

ریزرساره‌ها و محیط رسوبی توالی پرمین بالایی منطقه زال-جنوب غرب جلفا

مصطفی یوسفی راد^{۱*} و توران خاموشی^۲

۱- هیات علمی دانشگاه پیام نور اراک

۲- کارشناس ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور تبریز

*radyousefi@yahoo.com

دريافت: ۹۱/۱۰/۳۰ پذيرش: ۹۲/۴/۹

چکیده

این مطالعه با هدف بررسی رخساره‌های رسوبی توالی پرمین بالایی منطقه زال واقع در جنوب غرب جلفا و تعیین محیط رسوبی آن انجام شده است. این منطقه از جمله نواحی در ایران است که مرز پرمین - تریاس در این ناحیه تدریجی بوده لذا شناخت محیط رسوبی توالی منتهی به این مرز از اهمیت بالایی برخوردار است. به این منظور با انجام مشاهدات صحرایی و مطالعه برش‌های نازک و با تعیین درصد هر یک از عناصر اسکلتی، غیراسکلتی، سیمان و زمینه در هر نمونه نسبت به شناسایی رخساره‌های میکروسکوپی و تعیین محیط و مدل رسوبی این توالی اقدام شد. نتایج نشان می‌دهد که در برش زال چهار مجموعه رخساره‌ی دریایی باز شامل ریز رخساره‌های مادستون بایوکلاستی، وکستون و پکستون برویوزا- خارپوستدار، سد شامل ریزرساره پکستون- گرینستون بیوکلاستی، لاگون شامل ریز رخساره‌های پکستون بیوکلاستی جلبک و گاستروپوددار و وکستون بیوکلاستی جلبک و گاستروپوددار و رخساره جزومندی با ریز رخساره‌های وکستون بیوکلاستی گاستروپوددار و وکستون بیوکلاستی تشکیل شده است. بررسی تغییرات جانبی ریزرساره‌ها و اجزای تشکیل دهنده آن‌ها به همراه مقایسه‌ای که بین توالی کربناته در برش زال با رخساره محیط‌های امروزی چون باهاما، جنوب خلیج فارس و سایر نقاط دیگر ایران، مشخص گردید که این توالی در محیطی دریایی کم عمق و در پلاتفرم کربناته حاشیه قاره‌ای از نوع رمپ هموکلینال نهشته شده است. بنابراین گذر پرمین به تریاس در منطقه مورد مطالعه در یک محیط رمپ کربناته پلاتفرمی رخ داده است.

واژه‌های کلیدی: رخساره، محیط رسوبی، پرمین بالایی، جلفا

مقدمه

سنگ‌های مربوط به پرمین وسعت قابل توجهی از منطقه را در شمال‌غرب و شمال در بر می‌گیرد. این نهشته‌ها در ابتدا با ماسه‌سنگ قرمز رنگ آغاز شده سپس به صورت یک واحد ستبر آهکی میانجی (سازند الی باشی) به صورت پیوسته در زیر نهشته‌های سازند الیکا قرار می‌گیرد [۱]. لاسمی و همکاران محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند نسن در ناحیه زال و پیراسحاق (جنوب جلفا) را مورد مطالعه قرار دادند [۶]. رخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های تریاس در منطقه جلفا نیز توسط مهاری و همکاران مورد بررسی قرار گرفته است [۱۱]. بنابراین بخش بالایی پرمین یا سازند الی باشی از دیدگاه رخساره و محیط رسوبی هنوز مورد مطالعه قرار نگرفته است.

ضخامت سازند الی باشی در برش زال در حدود ۲۲ متر می‌باشد که در پایین با شیل شروع شده و دارای میان لایه‌های آهک مارنی است [۱]. در ادامه به طرف بالای

در بیش تر نواحی ایران، سنگ‌های حاوی سنگواره‌های بخش بالایی آشکوب جلفین و آشکوب دوراشامین وجود ندارد و مرز پرمین به تریاس ناپیوسته بوده و از نوع ناپیوستگی موازی است که این دیدگاه با افق‌های هوایی، ماسه‌سنگ‌های آهن‌دار تیره‌رنگ و یا عدسی‌هایی از بوکسیت و لاتریت مسجل می‌شود [۷، ۲۷، ۲۸، ۲۹، ۲۹، ۳۰]. با این وجود در چند ناحیه از ایران مانند جلفا، شهرضا، آباده، کندوان و آمل، مرز پرمین به تریاس تدریجی می‌باشد [۳، ۴، ۱۵، ۲۰، ۲۲، ۲۳، ۲۴، ۲۵ و ۲۶]. برش زال نیز از جمله مناطقی است که در آن مرز پرمونتریاس پیوسته و دارای یک گذر تدریجی می‌باشد [۳۴].

محدوده‌ی مورد مطالعه با مختصات جغرافیائی $35^{\circ} 12' 40''$ طول شرقی و $34^{\circ} 43' 38''$ عرض شمالی در جنوب غرب جلفا و $2/2$ کیلومتری شمال- شمال غرب روستای زال قرار گرفته است (شکل ۱).

نام‌گذاری بافت‌های آهکی بر اساس رده‌بندی دانهام انجام شد [۱۸]. تقسیم‌بندی رخسارهای و تعیین شاخص انرژی محیط بر اساس روش فلوگل صورت گرفته است و سپس نسبت به تعیین محیط رسوبی آن اقدام شد [۲۱]. برای شناسایی و بررسی دولومیت، برش‌های نازک تهیه شده از نمونه‌ها، توسط محلول آلیزارین قرمز و فروسیانید پتابسیم بر اساس روش دیکسون رنگ‌آمیزی شد [۱۷].

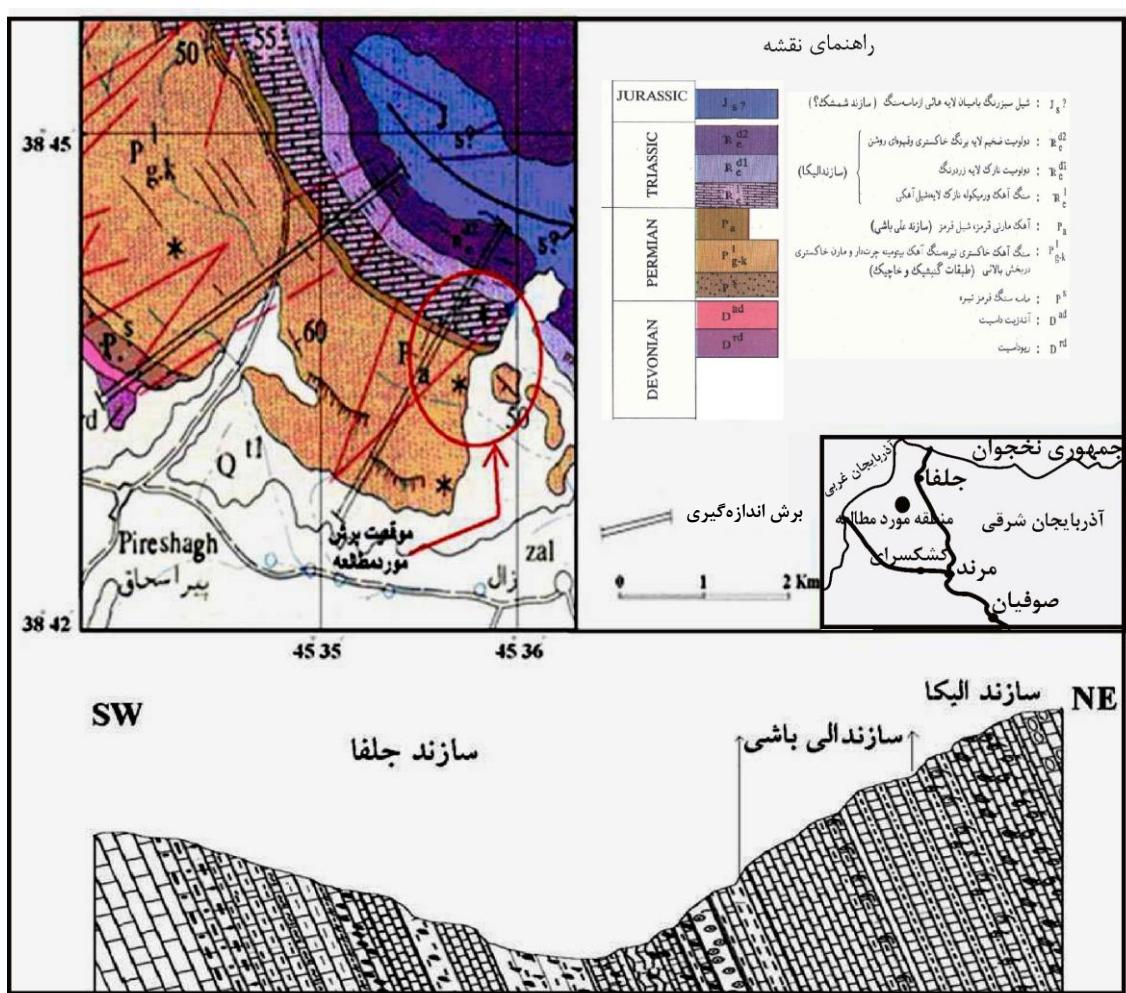
کمربندهای رخسارهای

در برش منطقه مورد مطالعه چهار مجموعه رخسارهای با سن پرمین بالایی تشخیص داده شده است که در ادامه ویژگی‌های آن‌ها ارایه شده است.

سازند، شیل رنگین بیشتر و درون لایه‌های آهک قرمز رنگ به صورت متراکم و نازک لایه می‌باشد که حاوی فسیلهای فرامینی فر، جلبک، استراکود، آمونویید و گاستروپود می‌باشد. این مطالعه سعی دارد بر اساس اطلاعات چینه‌شناسی و مطالعات میکروسکوپی ضمن تفسیر محیط رسوبی توالی پرمین بالایی منطقه، مدل رسوبی از آن ارایه نماید.

روش کار

با انجام مشاهدات صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی و مطالعه برش‌های نازک و با تعیین درصد هر یک از عناصر اسکلتی، غیر اسکلتی، سیمان و زمینه در هر نمونه،



شکل ۱. موقعیت جغرافیابی، نقشه زمین‌شناسی و برش عرضی توالی پرمین بالایی-تریاس زیرین منطقه زال در جنوب غربی جلفا (اقتباس با تغییراتی از عبداللهی و همکاران ۱۳۷۵) [۵].

توسط کلسیت، دولومیت در بعضی نمونه‌ها مشاهده می‌شود. با توجه به موارد اشاره شده می‌توان نتیجه‌گیری نمود که این رسوبات در محیط دریایی باز و زیر خط اثر امواج نهشته شده‌اند. این ریزرساره بر کمربند رخساره‌ای ۳ فلوگل یا RMF₃ منطبق است [۲۱]، محیط رسوبی این ریزرساره بخش میانی دریایی باز تعیین می‌شود. شاخص انرژی برای این ریزرساره نیز ۲-I می‌باشد [۲۱]. (شکل‌های ۲c و ۲d).

A₃: پکستون بیوکلاستی بریوزوآ خارپوستدار Bioclastic Bryozoan & Echinoderm Packstone
در این ریزرساره بیشتر دانه‌های اسکلتی شامل بریوزوآها و اکینودرم‌ها و کمتر خرددهای برآکیوپودها است. هم‌چنین به مقدار بسیار ناچیز دارای خرددهای گاستروپودا، استراکودا، تریلوبیت، مرجان، فرامینی‌فرهای بنتیک و جلبک می‌باشد. دانه‌های غیر اسکلتی شامل پلوبید است که در یک زمینه میکراتی و به طور پراکنده سیمان اسپارایتی واقع‌اند. خمیره بیشتر نمونه‌های مربوط به این ریزرساره میکریتی است. فرآیندهای دیاژنزی موثر شامل کلسیتی شدن، آشفتگی زیستی و پر شدن شکستگی‌ها توسط کلسیت می‌باشد.

بر این اساس ریزرساره فوق را می‌توان به محیط بخش فوقانی دریایی باز، جلوی محیط سدی نسبت داد که بر کمربند رخساره‌ای ۳ فلوگل یا (RMF₄) منطبق می‌باشد و شاخص انرژی برای این ریزرساره نیز ۲-I می‌باشد [۲۱]. (شکل ۲e).

گروه ریزرساره‌ی سدی (B)

این ریزرساره‌ها دارای سیمان اسپارای کم می‌باشند و در برش زال به صورت ناقص دیده می‌شوند. یعنی محیط لاجون را محصور نکرده‌اند. همه ریزرساره‌ها به طور عمده از قطعات اسکلتی تشکیل شده‌اند و سیمان اسپارای کم یا فاقد آن هستند. قطعات اکینودرم، گاستروپود، بریوزوآ، جلبک نوع ژیمنوکودیاسه و توبیفیتیس نشانگر تشکیل در محیط سدی می‌باشد. فرآیندهای دیاژنتیکی مثل دولومیتی شدن و فابریک ژئوپتال نیز در این ریزرساره‌ها موجود می‌باشد.

گروه ریز رخساره‌های دریایی باز (A)

بر اساس نوع و درصد آلومکم و ارتومکم این گروه به سه ریز رخساره‌ی A₁, A₂ و A₃ تقسیم می‌شود. این رخساره‌ها در محیطی با انرژی پایین تشکیل شده‌اند. اجزای تشکیل دهنده این ریزرساره در برش زال به طور عمده از اکینودرم، بریوزوآ، برآکیوپود، فرامینی‌فر و سایر خرددها تشکیل شده‌اند.

A₁: مادستون بیوکلاستی Bioclastic mudstone

در این ریزرساره درصد ناچیزی از قطعات اسکلتی در یک زمینه میکراتی پراکنده است. خرددهای اسکلتی این ریزرساره به طور عمده از قطعات خارپوست، برآکیوپود، فرامینی‌فر، تریلوبیت، استراکود در یک زمینه میکراتی قرار دارند. یکی از ویژگی‌های این میکروفاسیس وجود آشفتگی زیستی^۱ است. از ویژگی‌های دیگر این رخساره، تبدیل میکراتی به میکرواسپاریت و وجود انحلال‌فشاری می‌باشد. تنوع کم آلومکم، وجود زیست آشفتگی، میکراتی فراوان و نبود نشانه‌های خروج از آب نظیر ترک گلی و کانهای تبخیری نشان دهنده محیط کم انرژی و زیر آبی تشکیل این رخساره می‌باشد. این رخساره سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه را شامل می‌شود. این ریزرساره بر کمربند رخساره‌ای ۳ فلوگل و (RMF₃) منطبق است [۲۱]، شاخص انرژی برای این ریزرساره ۳ می‌باشد [۲۱]. وجود اجزای اسکلتی دریایی باز به همراه زمینه فراوان نشان دهنده رسوب‌گذاری این رخساره در بخش عمیق‌تر دریایی باز است (شکل‌های ۲b و ۲a).

A₂: وکستون بیوکلاستی Bioclastic Wackestone

در این ریزرساره، مقادیر قابل توجهی از خرددهای بریوزوآ، برآکیوپودها و اکینودرم‌ها و خارهای اکینودرم وجود دارد که در بعضی از برش‌ها درصد این خرددها بیش از ۲۵ درصد می‌باشد. علاوه بر این خرددهای اسکلتی ناچیز شامل گاستروپودا، استراکودا، فرامینی‌فرهای بنتیک و دانه‌های غیر اسکلتی شامل پلوبید، کانهای اپاک در بعضی از مقاطع این ریزرساره مشاهده می‌گردد. پدیده آشفتگی زیستی نیز در بعضی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود. پدیده دولومیتی شدن، انحلال فشاری و پرشدگی ترک‌ها

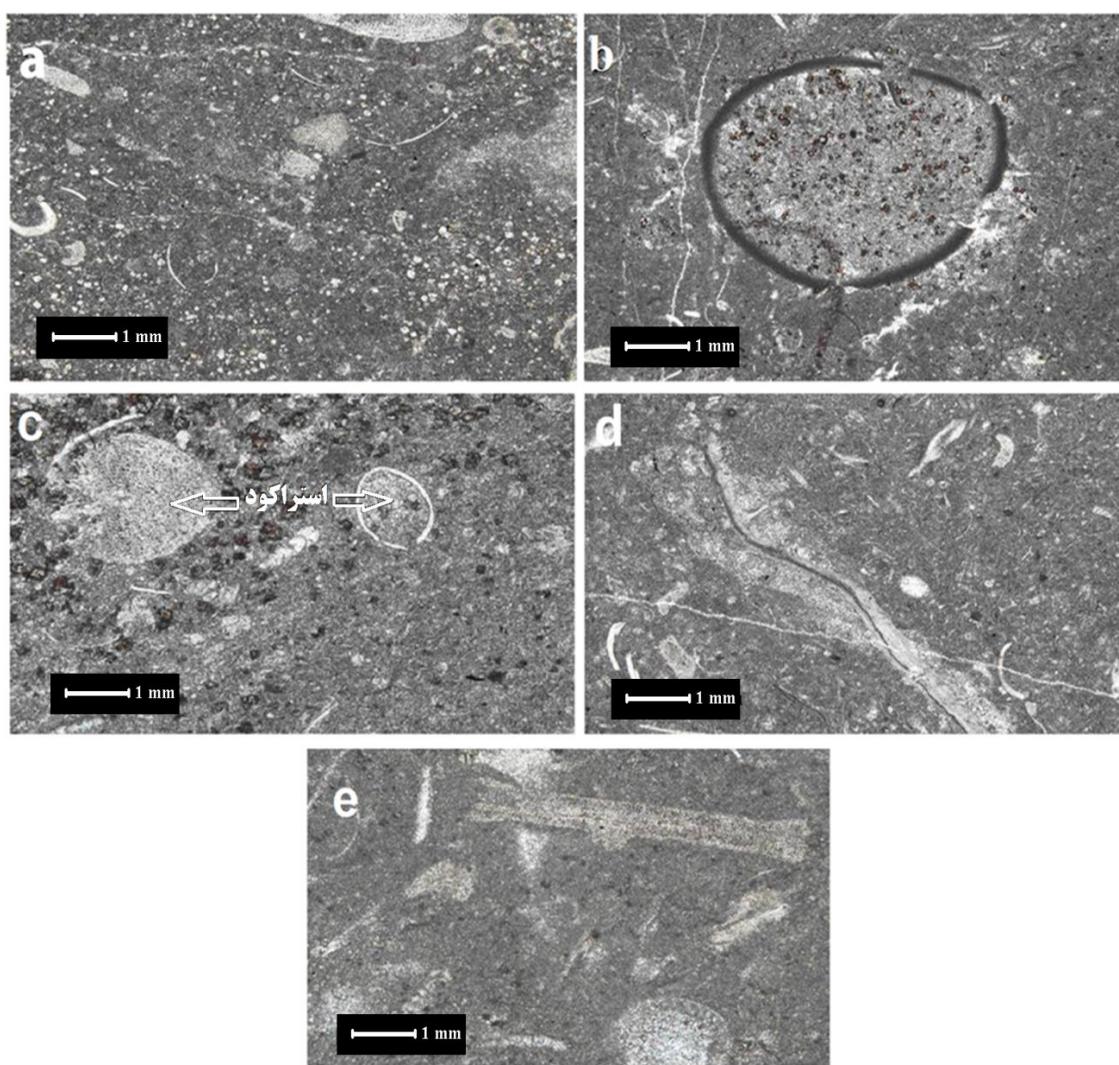
^۱ Bioturbation

تشکیل آن به محیط دریایی باز است. با توجه به درصد بالای خرددهای اسکلتی (حدود ۳۵ درصد) و وجود سیمان اسپاری محیط رسوبی این رخساره میکروسکپی سد (بار) در نظر گرفته شده است (شکل ۳a).

این ریز رخساره معادل رخساره RMF12 فلوگل است [۲۱] و با توجه به زمینه میکرایتی و کم بودن اینترالکلست از تلاطم و ناآرامی کمتری نسبت به قسمت اصلی سد برخوردار می‌باشد لذا شاخص انرژی برای این ریز رخساره نیز I-2 می‌باشد.

B₁: پکستون- گرینستون بیوکلاستی (Bioclastic Packstone – Grainstone)

مهم‌ترین بیوکلاست‌های این رخساره فقط عات بریوزوا، فرامینی فرای بزرگ، کرینویید، اکینویید، جلبک و برآکیوپود می‌باشد. دانه‌های غیر اسکلتی شامل پلوبیید و مقادیری اینترالکلست می‌باشد. دانه‌های بیوکلاستی دارای اندازه‌های بزرگی بوده و در فضای مابین دانه سیمان اسپارایتی نیز در فضای مابین دانه‌ها دیده می‌شود. علاوه بر این تراکم بالای بیوکلاست‌ها از دیگر ویژگی‌های این رخساره میکروسکوپی است. به نظر می‌رسد فراوانی خرددهای خارپوست در این رخساره، بیانگر نزدیکی محیط



شکل ۲. تصویر میکروسکوپی انواع ریز رخساره‌های دریایی باز در توالی مورد مطالعه. (a) مادستون بیوکلاستی با آشفتگی زیستی، (b) مادستون بیوکلاستی حاوی خرددهای ناچیز اسکلتی در زمینه آهکی و شکستگی که با سیمان اسپاری بر شده، همراه با کانی‌های اپک، (c) وکستون بیوکلاستی دارای خرددهای خارپوست و استراکود در زمینه آهکی، (d) وکستون بیوکلاستی حاوی خرددهای بریوزوا و خارپوست در زمینه گل کربناته و (e) پکستون بیوکلاستی بریوزوا خارپوست دار واجد خرددهای بریوزوا و اکینو درم در زمینه آهکی.

تالاب (بخش‌های عمیق‌تر تالاب) است. بر این اساس شاخص انرژی این محیط را می‌توان I-3 در نظر گرفت. این ریزرساره در چرخه‌های پسروندی بر روی رخساره C₁ قرار می‌گیرد. این ریزرساره بر کمربند رخساره‌ای شماره ۷ فلوگ (RMF9) منطبق می‌باشد [۲۱] (شکل .۳d).

گروه ریزرساره‌های پهنه کشندی (D)

ریزرساره‌های پهنه کشندی درصد بسیار کمی از ریزرساره‌های توالی پرمین در برش مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند و خیلی کم تکرار گردیده‌اند. براساس نوع و فراوانی آلوکم و نیز درصد میکرایت شامل D₁ و D₂ در برش زال مشخص شده است.

D₁: مادستون بیوکلاستی استراکوددار Ostracod Mudstone

این ریزرساره دارای خرده‌های استراکود و به مقدار خیلی ناچیز سایر خرده‌های اسکلتی است که در زمینه گل آهکی پراکنده شده است. آشفتگی زیستی، دولومیتی شدن و وجود اکسید آهن سه پدیده مهم این ریزرساره می‌باشد (شکل .۳e).

با توجه به ویژگی‌های بیان شده و اینکه استراکودها شرایط سخت محیطی را تحمل می‌کنند و در این ریزرساره زیاد می‌باشند و تنوع گونه‌ای وجود ندارد لذا این ریزرساره بر کمربند رخساره‌ای RMF8,9 فلوگ منطبق می‌باشد [۲۱]. شاخص انرژی این محیط را می‌توان II-2 در نظر گرفت.

D₂: پکستون بایوکلستی Bioclast Packstone

این رخساره آلوکم‌های بایوکلستی شامل گاستروپود، خرده‌های استراکود، جلبک، خرده‌های فرامینی فر و خرده‌های اکینودرم را در بر می‌گیرد. این ذرات در متی از میکرایت قرار می‌گیرند. در این رخساره آلوکم‌های کشیده جهت‌یافته نشان می‌دهند. دیاژنز به صورت تبلور مجدد (میکرواسپارایت) برخی آلوکم‌ها و دولومیتی شدن به ویژه در زمینه مشخص می‌شود. مرز بین بلورهای دولومیت صاف تا قوسی (از حالت رومبوبئدری خارج شده) می‌باشد. میزان میکرایت (در حدود ۲۵ درصد) نشان دهنده‌ی

گروه ریزرساره‌های لاغون (C)

ریزرساره‌های این گروه دارای مقادیر قابل توجهی خرده‌های اسکلتی به ویژه جلبک سبز، فرامینی فر و گاستروپود در زمینه ماتریکس آهکی است. بر اساس مقدار درصد و نوع اجزای تشکیل دهنده و میزان زمینه آهکی چند ریزرساره به شرح زیر تشخیص داده شده است:

C₁: پکستون بیوکلاستی جلبک و گاستروپوددار

Bioclastic Algae & Gastropod Packstone

خرده‌های اسکلتی تشکیل دهنده شامل جلبک‌ها، گاستروپودها و مقادیر بسیار کمتر خرده‌های بربیزوآ، اکینودرم، برکیوپود، فرامینی فرهای بنتیک و مقادیر بسیار ناچیز مرجان، استراکود، و خرده‌های غیر اسکلتی شامل پلت می‌باشد که در زمینه میکرایتی و در بعضی از نمونه‌ها مختصراً سیمان اسپارایتی قرار گرفته‌اند. پدیده آشفتگی زیستی به صورت افقی یا کمی مایل در بسیاری از نمونه‌های این ریزرساره مشاهده می‌شود. بخش زیرین میکروفاسیس دانه ریز و فشرده می‌باشد و به سمت بالا اندازه‌ی آلوکم‌ها به ویژه گاستروپودها افزایش می‌یابد. از این رو می‌توان نتیجه‌گیری نمود که محیط برای زیست تا حدی مناسب‌تر شده است. در همین راستا از تعداد آلوکم کاسته شده و بر میزان میکرایت افزوده می‌شود. این ریزرساره معادل رخساره RMF12 فلوگ می‌باشد [۲۱]. با توجه به وجود گل آهکی زیاد و خرده‌های اسکلتی محیط تالاب مانند جلبک‌های سبز، گاستروپود و فرامینی فرای بنتیک، محیط رسوبی تالاب برای این ریزرساره در نظر گرفته شده است. بر این اساس شاخص انرژی این محیط را می‌توان I-3 در نظر گرفت (شکل ۳c و ۳b).

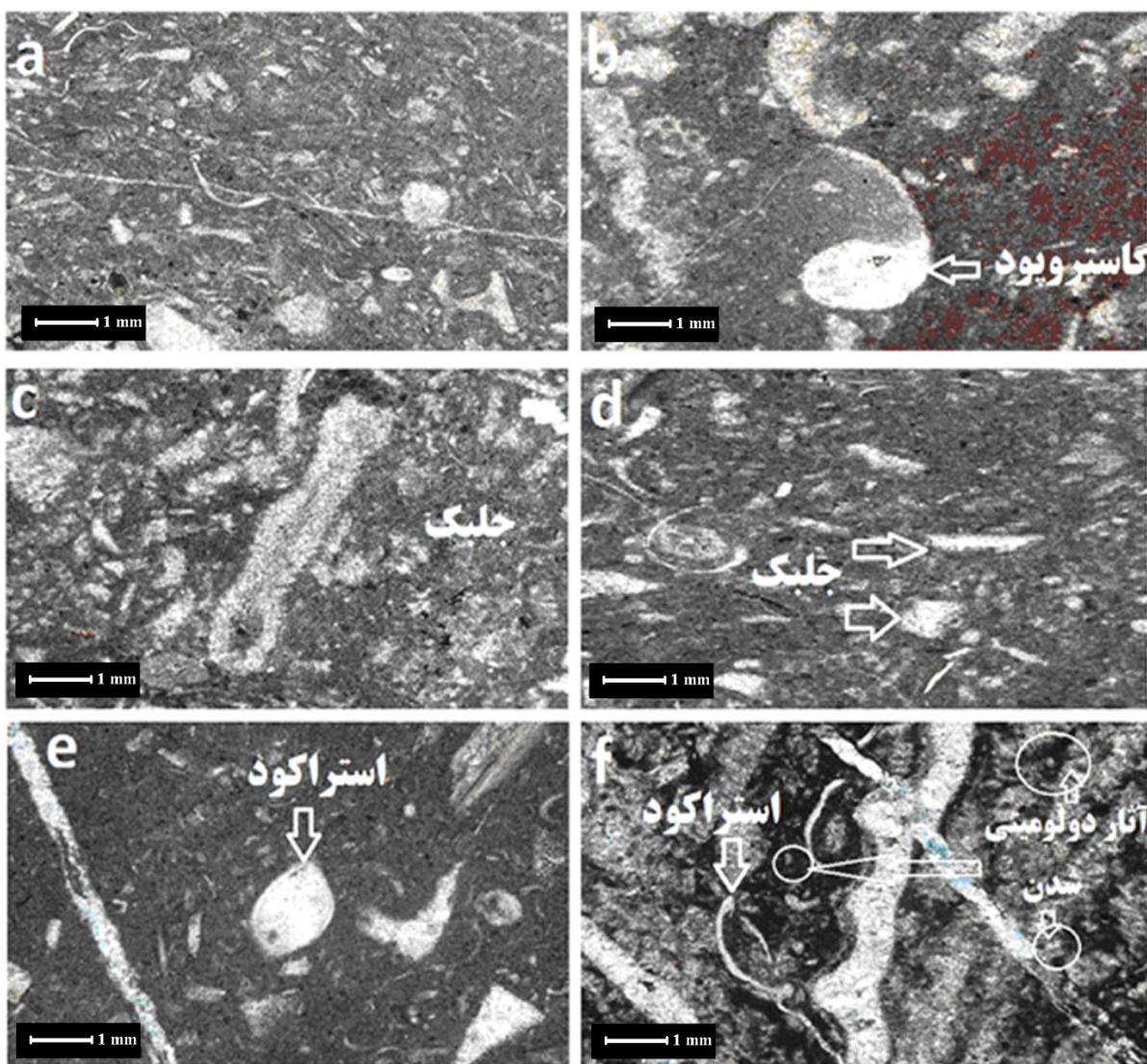
C₂: وکستون بیوکلاستی جلبک و گاستروپوددار

Bioclast Algae & Gastropod Wackestone

در این ریزرساره خرده‌های اسکلتی جلبک، فرامینی فرهای بنتیک و گاستروپود و مقادیر ناچیزی بربیزوآ، برکیوپود، اکینودرم و مقادیر جزیی خرده‌های غیر اسکلتی شامل پلوبید در زمینه میکرایتی قرار گرفته‌اند. زمینه غالباً "تجدید تبلور (میکرواسپارایت)" حاصل نموده است. پدیده آشفتگی زیستی در این ریزرساره به صورت افقی صورت گرفته است. فسیلهای شاخص تالاب نشانگر تشکیل این ریزرساره در محیط‌های کم انرژی

جز استراکود، جهت‌یابی در ذرات رسوبی نشان می‌دهد که این نهشته‌ها در محیط پهنه کشنیدی و تحت تأثیر جریان‌های پهنه کشنیدی تشکیل یافته‌اند. بر این اساس شاخص انرژی این محیط را می‌توان ۱-II در نظر گرفت (شکل ۳f). این ریزرساره بر کربن‌د رخساره‌ای (فروگول منطبق می‌باشد [۲۱].

رسوب‌گذاری در محیطی با انرژی متوسط می‌باشد. جهت یافتگی موجود، نشانه‌ی تأثیر جریان‌های جهت‌دار می‌باشد. وجود حاشیه نازک قرمز رنگ از اکسید آهن در اطراف بعضی از این اجزاء خارج حوضه بودن آن‌ها را تایید می‌کند. محتوای میکرایت نسبتاً کم در کنار نبودن آلوکم بومی (به دلیل اینکه آلوکم‌ها اغلب خرد شده هستند) به



شکل ۳. تصویر میکروسکوپی انواع رخساره‌های مربوط به محیط‌های لagon، سد و جزر و مدی در توالی مورد مطالعه. a) پکستون - گرینستون بیوکلاستی با کمی سیمان اسپارایتی به همراه گل کربناته با بایوکلاست‌های بریوزوا و اینترکلست، مربوط به رخساره سد. (b) پکستون بیوکلاستی جلبک و گاستروپوددار واجد گاستروپود و خردۀ‌های آن در زمینه آهکی مربوط به رخساره لagon، (c) پکستون بیوکلاستی جلبک و گاستروپوددار با جلبک و خردۀ‌های آن در زمینه آهکی مربوط به رخساره لagon، (d) پکستون بیوکلاستی جلبک و گاستروپوددار دارای خردۀ‌های جلبک در زمینه آهکی مربوط به رخساره لagon، (e) مادستون بیوکلاستی استراکوددار حاوی خردۀ‌های استراکود در زمینه آهکی و میکرواسپاری مربوط به رخساره پهنه کشنیدی مربوط به رخساره لagon و (f) پکستون بایوکلاستی دارای خردۀ‌های استراکود، جلبک و فرامینیفر در متنه از میکرایت و جهت‌یابی اسکلتی مربوط به رخساره پهنه کشنیدی.

امواج پهنه کشندی می‌باشد. لاغون الگوی یک محیط رسوبی با عمق کم است که از امواج قوی محافظت شده است [۳۳]. دانه‌های رسوبی لاغون بیشتر پلولید (پلت‌های دفعی و دانه‌های میکرایتی شده) تشکیل شده است. در لاغون‌ها به ویژه لاغون‌های غیرمحصور، تنوع جانوری پایین است. دانه‌های رسوبی معمول این محیط بقایای جانوران مقاوم (میلیولیدها، استراکودها، جلبک‌های داسی کلاد، گاستروپود و دیگر نرم‌تنان) را شامل می‌شود. میکرایتی شدن شدید آلوکم‌ها، زیست آشفتگی از دیگر ویژگی‌های لاغون‌ها می‌باشد. زمینه‌ی ریزرساره‌های لاغون به دلیل انرژی پایین محیط، میکرایتی می‌باشد.

رساره‌های C_1 و C_2 با توجه به ویژگی‌های فوق به محیط لاغون نسبت داده شده‌اند. یکی از ویژگی‌های لاغون‌ها نبود علائم خروج از آب می‌باشد. در لاغون‌های جلوی تپه‌های زیر آبی با آب اکسیژن دار که از ورودی پهنه کشندی^۳ وارد لاغون می‌شده است، تشکیل شده‌اند. آلوکم فراوان و زمینه‌ی سیمان اسپاری، طبقات متوسط لایه و اینتراکلست نشان دهنده محیط پر انرژی رساره‌ی B می‌باشد [۲۱] مجموعه‌های سدی بین محدوده‌های دریای باز و لاغون قرار دارد و دارای تجمعی از ارگانیسم‌های بخش فوقانی دریای باز و بخش فوقانی محیط لاغونی می‌باشند البته قابل ذکر است که چون سد در برش زال ناقص بوده و در نتیجه لاغون غیر محصور است. ریزرساره سدی B_1 و در محیطی با انرژی بالا دارای^۴ تعداد و تنوع زیاد موجودات به ویژه موجودات استنتوهالین^۵ که قادر به تحمل شوری زیاد نیستند در زمینه میکرایتی همراه با سیمان اسپاری هستند. ریف‌های سدی در این سازند مشاهده نمی‌شود زیرا به دلیل انرژی امواج و جریانات دریایی امکان تشکیل یا توسعه ریف‌های سدی به وجود نمی‌آید و به طور معمول سدها بیوکلاستی ایجاد می‌شود [۳۶]. در رمپ انرژی امواج زیاد است و ساحل ماسه‌ای وجود دارد به همین دلیل رسوبات توفانی در رمپ فراوان‌تر است. در مناطق عمیق رمپ، نهشته‌های کربناته لامیناسیون دار از اشکال معمول می‌باشند. در این محیط عموماً شاخص انرژی پایین می‌باشد. کربناتهای نهشته شده در این محیط فسیل‌دار با مجموعه‌ی فسیلی ساده و فسیل‌های بدون شکستگی می‌باشند.

رخساره شیل-آهک رسی

در ستون چینه‌نگاری میان لایه‌های شیلی-آهک رسی ستبرای چندانی ندارد و عمدتاً در مرز بالایی توالی پرمنین و گذر آن به تریاس زیرین به همراه واحدهای آهکی دیده می‌شود (شکل ۲). این بخش از توالی شباهت زیادی با نواحی جلفا و شمال رود ارس دارد [۶]. حضور نمونه‌های ماکروسکوپی پاراتیرولیتیس^۱ در بخش‌های بالایی این ریزرساره نشان دهنده تجمع بسیار آرام کربنات کلسیم و دوره‌ای با نرخ رسوب‌گذاری مواد ریزدانه رسی در حوضه است (شکل ۴). در بالای ریزرساره شیل-آهک رسی، آهک‌های کلاری‌دار تریاس زیرین سازند الیکار دارند (شکل ۵). رنگ تیره‌ی لایه‌های شیلی نشان دهنده محیط احیایی با انرژی پایین، برای تشکیل این رسوبات می‌باشد [۶].

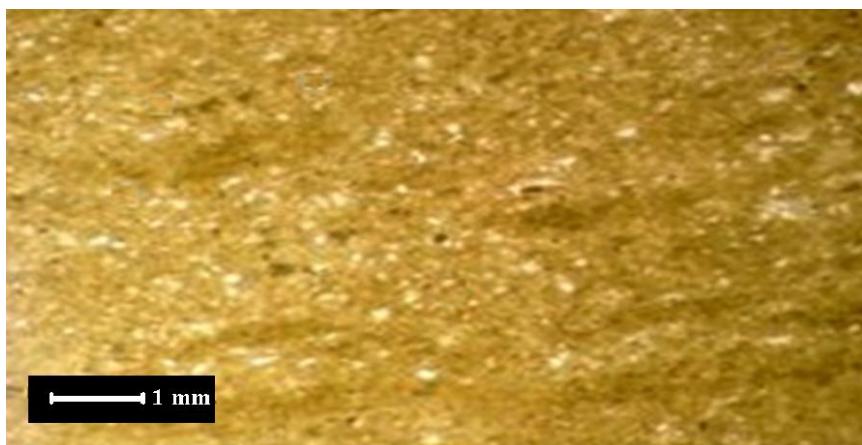
با توجه به مطالعه ارائه شده می‌توان ریزرساره‌ها و محیط رسوبی توالی مورد مطالعه را در منطقه زال در شکل ۵ خلاصه کرد.

تفسیر محیط رسوبی و مقایسه با سایر نواحی ایران

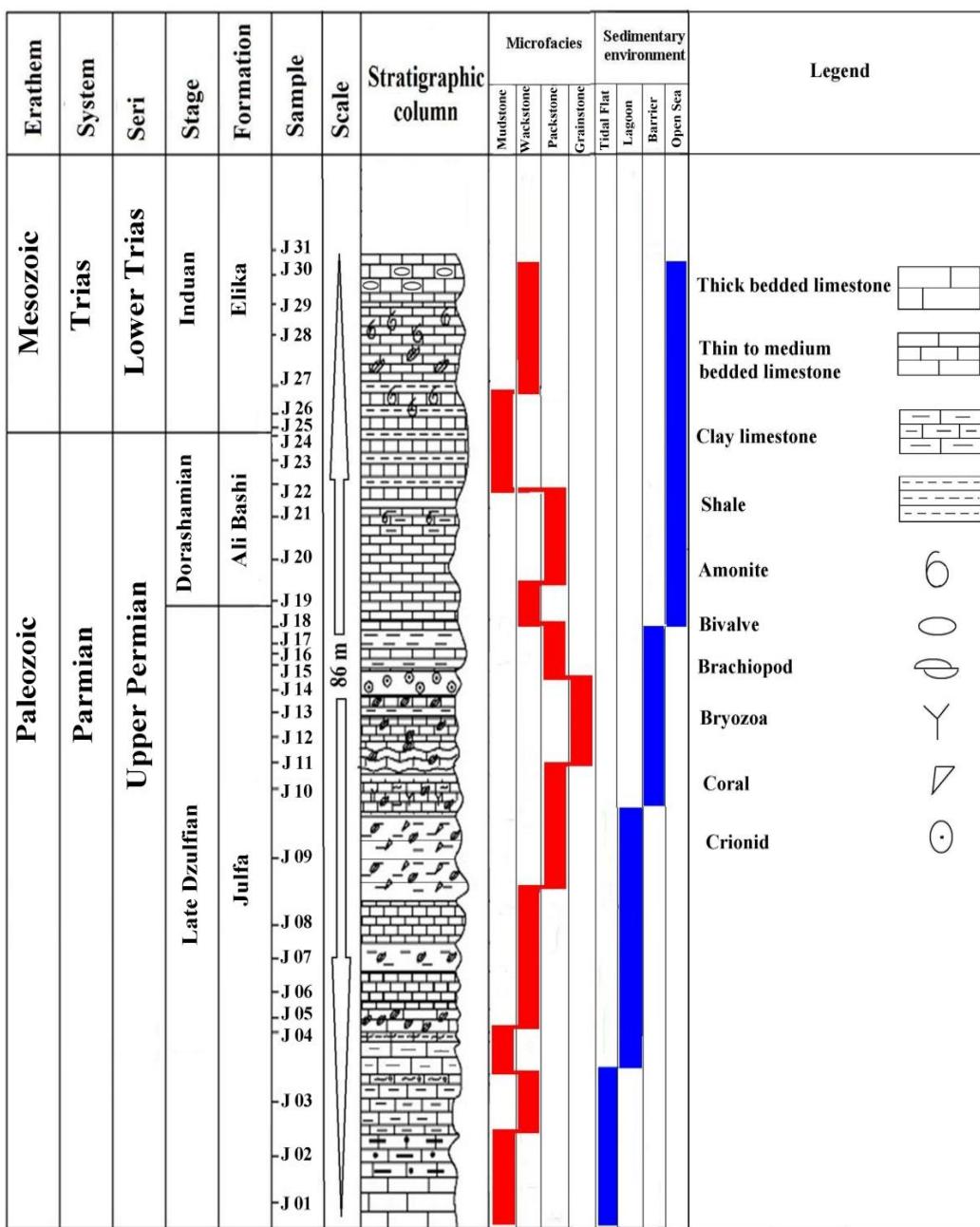
با توجه به تغییرات جانبی ریزرساره‌ها و اجزاء تشکیل دهنده، براساس قانون والتر و مقایسه‌ای که بین توالی کربناته در برش زال با رساره محیط‌های امروزی چون باهاما و جنوب خلیج فارس [۳۶] و سایر نقاط ایران شد، مشخص گردید که توالی رسوبی پرمنین بالایی جنوب جلفا، در محیطی دریایی، کم عمق و در پلانفرم کربناته حاشیه قاره‌ای از نوع رمپ هوموکلینال^۲ تشکیل شده است. در نواحی کمی عمیق تر اینتراتایدال زیر قاعده‌ی موج توفانی و کستون‌های اسکلتی (رساره D_2) غالباً هستند [۳۶]. کربناتهای دانه ریز از خرد شدن اجزای اسکلتی در آب‌های کم عمق منشاً می‌گیرند. به سمت ساحل گل کربناته کاهش یافته و جورشیدگی و گردش‌گی دانه‌ها افزایش می‌یابد. این فرآیند نتیجه‌ی افزایش عملکرد جریان‌ها (مانند امواج) می‌باشد. افزایش تنوع بایوکلست‌ها نشان دهنده شوری عادی و گردش خوب آب در ناحیه می‌باشد. وجود اینتراکلست می‌تواند نشانه‌ای از نهشته شدن در محیط بین جزر و مدی باشد. جهت‌یابی ذرات تشکیل دهنده نیز نشان دهنده عمل جریان‌ها مانند

³ Tidal Inlet
⁴ Stenohaline

¹ Paratirolites
² Homoclinal Ramp



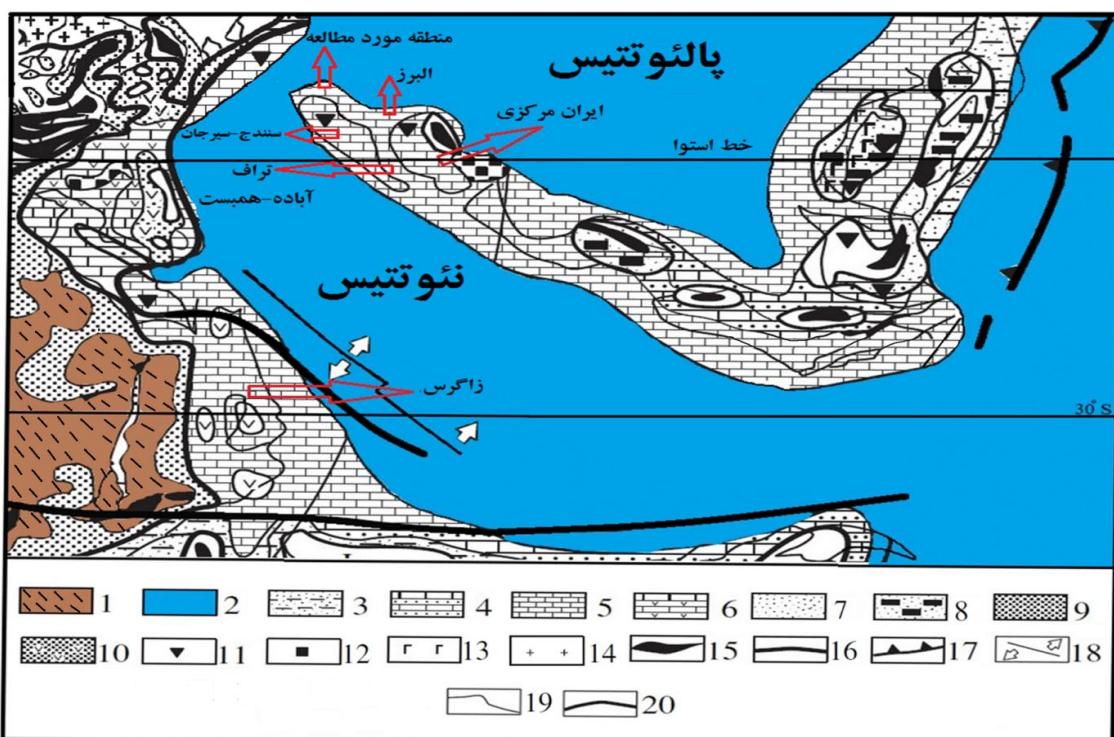
شکل ۴. تصویر میکروسکوپی ریزرساره شیل- آهک رسی در مرز پرمن - تریاس برش مورد مطالعه



شکل ۵. ستون چینه‌شناسی، رخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های پرمن بالایی - تریاس زیرین در برش زال

گرم و معتدل است. از سوی دیگر مطالعات مغناطیس دیرینه نشان می‌دهد، خشکی البرز (بخشی از سیمیرین) در زمان پرمین میانی و تریاس زیرین در عرض‌های جغرافیایی ۱۲ درجه جنوبی تا یک درجه شمالی قرار داشته است [۳۰] که خود نشانگر درستی این نتیجه‌گیری است. بنابراین طبق شکل ۶ منطقه جلفا، البرز، ایران مرکزی و تراف آباده-همبست به عنوان بخش اعظم بلوک سیمیری در پرمین بالایی قرار داشته‌اند [۳۷]. این در حالی است که ریز رخساره‌های منطقه مورد مطالعه با ریز رخساره‌های پرمین بالایی زاگرس تفاوت‌هایی را نشان می‌دهد. به عبارت بهتر در منطقه زاگرس در توالی پرمین بالایی، از دریای باز به طرف سد و لاغون فرآیند دولومیتی شدن صورت گرفته (جدول ۱) که به دلیل قرار گرفتن در کمربند خشک تا نیمه استوایی با عرض جغرافیایی دیرینه ۲۰ تا ۲۵ درجه جنوب در طی پرمین بالایی بوده است [۳۵ و ۳۶] و حاکم بودن اقلیم گرم و خشک شرایط هیپرسالین گسترش داشته که سبب گسترش انیدریتی شدن و دولومیتی شدن در پرمین بالایی صفحه عربی و به تبع آن زاگرس شده است [۳۲].

در ناحیه‌ی مورد مطالعه رسوبات رمپ کم عمق شامل آهک رسی با میان لایه‌های شیل تیره و سنگ آهک نازک لایه تا لامینه‌ای با میان لایه‌های شیلی می‌باشد. رنگ تیره‌ی لایه‌های شیلی-آهک رسی نشان دهنده‌ی محیط احیایی با انرژی پایین، برای تشکیل این رسوبات می‌باشد. رسوبات دانه ریز به سمت بالا به سنگ آهک رسی تبدیل می‌شوند. این واحدهای رسوبی حاوی فسیل دوکفه‌ای می‌باشند. بخشی زیرین سنگ آهک به شدت زیست آشفته است. این نهشته‌ها رخساره‌های A₁ و A₂ را شامل می‌شوند. در مقاطع میکروسکوپی علاوه بر برویزوآ و اکینوپرم، دوکفه‌ای (کلاریا مربوط به بخش زیرین سازند الیکا مربوط به فاسیس دریایی باز) نیز مشاهده می‌شود. مقایسه ریز رخساره‌های شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه با سایر نواحی ایران، نشان می‌دهد که محیط رسوبی توالی پرمین بالایی این منطقه، شباهت زیادی با نواحی مجاور جلفا، شمال رود ارس، البرز مرکزی، ایران مرکزی (آباده یا تراف آباده-همبست) دارد (جدول ۱). به عبارت بهتر وجود رخساره‌های آهکی بیوکلستی حاوی جلبک‌های سبز، نرم‌تنان، برویزوآ، براکیوبود و اکینوپید از مشخصات بارز این مناطق است. این شرایط بیانگر محیطی



شکل ۶. جغرافیای دیرینه منطقه جلفا و سایر نواحی ایران در پرمین بالایی: ۱-خشکی‌ها، ۲-اقیانوس‌ها، ۳-شلف دریایی با رسوبات تخریبی دانه ریز، ۴-شلف دریایی با رسوبات کربناته و تخریبی دانه ریز، ۵-سکوی کربناته-تبخیری، ۶-سکوی کربناته، ۷-حوضه‌های آبرفتی-دریاچه‌ای، ۸-حوضه‌های ذغال‌دار، ۹-حوضه‌های ساحلی، آبرفتی و حاوی رسوبات بادی، ۱۰-سبخا، ۱۱-لاتریت و بوکسیت، ۱۲-کانسارهای آهن، ۱۳-بازالت، ۱۴-حوضه‌های نمک‌دار، ۱۵-ساختارهای کوه‌زایی، ۱۶-مرز اقلیم‌ها، ۱۷-مناطق فرورانش، ۱۸-مناطق گسترش اقیانوسی، ۱۹-خطوط ساحلی فعلی، ۲۰-خطوط ساحلی قدیمی [۳۷].

جدول ۱. مقایسه ریزخسارهای منطقه مورد مطالعه با سایر نواحی ایران

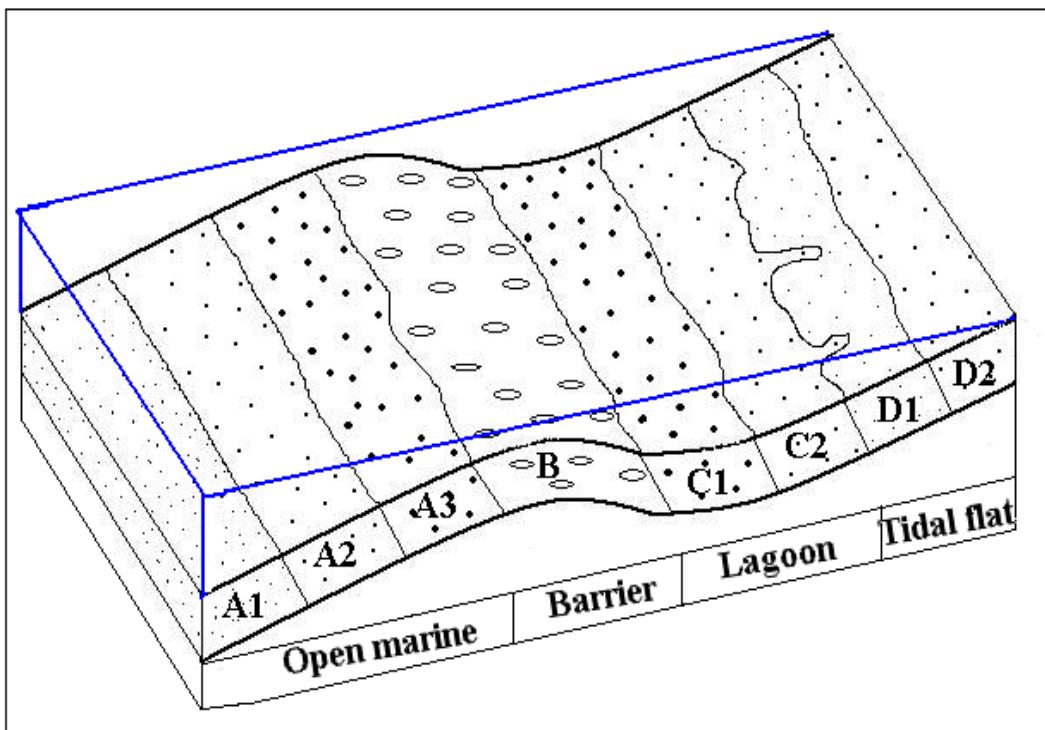
منطقه	شماره منبع	محیط رسوبی				پهنه کشنده
		دریای باز	سد	لاغون		
منطقه مورد مطالعه	[۱]	مادستون بایوکلاستی وکستون بایوکلاستی پکستون بیوکلاستی بریوزوآ خارپوست دار	پکستون- گرینستون بایوکلاستی	پکستون بیوکلاستی جلبک و گاستروپود دار وکستون بیوکلاستی جلبک و گاستروپود دار	مادستون بیوکلاستی استراکوددار وکستون بایوکلاستی	
جلفا و شمال رود ارس	[۶ و ۲۵]	مادستون بایوکلاستی وکستون بایوکلاستی پکستون بیوکلاستی بریوزوآ خارپوست دار	پکستون- گرینستون بایوکلاستی	پکستون بیوکلاستی جلبک و گاستروپود دار وکستون بیوکلاستی جلبک و گاستروپود دار	مادستون بیوکلاستی استراکوددار وکستون بایوکلاستی	
البرز مرکزی	[۸ و ۱۰]	مادستون بایوکلاستی وکستون بایوکلاستی پکستون-گرینستون بایوکلاستی	گرینستون- پکستون بایوکلاستی	پکستون بایوکلاستی وکستون بایوکلاستی مادستون استراکوددار	مادستون بایوکلاستی استراکوددار	
ایران مرکزی (آباده)	[۱۲]	مادستون بایوکلاستی وکستون بایوکلاستی پکستون بیوکلاستی بریوزوپود دار	گرینستون- پکستون بیوکلاستی	پکستون بیوکلاستی گاستروپود دار وکستون بایوکلاستی جلبک و گاستروپود دار	مادستون بایوکلاستی استراکوددار	
زاگرس	[۲ و ۷]	مادستون فسیل دار گرینستون-پکستون بیوکلاستی	گرینستون- پکستون بایوکلاستی الثیدی گرینستون الثیدی گرینستون اینترکلاستی	دولومادستون پلوئیدی دولومادستون بایوتوربیشن دار دولومادستون بایوکلاستی دولوکستون بایوکلاستی پلوئیدی	انیدریت لایه ای تا توده ای دولومادستون نودول دار دولومادستون فنسترال دولومادستون	

مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی منجر به شناسایی ۸ رخساره اصلی در توالی مورد مطالعه گردید. با تکیه بر مشخصات سنگ‌شناسی، محتوای فسیلی، ماهیت سطوح رده‌بندی، وضعیت رخساره‌ها، آثار فسیلی و ضخامت گسترش جانبی رخساره‌ها و با مقایسه آن‌ها با رخساره‌های استاندارد معروفی شده [۲۱] زیرمحیط‌های مربوط به هر یک از رخساره‌ها و مجموعه‌های رخساره‌ای مشخص گردید. چنین استنباط می‌گردد که در بخش زیرین توالی کربناته‌ی تریاس، سازند الی باشی و بخش بالایی سازند جلفا در برش زال می‌توان نتیجه‌گیری نمود که این نهشته‌ها در یک رمپ هموکلینال مانند مدل ارائه شده توسط Ahr تشکیل شده‌اند (شکل ۷).

مدل رسوبی

یک مدل رسوبی برای کربناته‌ها پیشنهاد نمود که آن را رمپ نامید [۱۳]. مدل مشابهی توسط اوان و همکاران در برای جنوب خلیج فارس ارایه شد [۱۹]. مدل اصلی ارائه شده توسط Ahr شبیه یکسان از خط ساحلی تا بخش‌های دور از ساحل را در بر می‌گیرد که رمپ هموکلینال^۱ نامیده می‌شود. رمپ‌ها می‌توانند به انواع دیگر پلاتiform‌ها تکامل یابند [۳۳]. این فرآیند می‌تواند به دلیل تغییرات رسوب‌گذاری و رشد یک لبه ارگانیک یا تپه‌ی زیر آبی یا زمین ساخت باشد.

^۱ Homoclinal Ramp



شکل ۷. مدل محیط رسوبی توالی پرمین بالایی در منطقه مورد مطالعه

منابع

- [۱] خاموشی، ت، شعبانیان، ر، یوسفی‌راد، م (۱۳۹۰) معرفی بازپایان پرمین پسین در برش چینه‌شناسی زال و اهمیت چینه‌شناسی آن، اولین کنگره تخصصی رسوب و چینه‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی مشهد، ۲۲۱-۲۲۶.
- [۲] شاهوردی، ن، اسرافیلی دیزجی، ب (۱۳۹۱) بررسی و مقایسه توالی‌های گذر پرمین-تریاس در البرز مرکزی و خلیج فارس: تغییرات رسوب‌شناسی، دیاژنزی و ژئوشیمیایی، مجموعه مقالات سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، صفحات ۳۴۱-۳۴۷.
- [۳] شعبانیان، ر (۱۳۸۸) چینه‌شناسی و فوزولینیدهای پرمین شمال غرب ایران، فصلنامه علوم پایه (دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات) شماره ۱۱۸، ۷۳-۱۰۱.
- [۴] شعبانیان، ر، خسرو‌تهرانی، خ، مومنی، ا (۱۳۸۶) چینه‌شناسی و دیرینه‌شناسی واحدهای سنگی پرمین در شمال باختر ایران، فصلنامه علوم زمین، سال شانزدهم، شماره ۶۳، ۱۱۰-۹۸.
- [۵] عبداللهی، م، حسینی، م، افتخاری‌زاد، ج (۱۳۷۵) شرح نقشه زمین‌شناسی جلفا با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۶] قادری، ع، عاشوری، ع، دیتر، ک، محمودی قرایی، م.ح، لوسینا، ل (۱۳۹۱) نگرشی نو بر تطبیق چینه‌ای گذر پرمین - تریاس در قفقاز میانی و شمال باختر ایران:

نتیجه‌گیری

در منطقه مورد مطالعه توالی پرمین بالایی، شرایط برای تشکیل مجموعه رخساره‌های پرمین بالایی از نوع دریابی و شامل رخساره‌های دریای باز، سدی، لگون، پنهان کشندی فراهم شده است. بررسی تغییرات جانبی میکروفاسیس‌ها و اجزای تشکیل دهنده آن‌ها و مقایسه‌ای که بین توالی کربناته در برش زال با رخساره محیط‌های امروزی چون باهاما و جنوب خلیج فارس انجام شد، مشخص گردید که این سازند در محیطی دریایی کم عمق و در پلاتفرم کربناته حاشیه قاره‌ای از نوع رمپ هموکلینال نهشته شده است. لذا محیط رسوبی توالی پرمین بالایی در منطقه، بیانگر محیطی گرم و معتدل است.

مطالعات تطبیقی با مطالعات مرتبط، شباهت‌هایی در محیط رسوبی توالی پرمین بالایی در منطقه مورد مطالعه با نواحی مجاور، شمال رودخانه ارس، البرز مرکزی، ایران مرکزی (تراف آباده- همبست) و تفاوت‌هایی را با ناحیه زاگرس نشان می‌دهد که حاکی از تفاوت اقلیم و شرایط جغرافیایی می‌باشد.

- [17] Dickson, J. A. D (1965) A modified staining technique for carbonate in thin section, *Nature*, 205, 584 p.
- [18] Dunham, R. J (1962) Classification of Carbonate rocks. A. A. P. G. Memoir , 108-121.
- [19] Evans, G., Murray, J. w., Biggs, E., Bate, R. & Bush, P. R (1973) The oceanography, Ecology, Sedimentology and Geomorphology of parts of the Trucial coast Barrier Island. In: : B.H. Purser (Ed),The Persian Gulf, Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow Epicontinental Sea, Springer-verlag, 471, New York, 233-278.
- [20] Fantini Sestini , N (1965) The geology of the upper Djaerud and Lar Valley (North Iran); II. Paleontology; Bryozoans , brachiopods and mollusks form Ruteh Limestone (Permian). *Riv.Ital . Paleont . Stratiger.*, 71(3), 773-787.
- [21] Flugel, E (2010) Microfacies analysis interpretation and application. Springer-Verlag, Berlin, 976.
- [22] Glaus, M (1964) Trias und Oberperm in zentralen Elburs (Persien).*Eclogae geol. Helv.*, 57(2), 497- 508.
- [23] Ghasemi- najad. E (2002) Biostratigraphy and depositional history of the Paleozoic deposit in south of central Alborz basin. Based on Foraminiferal. *Iranian, Int. J. Sci.*, 3(1), 126-132.
- [24] Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W.J., & Ghazi, A.M (2003) Permian–Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction: Part 1, Sedimentology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 193, 405–423.
- [25] Jenny-Deshusses,C (1983) Le Permian de l'Elbourz central et oriental, (Iran): Stratigraphie et micropaleontology (Foraminifers and Algeues). *Theses Uni. Geneve. No. 2103*, 1-214.
- [26] Kobayashi, F. & Ishii, K. I (2003) Permian Fusulinceans of the Surmaq Formation in the Abadeh region, Central Iran. *Rivista Ital. Paleon. Strat* 109(2), 307- 337.
- [27] Kobayashi, F (2006) Middle Permian Foraminifers of the Izuru and Nabeyama Formation in the Kuzu area, Central Japan.*Paleontological Research*, 10(1), 61-77.
- [28] Leven, E. J. and Okay, A (1996) Foraminifera from the exotic Permo-Carboniferous limestone block in the Karakaya complex, northwestern Turkey. *Rivista. Ital. Paleontologie. Stratigrafia* , 109, 55- 64.
- [29] Mohtat-Aghai,P.,Vachard. D., Krainer. K (2009) Transported Foraminifera in Palaeozoic deep red nodular Limestone exemplified by Latest Permian Neoendothyra پیچیدگی‌ها و راهکارها، نشریه علمی – پژوهشی رخساره‌های رسوبی، سال پنجم شماره (۲)، ۲۴۶-۲۲۱.
- [۷] فتوت، م.، هاشمی‌حسینی، غ.، رحیم‌پور بناب، ح (۱۳۹۰) محیط رسوبی بخش بالایی سازند دالان بر روی کمان قطر- فارس و حاشیه شرقی آن: میادین پارس جنوی و سلمان، مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، شماره ۱، ۱۳۶-۱۱۵.
- [۸] قمی اویلی، ج (۱۳۸۵) رخساره‌های میکروسکوپی و محیط رسوبی نهشته‌های کربناتی سازند نسن در بخش شمالی البرز مرکزی، *فصلنامه علومزمین*، شماره ۵۸، ۱۰۷-۱۰۰.
- [۹] لاسمی، ی.، باقری، م.، مهاری، ر (۱۳۸۶) محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند نسن در ناحیه زال و پیراسحاق (جنوب جلفا)، *علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی زمین‌شناسی*، شماره ۶۵، ۸۰-۷۳.
- [۱۰] معتمد، ا.، میرزابی، م (۱۳۸۲) بررسی رخساره‌ها و محیط رسوبی سنگ‌های پرمین در منطقه سنگرود لوشان، البرز غربی، *مجموعه مقالات هفتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران*، ۳۴۵-۳۳۹.
- [۱۱] مهاری، ر.، کهن‌سال قدیم‌وند، ن.، انصاری حسن آباد، ی (۱۳۸۹) رخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های تریاس در منطقه جلفا (آذربایجان شرقی). *فصلنامه علوم پایه (دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات)*، ویژه نامه زمین‌شناسی، شماره ۷۷، ۳۷-۵.
- [۱۲] نوروزپور، ح (۱۳۹۱) چینه‌شناسی شیمیایی و زیستی مرز پرموترياس در ناحیه شورجستان آباده، رساله دکترا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، ۲۴۷ ص.
- [۱۳] Ahr, W, M (1973) The carbonate ramp- an alternative to the shelf model: *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, v, 23, 221-225.
- [۱۴] Angiolini, L., M. Balini, E. Garzanti,A. Nicora, A. Tintori, S. Crasquin, and G.Muttoni (2003) Permian climate and paleogeographic changes in Northern Gondwana: the Khuff Formation of interior Oman: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*.v.191, 269-300.
- [۱۵] Assereto, R (1963) The Paleozoic Formations in Central Elbourz (Iran). *Rivista Ital. Paleon. Strat.*, 69(4), 503- 543.
- [۱۶] Bozorgnia, F (1973) Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of Central East Alborz Mountains, Iran. *N. I. O. C. Geol. Lab. Pub.*, 4, 185 p.

- in the Zal section (Julfa area, NW Iran). *Revista Espaiola de Micropaleontologia*, 41(1-2), 197-213.
- [30] Muttoni, G., Scardia, G., Kent , D.V., Swisher, C.C., and Manzi, G (2009) Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian, *GeoArabia*, 14(4), 17-48.
- [31] Okimura, Y., Ishic, K. & Ross, C. A (1985) Biostratigraphical significance and faunal provinces of Tethyan late Permian smaller foraminifera, p. 115-138 In: K.Nakazawa and J.M. Dickins (eds). *The Tethye: Her paleogeography and paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic*, Tokai univenity press. Tokyo.
- [32] Rahimpour- Bonab, H., A. Asadi-Eskandar, and R. Sonie (2009) Effects of the Permian-Triassic boundary on reservoir characteristics of the South Pars gas field, Persian Gulf: *Geological Journal*, v. 44, p341-364.
- [33] Reading, J. G (1985) Carbonate platform facies models. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69(1): 1- 21.
- [34] 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.
- [35] Stampfli, G (2000) Tethyan Oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., and Piper, J.D.A.,(Ed), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area: Geological Society of London, Special Publication*, v. 173, p.1-23.
- [36] Tucker, M.E., Wright,V. P (1990) *Carbonate Sedimentary*. Blackwell Scientific, 480p.
- [37] Zharkov M.A., Chumakov N.M (2001) Paleogeography and Sedimentation Settings during Permian-Triassic Reorganizations in Biosphere. *Stratigraphy and Geological Correlation* 9 (4): 340–363.