

رسوبات وچیاپینگین در شمال‌باختر و جنوب‌باختر ایران و تاثیرپذیری آن‌ها از فرونشینی تکتونیکی پرمین پسین

سکینه عارفی فرد

استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

نویسنده مسئول: sarefi.s@lu.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۰/۱۱/۵ پذیرش: ۱۴۰۱/۳/۱۷

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

رسوبات وچیاپینگین در ناحیه جلفا، شمال‌باختر ایران، و ناحیه آباده، جنوب‌باختر ایران، عمدتاً متشکل از تناوب نهشته‌های شیلی و آهکی می‌باشد. توزیع ریزرخساره‌ها در دو برش آلی‌باشی و زال در ناحیه جلفا و دو برش مطالعه شده در دره همبست در ناحیه آباده نشان‌دهنده محیط دریایی باز و نسبتاً عمیق در موقعیت‌های رمپ میانی و بیرونی است. در برش‌های جلفا و آباده تغییرات فونایی و ریزرخساره‌ای بین نهشته‌های وچیاپینگین زیرین و بالایی کاملاً مشهود بوده که ناشی از افزایش عمق حوضه و بالا آمدن سطح آب می‌باشد. با توجه به محتویات فونایی و نوع ریزرخساره‌های موجود در رسوبات وچیاپینگین در برش‌های مورد مطالعه، بخش‌های زیرین وچیاپینگین دارای ویژگی‌های رمپ میانی و بخش‌های بالایی آن عمدتاً یک محیط رمپ بیرونی را نشان می‌دهد. بر اساس نتایج بدست آمده قبلی از منحنی‌های فرونشینی برای نواحی البرز و آباده، حادثه ریفتینگ پرمین آغازی با فرونشینی قوی در پرمین میانی و بالایی دنبال شد و با یک روند افزایش فرونشینی از شمال (البرز) به طرف جنوب (آباده) همراه بوده است. این فرآیند افزایش فرونشینی تکتونیکی، افزایش ضخامت توالی‌ها از شمال به سمت جنوب را نشان می‌دهد که در نهشته‌های وچیاپینگین دو ناحیه جلفا و آباده نیز قابل شناسایی است، بطوریکه در ناحیه آباده ضخامت رسوبات وچیاپینگین در مقایسه با رسوبات همزمان خود در ناحیه جلفا ۴ برابر بیش‌تر است. با توجه به وضعیت ساختاری بلوک آباده-همبست و قرارگیری آن بین گسل‌های نرمال و ایجاد گراین در فاصله زمانی پرمین-تریاس تاثیر تکتونیک همزمان با رسوب‌گذاری در این ناحیه مشهود است. افزایش ضخامت نهشته‌ها در ناحیه آباده بیش‌تر مربوط به بخش‌های زیرین وچیاپینگین است و بخش‌های بالایی آن که شامل واحد ۶ سازند همبست است و تقریباً معادل با طبقات جلفای بالا در ناحیه جلفا می‌باشد اختلاف ضخامت قابل توجهی را نشان نمی‌دهد. علاوه بر این، افزایش فرونشینی تکتونیکی باعث بالا آمدن بیشتر سطح آب دریا و عمیق‌شدگی شده که با کاهش اندازه و تنوع براکیوپودها و فراوانی استراکدهای با پوسته کوچک و سوزن اسفنج در طبقات جلفای بالایی و فراوانی فونای پلاژیک نظیر کنودونت‌ها و آمونوئیدها در واحد ۶ سازند همبست همراه شده است.

واژگان کلیدی: وچیاپینگین، جلفا، آباده، تغییرات رخساره‌ای، محیط رمپ

۱- پیشگفتار

کوزور، ۱۹۸۰؛ طراز و همکاران، ۱۹۸۱؛ سوئیت و می، ۱۹۹۹a,b؛ محتاط آقایی و وچار، ۲۰۰۳، ۲۰۰۵؛ کوزور، ۲۰۰۴، ۲۰۰۵، ۲۰۰۷؛ شن و می، ۲۰۱۰، قادری و همکاران، ۲۰۱۴a,b؛ گاربرلی و همکاران، ۲۰۱۴؛ ابراهیم‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۳؛ کورن و همکاران، ۲۰۱۶؛ شاهین‌فر و همکاران، ۱۳۹۸؛ گلیوا و همکاران، ۲۰۲۰). علاوه بر این، مطالعات مربوط به تغییرات ایزوتوپ‌های کربن، اکسیژن، اورانیوم، استرونیوم و گوگرد نیز بر روی نهشته‌های چنگسینگین بالایی و مرز پرمین و تریاس در مناطق جلفا و آباده توسط پژوهشگران مختلفی انجام شده

در ایران برش‌های چینه‌شناسی آلی باشی و زال در ناحیه جلفا و برش چینه‌شناسی دره همبست در ناحیه آباده از برش‌های شناخته شده برای مطالعه توالی پرمو-تریاس می‌باشند. تاکنون مطالعات بایوستراتیگرافی متعددی با تمرکز ویژه بر روی مرز پرمو-تریاس بر روی برش‌های فوق صورت گرفته و بایوزون‌های دقیقی برای تعیین سن رسوبات پرمین بالایی و تعیین محل مرز پرمین و تریاس در برش‌های آلی باشی، زال و دره همبست ارائه شده است (استپانوف و همکاران، ۱۹۶۹؛ تیچرت و همکاران، ۱۹۷۳؛

دانهام (۱۹۶۲) و جهت تعیین محیط رسوب‌گذاری از تاکر و رایت (۱۹۹۰) و فلوگل (۲۰۱۰) استفاده شده است.

۳- لیتوستراتیگرافی و بیوستراتیگرافی برش‌های

مورد مطالعه

برش‌های در نظر گرفته شده در منطقه جلفا شامل برش آلی‌باشی با مختصات جغرافیایی $27^{\circ} 56' 38''$ عرض شمالی و $42^{\circ} 30' 45''$ طول خاوری در ۹ کیلومتری باختر جلفا و برش زال با مختصات جغرافیایی $43^{\circ} 38' 38''$ عرض شمالی و $41^{\circ} 34' 45''$ طول خاوری در ۲۵ کیلومتری جنوب باختر جلفا و $2/5$ کیلومتری شمال روستای زال قرار گرفته‌اند (شکل ۱). در این دو برش رسوبات وچپاپینگین سازند جلفا نامیده می‌شود که با توجه به تغییر رنگ و تفاوت فونا در دو بخش زیرین و بالایی آن به دو ممبر طبقات جلفای زیرین^۱ و طبقات جلفای بالایی^۲ تقسیم می‌شود. ضخامت سازند جلفا در برش آلی‌باشی $35/5$ متر و در برش زال 34 متر می‌باشد. طبقات جلفای زیرین به ضخامت $20/5$ متر در برش آلی‌باشی و 22 متر در برش زال بوده و بصورت همشیب بر روی سنگ آهک‌های خاکستری تیره تا سیاه سازند خاچیک به سن کپیتانین قرار می‌گیرد.

در برش آلی‌باشی طبقات جلفای زیرین متشکل از سنگ‌آهک‌های نازک تا متوسط لایه خاکستری با میان لایه‌های شیلی آهکی در بخش زیرین است که به سمت بالا از میزان میان لایه‌های شیلی کاسته می‌شود. ریزرخساره‌هایی آهکی عمده در طبقات جلفای زیرین در برش آلی‌باشی شامل بیوکلاستیک و کستون و بیوکلاستیک پکستون با آشفستگی زیستی و همچنین مادستون فسیل‌دار می‌باشند. در برش زال طبقات جلفای زیرین به لحاظ لیتولوژی تا حدودی با نهشته‌های معادل خود در برش آلی‌باشی تفاوت دارند بطوریکه تناوب آهک و شیل در سرتاسر طبقات جلفای زیرین غالب بوده و تناوب‌های آهکی بخش‌های بالایی جلفای زیرین نودولار می‌باشند. در برش زال ریزرخساره‌های طبقات جلفای زیرین تنوع بیشتری را دارا می‌باشند بطور غالب شامل بیوکلاستیک و کستون، بیوکلاستیک پکستون، پلوییدال پکستون، رادیولاریا و کستون، بیوکلاستیک پلوییدال و کستون و مادستون فسیل‌دار است. در هر دو برش طبقات جلفای

است (حیدری و همکاران، ۲۰۰۰؛ حیدری و حسن‌زاده، ۲۰۰۳؛ کورته و همکاران، ۲۰۰۴، ۲۰۰۵؛ هوراسک و همکاران، ۲۰۰۷؛ ریچاز و همکاران، ۲۰۱۰؛ سدلاسک و همکاران، ۲۰۱۴؛ شاین و همکاران، ۲۰۱۴، ۲۰۱۵؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۸؛ چن و همکاران، ۲۰۲۰). تغییرات محیطی و مطالعه ریزرخساره‌های رسوبات چنگسینگین بالایی و مرز پرمین و تریاس در برش‌های آلی‌باشی، زال و دره ارس در ناحیه جلفا در شمال باختر ایران توسط لدا و همکاران (۲۰۱۴) و گلیوا و همکاران (۲۰۲۰) و در برش باغوک در جنوب باختر ایران توسط لدا و همکاران (۲۰۱۴) بررسی شده است. شرایط محیطی که منجر به انقراض عظیم انتهای پرمین شد هنوز قابل بحث بوده و مطالعه ریزرخساره‌های پرمین بالایی و محتویات فونایی آن‌ها به درک ما از شرایط محیطی گذشته که به بزرگ‌ترین بحران زیستی فانروزویک انجامید کمک می‌کند. با وجود مطالعات گسترده بر روی رسوبات اشکوب چنگسینگین و مرز پرمین-تریاس در برش‌های موجود در جلفا و آباده تاکنون بررسی دقیق ریزرخساره‌ها و نهشته‌های رسوبی وچپاپینگین در نواحی مورد نظر صورت نگرفته است. با توجه به اهمیت جهانی نهشته‌های پرمین بالایی در دو ناحیه جلفا و آباده به مانند رسوبات همزمان خود در جنوب چین که به عنوان برش تیپ لوپینگین در نظر گرفته شده‌اند لذا مطالعه دقیق ریزرخساره‌ها وچپاپینگین در فهم بهتر چگونگی تغییرات محیطی می‌تواند موثر باشد.

۲- مواد و روش‌ها

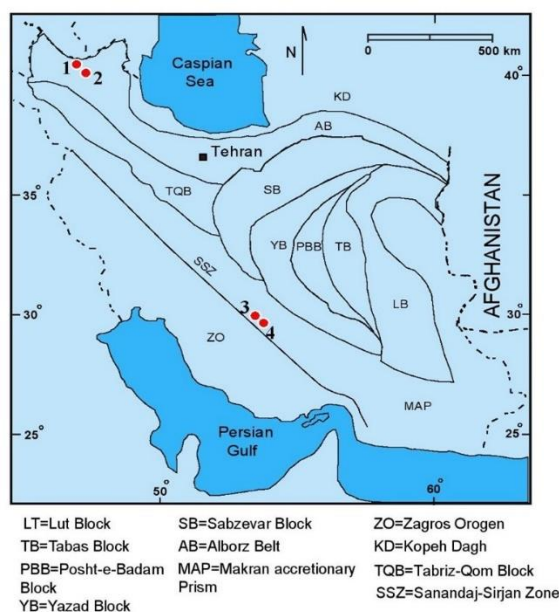
به منظور بررسی نهشته‌های وچپاپینگین و تغییرات ریزرخساره‌ها و محتویات فونایی این نهشته‌ها نمونه‌برداری از آهک‌ها در برش‌های چینه‌شناسی شناخته شده پرموتریاس ایران شامل آلی‌باشی (تعداد ۸۰ نمونه) و زال (تعداد ۷۱ نمونه) در ناحیه جلفا، شمال‌باختر ایران و آباده A (تعداد ۲۷ نمونه) و آباده B (تعداد ۲۳ نمونه) در دره همبست، ناحیه آباده، جنوب‌باختر ایران انجام و برش نازک آن‌ها توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه گردید. ضخامت، رنگ، لیتولوژی، ساخت‌های رسوبی و ماکروفسیل‌ها در مطالعات صحرایی ثبت شد. با استفاده از این داده‌ها امکان تفسیر بهتر و تطابق بین برش‌های چینه‌شناسی فراهم گردید. برای توصیف و نام‌گذاری ریزرخساره از طبقه‌بندی

² Upper Julfa Beds

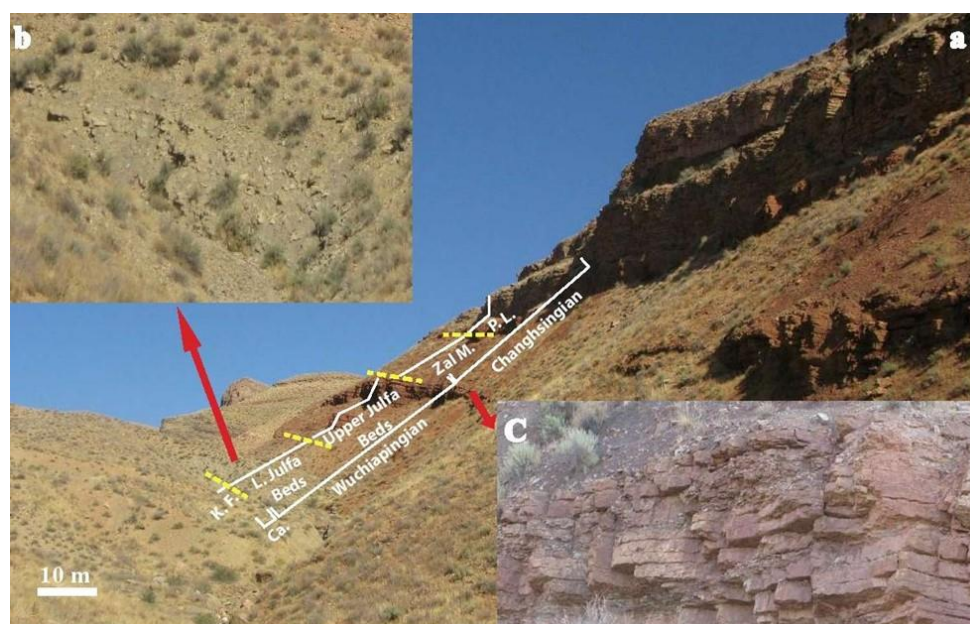
¹ Lower Julfa Beds

قرمز تا مایل به صورتی نازک تا متوسط لایه با تعدادی میان لایه‌های آهکی است ولی بخش‌های بالایی آن صرفاً از آهک‌های نودولار بدون میان لایه‌های شیلی تشکیل شده است (شکل‌های ۲ و ۳). در آهک‌های طبقات جلفای بالایی ریزرخساره‌هایی نظیر بایوکلاستیک استراکد و کستون، بایوکلاستیک و کستون آرژیلیتی و بایوکلاستیک رادیولر و کستون مشاهده می‌شود.

زیرین با براکیوپودهای فراوان عمدتاً *Araxithyris* و *Permophricodothyris* مشخص می‌شوند. طبقات جلفای بالایی بطور هم‌شیب بر روی طبقات جلفای زیرین و با تغییر رنگ واضح قرمز رنگ قرار گرفته‌اند. طبقات جلفای بالایی در برش آلی‌باشی دارای ضخامت ۱۵ متر و در برش زال دارای ضخامت ۱۳ متر می‌باشد. در برش آلی‌باشی طبقات جلفای بالایی مرکب از سنگ‌آهک‌های

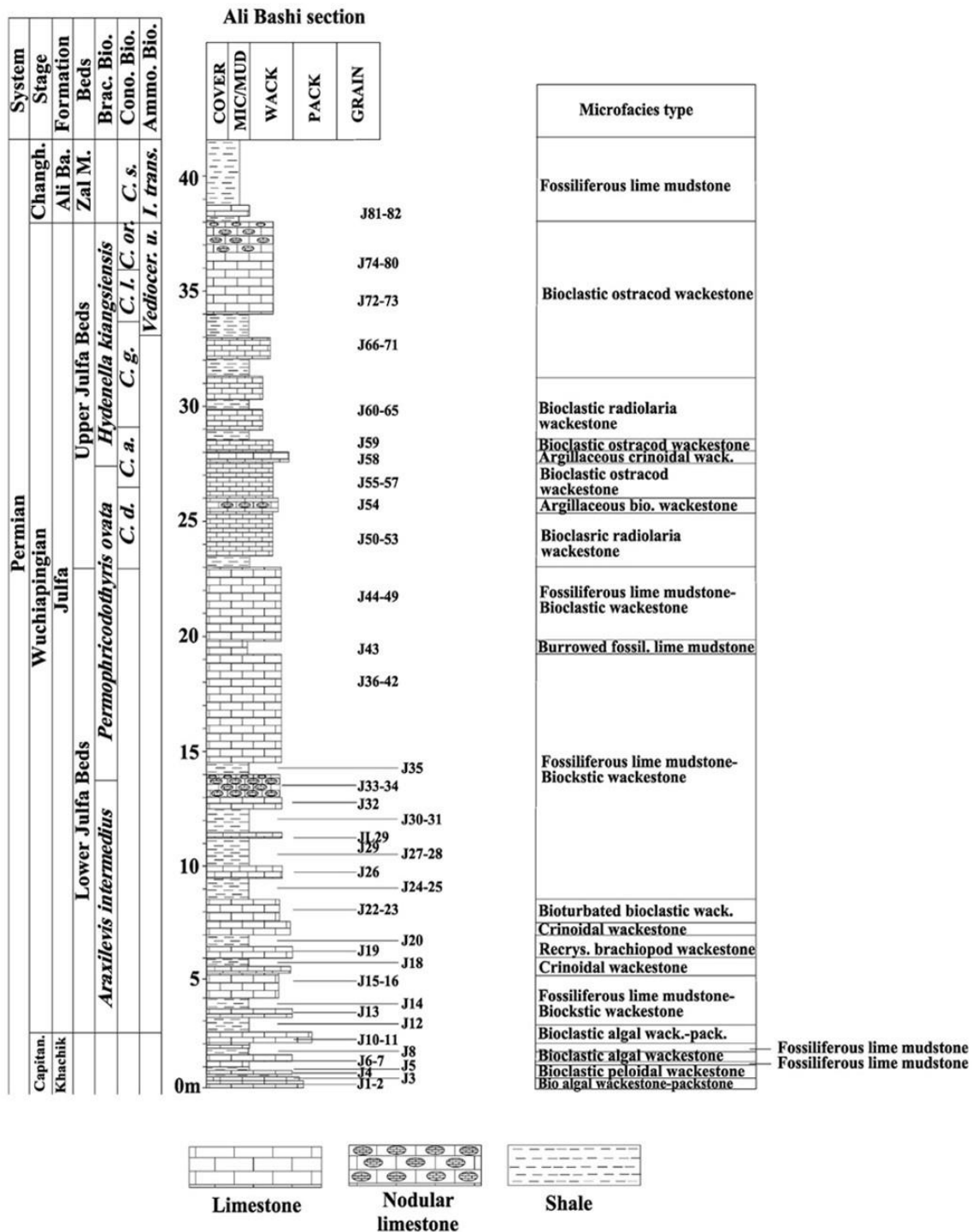


شکل ۱. نقشه تکتونیکی ایران (اقتباس از علوی، ۱۹۹۱) که در آن موقعیت برش‌های مورد مطالعه نشان داده شده است. ۱- برش آلی‌باشی، ۲- برش زال، ۳- برش آباه A و ۴- برش آباه B.



شکل ۲. تصویر رسوبات وچیاپینگین (طبقات جلفای زیرین و بالایی) در برش آلی‌باشی، ناحیه جلفا و مرزهای زیرین و بالایی آن با آهک‌های سازند خاچیک به سن کپیتانین و شیل‌های بخش زال به سن چنگ سینگین. اختصارات:

K.F. = Khachick Formation, Ca. = Capitanian, L. Julfa Beds = Lower Julfa Beds, Zal M. = Zal Member, P. B. = Paratirolites Limestone.



شکل ۳. نمایش ستون چینه‌شناسی و فهرست ریزرخساره‌های آهکی و چیاپینگین در سرتاسر برش آلی‌باشی، ناحیه جلفا. برای بایوزون‌های کنودونت از شن و می (۲۰۱۰) و قادری و همکاران (۲۰۱۴a)، برای بایوزون‌های براکیوپود از قادری و همکاران (۲۰۱۴b) و برای بایوزون‌های آمونوید از قادری و همکاران (۲۰۱۴a) و کورن و همکاران (۲۰۱۶) استفاده شده است. اختصارات:

Capitan. = Capitanian, Ali Ba. = Ali Bashi, Zal M. = Zal Member, Khach. = Khachik, Brach. Bio. = Brachiopod Biozone, Cono. Bio. = Conodont Biozone, Ammo. Bio. = Ammonoid Biozone; conodont biozones: C. d. = *Clarkina dokouensis*, C. a. = *Clarkina asymmetrica*, C. g. = *Clarkina guangyuanensis*, C. l. = *Clarkina liyangshanensis*, C. or. = *Clarkina orientalis*, C. s.- C. o. In. = *Clarkina subcarinata-Clarkina orientalis* Interval; ammonoid biozones: *Vendioceras*, *U. = Vendioceras Umbonavarum*, *I. trans.-Ph. tria. = Iranites transcaucasius-Phisonites triangulus*, bio. = bioclastic, wack. = wackestone, pack. = packstone, fossil. = fossiliferous, Recrys. = recrystallized.

آهک‌های خاکستری واحد ۵ سازند آباده و در زیر شیل و آهک‌های قرمز رنگ واحد ۷ سازند همبست قرار گرفته‌اند. واحد ۶ سازند همبست عمدتاً متشکل از تناوب آهک‌های شیلی سبز روشن و سنگ‌آهک‌های میکریتی نازک‌لایه خاکستری روشن هستند (شکل‌های ۵ و ۹). ریزرخساره‌های غالب در لایه‌های آهکی در این واحد شامل مادستون در آهک‌های میانی آن بوده ولی در آهک‌های بالایی واحد ۶ کرینوییدال و کستون، بایوکلاستیک اینتراکلاستیک و کستون و بایوکلاستیک و کستون با آشفستگی زیستی مشاهده می‌شود. براقیوپورها در مقایسه با طبقات جلفا در ناحیه جلفا گسترش بسیار کمتری داشته و فونای پلاژیک نظیر کنودونت و آمونویید از واحد ۶ سازند همبست گزارش شده است (طراز و همکاران، ۱۹۸۱).

۴- ریزرخساره‌های و موقعیت رسوب‌گذاری

نهشته‌های وچیاپینگین در برش‌های مطالعه شده

بر اساس بافت، مشکله‌های اصلی، ساختار رسوبی و محتویات فسیلی مطالعات سنگ‌شناسی نمونه‌های کرناته منجر به شناسایی چندین ریزرخساره گردید که از موقعیت نزدیک به سمت موقعیت دورتر نسبت به ساحل به ترتیب به رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی گروه‌بندی می‌شوند. در زیر مشخصات تعدادی از این ریزرخساره‌ها در برش‌های آلی‌بازی، زال، آباده A و آباده B ارایه شده است. فهرست کاملی از ریزرخساره‌ها در طول توالی وچیاپینگین در برش‌های مورد مطالعه در شکل‌های ۳، ۶، ۸ و ۱۰ آورده شده و همچنین عکس‌های مربوط به ریزرخساره‌های توصیف شده در زیر در شکل‌های ۱۱ تا ۱۳ نشان داده شده است.

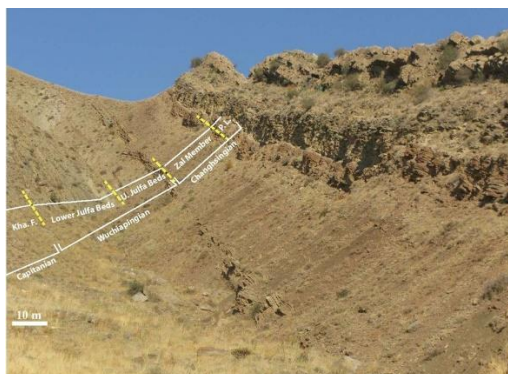
۴-۱- ریزرخساره‌های رمپ داخلی

در برش‌های آلی‌بازی و زال، این ریزرخساره‌ها (بایوکلاستیک آگال و کستون-پکستون و آگال پکستون) در آهک‌های متوسط‌لایه و خاکستری تیره سازند خاچیک به سن کپیتانین در زیر طبقات جلفای زیرین مشاهده می‌شود و در دو برش آباده A و آباده B آهک‌های ضخیم تا متوسط‌لایه خاکستری روشن تا تیره بخش‌های قاعده‌ای زیرواحد 4b به سن کپیتانین پسین و بخش‌های بالایی واحد ۵ سازند آباده به سن وچیاپینگین دارای این ریزرخساره‌ها می‌باشند.

بطور کلی استراکدها، سوزن اسفنج و رادیولرها عناصر اسکلتی غالب در طبقات جلفای بالایی بوده در حالی که در طبقات جلفای زیرین براقیوپورها در مقایسه با سایر عناصر اسکلتی فراوان‌تر هستند. برش‌های مطالعه شده در دره همبست شامل برش آباده A در دامنه جنوب خاوری دره اصلی همبست و در ۳۵ کیلومتری جنوب خاور آباده با مختصات جغرافیایی $30^{\circ} 54' 02''$ عرض شمالی و $53^{\circ} 12' 35''$ طول خاوری و برش آباده B در حدود ۲ کیلومتری شمال باختر برش آباده A و با مختصات جغرافیایی $30^{\circ} 55' 05''$ عرض شمالی و $53^{\circ} 12' 15''$ طول خاوری می‌باشند (شکل ۱). در مطالعات قبلی در دره همبست، بخش بالایی واحد ۵ سازند آباده و واحد ۶ سازند همبست بعنوان نهشته‌های وچیاپینگین معرفی شدند (کورت و همکاران، ۲۰۰۴). مطالعه فرامینفرهای پرمین میانی و بالایی در دره همبست نشان داد که وچیاپینگین از بخش میانی زیرواحد 4b سازند آباده با ظهور زون *Pseudodunbarula-Cononofusiella kwangsiana* شروع می‌شود و بنابراین رسوبات وچیاپینگین شامل بخش‌های میانی و بالایی زیرواحد 4b (به ضخامت ۷۰ متر در برش آباده A ولی در برش آباده B بدلیل اینکه زون فرامینفری *Pseudodunbarula-Codonofusiella kwangsiana-Reichelina cf. changhsingensis* تنها در آهک‌های خاکستری ضخیم‌لایه به ضخامت ۴ متر رخنمون دارند که احتمالاً به لحاظ لیتولوژی مشابه واحد ۵ سازند آباده در برش آباده A بوده و تنها به واحد ۵ نسبت داده می‌شوند و رسوبات زیرواحد 4b سازند آباده در برش آباده B رخنمون ندارند)، واحد ۵ سازند آباده (به ضخامت ۵۰ متر در برش آباده A و ۴ متر در برش آباده B) و واحد ۶ سازند همبست (به ضخامت ۲۰ متر در برش آباده A و ۱۶ متر در برش آباده B) می‌باشد (شکل‌های ۵، ۷ و ۱۰). بخش‌های میانی و بالایی زیرواحد 4b سازند آباده متشکل از شیل‌های خاکستری در تناوب با آهک‌های نازک تا متوسط‌لایه خاکستری روشن تا تیره است که عمدتاً دارای ریزرخساره‌های بایوکلاستیک و کستون-پکستون و تعداد معدودی آگال بایوکلاستیک و کستون-پکستون می‌باشد. واحد ۵ سازند آباده دارای آهک‌های خاکستری تیره متوسط تا ضخیم‌لایه است که با ریزرخساره‌های آگال پکستون و بایوکلاستیک آگال و کستون-پکستون مشخص می‌شود. واحد ۶ سازند همبست بطور همشیب بر روی

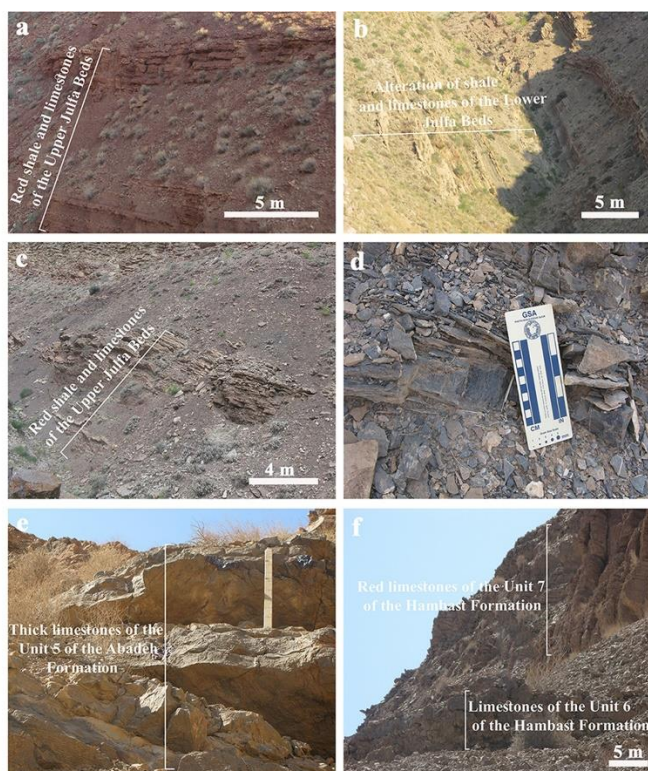
جورشدگی ضعیف در یک زمینه میکریتی قرار گرفته‌اند. میزان تراکم قطعات اسکلتی که مشکله‌های اصلی این ریزرخساره هستند بین کمتر از ۴۰ تا بیش از ۵۰ درصد متغیر بوده و موجب نام‌گذاری این ریزرخساره به وکستون تا پکستون می‌گردد (شکل ۱۱a).

آلگال بایوکلاستیک وکستون-پکستون: این ریزرخساره شامل جلبک‌های آهکی با اندازه درشت، ساقه کرینوئید و استراکد با اندازه‌های متوسط به عنوان مشکله‌های اصلی و فرامینیفرهای کوچک (شوبرتلیدها و میلیولیده‌ها)، سوزن اسفنج، تعدادی قطعات اسکلتی نامشخص و اجزا غیراسکلتی نظیر پلوئید بعنوان عناصر فرعی می‌باشد که با

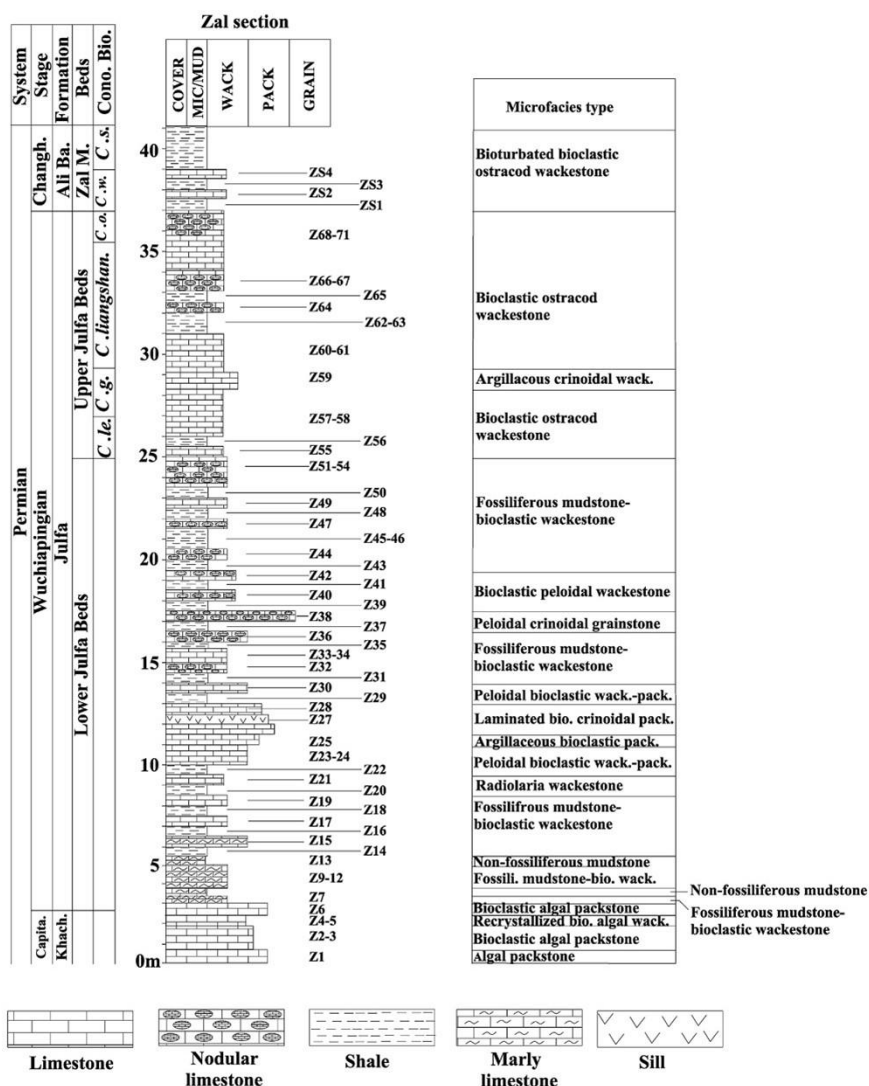


شکل ۴. تصویر رسوبات وچیاپینگین (طبقات جلفای زیرین و بالایی) در برش زال، ناحیه جلفا و مرزهای زیرین و بالایی آن با آهک‌های سازند خاچیک به سن کپیلتانین و شیل‌های بخش زال به سن چنگ سینگین. اختصارات:

Kha. F. = Khachick Formation, **U. Julfa Beds** = Upper Julfa Beds, **P. L.** = Paratirolites Limestone.

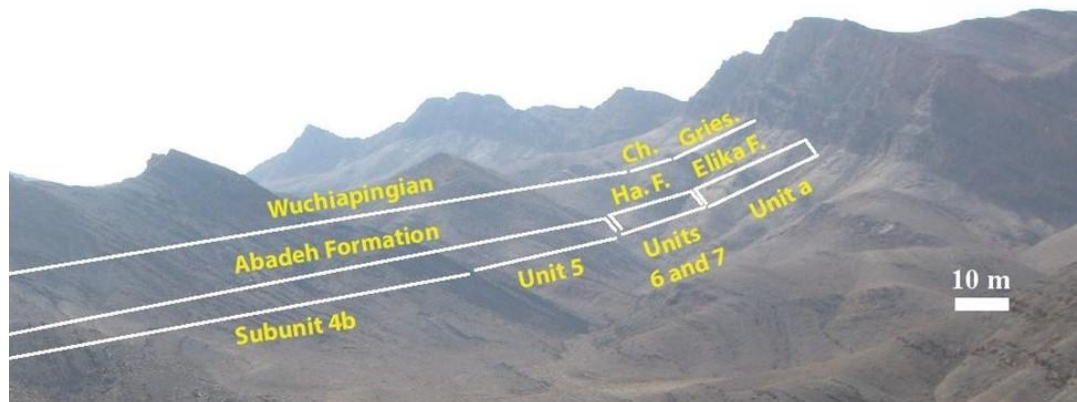


شکل ۵. تصاویری از واحدهای تشکیل دهنده وچیاپینگین در برش‌های مطالعه شده در نواحی جلفا و آباه. (a) آهک‌ها و شیل‌های قرمز طبقات جلفای بالایی در برش آلی‌باشی که به لحاظ رنگ و محتویات فونایی بویژه کاهش چشمگیر تعداد و اندازه براکیوپودها تفاوت قابل توجهی را نسبت به طبقات جلفای زیرین نشان می‌دهد، (b) تناوب آهک‌ها و شیل‌های طبقات جلفای زیرین در برش زال که در مقایسه با نهشته‌های زیرین آن (سازند خاچیک به سن کپیلتانین) و نهشته‌های بالایی آن (طبقات جلفای بالایی) با داشتن آهک‌ها و شیل‌های به رنگ خاکستری کم‌رنگ و فراوانی و تنوع براکیوپودها متمایز می‌شود. (c) تناوب شیل و آهک‌های قرمز طبقات جلفای بالایی در برش زال، (d) تناوب شیل‌ها و آهک‌های خاکستری تیره زیر واحد 4b سازند آباه در برش آباه A، (e) آهک‌های خاکستری ضخیم لایه واحد 5 سازند آباه در برش B، (f) آهک‌های میکریتی واحد 6 سازند همبست در برش B که دارای فونای پلاژیک می‌باشد.



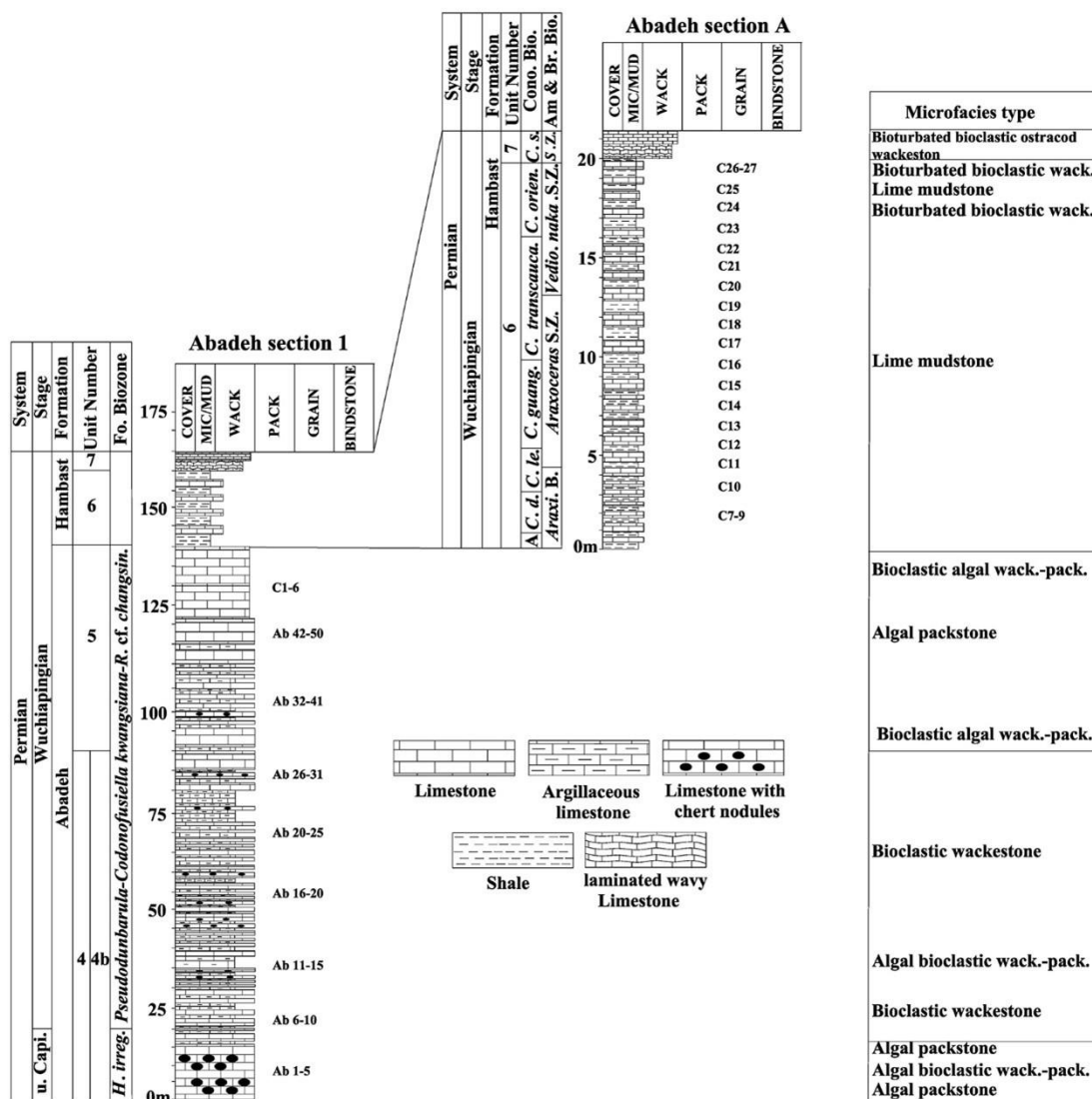
شکل ۶. نمایش ستون چینه‌شناسی و فهرست ریزرخساره‌ها آهکی و چیاپینگین در سرتاسر برش زال، ناحیه جلفا. برای بایوزون‌های کنودونت از شن و می (۲۰۱۰) استفاده شده است. اختصارات:

Capitan. = Capitanian, Ali Ba. = Ali Bashi, Zal M. = Zal Member, Khach. = Khachik, Brach. Bio. = Brachiopod Biozone, Cono. Bio. = Conodont Biozone, Conodont biozones: *C. le.* = *Clarkina leveni*, *C. g.* = *Clarkina guangyuanensis*, *C. liangshan.* = *Clarkina liangshanensis*, *C. o.* = *Clarkina orientalis*, *C. w.* = *Clarkina wangi*, *C. s.* = *Clarkina subcarinate*, bio. = bioclastic, wack. = wackestone, pack. = packstone, fossil. = fossiliferous.



شکل ۷. تصویر رسوبات و چیاپینگین (بخش‌های میانی و بالایی زیر واحد 4b و واحد 5 سازند آباده و واحد 6 سازند همبست) در برش آباده A، دره همبست، ناحیه آباده و مرز بالایی آن با واحد 7 سازند همبست به سن چنگ سینگین. اختصارات:

Ha. F. = Hambast Formation, F. = Formation.

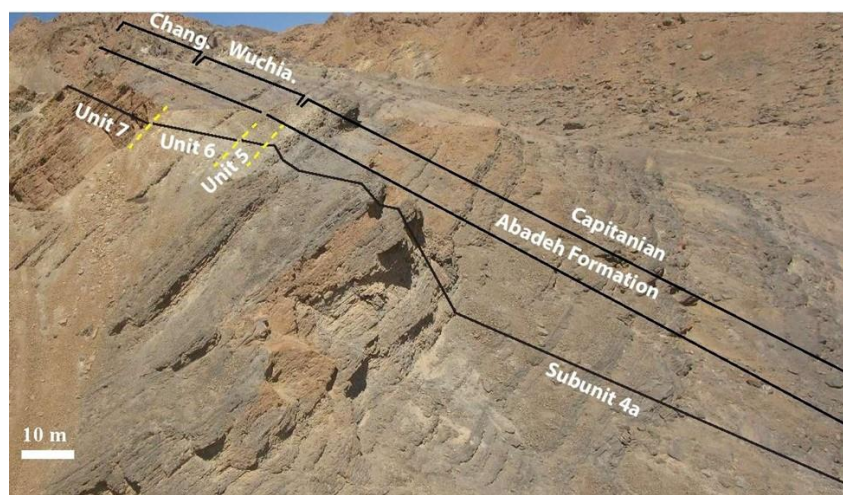


شکل ۸. نمایش ستون چینه‌شناسی و فهرست ریزرخساره‌های آهکی و چیاپینگین در سرتاسر برش آواده A، دره همبست، ناحیه آواده. برای بایوزون‌های کنودونت از شن و می (۲۰۱۰)، برای بایوزون‌های براکیوپود و آمونوید از طراز و همکاران (۱۹۸۱) و برای بایوزون‌های فرامینیفری از شاهین‌فر و همکاران (۲۰۲۰) استفاده شده است. اختصارات:

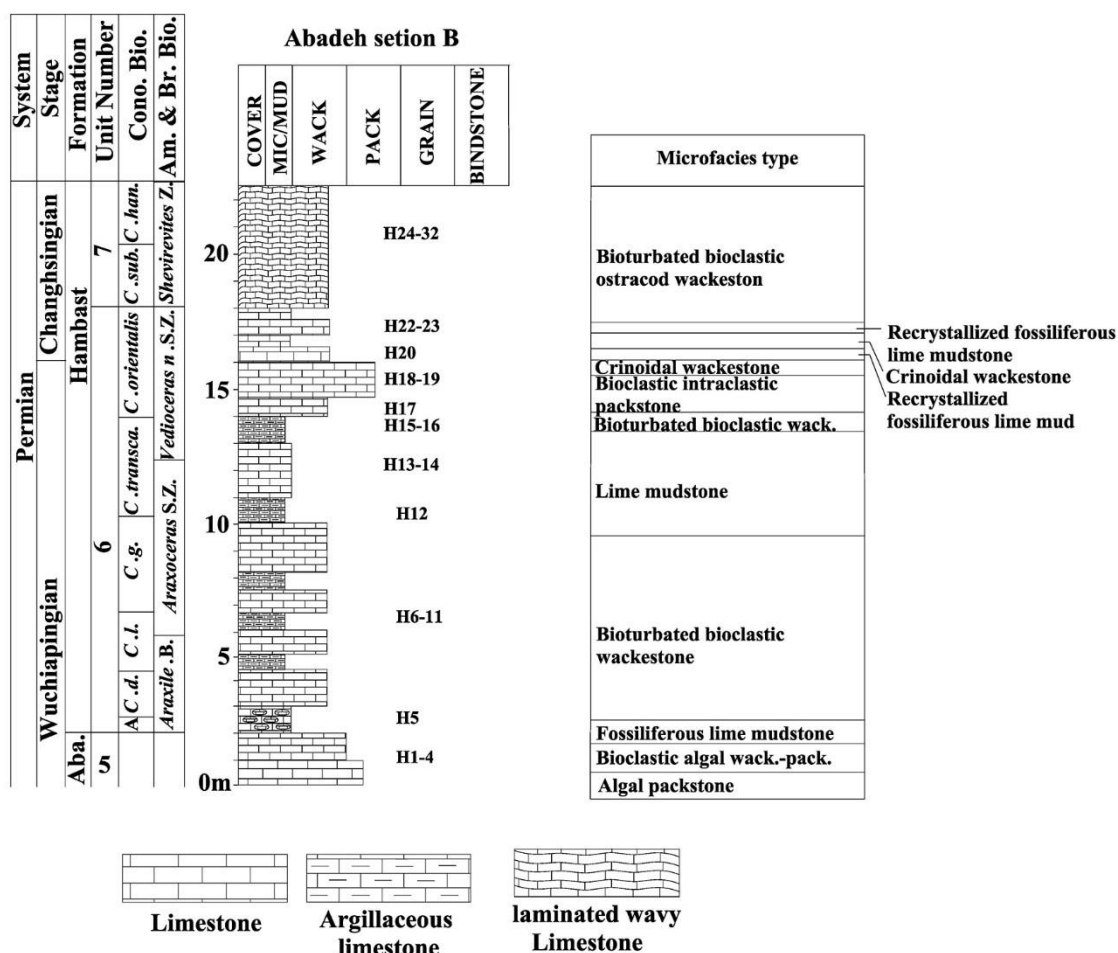
Am. and Br. Bio. = Ammonoid and brachiopod Biozones, Fo. Biozone = Foraminifer Biozone, u. Capi. = uppermost Capitanian, Z. = Zone, S.Z. = Subzones, Conodont biozones: A = *Clarkina? postbitteri*, C. d. = *Clarkina dokouensis*, C. le. = *Clarkina leveni*, C. guang. = *Clarkina guangyuanensis*, C. transcaucasica = *C. transcaucasica*, C. orie. = *Clarkina orientalis*, C. s. = *Clarkina subcarinata*, Ammonoid and brachiopod biozones: Araxi. Beds = *Araxilevis* Beds, Vedio. Naka. = *Vedioceras nakamurai*, S. = *Shevirevires-Paratirolites*, Foraminifera biozones: H. irreg. = *Hemgordius irregulariformis*, R. cf. chang. = *Reichelina cf. changhsingensis*, wack. = wackestone, pack. = packstone.

تفسیر: با توجه به محتویات فونایی، وجود پهنه‌های جلبکی و لامیناسیون، قرار گرفتن در زیررخساره‌های مادستون فسیل‌دار و بایوکلاستیک و کستون مربوط به رسوبات رمپ میانی طبقات جلفای زیرین در برش‌های آلی باشی و زال و بخش‌های میانی و بالایی زیرواحد 4b سازند آواده و واحد ۶ سازند همبست در توالی رخساره‌ها، این ریزرخساره‌ها به بخش ساب‌تایدال کم عمق یا رمپ داخلی نسبت داده می‌شوند.

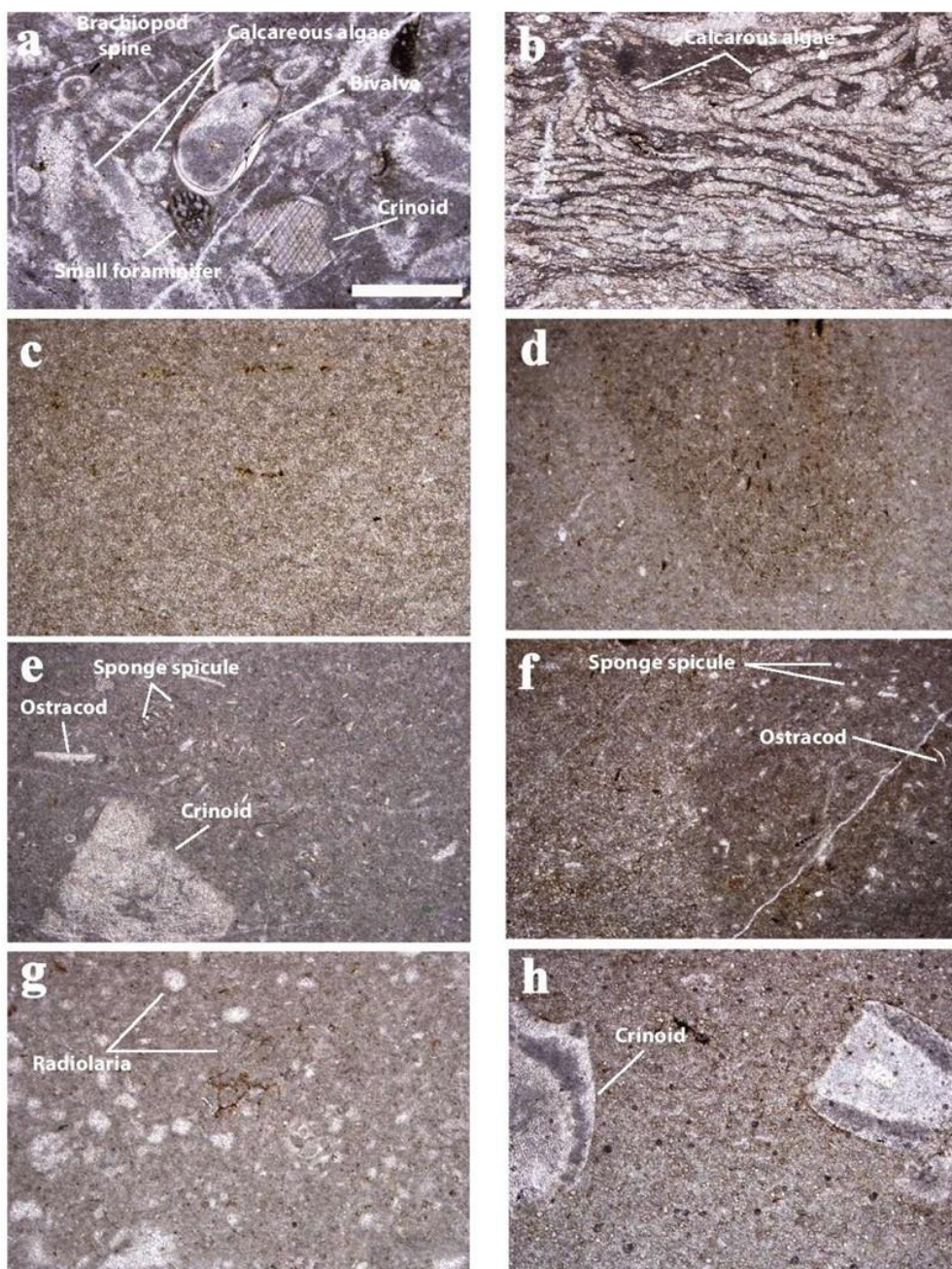
آلگال پکستون: قطعات جلبک‌های آهکی بصورت فشرده با اندازه‌های متوسط تا درشت دانه‌های اسکلتی غالب (بیش از ۸۰ درصد) را در این ریز رخساره تشکیل می‌دهند. قطعات جلبکی دارای لامیناسیون موازی هستند. قطعات ساقه کرینویید، استراکد و براکیوپود بصورت محدود از عناصر اسکلتی فرعی (کمتر از ۵ درصد) در این ریزرخساره می‌باشند. در زمینه ماتریکس میکریتی مشاهده می‌شود. جورشدگی در این ریزرخساره متوسط و گردشگی ضعیف می‌باشد (شکل ۱۱b).



شکل ۹. تصویر رسوبات وچیاپینگین (واحد ۵ سازند آباهه و واحد ۶ سازند همبست) در برش آباهه-۲، دره همبست، ناحیه آباهه و مرزهای زیرین و بالایی آن با زیرواحد 4a سازند آباهه به سن کپیتانین و واحد ۷ سازند همبست به سن چنگ سینگین. اختصارات:
Wuchia. = Wuchiapingian, Chang. = Changhsingian.



شکل ۱۰. نمایش ستون چینه‌شناسی و فهرست ریزرخساره‌های آهکی وچیاپینگین در سرتاسر برش آباهه B. ناحیه آباهه. برای بایوزون‌های کنودونت از شن و می (۲۰۱۰) و برای بایوزون‌های براکیوپود و آمونوئید از طراز و همکاران (۱۹۸۱) استفاده شده است. اختصارات:
Am. and Br. Bio. = Ammonoid and brachiopod Biozones, Fo. Biozone = Foraminifer Biozone, u. Capi. = uppermost Capitanian, Z. = Zone, S.Z. = Subzones, Conodont biozones: a = *Clarkina? postbitteri*, C. d. = *Clarkina dokouensis*, C. le. = *Clarkina leveni*, C. guang. = *Clarkina guangyuanensis*, C. transcaucasica = *C. transcaucasica*, C. orie. = *Clarkina orientalis*, C. s. = *Clarkina subcarinata*, Ammonoid and brachiopod biozones: *Araxile. Beds* = *Araxilevis Beds*, *Vedioceras n.* = *Vedioceras nakamurai*, wack. = wackestone, pack. = packstone



شکل ۱۱. عکس‌هایی از برش‌های نازک تعدادی از نمونه‌های برداشت شده از آهک‌های وچیاپینگین در برش‌های آلی‌باشی و زال، ناحیه جلغا و برش آواده. (a) Bioclastic algal wackestone-packstone، نمونه C-4، واحد ۵ سازند آواده، برش آواده A؛ (b) Algal packstone، نمونه C-2، واحد ۵ سازند آواده، برش آواده A؛ (c) Non-fossiliferous mudstone، نمونه Z-17، طبقات جلغای زیرین، برش زال؛ (d) Burrowed fossiliferous mudstone؛ (e) Fossiliferous mudstone-biostatic wackestone، نمونه J-49، طبقات جلغای زیرین، برش آلی‌باشی؛ (f) Bioturbated bioclastic wackestone، نمونه J-43، طبقات جلغای زیرین، برش آلی‌باشی؛ (g) Radiolaria؛ (h) Crinoidal wackestone، نمونه Z-21، طبقات جلغای زیرین، برش زال؛ (h) Crinoidal wackestone، نمونه J-21، طبقات جلغای زیرین، برش آلی‌باشی.

۲-۴- ریزرخساره‌های رمپ میانی

آهک‌های خاکستری نازک تا متوسط‌لایه طبقات جلغا که دارای میان لایه‌های شیلی بوده و دارای تفاوت‌های لیتولوژیکی و فونایی مشخص با آهک‌های خاکستری تیره بخش‌های بالایی سازند خاچیک می‌باشد، دیده می‌شود. در برش‌های جلغا آهک‌های نودولار خاکستری که عمدتاً رخساره مادستونی یا مادستون فسیل‌دار را نشان می‌دهند

در برش‌های آلی‌باشی و زال، این ریزرخساره‌ها (مادستون، مادستون فسیل‌دار با آثار باروپینگ، مادستون فسیل‌دار تا بایوکلاستیک و کستون دارای آشفتگی زیستی، رادیولاریا و کستون، کرینویدال و کستون، بایوکلاستیک پلوییدال و کستون، پلوییدال کرینویدال و کستون-گرینستون) در

ناشناخته پوسته ارگانسیم‌ها از آلوکم‌های معمول در این ریزرخساره بوده (در حدود ۲۰ درصد) و پلوییدها از عناصر فرعی هستند. اندازه دانه‌های اسکلتی کوچک تا متوسط هستند. جورشدگی در این ریزرخساره ضعیف است. زمینه میکریتی یکنواخت نبوده و تبلور مجدد در زمینه و در بعضی قطعات اسکلتی دیده می‌شود. این ریزرخساره در بخش زیرین طبقات جلفای زیرین در برش آلی‌بashi مشاهده می‌شود (شکل ۱۱f).

رادپولاریا وکستون: رادپولرها به عنوان مشکله‌های اصلی بصورت دانه‌های گرد هستند. دانه‌های فرعی سوزن اسفنج و قطعات استراکد می‌باشند. جورشدگی در این ریزرخساره ضعیف است. این ریزرخساره در بخش زیرین طبقات جلفای زیرین در برش زال وجود دارد (شکل ۱۱g).

کرینوبیدال وکستون: قطعات ساقه کرینوبید بزرگ مشکله‌های اصلی (در حدود ۳۰ درصد) و سوزن اسفنج، قطعات صدف استراکد، قطعات ناشناخته پوسته ارگانسیم‌ها و پلوییدهای با اشکال نامنظم مشکله‌های فرعی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. قطعات ساقه کرینوبید در مقایسه با سایر قطعات اسکلتی فرعی در زمینه کاملاً بزرگ هستند. جورشدگی در این ریزرخساره ضعیف است. ساقه‌های کرینوبید بطور بخشی میکریتی شده‌اند. زمینه میکریتی در بعضی بخش‌ها دچار تبلور مجدد شده است. این ریزرخساره در بخش زیرین طبقات جلفای زیرین در برش آلی‌بashi وجود دارد (شکل ۱۱h).

بایوکلاستیک پلوییدال وکستون: این ریزرخساره شامل پلوییدهای گرد تا زاویه‌دار با جورشدگی ضعیف، استراکد و سوزن اسفنج بعنوان مشکله‌های اصلی (در حدود ۲۰ درصد) هستند. اینتراکلاست از مشکله‌های فرعی این ریزرخساره هستند. این ریزرخساره در بخش بالایی طبقات جلفا در برش زال مشاهده می‌شود (شکل ۱۱a).

بایوکلاستیک پکستون: این ریزرخساره با آلوکم‌هایی با جورشدگی ضعیف و نسبتاً فشرده مشخص می‌شود. قطعات صدف براکیوپود، خار براکیوپود، استراکد و ساقه کرینوبید فراوان‌ترین آلوکم‌ها (بیش‌تر از ۶۰ درصد) هستند. دانه‌های اسکلتی با اندازه‌های کوچک، سوزن اسفنج و تعداد کمی پلویید جز عناصر فرعی (کمتر از ۵ درصد) هستند. اندازه دانه‌های اسکلتی کوچک تا متوسط است. زمینه میکریتی در بعضی قسمت‌ها دچار تبلور مجدد شده است. این

در بخش‌های میانی و بالایی طبقات جلفای بالایی دیده می‌شوند. در برش‌های آباده ریزرخساره‌های رمپ میانی در بخش‌های میانی و بالایی زیرواحد 4b سازند آباده (شامل بایوکلاستیک وکستون-پکستون و آگال بایوکلاستیک پکستون) که متشکل از آهک‌های خاکستری نازک تا متوسط‌لایه با میان لایه‌های شیلی است و بخش‌های قاعده‌ای و بالاترین بخش واحد ۶ (مادستون فسیل‌دار، بایوکلاستیک اینتراکلاستیک پکستون) سازند همبست که از تناوب آهک‌های نازک‌لایه با میان لایه‌های شیلی سبز کمرنگ تشکیل شده، مشاهده می‌شود.

برش‌های آلی‌بashi و زال

مادستون بدون فسیل: این ریزرخساره از یک زمینه متشکل از میکریتی تشکیل شده که در بخش‌هایی از آن تبلور مجدد مشاهده می‌شود. این ریزرخساره در بخش‌های زیرین طبقات جلفای زیرین در برش زال مشاهده شده است (شکل ۱۱c).

مادستون فسیل‌دار با آثار باروینگ: در این ریزرخساره در زمینه میکریتی تعداد معدودی عناصر اسکلتی شامل قطعات پوسته غیر قابل تشخیص و سوزن اسفنج وجود دارد (کمتر از ۲ درصد). آثاری از باروینگ قابل مشاهده است. تبلور مجدد به میکرواسپار در بعضی قسمت‌ها وجود دارد. این ریزرخساره در بخش‌های بالایی طبقات جلفای زیرین در برش آلی‌بashi دیده می‌شود (شکل ۱۱d).

مادستون فسیل‌دار تا بایوکلاستیک وکستون: این ریزرخساره شامل استراکد، سوزن اسفنج، ساقه کرینوبید، قطعات دوکفه‌ای، براکیوپود با اندازه‌های کوچک تا متوسط به عنوان مشکله‌های اصلی به میزان کمتر از ۲۵ درصد و فرامینیفراهای کوچک، گاستروپود، بریوزوئر و پلویید به عنوان آلوکم‌های فرعی در حدود ۵ درصد است. جورشدگی در این ریزرخساره ضعیف است. ویژگی‌های نظیر آشفستگی زیستی در این ریزرخساره معمول می‌باشد. در این ریزرخساره در بعضی قسمت‌ها کمتر از ۱۰ درصد آلوکم مشاهده می‌شود که باعث می‌شود نام این ریزرخساره به مادستون فسیل‌دار تغییر کند. این ریزرخساره در بخش‌های زیرین و بالایی طبقات جلفای زیرین در هر دو برش زال و آلی‌بashi مشاهده می‌شود (شکل ۱۱e).

بایوکلاستیک وکستون دارای آشفستگی زیستی: سوزن اسفنج، قطعات صدف استراکد، براکیوپود و قطعات

تفسیر: طبقات جلفای زیرین در ناحیه جلفا و بخش‌های میانی و بالایی زیر واحد 4b سازند آباد در ناحیه آباد به لحاظ سنگ‌شناسی متشکل از تناوب شیل و آهک‌های حاوی بقایای موجودات دریایی نظیر براکیوپود، کرینویید، دوکفه‌ای، سوزن اسفنج و فرامینیفرهای بسیار کوچک است که در یک زمینه میکریتی قرار گرفته‌اند. افزایش گل میکریتی، کاهش چشمگیر جلبک‌های آهکی، وجود باروینگ و آشفنگی زیستی و اندازه‌های کوچک‌تر دانه‌های اسکلتی طبقات جلفای زیرین و بخش‌های میانی و بالایی زیر واحد 4b در مقایسه با آهک‌های مربوط به رمپ دخیلی در راس سازند خاچیک و بخش‌های زیرین زیر واحد 4b، نشان‌دهنده یک محیط دریای باز و موقعیت عمیق‌تر و کم انرژی‌تر آن‌ها می‌باشد. در پاره‌ای موارد حضور معدود بعضی ریزرخساره‌ها با آلوکم‌های دانه درشت در طبقات جلفای زیرین نشان‌دهنده ایجاد شرایط پرنرژی موقتی در موقعیت‌های کم‌عمق‌تر نسبت به سایر بخش‌های طبقات جلفای زیرین است. گرچه شواهدی نظیر طبقه‌بندی مورب تپه‌ای یا پشته‌ای و تمپستایت^۱ در مطالعات صحرایی در طبقات رسوبی مشاهده نشده است ولی افزایش گل کربناته، که از نشانه‌های تمایز موقعیت رمپ میانی از رمپ داخلی است (برشت و رایت، ۱۹۹۲)، در طبقات جلفای زیرین (گلیوا و همکاران، ۲۰۲۰) نسبت به کربنات‌های رمپ داخلی نهشته‌های زیرین آن‌ها (لایه‌های آهکی طبقات خاچیک) یکی از دلایلی است که تغییر محیط از رمپ داخلی به رمپ میانی در طبقات جلفای زیرین را نشان می‌دهد. لذا در توالی رخساره‌ای حضور این ریزرخساره‌ها بر روی رخساره‌های رمپ داخلی مربوط به رسوبات قدیمی‌تر به همراه شواهدی که در بالا ذکر شد بعنوان موقعیت رمپ میانی پیشنهاد می‌شود.

۴-۳- ریزرخساره‌های رمپ بیرونی

در برش‌های آلی باشی و زال، این ریزرخساره‌ها (بیوکلاستیک استراکد و کستون، بایوکلاستیک رادیولر و کستون و کرینوییدال و کستون آرژیلیتی) در آهک‌های نازک‌لایه تا متوسط لایه ارغوانی تا قرمز کمرنگ طبقات جلفای بالایی که دارای لایه‌های شیلی قرمز است و با تفاوت رنگ مشخص با طبقات جلفای زیرین به راحتی قابل تشخیص می‌باشد، مشاهده می‌شوند. در برش‌های آباد

ریزرخساره در بخش زیرین طبقات جلفای زیرین در برش زال وجود دارد (شکل ۱۲b).

پلوییدال کرینوییدال پکستون: این ریزرخساره شامل قطعات ساقه کرینویید و پلوییدهای مدور، نیمه‌مدور و یا با اشکال نامنظم بعنوان مشکله‌های اصلی (در حدود بیش از ۶۰ درصد) و قطعات صدف استراکد، براکیوپود و خار براکیوپود به عنوان مشکله‌های فرعی (کمتر از ۲ درصد) است. جورشدگی ضعیف است. در زمینه، تبلور مجدد و تبدیل میکرایت به اسپارایت مشاهده می‌شود. این ریزرخساره در بخش بالایی طبقات جلفای زیرین در برش زال مشاهده می‌شود (شکل ۱۲c).

برش‌های همبست

مادستون دارای فسیل: این ریزرخساره به میزان کمتر از ۵ درصد دارای عناصر اسکلتی نظیر سوزن اسفنج و استراکد است که در یک زمینه میکریتی قرار گرفته‌اند و در بخش زیرین واحد ۶ در برش آباد B وجود دارد (شکل ۱۲d).

بایوکلاستیک و کستون-پکستون: این ریزرخساره دارای استراکد، سوزن اسفنج، کرینویید، جلبک آهکی و براکیوپود به عنوان مشکله‌های اصلی (بین ۳۵ تا ۶۰ درصد) و قطعات دوکفه‌ای و دانه‌های اسکلتی غیرقابل تشخیص بعنوان مشکله‌های فرعی است. جورشدگی قطعات اسکلتی ضعیف است و اندازه دانه‌ها از کوچک تا متوسط می‌باشد. ماتریکس میکریتی در بخش‌هایی دچار تبلور مجدد شده است. این ریزرخساره در بخش‌های میانی و بالایی زیر واحد 4b سازند آباد در برش آباد A دیده می‌شود (شکل ۱۲e).

بایوکلاستیک اینتراکلاستیک پکستون-گرینستون: این ریزرخساره با اینتراکلاست‌های نیمه‌مدور (بیش از ۵۰ درصد) با جورشدگی ضعیف مشخص می‌شوند. بایوکلاست‌ها (در حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد) دیگر عناصر اصلی در این ریزرخساره هستند و شامل قطعات استراکد، دوکفه‌ای و سوزن اسفنج هستند. جورشدگی ضعیف است. تعداد معدودی ساقه کرینویید و دانه‌های اسکلتی غیر قابل شناسایی اجزاء فرعی این ریزرخساره هستند. زمینه میکریتی در پاره‌های قسمت‌ها دچار تبلور مجدد شده است. این ریزرخساره در بخش بالایی واحد ۶ در برش آباد B مشاهده شده است (شکل ۱۲f).

¹ tempestit

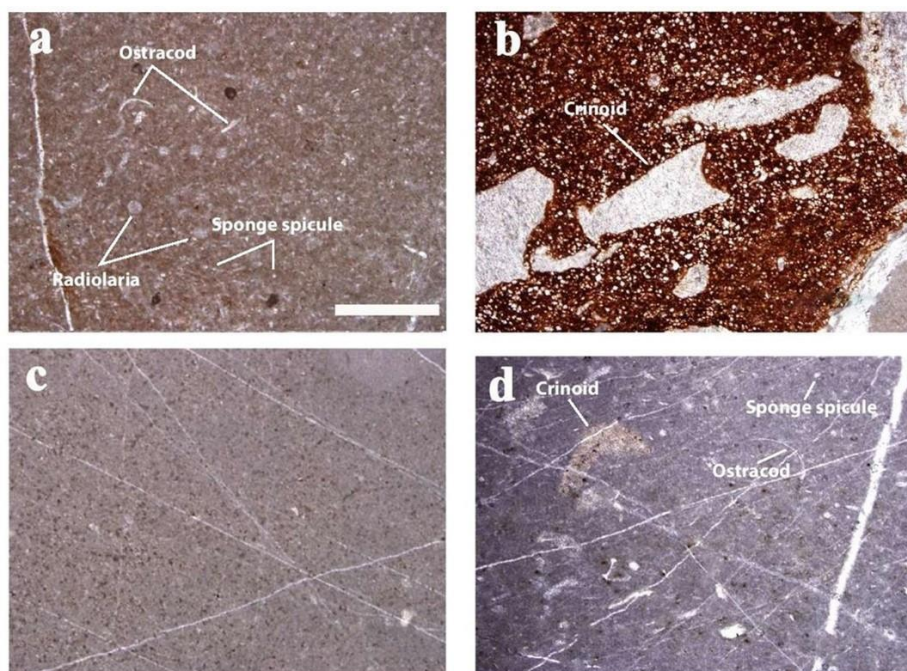
برش‌های دره همبست

مادستون: این ریزرخساره فقط شامل یک زمینه میکریتی است که در آن تعداد محدودی شکستگی که با کلسیت اسپاری پر شده دیده می‌شود. در بخش‌های زیرین و بالایی واحد ۶ در برش آباده A و بخش بالایی واحد ۶ در برش آباده B این ریزرخساره وجود دارد (شکل ۱۳c).

بایوکلاستیک وکستون با آشفستگی زیستی: در این ریزرخساره قطعات استراکد و سوزن اسفنج مشکله‌های اصلی (حدود ۱۵ درصد) بوده و قطعات ساقه کرینویید و دوکفه‌ای و پلوییده‌های نامنظم اجزا اسکلتی فرعی (کمتر از ۲ درصد) هستند. اندازه دانه‌ها عمدتاً کوچک و جورشدگی ضعیف است. در بعضی قسمت‌ها آشفستگی زیستی مشاهده می‌شود. این ریزرخساره در بخش بالایی واحد ۶ برش آباده A و در بخش‌های میانی و بالایی برش آباده B وجود دارد (شکل ۱۳d).

بایوکلاستیک رادیولر وکستون: دانه‌های اسکلتی غالب در این ریزرخساره رادیولر و استراکد (حدود ۱۵ درصد) می‌باشد. سوزن اسفنج، ساقه کرینویید اجزا فرعی (کمتر از ۲ درصد) هستند. اندازه دانه‌ها کوچک و جورشدگی نسبتاً ضعیف است. زمینه میکریتی به دلیل اکسیدهای منگنز آهن به رنگ قرمز است و بطور بخشی دچار تبلور مجدد شده است. این ریزرخساره در بخش زیرین طبقات جلفای بالا در برش آلی‌بashi شناسایی شده است (شکل ۱۳a).

کرینوییدال وکستون آرژیلیتی: این ریزرخساره با کرینوییدهای خیلی بزرگ (حدود ۲۰ درصد) که در یک زمینه آرژیلیتی قرمز رنگ قرار گرفته‌اند مشخص می‌شوند. سوزن اسفنج و قطعات صدف استراکد جز عناصر فرعی (کمتر از ۳ درصد) هستند. اندازه دانه‌های اسکلتی کرینویید بزرگ است و جورشدگی ضعیف می‌باشد. بعضی کرینوییدها دارای پوشش میکریتی هستند. این ریزرخساره در بخش زیرین طبقات جلفای بالایی در هر دو برش زال و آلی‌بashi وجود دارد (شکل ۱۳b).



شکل ۱۳. عکس‌هایی از برش‌های نازک تعدادی از نمونه‌های برداشت شده از آهک‌های وچیاپینگین در برش‌های آلی‌بashi در ناحیه جلفا و آباده A و آباده B در ناحیه آباده. (a) Bioclastic radiolaria wackestone، نمونه J-63، طبقات جلفای بالایی، برش آلی‌بashi؛ (b) Argillaceous crinoidal، نمونه J-58، طبقات جلفای بالایی، برش آلی‌بashi؛ (c) Mudstone، نمونه H-12، واحد ۶، سازند همبست، برش آباده B؛ (d) Biturbated bioclastic wackestone، نمونه C-24، واحد ۶، سازند همبست، برش آباده A.

از طبقات جلفای زیرین، نهشته شدن در یک محیط دریای باز، عمیق و با انرژی کم را نشان می‌دهند. در بخش میانی واحد ۶ سازند همبست در هر دو برش حضور تناوب‌های

تفسیر: طبقات جلفای بالا در هر دو برش زال و آلی‌بashi با دارا بودن عناصر اسکلتی نظیر سوزن اسفنج، استراکد، رادیولر و کرینویید و براکیوپودهای با اندازه‌های کوچک‌تر

در طول پالئوزویک در دونین زیرین، کربنیفر پسین و ابتدای پرمین به صورت هورست و در دونین بالایی، کربنیفر زیرین و از آرتنسکین تا تریاس بصورت گرابین بوده است (طراز و همکاران، ۱۹۸۱). بنابراین وجود رسوبات بسیار ضخیم پرموتریاس در ناحیه آواده که شامل نهشته‌های عظیم کربناته با معدودی میان لایه‌های شیلی است حاصل وضعیت تکتونیک همزمان با رسوب‌گذاری و عملکرد گسل‌های نرمال و ریفتینگ به وجود آمده توسط کشش پوسته‌ای است که با وضعیت ساختاری ایران در اواخر پالئوزویک همخوانی دارد. در ناحیه آواده نهشته‌های پیوسته پرمین-تریاس محدود به ناحیه دره همبست می‌باشد و در سایر مناطق آواده گرچه ممکن است بطور پراکنده رخنمون‌هایی از بخش‌های از پرمین و تریاس دیده شود ولی همراه با نبود رسوبی در سکانس پرمین-تریاس است (طراز و همکاران، ۱۹۸۱). بررسی نقشه‌های هم‌ضخامت توالی‌های پرمین-تریاس در ایران نشان‌دهنده وجود یک ترفاف در راندگی اصلی زاگرس است (ادگل، ۱۹۷۷). ستون‌های چینه‌شناسی پرمین-تریاس نشان‌دهنده یک روند ضخیم‌شدگی چینه‌های پرمین و تریاس از البرز به طرف خط درز زاگرس است. بعنوان مثال در ناحیه جلفا توالی پرمین که با یک ناپیوستگی بر روی سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی به سن دونین-کربنیفر قرار می‌گیرد با رسوبات آواری معادل با سازند دورود (آسرتو، ۱۹۶۳) (به ضخامت ۱۱۰ متر) شروع می‌شود که بر روی آن نهشته‌های دریایی کربناته پرمین-تریاس به ضخامت ۱۰۱/۵ متر بصورت ناپیوسته قرار می‌گیرند (استپانوف و همکاران، ۱۹۶۹). در مقابل در ناحیه آواده، نهشته‌های پرمین تا تریاس با ضخامت ۳۵۰۰ متر از زمان آرتنسکین تا رتین بطور پیوسته نهشته شده‌اند (طراز، ۱۹۷۴؛ طراز و همکاران، ۱۹۸۱) و با ناپیوستگی بر روی رسوبات کربنیفر بالا قرار می‌گیرند (باغبانی، ۱۹۹۳). بازسازی پروفایل‌های فرونشینی از یک برش چینه‌شناسی پرموتریاس در ناحیه آواده نشان‌دهنده فرونشینی نسبتاً کم در طی ریفتینگ پرمین زیرین می‌باشد که با فرونشینی قوی‌تر از نوع فرونشینی گرمایی در پرمین میانی تا تریاس دنبال شده است (سعیدی و همکاران، ۱۹۹۷) (شکل ۱۴).

با توجه به اینکه منطقه مورد مطالعه شامل برش‌های چینه‌شناسی در نواحی جلفا و آواده می‌باشد تغییر ضخامت در نهشته‌های وچپایینگین در دو ناحیه مورد مطالعه که

شیلی و آهک نازک‌لایه سبز کم‌رنگ حاوی فونای پلاژیک کنودونت و آمونویید در مقایسه با آهک‌های نسبتاً ضخیم خاکستری رنگ واحد ۵ سازند آواده با فونای غالب از نوع جلبک‌های آهکی تغییر بارز محیط رسوبی به موقعیت عمیق‌تر را رمپ میانی تا رمپ بالایی را نشان می‌دهد. با توجه به غالب بودن نهشته‌هایی با بافت مادستون و وکستون (برشت و رایت، ۱۹۹۲) و اندازه ریز قطعات اسکلتی و قرار گرفتن آن‌ها در توالی رخساره‌ای بر روی نهشته‌های رمپ میانی رسوبات قدیمی‌تر، موقعیت رمپ بیرونی برای ریزرخساره‌های طبقات جلفای بالا و بخش میانی واحد ۶ سازند همبست پیشنهاد می‌گردد. حضور ریزرخساره‌هایی با دانه‌های اسکلتی درشت در بخش‌های میانی طبقات جلفای بالا و در بخش بالایی واحد ۶ سازند همبست حاکی از بروز شرایط با انرژی بالا بصورت مقطعی در دریای باز می‌باشد.

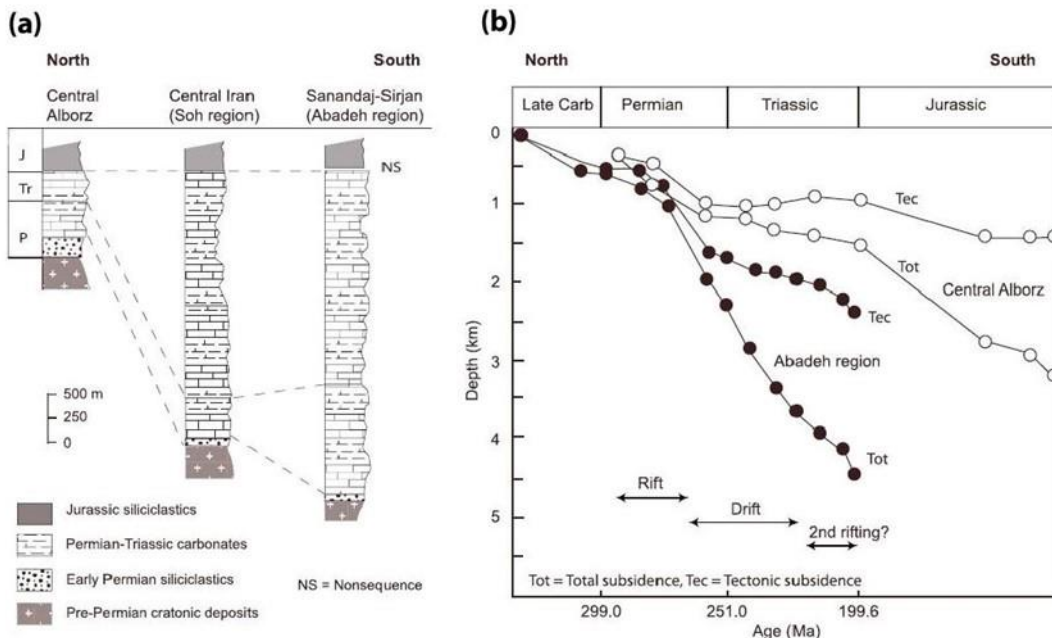
۵- ارتباط نهشته‌های وچپایینگین با فرونشینی

تکتونیک پرمین بالایی در ایران

پالئوزویک پسین-تریاس آغازی دوره‌ای از بازسازی تکتونیک اصلی در تاریخ زمین می‌باشد. از برخورد لورازیا و گندوانا ابر قاره پانگه‌آ بوجود آمد و متعاقباً نتوتتیس در طول حاشیه خاوری گندوانا باز شد در حالی که اقیانوس پالئوتتیس در حال فروانش در طول حاشیه جنوبی اورازیا بود. یک نواری متشکل از قطعات یا بلوک‌های پوسته‌ای گندوانا بنام بلوک‌های سیمیرین شامل ایران، افغانستان، کاراکورام، کیانگ‌تانگ و سایر بلوک‌ها از حاشیه خاوری گندوانا جدا شدند و به سمت شمال بطرف استوا حرکت کردند که نهایتاً با حاشیه اورازیا برخورد کرده و منجر به کوهزایی سیمیرین شدند (شنگور، ۱۹۷۹؛ بس و همکاران، ۱۹۹۸؛ روبن و همکاران، ۲۰۰۷؛ موتانی و همکاران، ۲۰۰۹a,b). کمر بند همبست-آواده به پهنای حدود ۲۵ کیلومتر در جهت شمال‌باختر (تا ۳۰۰ کیلومتر) و در جهت جنوب خاور تا ۱۵۰ کیلومتر امتداد دارد (طراز، ۱۹۷۴؛ طراز و همکاران، ۱۹۸۱). این کمر بند توسط گسل‌های نرمال و قائم از کمر بند دگرگونی اقلید در جنوب باختر و فرونشست گاوخونی در شمال خاور جدا می‌شود. ناحیه آواده و نواحی اطراف آن دارای ویژگی بلوک گسلی بوده و شامل هورست‌ها و گرابین‌های فعال از زمان پرمین به بعد بوده است. با توجه به این ویژگی ساختاری، ناحیه آواده

جلفای بالا یافت می‌شوند (استپانوف و همکاران، ۱۹۶۹؛ قادری و همکاران، ۲۰۱۴b). در ناحیه آواده نیز بخش‌های میانی و بالایی زیر واحد 4b و واحد ۵ سازند آواده در مقایسه با واحد ۶ سازند همبست به لحاظ لیتولوژی و محتویات فونایی کاملاً متفاوت می‌باشند زیرا در واحد ۶ بافت مادستونی و وکستونی و فونای پلاژیک کنودونت و آمونوید وجود دارد که در مقایسه با زیر واحد 4b و واحد ۵ سازند آواده عمیق‌شدگی محیط رسوبی را نشان می‌دهد. بر اساس مطالعات حک و شاتر (۲۰۰۸) بعد از اینکه سطح جهانی آب دریا در انتهای گوادالوپین (پرمین میانی) و آغازی‌ترین بخش وچپاینگین به پایین‌ترین حد خود در طی فناوری‌بیک رسید، مجدداً در لوپینگین (پرمین بالایی) شروع به بهبودی و بالا آمدن کرد. با این وجود، سطح کلی آب دریا تا ابتدای تریاس آغازی پایین بوده است (حک و شاتر، ۲۰۰۸). بنابراین، می‌توان چنین استنباط کرد که با توجه به شواهد موجود تغییرات جهانی سطح آب در مقایسه با فرونشینی تکتونیک در طی پرمین بالایی یک عامل مهم تاثیرگذار بر روی توالی‌های رسوبی در منطقه مورد مطالعه نبوده است.

یکی در زون البرز (ناحیه جلفا) و دیگری در زون سندج-سیرجان (در مجاورت زون روراند زاکرس) می‌تواند تاثیر فرونشینی تکتونیک در حوضه رسوبی پرمین بالایی و افزایش روند آن به سمت جنوب را بخوبی نشان دهد. در ناحیه جلفا ضخامت نهشته‌های وچپاینگین ۳۵ متر و در ناحیه آواده ۱۴۰ متر است. از طرفی روند افزایش فرونشینی تکتونیک و افزایش عمق آب در پرمین بالایی در تغییر لیتولوژی و محتویات فونایی در نواحی مورد مطالعه نیز تاثیرگذار بوده است. بعنوان مثال در ناحیه جلفا طبقات جلفای بالا به لحاظ داشتن بافت مادستونی و وکستونی و قطعات اسکلتی ریز دانه‌تر تفاوت آشکاری با طبقات جلفای زیرین نشان می‌دهند که حاکی از عمیق‌شدگی در محیط رسوبی است. این عمیق‌شدگی در اجتماعات براکیوپودها در طبقات جلفا نیز مشهود است. اندازه و تنوع براکیوپودها از قاعده تا راس طبقات جلفای زیرین افزایش دارد زیرا براکیوپودها در یک موقعیت کم عمق‌تر در شرایط آب‌های دارای مواد غذایی بیشتر و آشفته‌تر (دارای اکسیژن) زندگی می‌کنند در حالی که شرایط عمیق‌تر در طبقات جلفای بالایی برای حیات براکیوپودها مطلوب نبوده و تنها براکیوپودهای با اندازه کوچک‌تر و تنوع کمتر در طبقات



شکل ۱۴. (a) نمایش ستون‌های چینه‌شناسی که نشان‌دهنده ضخیم‌شدگی به سمت جنوب کربنات‌های پرمین-تریاس در طول فاصله ۶۰۰ کیلومتری از کوه‌های البرز تا زون سندج-سیرجان (با استفاده از داده‌های طراز (۱۹۷۴)، ادگل (۱۹۷۷) و زاهدی (۱۹۹۱)) است، (b) منحنی‌های فرونشینی کلی و تکتونیک برای کوه‌های البرز و ناحیه آواده، که حاکی از حادثه ریفتی پرمین آغازی بوده و بوسیله حادثه ریفتینگ در پرمین پسین تا تریاس دنبال شده است (با استفاده از داده‌های سعیدی و همکاران (۱۹۹۷)). شکل ۱۳ از حسن‌زاده و ورنیک (۲۰۱۶) اقتباس شده است.

۶- نتیجه‌گیری

جلفا در آن واقع شده، بطرف جنوب که برش‌های آواده قرار دارند تأثیرات خود را بجا گذاشته است. از آنجایی که سطح جهانی آب دریا بعد از افت چشمگیر آن در انتهای پرمین میانی هنوز در زمان پرمین پسین افزایش چندانی نداشته است لذا می‌توان چنین استنباط کرد که فرونشینی تکتونیکی در مقایسه با تغییرات جهانی سطح آب دریا نقش بسزایی در افزایش عمق حوضه و بالا آمدن سطح آب داشته و عامل اصلی تغییر ضخامت نهشته‌های وچیاپینگین و همچنین تغییرات فونایی بین وچیاپینگین زیرین و وچیاپینگین بالایی بوده است.

منابع

- ابراهیم‌نژاد، م. ثیاب‌قدسی، ع. ا.، نیکروز، ر (۱۳۹۳) تحول رسوب‌شناختی، میکروفاسیس و حساسیت مغناطیسی (MS) نهشته‌های کربناتی پرمین در شمال ماکو، نشریه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۲، شماره ۳، ص ۷۳-۶۲.
- شاهین‌فر، س. یوسفی‌یگانه، ب. عارفی‌فرد، س (۱۳۹۸) بررسی ریزرخساره‌ها، تفسیر شرایط ته‌نشینی و تعیین مدل رسوبی نهشته‌های اواخر پرمین میانی و مرز گوادالوپین-لوپینگین در ناحیه آواده ایران، غرب پالئوتتیس، نشریه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۱۳، ص ۱۴۸-۱۳۱.
- Alavi, M. (1991) Tectonic Map of the Middle East. Tehran: Geological Survey of Iran.
- Assereto, R. (1963) The Paleozoic Foraminifera in Central Elborz (Iran): Preliminary Note. Rivista Italianadi Paleontologia Stratigrafia, 69: 503-543.
- 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.
- Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L. E., Krystyn, L., Saidi, A (1998) Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: Constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea. Geophysical Journal International, 135(1): 77-92.
- Burchette, T. P., Wright, V. P (1992) Carbonate ramp depositional systems Sedimentary Geology, 79: 3-57.
- Chen, J., Shen, S-Z., Zhang, Y-C., Angiolini, L., Gorgij, M. N., Crippa, G., Wang, W., Zhang, H., Yuan, D-X., Li, X-H., Xu, Y-G (2020) Abrupt warming in the latest Permian detected using high resolution in situ oxygen isotopes of conodont apatite from Abadeh, central Iran.

رسوبات وچیاپینگین در برش‌های شناخته شده پرموتریاس بنام‌های زال و آلی‌باشی در ناحیه جلفا در شمال‌باختر ایران و دو برش آواده A و آواده B در دره همبست در ناحیه آواده در جنوب باختر ایران جهت مطالعه ریزرخساره‌ها و تغییرات فونایی آن‌ها و تأثیر فرونشینی تکتونیکی پرمین پسین بر روی آن‌ها مورد بررسی قرار گرفتند. در ناحیه جلفا، وچیاپینگین زیرین با تناوب شیل و آهک‌های حاوی براکیوپود فراوان طبقات جلفای زیرین مشخص می‌شود که حاوی ریزرخساره‌هایی نظیر مادستون فسیل‌دار، بایوکلاستیک و کستون دارای آشفستگی زیستی، کرینوبیدال و کستون و بایوکلاستیک پکستون مشخص می‌شود. طبقات جلفای بالایی که بخش بالایی وچیاپینگین را شامل می‌شود دارای تنوع ریزرخساره‌ای و فونایی کمتری نسبت به طبقات جلفای زیرین بوده و اندازه دانه‌های اسکلتی آن‌ها نیز کاهش نشان می‌دهد. این تغییرات ریزرخساره‌ای و فونایی فاحش بین طبقات جلفای زیرین و بالایی در طی وچیاپینگین در نتیجه افزایش عمق حوضه و بالا آمدن سطح آب صورت پذیرفته است. در ناحیه آواده در برش‌های مورد مطالعه نهشته‌های وچیاپینگین بویژه وچیاپینگین زیرین دارای ضخامت بسیار قابل‌توجهی در مقایسه با نهشته‌های همزمان خود در ناحیه جلفا بوده و متشکل از شیل‌های خاکستری با میان لایه‌های آهکی در بخش‌های میانی و بالایی زیرواحد 4b و آهک‌های واحد 5 سازند آواده و تناوب شیل‌های سبز و آهک‌های میکریتی واحد 6 سازند همبست است. با توجه به وضعیت تکتونیک فعال در ناحیه آواده در اواخر پالئوزویک و قرارگیری آن در بین گسل‌های نرمال و قائم و ایجاد گرین‌تائیر تکتونیک همزمان با رسوب‌گذاری در این ناحیه مشهود است. توزیع رخساره‌ها و فونای موجود و همچنین مشخصات صحرایی زیرواحد 4b و واحد 5 سازند آواده حاکی از موقعیت رمپ میانی و درونی است که در واحد 6 سازند آواده با تغییر لیتولوژی و حضور فونای پلاژیک نظیر کنودونت و آمونوبید بویژه در بخش‌های میانی و بالایی بوده و ریزرخساره‌های موجود در آن‌ها ویژگی یک رمپ بیرونی را نشان می‌دهد. با توجه به تغییرات ضخامت در برش‌های جلفا نسبت به برش‌های آواده و وجود رخساره‌ها و فونای عمیق‌تر بویژه در بخش بالایی وچیاپینگین به نظر می‌رسد که فرونشینی تکتونیکی پرمین پسین و افزایش روند آن از شمال (البرز)، که ناحیه

- for rapid changes in storage of organic carbon. *Palaeogeogr. Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252: 347-354.
- Korn, D., Ghaderi, A., Leda, L., Schobben, M., Ashouri, A. R (2016) The ammonoids from the Late Permian Paratirolites Limestone of Julfa (East Azerbaijan, Iran). *Journal of Systematic Palaeontology*, 14: 841-890.
- 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*, 9: 565-581.
- Korte, C., Pande, P., Kalia, P., Kozur, H. W., Joachimski, M. M., Oberhänsli, H (2010) Massive volcanism at the Permian-Triassic boundary and its impact on the isotopic composition of the ocean and atmosphere. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37: 293-311.
- Kozur, H. W (1980) The main events in the Upper Permian and Triassic conodont evolution and its bearing to the Upper Permian and Triassic stratigraphy. *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 85(3-4): 741-766.
- Kozur, H. W (2004) Pelagic uppermost Permian and the Permian boundary conodonts of Iran. Part 1: Taxonomy. *Hallesches Jahrbuch Geowissenschaften Reihe*, B 18: 39-68.
- Kozur, H. W (2005) Pelagic uppermost Permian and the Permian-Triassic boundary conodonts of Iran. Part II: Investigated sections and evaluation of the conodont faunas. *Hallesches Jahrbuch Geowissenschaften Reihe*, B 19: 49-86.
- Kozur, H. W (2007) Biostratigraphy and event stratigraphy in Iran around the Permian-Triassic Boundary (PTB): implications for the causes of the PTB biotic crisis. *Global and Planetary Change*, 55 (1-3): 155-176.
- Leda, L., Korn, D., Ghaderi, A., Hairapetian, V., Struck, U., Reimold, W. U (2014) Lithostratigraphy and carbonate microfacies across the Permian-Triassic boundary near Julfa (NW Iran) and in the Baghuk Mountains (Central Iran). *Facies*, 60: 295-325.
- Mohtat-Aghai, P., Vachard, D (2003) *Dagmarita shahrezahensis* n. sp. globivalvulinid foraminifer (Wuchiapingian, late Permian, Central Iran). *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 109: 37-44.
- Mohtat-Aghai, P., Vachard, D (2005) Late Permian foraminiferal assemblages from the Hambast Region (Central Iran) and their extinctions. *Revista Española de Micropaleontología*, 37: 205-227.
- Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D. V., Sciunnach, D., Angiolini, L., Berra, F., Garzanti, E., Mattei, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 560: 109973.
- Dunham, R. J., (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W E (Ed.), *Classification of carbonate rocks: Tulsa, Oklahoma, U.S.A., American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 108-121.
- Edgell, H. S., (1977) The Permian System as an oil and gas reservoir in Iran, Iraq and Arabia, *Proceedings of Second Iranian Geological Symposium, Teheran*, 161-201.
- Flügel, E., (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application: Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag*, 984p.
- Garbelli, C., Angiolini, L., Shen, S-Z., Crippa, G., Yuan, D., Mahrammash, M., Abbasi, S., Birjandi, M (2014) Additional brachiopod findings from the Lopingian succession of the Ali Bashi Mountains, NW Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 120(1): 119-126.
- Ghaderi, A., Garbelli, C., Angiolini, L., Ashouri, A. R., Korn, D., Rettori, R., Gharaie, M. H. M (2014a) Faunal change near the end-Permian extinction: the brachiopods of the Ali Bashi Mountains, NW Iran, *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 120: 27-59.
- Ghaderi, A., Leda, L., Schobben, M., Korn, D., Ashouri, A. R (2014b) High-resolution stratigraphy of the Changhsingian (Late Permian) successions of NW Iran and the Transcaucasus based on lithological features, conodonts and ammonoids, *Fossil Record*, 17: 41-57.
- Gliwa, J., Ghaderi, A., Leda, L., Schobben, M., Tomás, S., Foster, W. J., Forel, M-B., Ghanizadeh Tabrizi, N., Grasby, S. E., Struck, U., Ashouri, A. R., Korn, D (2020) Aras Valley (northwest Iran): high-resolution stratigraphy of a continuous central Tethyan Permian-Triassic boundary section. *Fossil Record*, 23: 33-69.
- Hassanzadeh, J., Wernicke, B. P (2016) The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Tectonics*, 35: 586-621.
- Haq, B. U., Schutter, S. R (2008) A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, 322(5898): 64-68.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J (2003) Deev Jahi model of the Permian-Triassic boundary mass extinction: a case for gas hydrates as the main cause of biological crisis on Earth. *Sedimentary Geology*, 163: 147-163.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W. J (2000) Geochemistry of central Tethyan upper Permian and lower triassic strata, abadeh region, Iran. *Sedimentary Geology*, 137: 85-99.
- Horacek, M., Brandner, R., Abart, R (2007) Carbon isotope record of the P/T boundary and the Lower Triassic in the Southern Alps: evidence

- Triassic in Northwest Iran, *In*: Yin, H F, Tong, J N (Eds.), Proceedings of the International Conference on Pangea and the Palaeozoic-Mesozoic transition. China University Geosciences Press, Wuhan, 43-47.
- Teichert, C., Kummel, B., Sweet, W. C (1973) Permian-Triassic strata, Kuh-e-Ali Bashi, Northwestern Iran, Bulletin of the Museum of Comparative Zoology, Harvard University, 145: 359-472.
- Taraz, H (1974) Geology of the Surmaq-Deh Bid area, Abadeh Region, Central Iran. Geological Survey of Iran Report, 37: 1-148.
- Taraz, H., Golshani, F., Nakazawa, K., Shimizu, D., Bando, Y., Ishii, K-I., Maurata, M., Okimura, Y., Sakagami, S., Nakamura, K., Tukuoka, 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., and Wright, V. P (1990) Carbonate Sedimentology. Blackwell, Oxford, 482p.
- Zhang, F., Romaniello, S. J., Algeo, T. J., Lau, K. V., Clapham, M. E., Richoz, S., Herrmann, A. D., Smith, H., Horacek, M., Anbar, A. D (2018) Multiple episodes of extensive marine anoxia linked to global warming and continental weathering following the latest Permian mass extinction. *Science Advances*, 4: e1602921.
- Zahedi, M (1991) Explanatory text of the Kashan quadrangle map, 1:250,000, Geological Survey of Iran, F7, 98 p.
- M., Zanchi, A (2009a) Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian. *GeoArabia* 14: 17-48.
- Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M., Berra, F (2009b) The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. *In*: Brunet, M-F, Wilmsen, M, Granath, J W (Eds.), South Caspian to Central Iran Basins: Geological Society, London, Special Publications, 312: 7-29.
- Richoz, S., Krystyn, L., Baud, A., Brandner, R., Horacek, M., Mohtat-Aghai, P (2010) Permian-Triassic boundary interval in the Middle East (Iran and N. Oman): Progressive environmental change from detailed carbonate carbon isotope marine curve and sedimentary evolution, *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 236-253.
- Ruban, D. A., Al-Husseini, M. I., Iwasaki, Y (2007) Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12(3): 35-56.
- Saidi, A., Brunet, M. F., Ricou, L. E (1997) Continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen from Late Paleozoic to Early Cretaceous subsidence curves. *Geodinamica Acta*, 10: 189-208.
- Schobben, M., Joachimski, M. M., Korn, D., Leda, L., Korte, C (2014) Palaeotethys seawater temperature rise and an intensified hydrological cycle following the end-Permian mass extinction. *Gondwana Research*, 26: 675-683.
- Schobben, M., Stebbins, A., Ghaderi, A., Strauss, H., Korn, D., Korte, C (2015) Flourishing ocean drives the end-Permian marine mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 112: 10298-10303.
- Sedlacek, A. R., Saltzman, M. R., Algeo, T. J., Horacek, M., Brandner, R., Foland, K., Rhawn F., Denniston, R. F (2014) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ stratigraphy from the early triassic of Zal, Iran: linking temperature to weathering rates and the tempo of ecosystem recovery. *Geology*, 429: 779-782.
- Sengör, A. M. C (1979) Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279: 590-593.
- Shen, S-Z., Mei, S-L (2010) Lopingian (Late Permian) high resolution conodont biostratigraphy in Iran with comparison to South China zonation, *Geological Journal*, 45: 135-161.
- Stepanov, D. L., Golshani, F., Stöcklin, J (1969) Upper Permian and Permian-Triassic Boundary in North Iran, Geological Survey of Iran, Report, 12: 1-72.
- Sweet, W. C., and Mei, S-l (1999a) The Permian Lopingian and basal Trassic Sequence in Northwest Iran, *Permophiles*, 33: 14-18.
- Sweet, W. C., Mei, S. L (1999b) Conodont succession of Permian Lopingian and basal

Wuchiapingian deposits in northwest and southwest of Iran and their susceptibility to Late Permian tectonic subsidence

S. Arefifard

Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

* sarefi.s@lu.ac.ir

Received: 2022/1/25 Accepted: 2022/6/7

Abstract

Wuchiapingian deposits in Julfa area, NW Iran, and Abadeh area, SW Iran, are composed mainly of shale and limestone. The distribution of microfacies in Ali Bashi and Zal sections and two studied sections in Hambast Valley is suggestive of open marine and deep environment in mid and outer ramp settings. In Julfa and Abadeh areas, faunal and microfacies changes between Lower and Upper Wuchiapingian deposits are obvious and triggered by depth increasing and sea level rising. Considering the faunal contents and microfacies type of the Wuchiapingian deposits in the study areas, the lower parts of the Wuchiapingian strata yield a mid ramp setting while their upper parts are characteristic of outer ramp setting. Based on previously obtained results from tectonic subsidence curves for Alborz and Abadeh, the Early Permian rifting event was followed by strong subsidence in Middle and Late Permian and was associated with an increasing subsidence from North (Alborz) toward South (Abadeh). The increasing tectonic subsidence was also caused the increased thickness of deposits in a N-S trend as the thickness of Wuchiapingian deposits in Abadeh area are more than four times than those of coeval deposits in Julfa area. Considering the tectonic status of the Abadeh-Hambast Block and its situation between normal faults and formation of graben in the Permian-Triassic interval, the influence of syn-depositional tectonic is evident. This thickness increasing in Abadeh area is more evident in the lower Wuchiapingian deposits and the upper Wuchiapingian strata, Unit 6 of the Hambast Formation, has the same thickness as Upper Julfa Beds in Julfa area. Furthermore, the increasing of tectonic subsidence was led to sea level rising and deepening and caused the reduced size and diversity among brachiopods and abundance of small-sized ostracods and sponge spicules in the Upper Julfa Beds as well as pelagic fauna such as conodont and ammonoids in the Unit 6 of the Hambast Formation.

Keywords: Wuchiapingian, Julfa, Abadeh, Microfacies changes, Ramp environment.