennin, E., Vachard, D., Trocme, V. & Goodarzi, M (2012) Timing annd progression of the end-Guadalupian crisis in the Fars province (Dalan Formation , Kuh-e Gakhum , Iran) constrained by foraminifers and other carbonate microfossils. *Facies*, 58 (1): 131-53.
- Korte, C., Kozur, H. W., Joachimski, M. M., Strauss, H., Veizer, J., Schwark, L (2004) Carbon, sulfur, oxygen and strontium isotope records organic geochemistry and biostratigraphy across the Permian/Triassic boundary in Abadeh, Iran. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 93:565-581.
- Kozur, H. W (2004) Pelagic uppermost Permian and the Permian–Triassic boundary conodonts of Iran, part I: taxonomy. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften B Beiheft*, 18: 39-68.
- Kozur, H. W (2005) Pelagic uppermost Permian and the Permian–Triassic boundary conodonts

- Okimura, Y., Sakagami, S., Nakamura, K., Tokuoka, T (1981) *The Permian and the Lower Triassic systems in Abadeh region, central Iran: Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*, 47: 62-133.
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks: Blackwell, Sci. Pub., London*, 260 p.
- Vaziri - Moghaddam, H., Kimiagari, M., and Taheri, A (2006) *Depositional environment and Sequence Stratigraphy of the Oligocene - Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali Area. Facies*, 52 (1): 41-51.
- Warren, J. K (2000) *Dolomite, occurrence, evolution and economical important association. Earth science review*, 52: 1-18.
- Wilson, J. L (1975) *Carbonate facies in geologic history. Springer – Verlag, New york*, 471p.
- Wingall, P. B., Veldrine, S., Bond, D. P. G., Wang, W., Lai, X., L., ali, J. R., Jiang, H, S (2009) *Facies analysis and sea-level change at the Guadalupian-Lopingian Global Stratotype (Laibin, Sout China), and its bearing on the end-Guadalupian mass extinction. J. Geol. Soc*, 166: 655-666.
- Wray, J. L (1977) *Calcareous algae Elsevier Scientific Publishing Company, Amesterdam*, 185 p.