دانشگاه فردوسی مشهد

دوفصلنامه علمی ـ پژوهشی

رخساره‌های رسوبی

شاپا: ۷۸۷X- ۲۰۰۸

جلد ۱۰، شماره ۱، بهار و تابستان ۱۳۹۶، شماره پیاپی ۱۸

فهرست

جلبک‌های سبز (داسی‌کلاداسه‌آ) نهشته‌های پالئوسن منطقه غرب بیرجند (برش گرونگ) ۱

فرزانه بارانی، کوروش رشیدی، سید ناصر رئیس‌السادات، مرضیه خزایی

نانواسترا تیگرافی نهشته های پلیوسن برش خرچنگ (حوضه پاراتتیس شرقی جنوب دریای خزر) ۲۳

عادل براری، فاطمه هادوی

زیست چینه‌نگاری نهشته‌های دونین بالایی (فامنین) برش کوه کفتار (شمال شرق اصفهان) بر اساس فونای کنودونتی ۳۷

علی بهرامی، مهدی یزدی، حسن پارسانژاد

بررسی رخساره‌ها و پیوستگی رسوبی در رسوبات حوضه آب‌ریز تلخاب (غرب استان ایلام) ۶۱

یاسمن رفیقدوست، سید رضا موسوی حرمی، محمد حسین محمودی قرایی، اسدالله محبوبی

اثرمجموعه‌ها و اهمیت محیطی آن‌ها در سازند جیرود، جنوب غرب شاهرود و شمال شهمیرزاد ۷۷

محمود شرفی، اسدالله محبوبی، سید رضا موسوی حرمی، حسین مصدق

ارزیابی پتروفیزیکی و شواهد ژئوشیمیایی جهت تعیین کانی شناسی اولیه کربنات‌های سازند ایلام در برش سطحی عسلویه و میدان گازی پارس جنوبی ۹۹

نازیلا شیرویه نسب، رقیه فلاح بگتاش، محمدحسین آدابی، میررضا موسوی

پالینوفاسیس و میکروفاسیس سازند کلات در برش دره چهل کمان (شمال شرق خراسان رضوی) ۱۲۱

محسن علامه، محمد جوانبخت، فائزه ژیانی نوغانی

سکانس پیش‌رونده قاعده سیستم پرمین، شواهدی بر عملکرد حرکات قائم هرسی‌نین در ... .۱۴۳

مهدی یزدی، علی یهرامی، علیرضا پروانه، مهدی هویدا

رخساره‌های رسوبی

جلد ۱۰، شماره ۱، بهار و تابستان ۱۳۹۶

با شماره پروانه ۱۲۴/۳۳۰۵ از معاونت امور مطبوعاتی و اطلاع رسانی وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی
و درجه علمی ـ پژوهشی شماره ۸۹/۳/۱۱/۸۹۴۱۵ از کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور وزارت علوم، تحقیقات و فناوری

صاحب امتیاز: دانشگاه فردوسی مشهد
مدیر مسئول و سردبیر: دکتر علیرضا عاشوری

هیأت تحریریه:

دکتر علیرضا عاشوری، استاد ـ چینه شناسی و فسیل شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سید رضا موسوی حرمی، استاد ـ رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر فاطمه هادوی، استاد ـ چینه شناسی و فسیل شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر محمد علی جعفریان، استاد ـ چینه شناسی و فسیل شناسی (دانشگاه اصفهان)

دکتر محمد داستانپور، استاد ـ چینه شناسی و فسیل شناسی (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر ابراهیم قاسمی نژاد، استاد ـ چینه شناسی و فسیل شناسی (دانشگاه تهران)

دکتر مهدی یزدی، استاد ـ چینه شناسی و فسیل شناسی (دانشگاه اصفهان)

دکتر مهدی نجفی، دانشیار ـ چینه شناسی و فسیل شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ناشر: گروه زمین شناسی دانشکده علوم دانشگاه فردوسی مشهد
شمارگان: ۲۵۰ نسخه
قیمت: ۱۰۰۰۰ ریال (دانشجویان ۵۰۰۰ ریال)
امور فنی و چاپ: مؤسسه چاپ و انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد

پست الکترونیک: gs@um.ac.ir
نشانی وب سایت: http://jearth.um.ac.ir

این نشریه در پایگاههای زیر نمایه می‌شود:

۱ـ پایگاه استنادی علوم جهان اسلام (ISC) http://www.isc.gov.ir
۲ـ بانک اطلاعات نشریات کشور (MAGIRAN) http://www.magiran.com
۳ـ پایگاه اطلاعات علمی جهاد دانشگاهی (SID) http://www.sid.ir

مشاوران علمی این شماره:

دکتر سید علی آقانباتی، دانشیار ـ چینه شناسی و فسیل شناسی (پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)
دکتر آرام بایت گل، استادیار ـ رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان)
دکتر طاهره حبیبی، استادیار ـ چینه شناسی و فسیل شناسی (دانشگاه شیراز)
دکتر سید ابوالفضل حسینی، چینه شناسی و فسیل شناسی (شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف)
دکتر محمد خانه‌باد، استادیار ـ رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر جواد ربانی، استادیار ـ چینه شناسی و فسیل شناسی (دانشگاه زنجان)
دکتر بهنام رحیمی، استاد ـ زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر حامد زند قدم، استادیار ـ رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه باهنر کرمان)
دکتر سعیده سنماری، دانشیار ـ چینه شناسی و فسیل شناسی (دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین)
دکتر مرتضی طاهرپور خلیل آباد، چینه شناسی و فسیل شناسی (دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد)
دکتر علیرضا عاشوری، استاد ـ چینه شناسی و فسیل شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر نصرالله عباسی، دانشیار ـ چینه شناسی و فسیل شناسی (دانشگاه زنجان)
دکتر ابراهیم قاسمی نژاد، استاد ـ چینه شناسی و فسیل شناسی (دانشگاه تهران)
دکتر آبرادات مافی، دکتری چینه شناسی و فسیل شناسی (اداره کل زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه شمال شرق)
دکتر بهرام موحد، مهندسی اکتشاف نفت (شرکت نفت و گاز پارس)
دکتر سید رضا موسوی حرمی، استاد ـ رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار متن فارسی: **دکتر عباس قادری** (گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد)
ویراستار متن انگلیسی: **دکتر سید رضا موسوی حرمی** (گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد)
مدیر اجرایی: **دکتر عباس قادری** (گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد)

آدرس: مشهد، پردیس دانشگاه فردوسی، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، نشریه رخساره‌های رسوبی. صندوق پستی ۱۴۳۶-۹۱۷۷۵

بهای تک شماره ۱۰۰۰۰ ریال (دانشجویان ۵۰۰۰ ریال)، حق اشتراک سالانه برای داخل کشور ۲۰۰۰۰ ریال. لطفاً وجوه اشتراک را به حساب جاری شماره ۵۰۴۹۴-۴۲۵۰ بانک تجارت شعبه دانشگاه فردوسی مشهد به نام نشریه رخساره‌های رسوبی (مطالعات زمین شناسی) واریز فرمایید.

تلفن دفتر نشریه: ۰۵۱-۳۸۸۰۴۱۴۳

با توجه به سیاست کمیسیون بررسی نشریات کشور مبنی بر تخصصی شدن تمام مجلات علمی و فعالیت آنها در سطح گرایشهای علمی خاص مطرح در هر رشته، **دوفصلنامه رخساره‌های رسوبی دانشگاه فردوسی مشهد** که دارای **اعتبار علمی ـ پژوهشی** از کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور است، به صورت کاملاً تخصصی در زمینه‌های چینه شناسی، فسیل شناسی و رسوب شناسی فعالیت خواهد کرد. مهمترین محورهای علمی مورد پذیرش این نشریه شامل بررسی و تفسیر محیطهای زیستی جانوران و گیاهان گذشته، مطالعات دیرینه شناسی سیستماتیک و بررسی محیطهای رسوب‌گذاری کربناته و آواری با استفاده از ابزار و روشهای تحلیل رخساره‌ای است.

فسیل شناسی، زیست شناسی دیرینه یا پالئوبیولوژی، بوم شناسی دیرینه یا پالئواکولوژی، ارتباط متقابل موجودات گذشته با محیط زندگی خود، چینه نگاری، تحلیل و تکامل حوضه، رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، ژئوشیمی رسوبی و ... موضوعاتی هستند که با اهداف پژوهشی این نشریه مرتبطند.

در این راستا، رعایت نکات زیر برای نویسندگان محترم به هنگام تهیه و ارسال مقالات ضروری است:

ـ مقاله ارسال شده در نشریه دیگری چاپ نشده و یا همزمان برای سایر مجلات ارسال نشده باشد.

ـ مسؤولیت صحت و سقم مقاله به لحاظ علمی و حقوقی به عهده نویسنده مرتبط (عهده‌دار مکاتبات) است.

ـ چنانچه نویسنده مرتبط مقاله دانشجو بوده و مقاله ارسالی از پایان نامه فرد استخراج شده است، ارسال نامه‌ای با امضای استاد راهنما مبنی بر مطالعه و تأیید مندرجات علمی موجود به عنوان یک فایل تکمیلی همراه با مقاله ضروری است.

ـ مجله حق رد یا قبول و نیز ویراستاری مقالات را برای خود محفوظ می‌دارد و از بازگرداندن مقالات دریافتی معذور است.

ـ اصل مقالات رد شده یا انصرافی پس از سه ماه از آرشیو مجله خارج خواهد شد و این نشریه هیچ گونه مسؤولیتی در این ارتباط نخواهد داشت.

«مجله در پذیرش یا نپذیرفتن مقاله و همچنین ویراستاری آن آزاد است»

«نویسنده باید هنگام ارسال مقاله متن زیر را تایپ و همراه مقاله ارسال نماید»

بسمه تعالی

سردبیر محترم مجله رخساره‌های رسوبی

اینجانب نویسنده مرتبط مقاله

اینجانب با اطلاع کامل از قوانین و مقررات ارسال و نشر مقالات علمی، مقاله حاضر را که حاصل تلاشهای علمی خود و همکارانم می‌باشد، برای مجله رخساره‌های رسوبی دانشگاه فردوسی مشهد ارسال و تعهد می‌نمایم که این مقاله قبلاً در مجله دیگری چاپ نشده و برای مجله دیگری هم فرستاده نشده است.

تاریخ امضاء

Sedimentary Facies
Spring & Summer 2017, 10 (1): 1-22
DOI: 10.22067/sed.facies.v10i1.51979

نشریه علمی ـ پژوهشی رخساره‌های رسوبی
بهار و تابستان ۱۳۹۶، ۱۰ (۱): ۱-۲۲

جلبک‌های سبز (داسی‌کلاداسه‌آ) نهشته‌های پالئوسن منطقه غرب بیرجند (برش گرونگ)

فرزانه بارانی[۱]، کوروش رشیدی[۲*]، سید ناصر رئیس‌السادات[۳]، مرضیه خزایی[۴]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور بیرجند، بیرجند، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه یزد، یزد، ایران

۳- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۴- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

*پست الکترونیک: koo.rashidi@gmail.com

تاریخ دریافت: ۹۴/۹/۱۵ **تاریخ پذیرش: ۹۵/۴/۵**

چکیده

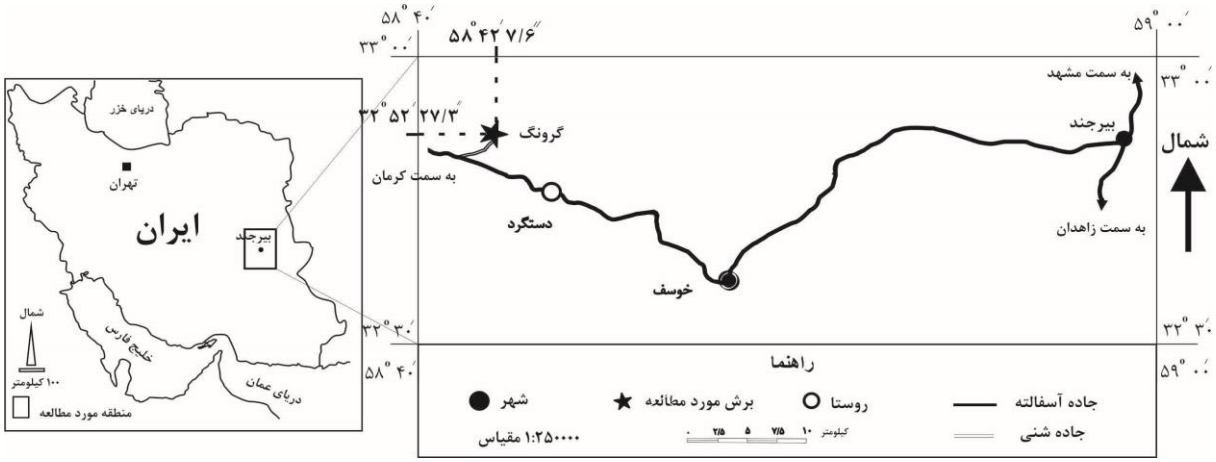
رسوبات پالئوسن ـ ائوسن در شرق ایران گسترش وسیعی دارند. در مقاله حاضر جلبک‌های سبز در نهشته‌های منتسب به پالئوسن مطالعه شده است. به منظور این مطالعه یک برش چینه‌شناسی در شمال بلوک لوت انتخاب و اندازه‌گیری شده است. برون‌زد مورد اشاره شامل کنگلومرا و ماسه‌سنگ قاعده‌ای، سنگ آهک ماسه‌ای، سنگ آهک، آهک مارنی و مارن در قسمت بالایی است. بخش کربناته این نهشته‌ها دارای تنوع خوبی از جلبک‌ها می‌باشد. ۷ جنس و ۱۴ گونه از جلبک‌های سبز شناسایی و توصیف شدند که شامل *Clypeina occidentalis*؛ *Clypeina* aff. *Dragastani*؛ *Clypeina* cf. *haglani*؛ *Clypeina elliotti*؛ *Clypeina* cf. *elliotti*؛ *Clypeina* cf. *lucana*؛ *Cympolia* cf. *frugifera*؛ *Cymopolia edwarsi*؛ *Cymopolia* cf. *mayaense*؛ *?Broeckella* sp.؛ *Dissocladella* aff. *Longijangensis*؛ *Cymopolia* sp.؛ *Cymopolia satyavanti*؛ *Cymopolia drobneae*؛ *Orioporella villattai* و *Ovulites* cf. *Arabica* می‌شوند. همه جلبک‌های مورد اشاره برای اولین بار از شرق ایران گزارش می‌شوند. در میان جنس‌های یاد شده *Cymopolia* و *Clypeina* دارای بیشترین فراوانی بوده که در قسمت‌های میانی و بالایی توالی دیده می‌شوند. جنس‌ها و گونه‌های جلبک شامل *Dissocladella* aff. *Longijangensis*؛ *Orioporella villattai*؛ *Cymopolia drobneae*؛ *Cympolia* cf. *frugifera*؛ *Clypeina* cf. *lucana*؛ *Clypeina* cf. *haglani* مشخصه سن پالئوسن هستند. علاوه بر این روزن‌داران شناسایی شده نظیر *Mississippina binkhorsti*؛ *Rotorbinella detrecta* و *Ranikothalia* sp. سن پالئوسن را برای این توالی تأیید می‌کنند.

واژه‌های کلیدی: بلوک لوت؛ شرق ایران؛ پالئوسن؛ جلبک؛ داسی‌کلاداسه؛ بیرجند.

مقدمه

ناحیه مورد مطالعه بین دو بلوک لوت و هیلمند قرار گرفته که در بخش‌های غربی با علامت سؤال مشخص شده است و حوضه فلیشی شرق ایران نامیده می‌شود. این حوضه در حد فاصل دو گسل نهبندان (در غرب) و گسل هریرود (در شرق) واقع شده است (Stöcklin, 1968). در حوضه فلیشی شرق ایران سنگ‌های قدیمی‌تر از کرتاسه رخنمون ندارند، به جز پوسته‌های اقیانوسی، رخساره‌های سنگی بیشتر از نوع شیل و ماسه‌سنگ‌های دریایی کرتاسه پسین تا اواخر ائوسن است (آقانباتی، ۱۳۸۳). در نهشته‌های بعد از کرتاسه در ناحیه بیرجند تفاوت‌های رخساره‌ای و ضخامت دیده

می‌شود که مطالعه آن‌ها می‌تواند به درکی بهتر از زمین‌شناسی منطقه منجر گردد. به طورکلی تشکیل سنگ‌های رسوبی پالئوژن ناحیه بیرجند از زمان پالئوسن به دنبال مرحله کوه‌زایی لارامید آغاز و سرانجام در اواخر ائوسن‌میانی پایان یافته است (افتخارنژاد، ۱۳۶۵). به نظر می‌رسد برش مورد مطالعه یک رخساره کم‌عمق پالئوسن بوده که به طرف شرق ناحیه به رخساره‌های فلیشی و شبه‌فلیشی تغییر نموده است. رسوبات پالئوسن ناحیه مورد مطالعه شامل تناوبی از ماسه‌سنگ و کنگلومرا در قاعده توالی، آهک متوسط تا ضخیم لایه، آهک مارنی، سنگ آهک توده‌ای در بخش میانی و آهک مارنی و کنگلومرای قرمز در بخش بالای توالی است. مطالعات پیشین در خصوص چینه‌شناسی و زیست چینه‌نگاری نهشته‌های کرتاسه بالایی ـ پالئوسن و ائوسن بر مبنای روزن‌داران که در ناحیه انجام شده می‌توان به کارهای حلمی (۱۳۷۲)، حاجیان (۱۳۷۵)، رئیس‌السادات و شکری (۱۳۸۹)، رئیس‌السادات و همکاران (۱۳۹۰)، شاعری‌خیبری و همکاران (۱۳۹۱)، صمدی‌افخم و همکاران (۱۳۹۱)، هاشمی‌عزیزی و همکاران (۱۳۹۲) و جلیلی و همکاران (۱۳۹۳) اشاره نمود، اما در مطالعات فوق بر روی جلبک‌های موجود در رسوبات به صورت سیستماتیک و با دقت کار مطالعاتی انجام نشده که هدف اصلی این مقاله مطالعه سیستماتیک و معرفی این جلبک‌ها می‌باشد. برش مورد مطالعه در ۶۰ کیلومتری غرب بیرجند واقع شده است. برای رسیدن به رخنمون مورد مطالعه بعد از گذر از شهر خوسف و روستای دستگرد به سمت کرمان، پس از طی ۴ کیلومتر جاده خاکی به سمت شمال‌شرق، به ناحیه مورد نظر می‌رسیم. مختصات قاعده برش ″۷/۶ ′۴۲ °۵۸ طول شرقی و ″۲۷/۳ ′۵۲ °۳۲ عرض شمالی (شکل ۱). این برش به عنوان گرونگ معرفی می‌گردد که در فاصله ۲۶ کیلومتری شمال غرب خوسف واقع شده است. داسی‌کلاداسه‌آ، جلبک‌های تک سلولی سبز دریایی و کف‌زی بوده‌اند که بخش خارجی تالوس آن‌ها به طور عمده به شدت کلسیتی شده و به همین علت نسبت به دیگر جلبک‌های سبز تاریخچه فسیلی بهتری از خود به جا گذاشته‌اند. داسی‌کلاداسه‌ها تقریباً در تمامی ادوار زمین‌شناسی در لاگون و خلیج‌های کم‌عمق می‌زیسته‌اند و به رخساره‌های آب‌های شفاف و گرم محدود می‌شده‌اند (Elliott, 1991؛ Flügel, 2004). این جلبک‌ها از کربنیفر تا پلیوسن در دوره‌هایی با تناوب ۲۰ تا ۵۰ میلیون ساله فراوان شده‌اند. بیشترین تنوع را در پرمین، تریاس بالایی، ژوراسیک بالایی، کرتاسه زیرین و پالئوسن نشان می‌دهند (Flügel, 2004؛ Aguirre & Riding, 2005). بر اساس مطالعات صورت گرفته، جلبک‌های موجود در رسوبات پالئوسن ناحیه نیز از تنوع و فراوانی بسیار خوبی برخوردار است.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی ناحیه مورد مطالعه (اقتباس از: Google map با تغییرات)

روش مطالعه

جهت مطالعه و بررسی میکروفسیل‌ها خصوصاً جلبک‌های موجود در لایه‌های کربناته، بعد از مشخص نمودن برش مناسب در ناحیه، از واحدهای سنگی مختلف با فواصل متفاوت نمونه‌برداری به عمل آمد به طوری که فواصل نمونه‌برداری در واحدهای کربناته حدود ۱/۵ متر و با توجه به صخره‌ساز بودن (گاهی بیش از ۳ متر) و در واحدهای تخریبی ـ آواری فواصل بیشتر است. در مجموع تعداد ۹۰ نمونه سنگی برداشت و از تمام نمونه‌های سنگی مقاطع کوچک تهیه گردید، اما از نمونه‌های کربناته حاوی جلبک، مقاطع نازک در مقیاس بزرگ تهیه شد تا بتوان برش‌های بهتر و مناسب‌تری از آن‌ها، جهت تشخیص به دست آورد. سپس از جلبک‌ها تصاویر میکروسکپی تهیه شد و بر اساس منابع، به تشخیص، توصیف و معرفی فسیل‌های جلبک موجود در این نمونه‌ها اقدام شد.

چینه‌شناسی برش مورد مطالعه

برش اندازه‌گیری شده ۳۴۲/۵ متر ضخامت و از نظر لیتولوژی به چهار واحد مجزا A تا D تقسیم شده است در این برش مرز بین واحدهای A و B یک لایه کنگلومرایی و در بخش انتهایی این برش (انتهای واحد D) نیز یک لایه کنگلومرایی دیده می‌شود. لذا مرز زیرین و بالایی توالی در این برش به صورت ناپیوستگی هم‌شیب است. خصوصیات واحدهای این برش چینه‌ای به تفکیک عبارتند از:

واحد A: شامل ۵۳ متر مارن و کمی میان لایه‌های آهک نازک لایه خاکستری رنگ تا مایل به سبز است که پایین‌ترین بخش آن توسط آبرفت پوشیده شده و در قسمت بالایی این واحد، لایه نازک ماسه‌سنگی به ضخامت ۰/۹ متر می‌باشد. بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوسف (افتخارنژاد، ۱۳۶۵) و مطالعات حلمی (۱۳۷۲) این واحد به کرتاسه‌پسین نسبت داده می‌شود.

واحد B: این بخش دربرگیرنده ۱۱۱ متر است که شامل توالی لایه نازک کنگلومرایی، طبقات آهک ماسه‌ای و آهک توده‌ای خاکستری رنگ می‌باشد. این طبقات دارای لایه‌بندی متوسط تا ضخیم لایه است (شکل ۲).

واحدهای مورد مطالعه از نظر فونای روزن‌داران ضعیف می‌باشند با این حال در این واحد روزن‌داران *Mississippina* sp.، *Mississippina binkhorsti*، *Rotorbinella detrecta*، *Rotalia* sp. و *Kathina* sp. و جلبک‌های *Clypeina elliotti*، *Clypeina* cf. *lucana*؛ *Clypeina* aff. *Dragastani*، *Cymopolia edwarsi*؛ *Cymopolia* cf. *frugifera*، *Cymopolia* cf. *mayaense*؛ *Cymopolia drobneae*، *Cymopolia satyavanti*؛ *Orioporella villattai*، *Ovulites* cf. *Arabica* و *Broeckella*? sp از این واحد گزارش می شود (شکل ۳). سن این واحد با توجه به روزن‌داران مشاهده شده در رسوبات (بر اساس منابعی چون Loeblich & Tappan (1988) و Hottinger & Bassi (2014)) و جلبک‌هایی از جمله *Clypeina* cf. *lucana*، *Clypeina elliotti*، *Cymopolia drobneae* پالئوسن می‌باشد. براین اساس طبقات دربردارنده این جلبک‌ها در ناحیه نیز به پالئوسن تعلق دارند.

واحد C: این بخش شامل ۱۴۴/۵ متر آهک خاکستری رنگ است که این آهک از نوع آهک مارنی، آهک ضخیم لایه و آهک توده‌ای است که در آهک‌های توده‌ای آن بر اثر هوازدگی ساختارهای لانه زنبوری ایجاد شده است. در واحد C روزن‌داران *Mississippina binkhorsti*، *Mississippina* sp.، *Rotorbinella detrecta*، *Rotalia* sp. و *Kathina* sp. و جلبک‌های *Clypeina occidentalis*، *Clypeina haglani*، *Clypeina elliotti*، *Clypeina* cf. *lucana*، *Clypeina* aff. *Dragastani*، *Cymopolia edwarsi*، *Cymopolia* cf.

mayaense؛ *Cymopolia satyavanti*، *Dissocladella* aff. *Longijangensis*، *Orioporella villattai*، *Ovulites* cf. *Arabica* و *Broeckella* sp.? شناسایی شده‌اند.

سن این واحد با توجه به روزن‌داران مشاهده شده و جلبک‌هایی از جمله *Clypeina elliotti*، *Cymopolia edwarsi*، *Cymopolia satyavanti*، *Dissocladella* aff. *Longijangensis* و *Broeckella* sp.? پالئوسن پسین است (شکل ۳).

واحد D: از ۳۴ متر آهک مارنی و لایه‌های نازک کنگلومرای آهکی تشکیل شده است. مقاطع تهیه شده از این بخش فاقد هرگونه فسیل بود و صرفاً براساس قرارگیری می‌توان آن را به پالئوسن پسین؟ نسبت داد.

سیستماتیک جلبک‌های شناسایی شده در رسوبات پالئوسن غرب بیرجند:

Phylum Chlorophyta
Class Dasycladophyceae Hoek *et al.*, 1995
Order Dasycladales Pascher, 1931
Family Polyphysaceae (Kützing, 1841)
Tribe Clypeineae (Elliott, 1968)
Genus *Clypeina* (Michelin, 1845)
***Clypeina occidentalis* (Johnson & Kaska)**
Pl. 1, Figs. 4-6

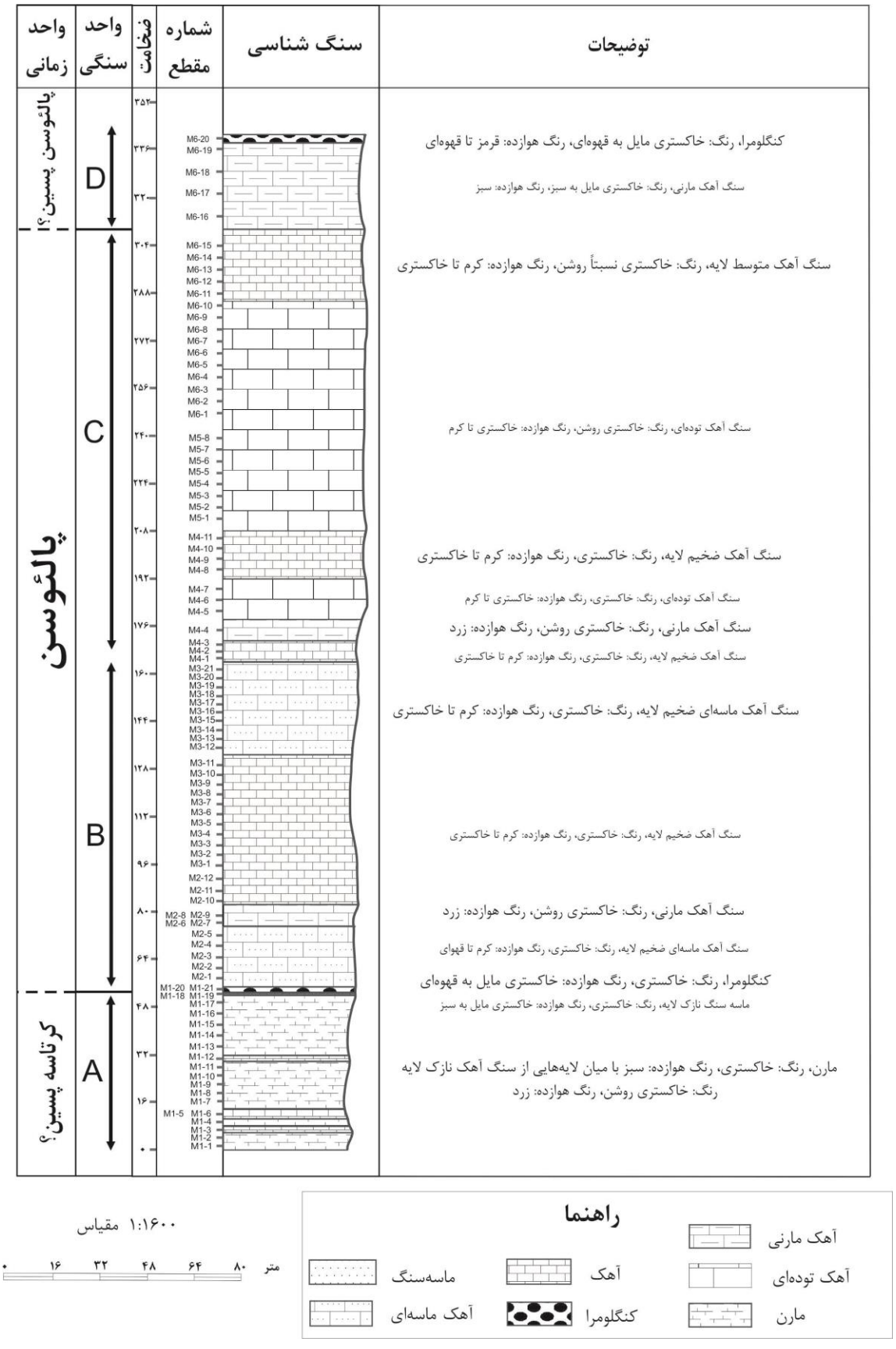
1965 *Acroporella occidentalis* n. sp.; Johnson & Kaska, p. 78, pl. 7, figs. 1-2.
1976 *Acroporella occidentalis* Johnson & Kaska; Segonzac, p. 128-130, pl. 2, fig. 5 (France Thanetian).
1990 *Clypeina occidentalis* (Johnson & Kaska); Radoičić n. comb., p. 98-100, textfigs. 1-2; pl. 4, figs. 1-9 (Iraq: Paleocene).
1993 *Clypeina occidentalis* (Johnson & Kaska); Kuss & Herbig in Barattolo *et al.*, p. 270, pl. 3, figs. 5-15.
2013 *Clypeina occidentalis* (Johnson & Kaska); Granier & Radoičić in Granier *et al.*, p. 283, pl. 1, figs. a-f; pl. 2, figs. f-l; pl. 3, figs. a-j; pl. 4, figs. a-c; pl. 8, fig. d.

نمونه: تعدادی از نمونه‌های این گونه در مقاطع M4-6؛ M4-5 و M3-14 دیده می‌شود (شکل ۳).

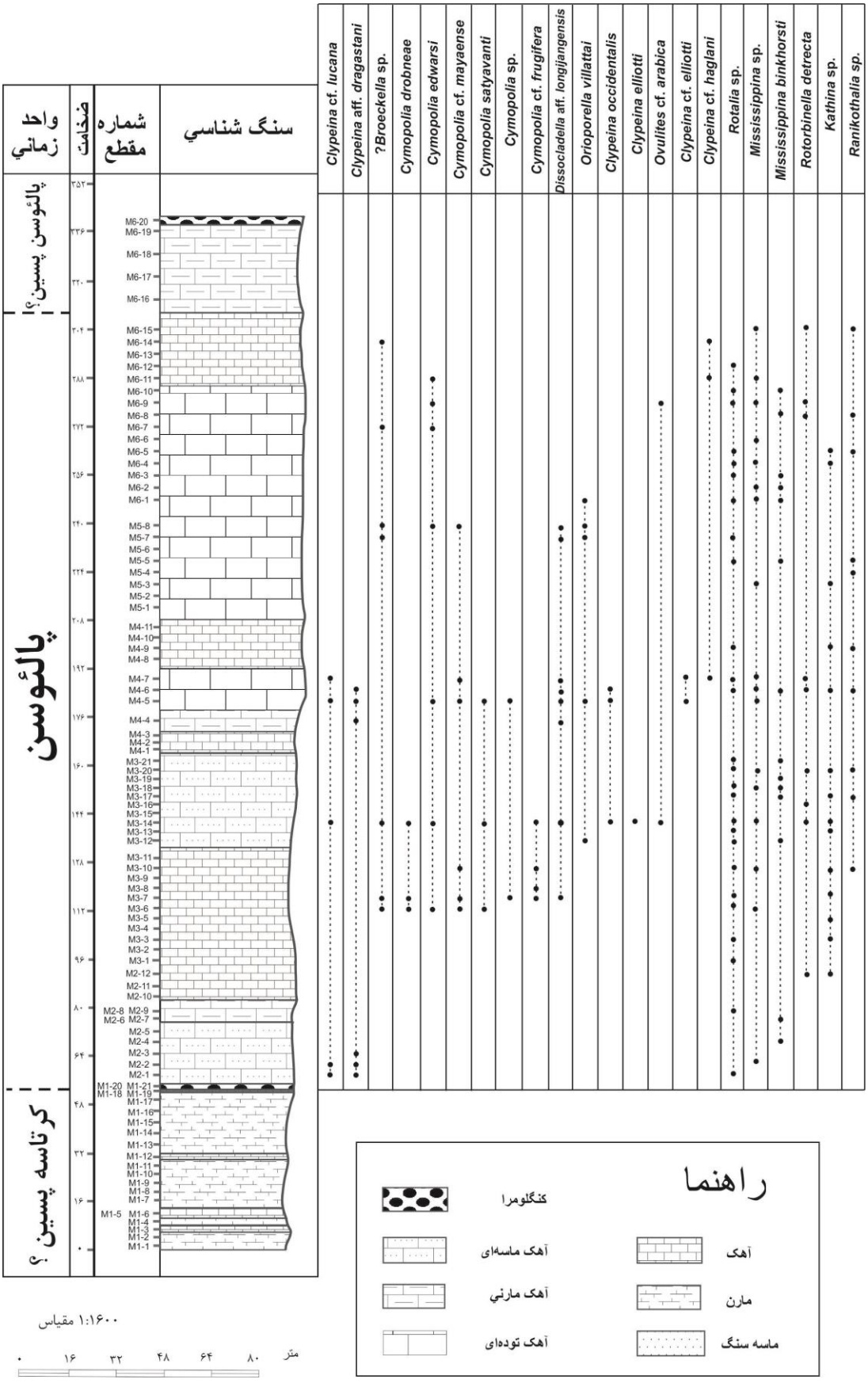
توصیف: تالوس استوانه‌ای و در سطح مقطع دایره‌ای شکل است. در محل ورتیسل‌ها[1] کمی قطورتر است و این جلبک دارای حالت موجی خارجی یا آندولیشن[2] می‌باشد (Pl. 1, Fig. 5). قطر خارجی آن از ۰/۵۲ تا ۰/۸۳ میلی‌متر و قطر داخلی آن بین ۰/۲۷ تا ۰/۴۵ میلی‌متر است. در بعضی از مقاطع بر روی حاشیه خارجی و داخلی یک لایه میکرایتی نازک مشاهده می‌شود. شاخه‌ها به سمت خارج متورم و دمبلی[3] است (Pl. 1, Fig. 4). قطر شاخه‌ها در بخش پروکسیمال تا دیستال بین ۰/۰۲ تا ۰/۰۹ میلی‌متر متغیر است و در برش مایل (Pl. 1, Fig. 5) شاخه‌ها با زاویه‌ای بین ۵۰ تا ۶۰ درجه نسبت به محور ساقه قرار گرفته‌اند. تعداد آن‌ها تقریباً بین ۱۸ تا ۲۲ عدد در هر ورتیسل می‌باشد. دیواره کلسیتی بین شاخه‌ها در نمونه‌های جنوب غرب بیرجند کمی نازکتر از نمونه‌های معرفی شده الگو (تایپ) است.

محدوده سنی: این نمونه از ائوسن زیرین گواتمالا (Johnson & Kaska, 1965)، پالئوسن بالایی (Thanetian) فرانسه (Segonzac, 1976)، پالئوسن بالایی عراق (Radoičić 1990) و پالئوسن بالایی مصر و مراکش (Kuss & Herbig, 1993) یافت شده و بر اساس این تشابه سنی و همچنین روزن‌داران همراه چون *Kathina* sp.؛ *Mississippina binkhorsti*؛ *Rotorbinella detrecta* و *Mississippina* sp. سنگ‌های دربردارنده این جلبک سن پالئوسن دارند.

1- Verticil
2- Undulation
3- Vesiculiferous



شکل ۲: ستون چینه‌شناسی رسوبات پالئوسن در غرب بیرجند (برش گرونگ)



شکل ۳: پراکندگی فسیل‌های جلبک و روزن‌داران در کنار ستون چینه‌شناسی رسوبات پالئوسن در غرب بیرجند (برش گرونگ)

***Clypeina* cf. *haglani* Radoičić, 1990**
Pl. 4, Figs. 9-10

1990. *Clypeina haglani* n. sp.; Radoičić, p. 93-94, pl. 3, figs. 1-5.

نمونه: این نمونه در بخش میانی و بالایی رسوبات و در مقاطع M6-14 ؛ M6-11 و M4-7 مشاهده گردیده است (شکل ۳).

توصیف: برش عرضی تالوس در این جلبک دایروی است. شاخه‌ها دمبلی شکل در ابتدا با یک وستیبول کوتاه و با قطر کم به ساقه متصل می‌شوند. شاخه‌ها در انتها قطور شده و توسط یک لایه کلسیتی نازک پوشیده شده (Pl. 4, Fig. 9) و بعضی دیگر فاقد پوشش بوده و به محیط بیرون باز می‌شوند. فضای بین شاخه‌ها کلسیتی شده است. قطر شاخه‌ها در بخش دیستال بین ۰/۰۶۵ تا ۰/۱ میلی‌متر است. تعداد شاخه‌ها در هر ورتیسل بین ۱۶ تا ۱۹ عدد متغیر است. قطر داخلی این جلبک ۰/۳۹ تا ۰/۴۶ میلی‌متر و قطر خارجی آن ۰/۸۸ تا ۰/۹ میلی‌متر است. تفاوت نمونه معرفی شده در این مقاله و نمونه الگو معرفی شده از عراق عمدتاً به شکل شاخه‌ها مربوط می‌باشد به طوری که در نمونه الگو، شاخه‌ها لوله‌ای شکل[4] است ولی در نمونه شرق ایران شاخه‌ها دمبلی هستند. بر این اساس انتساب دقیق آن با گونه فوق انجام نگردید. تفاوت خاص دیگری بین نمونه مطالعه شده با گونه تایپ وجود ندارد.

محدوده سنی: این گونه جلبک از پالئوسن عراق گزارش شده و می‌توان با توجه به روزن‌داران همراه این جلبک سن پالئوسن را برای رسوبات حاوی این جلبک در نظر گرفت.

***Clypeina elliotti* Beckmann & Beckmann, 1966**
Pl. 4, Fig. 4

1966 *Clypeina elliotti* n. sp.; Beckmann & Beckmann, p. 37, pl. 11, figs. 155-159.
1971 *Clypeina elliotti* Beckmann & Beckmann; Segonzac, pl.2, fig. 8, pl. 3, fig. 11.
1978 *Hamulusella sedalanensis* n. gen. n. sp.; Elliott, p. 687-688, pl. 3, figs. 1-4 nom nod.
1991 *Clypeina elliotti* Beckmann & Beckmann; Deloffre *et al.*, p. 530, pl. 3, figs. 1-5.
1991 *Clypeina elliotti* Beckmann & Beckmann; Radoičić, p. 60-61, pl. 4, figs. 1-14.

نمونه: این نمونه در مقطع M3-14 مشاهده شده است (شکل ۳).

توصیف: ساقه سیلندری شکل و دارای آنولیشن خارجی ضعیف است. کلسیتی شدن در اطراف بخش پایینی شاخه‌ها و ورتیسل‌ها باعث افزایش جزئی قطر خارجی گیاه شده است، اما در فضای بین ورتیسل‌ها ضخامت کلسیت نازک و بسیار ضعیف حدود ۰/۰۵۵ تا ۰/۰۵ میلی‌متر است. عمده ورتیسل‌ها به صورت جدا و فاصله بین آن‌ها ۰/۳۲ میلی‌متر است.

مقایسه: این گونه در ابتدا از پالئوسن کوبا توسط Beckmann & Beckmann (1966) شناسایی شده است که دارای ورتیسل‌های کاسه مانند با ۹ تا ۱۱ شاخه می‌باشد. مقاطع به شدت کلسیتی شده این ورتیسل‌ها، بیش از هشت عدد شاخه را در یک حلقه نشان می‌دهند و اطلاعات کافی را می‌توان از ورتیسل‌ها به دست آورد. همچنین این جنس از آهک‌های تانسین از کوه‌های پیرنه توسط Segonzac (1971) تشخیص داده شده که تعداد شاخه‌ها در هر ورتیسل ۱۲ تا ۲۰ شرح داده شده است.

نمونه‌ای مشابه با *Clypeina elliotti* توسط Elliott (1978) از پالئوسن عراق توصیف گردید که دارای تشابهات ویژه‌ای با این جنس می‌باشد ولی آن را *Hamulusella sedalanensis* معرفی نمود. با توجه به یکسان بودن جنس و گونه معرفی شده توسط Elliott (1978) و قانون هم‌معنایی که در I.R.C.Z.N وجود دارد *Hamulusella sedalanensis* معتبر نیست و رد می‌شود. در این نمونه‌ها بخش پایینی قلاب‌مانند شاخه‌ها که در ارتباط با محور اصلی است، به خوبی دیده می‌شود هر چند این داده‌ها برای جنس *Clypeina* معتبر نیست.

4- Tabular

محدوده سنی: این جلبک از رسوبات پالئوسن از نقاط مختلف دنیا گزارش شده است و گاهی ممکن است در ائوسن زیرین هم مشاهده گردد (Deloffre & Granier, 1992)، اما با توجه به همراهی با روزن‌دارانی چون *Mississippina binkhorsti*؛ *Rotorbinella detrecta*؛ *Kathina* sp. و *Mississippina* sp. این نمونه در این ناحیه از پالئوسن گزارش می‌شود.

***Clypeina* cf. *elliotti* Beckmann & Beckmann, 1966**
Pl. 4, Figs. 5-8

نمونه: این نمونه در مقاطع M4-7 و M4-5 مشاهده شده است (شکل ۳).

توصیف: ساقه سیلندری شکل و دارای آنولیشن خارجی است که در محل ورتیسل‌ها دیده می‌شود و روی شاخه‌ها تا بخش دیستال کلسیتی شده است. در فضای بین ورتیسل‌ها ضخامت کلسیت حدود ۰/۱۸ تا ۰/۳ میلی‌متر است. ورتیسل‌ها به صورت جدا ولی شاخه انشعاب یافته تا بخش پایینی ورتیسل بعدی ادامه دارد. فاصله بین شاخه‌ها ۰/۲ تا ۰/۳ میلی‌متر است. تعداد شاخه‌ها در هر ورتیسل تقریباً ثابت و عموماً ۱۲ تا ۱۵ است. شاخه‌ها به شکل میله‌ای تا پیری‌فورم[5] و در بخش دیستال افزایش قطر کمی دارند. با توجه به وجود شاخه‌ها که تا بخش دیستال کلسیتی شده ولی این خصوصیت در نمونه الگو جلبک *Clypenia elliotti* دیده نمی‌شود تعلق این تاکسون به گونه مورد نظر با دقت انجام نشده است.

***Clypeina* aff. *dragastani* Dieni & Radoičić 1999**
Pl. 4, Figs. 1-3

1999. *Clypeina dragastani* n. sp.; Dieni & Radoičić, p. 109, fig. 7, pl. 1, figs. 1-12; pl. 2, figs. 1-14; pl. 6, figs. 10-11.

نمونه: تعدادی از فسیل‌های این جلبک در بخش‌های پایینی و میانی رسوبات پالئوسن ناحیه، در مقاطع M2-1؛ M2-2؛ M2-3؛ M4-4؛ M4-5 و M4-6 دیده می‌شود (شکل ۳).

توصیف: تالوس این جلبک استوانه‌ای شکل با سطح مقطع دایروی و آنولیشن ضعیف است. قطر خارجی آن بین ۰/۷ تا ۱ میلی‌متر و قطر داخلی آن بین ۰/۵۵ تا ۰/۷۳ میلی‌متر است. تعداد شاخه‌ها در هر حلقه تقریباً ۱۸ تا ۲۲ است. شاخه‌ها در مقاطع مختلف از Vesicular تا Phloiophorous است (بالن تا کروی شکل). در ابتدا نازک بوده و قطر آن در بخش پروکسیمال بین ۰/۰۳ تا ۰/۰۵ میلی‌متر است. کلسیت بخش پروکسیمال تا میانی شاخه را پوشانده، اما بخش دیستال یا انتهایی شاخه‌ها کلسیتی نشده است و به همین علت نمی‌توان طول و شکل شاخه را با دقت مشخص نمود. به دلیل این که نمونه الگو از کرتاسه گزارش شده و شکل شاخه نیز دقیقاً مشخص نیست، به *Clypeina* aff. *dragastanii* نسبت داده شد.

محدوده سنی: باتوجه به روزن‌داران همراه و دیگر جلبک‌هایی که سن پالئوسن دارند برای این نمونه نیز می‌توان همین سن را در نظر گرفت.

***Clypeina* cf. *lucana* Barattolo & Romano 2002**
Pl. 4, Figs. 11-12

1978 *Praturlonella salernitana* n. gen., n. sp.; Barattolo, p. 2-3, 11-25, pl. 1-19, Text figs. 13-16.
1979 *Praturlonella salernitana* Barattolo; Chiocchini *et al.*, pl. 2, figs. 2, 9?, 11-12.
2002 *Clypeina lucana* n. sp. (Barattolo); Barattolo & Romano, p. 53-54, text fig. 10; pl. 2, figs. 9-12; pl. 3, figs. 1-11; pl. 4, figs. 1-7; pl, 5, figs. 1-12; pl. 6, figs. 1-12; pl. 9, figs. 1-2.
2012 *Clypeina lucana* (Barattolo) Barattolo & Romano; Sokač *et al.*, p. 166, pl. 4, figs. 1, 2b, 3-4, 5b, 6-10, pl. 5, figs, 1-10.

نمونه: این نمونه در مقاطع M2-1؛ M2-2؛ M3-14؛ M4-5 و M4-7 دیده می‌شود (شکل ۳).

5- Pyriform

توصیف: تالوس این جلبک به نظر سیلندری شکل و دارای آنولیشن ضعیف خارجی است. در این جنس شدت کلسیتی شدن شاخه‌ها خوب و قابل توجه است، اما بین نمونه‌ها متغیر بوده که بستگی به فاصله بین حلقه‌ها و نزدیک بودن شاخه‌ها نسبت به یکدیگر در یک ورتیسل دارد. با توجه به توضیحات مؤلف معرفی کننده این تاکسا ائوسپوندیل است و این خصوصیت را می‌توان در Pl. 4, Fig.12 مشاهده نمود. شاخه‌های Phloiophorous در داخل یک حلقه متنوع هستند که به سمت بدنه گیاه (تالوس) تمایل دارند (Pl. 4, Fig. 11) و در برش مایل به صورت گروهی (دسته‌ای) و در برش عرضی به شکل ردیف‌هایی از منافذ دایره‌ای دیده می‌شوند. تعداد شاخه‌ها در یک حلقه به مرحله رشد تالوس بستگی دارد و بین ۱۴ تا ۲۲ عدد متغیر است. شاخه‌ها نسبت به محور اصلی زاویه کمی دارند و با شیب زیادی به طرف بالا رشد نمودند. تعداد کمتری از شاخه‌ها در مراحل اولیه رشد افزایش قطر می‌یابد. در مرحله بلوغ هر شاخه به سوی ساقه متمایل و دارای بخش دیستال پهن است. در مدل بازسازی Barattolo (1978) مجموعه شاخه‌ها به صورت یک کاسه کم عمق نشان داده شده است. محل انشعاب شاخه‌ها بر روی ساقه و ارتباط متقابل آن‌ها در بخش پروکسیمال به طور کامل مشخص نیست، در نتیجه تفسیر ائوسپوندیل در این نمونه سؤال برانگیز است.

محدوده سنی: این جنس توسط Barattolo (1978) از کربنات‌های کم عمق پالئوسن جنوب ایتالیا یافت شده است و سپس به نام *Clypeina lucana* معرفی شد. لذا بر اساس دامنه سنی معرفی شده، روزن‌داران همراه از جمله *Mississippina* sp. و *Kathina* sp. سن این گونه در ناحیه مورد مطالعه به پالئوسن منتسب می‌شود.

Family: Dasycladaceae Kützing, 1843
Tribe: Dasycladeae Pia, 1920
Sub-Tribe: Cymopoliinae (Pia, 1931)

Genus: *Cymopolia* Lamouroux, 1816
***Cymopolia* cf. *frugifera* Segonzac, 1976**
Pl. 1, Figs. 1-3
1976 *Cymopolia frugifera*. n. sp.; Segonzac, p. 123-125, pl. 3, fig10.

نمونه: این نمونه در مقاطع بخش میانی M3-7؛ M3-8؛ M3-10 و M3-14 دیده می‌شود (شکل ۳).

توصیف: جلبکی با تالوس درختچه‌ای و بندبند است. بندها تقریباً بشکه‌ای به طوری که در دو رأس و بخش میانی، دارای قطر متفاوتی هستند. بندها در برش عرضی دایره‌ای شکل هستند. قطر داخلی آن بین ۰/۴۵ تا ۰/۷ میلی‌متر و قطر خارجی آن بین ۰/۹ تا ۱/۳۵ میلی‌متر است. سطح داخلی و خارجی این جلبک منظم و دارای آندولیشن ضعیف است. شاخه‌های اولیه به سمت بالا تمایل دارند و با زاویه‌ای بین ۳۵ تا ۵۰ درجه نسبت به محور اصلی ساقه قرار دارند. قطر این شاخه‌ها بین ۰/۰۳ تا ۰/۰۶ میلی‌متر است. تعداد این شاخه‌ها در هر حلقه یا ورتیسل بین ۲۸ تا ۳۲ عدد و از نوع استوانه‌ای با انتهایی متورم[6] است. شاخه‌های اولیه پس از طی نیمی از پوشش کلسیتی تقسیم شده‌اند و شاخه‌های ثانویه را به وجود می‌آورند به طوری که محل اتصال این دو شاخه به خوبی کلسیتی نمی‌شود و گاهی به صورت دو لایه جداگانه دیده می‌شود. این شاخه‌ها با زاویه حاده نسبت به یکدیگر قرار گرفته و به تعداد چهار تا پنج عدد بر روی یک شاخه اولیه قرار دارند و به سمت بیرون باز شده‌اند. قطر این شاخه‌ها بین ۰/۰۳ تا ۰/۰۴ میلی‌متر است. اندام زایا در این جلبک از نوع کریستوسپور است و هاگدان آن بیضوی تا دایروی و قطر آن بین ۰/۰۷ تا ۰/۱ میلی‌متر می‌باشد. با توجه به وجود دو هاگدان کریستوسپور در حلقه‌های دوم سمت چپ (پیکان در Pl. 1, Fig. 3) این جنس را می‌توان به *Cyompolia* cf. *frugifera* Segonzac, 1976 نسبت داد که این خصوصیت در این جنس توسط Segonzac (1976) نیز به تصویر در آمده

6- phloiophorous

است. خصوصیات نمونه‌های تصویر شده در Pl. 1, Figs. 1-3 گرچه شبیه به *Cymopolia barattoli* است، اما با وجود ۲ هاگدان و تطبیق نداشتن سن، آن را به *Cymopolia* cf. *frugifera* نسبت داده‌ایم.

محدوده سنی: گونه *Cymopolia frugifera* از اشکوب تانسین پالئوسن گزارش شده است و همراهی بعضی از روزن‌داران از جمله *Rotorbinella detrecta* و *Mississippina* sp. در مقاطع، سن پالئوسن برای این جلبک و لایه‌های حاوی آن در نظر گرفته شد.

***Cymopolia edwarsi* L. & J. Morellet, 1939**
Pl. 1, Figs. 7-9

1939 *Cymopolia edwarsi* n. sp.; L. & J. Morellet, p. 33-34, pl. 5, fig. 1
1968 *Cymopolia edwarsi* L. & J. Morellet; Segonzac, p. 7, pl. 1, fig. 6
1978 *Cymopolia edwarsi* L. & J. Morellet; Deloffre & Radoičić, p. 70, pl. 5, figs. 5-8, pl. 6, figs. 1-8, pl. 7, figs. 1-2.

نمونه: این نمونه در مقاطع نازک M3-6؛ M3-14؛ M4-5؛ M5-8؛ M6-7؛ M6-9 و M6-11 در رسوبات بخش میانی و بالایی حضور دارد (شکل ۳).

توصیف: با توجه به برش مایلی که از بندها به دست آمده به نظر بندها استوانه‌ای شکل است. سطح داخلی و خارجی آن اندکی موجی شکل تا کاملاً صاف است. قطر بزرگ آن بین ۰/۸ تا ۱/۳ میلی‌متر و قطر کوچک آن بین۰/۴ تا ۰/۵۵ میلی‌متر است. دارای شاخه‌های اولیه و ثانویه می‌باشد. شاخه‌های درجه یک در این گونه نسبت به گونه‌های دیگر همین جنس کمی بلندتر است و این شاخه‌ها در بخش پایینی به سمت پایین، در بخش میانی به صورت عمود و در بخش بالایی به سمت بالا تمایل دارد به طوری که زاویه آن‌ها در بخش بالایی بند بین ۴۵ تا ۵۵ درجه است. شاخه‌های اولیه دمبلی و قطر آن‌ها بین ۰/۰۳ تا ۰/۰۶ میلی‌متر است. اندام زایا به صورت کره‌های کوچکی در رأس شاخه درجه یک قرار دارد (Pl. 1, Fig.7) و از نوع کریستوسپور است. در اطراف گامتوسپور تعداد ۴ تا ۶ عدد شاخه ثانویه قرار دارد که به صورت یک دسته دیده می‌شود (Pl. 1, Figs 7, 9). این شاخه‌ها از نوع Phloiophorous است. قطر این شاخه‌ها حدود ۰/۰۲۵ تا ۰/۰۵۵ میلی‌متر است. در برش‌های مایل منافذ در سطح جلبک دارای آرایش نامنظمی هستند. فضای بین شاخه‌ها کلسیتی شده به طوری که ضخامت آن از قطر شاخه‌ها کمتر است.

محدوده سنی: این جلبک از رسوبات پالئوسن اسلونیا (Deloffre & Radoičić, 1978) معرفی شد، اما دامنه سنی آن تا انتهای ائوسن گزارش شده است (Deloffre & Granier, 1992). در ناحیه مورد مطالعه نیز در بخش میانی و بالایی رسوبات پالئوسن یافت شده است.

***Cymopolia* cf. *mayaense* Johnson & Kaska, 1965**
Pl. 1, Figs. 10-11; Pl. 3, Fig. 6

1965 *Cymopolia mayaense* n. sp.; Johnson & Kaska, p. 83, pl.18, figs.1-4.
1978 *Cymopolia mayaense* Johnson & Kaska; Deloffre & Radoičić, p. 71, pl. 7, figs. 3-4.
1991 *Cymopolia mayaense* Johnson & Kaska; Deloffre *et al.*, p. 528-529, pl. 3, fig. 13.
2013 *Cymopolia mayaense* Johnson & Kaska; Granier *et al.*, p. 283.pl. 3, figs. 1-4.

نمونه: این نمونه در مقاطع M3-6؛ M3-7؛ M3-10؛ M4-5؛ M4-7 و M5-8 دیده شده است. پراکندگی این نمونه در بخش‌های میانی برش مورد مطالعه است (شکل ۳).

توصیف: این جنس دارای تالوس درختچه‌ای شکل و مجموعه‌ای از بندهای استوانه‌ای است که در برش عرضی، بندها دارای مقطع دایره‌ای هستند. قطر بزرگ جلبک بین ۰/۶۵ تا ۰/۸۸ میلی‌متر و قطر کوچک آن بین ۰/۳ تا ۰/۴۶ میلی‌متر و دارای شاخه‌های اولیه و ثانویه است. شاخه‌های اولیه کوتاه و به شکل Phloiophorous با زاویه‌ای قائم نسبت به محور اصلی ساقه قرار گرفته‌اند. قطر این شاخه‌ها

در بخش پروکسیمال بین ۰/۰۲ تا ۰/۰۳ میلی‌متر متغیر است و به صورت ائوسپوندیل در اطراف ساقه قرار گرفته و شاخه‌ها در ورتیسل‌های مجاور یک در میان هستند (Pl. 3, Fig. 6). فاصله بین شاخه‌ها ۰/۱۳ میلی‌متر است. شاخه‌های ثانویه به صورت دسته[7] به همراه گامتانژیا در رأس شاخه سری اول قرار دارند. تعداد شاخه‌های ثانویه بین چهار تا پنج عدد است که در بخش پایینی جلبک دیده می‌شوند (Pl. 3, Fig. 6). قطر شاخه‌های ثانویه حدود ۰/۰۱۶ تا ۰/۰۲ میلی‌متر است که به سمت بیرون افزایش قطر یافته و گاهی قطر آن دو برابر بخش پروکسیمال است (Pl. 1, Fig. 11). و از نوع Phloiophorous هستند. فضای بین شاخه‌ها کلسیتی شده به طوری که قطر آن از قطر شاخه‌ها بیشتر است.

محدوده سنی: ابتدا این جلبک از ائوسن گواتمالا گزارش و معرفی شد ولی محققین دیگر عمدتاً آن را از پالئوسن گزارش نمودند که در لیست همنامی آورده شده است. جدول پراکندگی زمانی تهیه شده توسط Deloffre & Granier (1992) دامنه سنی آن را به پالئوسن نسبت می‌دهد. بنابراین با توجه به روزن‌داران ذکر شده و پراکندگی آن در نقاط مختلف گزارش شده، جلبک *Cymopolia* cf. *mayaense* در ناحیه غرب بیرجند به پالئوسن تعلق دارد.

Cymopolia drobneae Radoičić 1998a

Pl. 2, Figs. 1-3

1998a *Cymopolia drobneae* n. sp.; Radoičić, p. 109, pl. 3, figs. 1-6.

نمونه: این نمونه در مقاطع بخش میانی رسوبات و در مقاطع M3-6؛ M3-7 و M3-14 یافت شده است (شکل ۳).

توصیف: برش‌های موجود از این جلبک به صورت عرضی تا مایل در مقاطع دیده می‌شود که گویای بندهای مجزای استوانه‌ای شکل تا بشکه مانند این جنس است. قطر بزرگ آن ۰/۹ تا ۱/۲۶ میلی‌متر و قطر کوچک آن ۰/۴۸ تا ۰/۵۵ میلی‌متر می‌باشد. دارای شاخه‌های اولیه سیلندری و نسبتاً باریک از نوع Acrophor است و تقریباً پس از طی نیمی از بخش آهکی به شاخه‌های ثانویه تبدیل شده است که در برش‌های موجود حداکثر دو عدد از آن‌ها دیده می‌شود. زاویه بین این شاخه‌ها حاده و به شکل Vesicular می‌باشد. طول این شاخه‌ها نسبتاً کوتاه‌تر از شاخه‌های اولیه است. قطر شاخه‌های اولیه ۰/۰۳ تا ۰/۰۴ میلی‌متر و قطر شاخه‌های ثانویه حدود ۰/۰۳ تا ۰/۰۵ میلی‌متر می‌باشد که در بخش دیستال افزایش قطر داشته و Vesicular تا Clavlate هستند. این گونه هر چند شبیه به *Cymopolia mayaense* است، اما شاخه‌های اولیه طویل‌تر و شاخه‌های ثانویه در انتها قطر بیشتری داشته و Vesicular هستند که این خصوصیت در Pl. 2, Fig. 2 به خوبی دیده می‌شود.

محدوده سنی: این تاکسون در ابتدا از پالئوسن پیشین اسلونیا گزارش شده و سپس Deloffre & Granier (1992) نیز از اوایل پالئوسن گزارش نمودند. با توجه به وجود روزن‌داران *Mississippina* sp. و *Rotorbinella detrectea* در مقاطع که شاخص پالئوسن هستند، همین سن برای این جلبک در نظر گرفته می‌شود.

Cymopolia satyavanti (Pia) Radoičić 1998b

Pl. 2, Figs. 4-5

1936 *Indopolia satyavanti* n gen., n. sp.; Pia in Rao & Pia, p. 20-23, pl. 1, fig. 5-13; pl. 2, fig. 4.

1968 *Indopolia satyavanti* Pia; Elliott, P. 52-53, pl. 12, fig. 2.

1998b. *Cymopolia satyavanti* (Pia) Radoičić n. comb, p. 349-350,, pl. 1, figs. 1-7.

2004. *Cymopolia satyavanti* (Pia) Radoičić; Radoičić, p. 31, pl. 1, fig. 12.

نمونه: این نمونه در مقاطع M3-6؛ M3-14 و M4-5 دیده می‌شود (شکل ۳).

7- tuft

توصیف: تالوس در این جلبک استوانه‌ای شکل و بعضی از نمونه‌ها دارای آندولیشن ضعیف داخلی است. Pl. 2, Fig. 4؛ پیکان ۱، که ظاهراً در اثر کلسیتی نشدن کامل اطراف بعضی از شاخه‌های اولیه است. قطر داخلی آن بین ۰/۲۵ تا ۰/۳۵ میلی‌متر و قطر خارجی آن بین ۰/۶۳ تا ۰/۶۵ میلی‌متر می‌باشد. این جلبک دارای شاخه‌های اولیه و ثانویه بوده به طوری که شاخه‌های اولیه کوتاه و از نوع Phloiophor و دارای قطر ۰/۰۲۵ تا ۰/۰۳۵ میلی‌متر است (Pl. 2, Fig. 5). این شاخه‌ها با زاویه‌ای بین ۳۵ تا ۵۵ درجه نسبت به محور اصلی از ساقه جدا شده ولی شاخه‌های ثانویه به صورت تقریباً عمود نسبت به سطح خارجی جلبک قرار گرفته‌اند (Pl. 2, Fig. 4؛ پیکان ۲). فاصله بین این شاخه‌ها حدود ۰/۱ تا ۰/۱۸ میلی‌متر است. شاخه‌های ثانویه طولانی‌تر از شاخه‌های اولیه و دارای قطر ۰/۰۳ تا ۰/۰۴ میلی‌متر بوده و از نوع Phloiophorous است. اندام زایا به صورت گرهک‌های بیضوی تا دایره‌ای در انتهای شاخه‌های سری اول قرار دارد و قطر آن حدود ۰/۰۷ تا ۰/۱ میلی‌متر است. شاخه‌های سری دوم از قاعده هاگدان جدا و در اطراف آن قرار می‌گیرند. این نمونه در مقایسه با ابعاد داده شده از نمونه الگو، دارای قطر کمتری است.

محدوده سنی: این فسیل در ابتدا توسط Pia (1936) از دانین هند تحت عنوان *Indopolia satyavanti* معرفی شد که با توجه به خصوصیاتش توسط Radoičić (1998b) به جنس *Cymopolia satyavanti* تغییر یافت. Elliott (1968) آن را ازرسوبات پالئوسن تا ائوسن زیرین کردستان عراق و پالئوسن بالایی عمان و Deloffre *et al*. (1991) آن را از پالئوسن یونان گزارش نموده است. بر این اساس و روزن‌داران همراه، نمونه‌های معرفی شده از شرق ایران نیز متعلق به پالئوسن می‌باشند.

***Cymopolia* sp.,**
Pl. 3, Figs. 9-10

نمونه: این گونه در مقطع M3-7 و M4-5 دیده می‌شود (شکل ۳).

توصیف: ساقه این جلبک در برش مایل بیضوی شکل و فاقد آنولیشن داخلی و خارجی است. قطر خارجی آن بین ۰/۵۵ تا ۰/۸۳ میلی‌متر و قطر داخلی آن بین ۰/۳ تا ۰/۴ میلی‌متر و نسبت قطر داخلی به قطر خارجی ۰/۴۸ تا ۰/۵۴ درصد است. این جلبک دارای شاخه‌های اولیه و ثانویه می‌باشد. شاخه‌های اولیه با زاویه‌ای بین ۳۰ تا ۴۵ درجه از ساقه جدا شده و در سرتاسر طول خود به سمت بالا متمایل است. فاصله بین شاخه‌های اولیه حدود ۰/۰۹ میلی‌متر است. شاخه‌های ثانویه از نوع Phloiophorous و با زاویه‌ای حاده نسبت به یکدیگر از شاخه اولیه جدا شده و به سمت بالا تمایل دارند. قطر آن‌ها بین ۰/۰۲ تا ۰/۰۵۵ میلی‌متر است. این جلبک سیلندری تا استوانه‌ای و دارای حلقه‌هایی از شاخه‌های نازا و زایا می‌باشد که در نمونه‌های توصیف شده فاقد گامتوسپور و از نوع نازا است.

Family Dasycladaceae Kützing, 1843 orth. mut. Stizenberger, 1860
Tribe Dissoclaoelleae Elliott, 1977
Genus *Dissocladella* Pia, 1936
***Dissocladella* aff. *longijangensis* Mu & Wang, 1985**
Pl. 2, Figs. 6-9; Pl. 3, Figs. 1-2, 5.
1993 *Dissocladella longijangensis* Mu & Wang; Kuss & Herbig in Barattolo *et al.*, p. 274, pl. 4, figs. 9-12.

نمونه: این نمونه در مقاطع M3-7؛ M3-14؛ M4-4؛ M4-5؛ M4-6؛ M4-7؛ M5-7 و M5-8 دیده می‌شود (شکل ۳).

توصیف: در این جلبک، تالوس استوانه‌ای شکل و ضخامت بخش کلسیتی روی تالوس نسبت به قطر کم است. سطح داخلی و خارجی آن منظم است و دارای قطر خارجی ۱/۲ تا ۲/۱ میلی‌متر و قطر داخلی ۰/۹ تا ۱/۷ میلی‌متر می‌باشد. شاخه‌های اولیه به تعداد ۲۴ تا ۲۶ عدد و به فرم ائوسپوندیل در حلقه‌های متوالی به صورت یک در میان بر روی ساقه

قرار گرفته‌اند. این شاخه‌ها از نوع Phloiophorous است. قطر این شاخه‌ها بین ۰/۰۶ تا ۰/۱ میلی‌متر می‌باشد. فاصله بین شاخه‌ها کمتر از قطر آن‌هاست. بر روی شاخه‌های اولیه تعداد ۴-۶ شاخه ثانویه ظاهر می‌شوند (Pl. 2, Fig 6). شاخه‌های ثانویه استوانه‌ای کوتاه بوده و قطر آن‌ها بین ۰/۰۲۵ تا ۰/۰۵ میلی‌متر است (Pl. 2, Figs. 8, 9).

مقایسه: نمونه‌های یافت شده در برش پالئوسن شمال غرب بیرجند قطورتر از نمونه گزارش شده از شمال مصر و مراکش توسط Kuss & Herbig (1993) است. همچنین مهم‌ترین تفاوت این نمونه با سایر نمونه‌های معرفی شده وجود شاخه‌های سری سوم است که به صورت دسته از شاخه سری دوم منشعب شده است و این خصوصیت در بخشی از نمونه‌های سالم دیده می‌شود (Pl. 2, Fig 7). لذا تعلق دقیق آن به گونه مورد نظر انجام نشده است. لازم به ذکر است با توجه به تفاوتی که در این گونه وجود دارد می‌تواند گونه جدیدی باشد.

محدوده سنی: Elliott (1968) گونه‌ای از این جنس را با نام *Dissocladella deserta* از پالئوسن عراق معرفی نموده است. همچنین Kuss & Herbig (1993) گونه *Dissocladella longijangensis* را از پالئوسن میانی مصر و مراکش گزارش کردند. این گونه را می‌توان در رسوبات غرب بیرجند یافت که با توجه به مجموعه جلبک‌های همراه و روزن‌داران *Rotorbinella detrecta*؛ *Mississippina binkhorsti* و *Kathina* sp. که در مقاطع وجود دارند، این تاکسون نیز متعلق به پالئوسن است.

Family Acetabulariaceae (Endlicher) Hauck, 1885
Tribe Acetabularieae Decaisne, 1842
Genus *Orioporella* (Munier-Chalmas, 1877) Morellet & Morellet, 1922
***Orioporella villattai* Segonzac, 1967**
Pl. 3, Figs. 3-4

1977 *Orioporella villattai* Segonzac; Deloffre, *et al.*, p. 55, pl. 5, figs. 3-5.
1993 *Orioporella villattai* Segonzac; Kuss & Herbig in Barattolo *et al.*, p. 261, pl. 4, figs. 1-6.
2008 *Orioporella villattai* Segonzac; Vitale, p. 85, pl. 1, fig. 1; pl. 17, fig. 7.

نمونه: این نمونه در مقاطع M3-12؛ M4-5؛ M5-7؛ M5-8 و M6-1 دیده شده است (شکل ۳).

توصیف: این جلبک از خانواده Acetabulariea و شامل دیسک مرکزی با حفره مرکزی بزرگی است که محل اتصال به ساقه می‌باشد. حاشیه توسط پرده‌های شعاعی سپتا مانند و بدون منفذی به بخش‌های مختلفی تقسیم شده است. قطعات شکسته شده حاشیه این جلبک در مقاطع مورد مطالعه یافت شده و شامل فضاهایی چهارگوش تا گرد شده است. این اتاقک‌ها با قطر ۰/۳ میلی‌متر محل گامت می‌باشد و توسط پرده‌های شعاعی بدون منفذ به ضخامت ۰/۰۴ میلی‌متر تقسیم شده است. این فضاها که محل اسپورهاست از طریق ۲ تا ۴ منفذ کوتاه استوانه‌ای به قطر ۰۲۸/ تا ۰/۰۴ میلی‌متر با محیط خارج در ارتباط‌اند. ابعاد *Orioporella villattai* بسیار مشابه *Orioporella briardi* Morellet & Morellet (1922) است. گرچه اینترسپتاهای واضحی را نشان می‌دهد. *Orioporella malaviae* توسط Pia (1936) از پالئوسن هند توضیح داده شد که بیشتر قطعات آن دایروی است و به همراه *Orioporella villattai* وجود دارد. موضوع سؤال برانگیز داده‌های ضعیفی از *Tibitipora sinensis* است که احتمالاً قابل قیاس با *Orioporella villattai* است. بر اساس مقاله Dieni *et al* (1985) جنس *Tibitporella* هم‌نام و جوان‌تر *Orioporella villattai* است.

محدوده سنی: این تاکسون برای اولین بار از پالئوسن هندوستان و سپس از سایر نقاط گزارش شده است. بنابراین در رسوبات مورد مطالعه نیز با توجه به روزن‌داران و مجموعه جلبک‌های شناسایی شده سن رسوبات پالئوسن است.

Family Dasycladaceae Kützing; 1843 orth. mut. Stizenberger, 1860
Sub family Dasycladoideae Valet, 1969
Genus *Broeckella* Morellet & Morellet, 1922
?*Broeckella* sp.
Pl. 3, Figs. 11-12

نمونه: این نمونه در مقاطع M3-6؛ M3-7؛ M3-14؛ M5-7؛ M5-8؛ M6-7 و M6-14 دیده شده است (شکل ۳).

توصیف: تالوس در این جلبک سبز داسی‌کلاداسه‌آ سیلندری شکل است. این جلبک دارای دو سری شاخه است که شاخه‌های سری اول Phloiophorous و متورم می‌باشند و گاهی کروی نیز دیده می‌شوند. این شاخه‌ها توسط روزنه‌هایی در ارتباط با ساقه می‌باشند و در هر ورتیسل ۲۲ تا ۲۶ شاخه اولیه وجود دارد. این شاخه‌ها با زاویه‌ای بین ۶۰ تا ۷۰ درجه نسبت به محور ساقه قرار گرفته‌اند. بخش کلسیتی بین شاخه‌ها نازک است و فقط به صورت ورقه نازک کلسیتی دیده می‌شود. از شاخه‌های سری اول در برش عرضی ۳ شاخه ثانویه جدا می‌شود که در مجموع انشعابات شاخه‌های ثانویه ۶ تا ۸ عدد است (Pl. 3, Fig. 11) که از نوع Acrophorous هستند. این شاخه‌ها در بخش انتهایی کلسیتی نمی‌شوند و به بیرون راه دارند.

محدوده سنی: این جلبک در پالئوسن حضور داشته است (Deloffre & Granier, 1992). همراهی فسیل‌های همراه نیز در ناحیه، تأیید کننده سن پالئوسن برای این جلبک است (شکل ۳).

Phylum Chlorophyta
Class Bryopsidophyceae Round, 1963
Order Bryopsidales Schaffner, 1922
Suborder Halimedineae Hillis-Colinvaux, 1984
Family Udoteaceae Endlicher, 1843 emend. Agardh, 1887
Genus *Ovulites* Lamarck, 1816
***Ovulites* cf. *arabica* (Pfender, 1938) Massieux, 1966**
Pl. 3, Figs. 7-8
1993*Ovulites.arabica* (Pfender, 1938) Massieux.- Kuss & Herbig in Barattolo *et al.*, p. 277, pl. 5, figs. 10, 13-14.

نمونه: این نمونه در مقاطع M3-14, M6-9 مشاهده شده است (شکل ۳).

توصیف: این نمونه از جلبک‌های سبز اوداتسه‌آ کوچک با تالوس استوانه‌ای شکل است. قطر خارجی آن ۰/۸ تا ۱ میلی‌متر و قطر داخلی آن ۰/۶۵ تا ۰/۹ میلی‌متر می‌باشد. این جلبک فاقد آندولیشن داخلی و خارجی است. پوشش کلسیتی نازکی روی ساقه قرار دارد که تعداد زیادی شاخه در این پوشش کلسیتی است. شاخه‌ها با زاویه قائم نسبت به محور اصلی ساقه قرار گرفته‌اند. قطر این شاخه‌ها ۰/۰۱ تا ۰/۰۲ میلی‌متر است.

محدوده سنی: جلبک *Ovulites delicatula* از کرتاسه خاورمیانه گزارش شده، ولی این جنس در ترشیاری نیز به بقای خود ادامه داده و در رسوبات پالئوسن ناحیه شرق ایران نیز حضور دارد.

نتیجه‌گیری

رسوبات پالئوسن غرب بیرجند هر چند دربرگیرنده توالی‌های کربناته و تخریبی است، اما بخش‌های کربناته آن تنوع بسیار خوبی از جلبک‌ها خصوصاً جلبک‌های سبز داسی‌کلاداسه را نشان می‌دهند که مهم‌ترین نمونه‌های شناسایی شده شامل *Clypeina occidentalis*، *Clypeina elliotti*؛ *Clypeina* aff. *Dragastani*، *Clypeina* cf. *haglani*، *Clypeina* cf. *lucana*، *Clypeina* cf. *frugifera*، *Cymopolia edwarsi*، *Cymopolia drobneae*، *Cymopolia* cf. *mayaense*، *Cymopolia* sp.، *Cymopolia satyavanti*، *Dissocladella* aff. *Longijangensis*، ?*Broeckella* sp.، *Orioporella villattai* و *Ovulites* cf. *Arabica* است و مجموعه این جلبک‌ها گویای شرایط مناسب زیستی مناسب از جمله عمق کم، شرایط نورانی و ورود مواد تخریبی کم برای این قسمت حوضه در زمان رسوب‌گذاری

کربنات‌های دربردارنده جلبک‌هاست. تنوع جلبک‌ها به همراه دامنه سنی آن‌ها عمدتاً گویای سن پالئوسن این رسوبات است که همراهی فسیل‌های روزن‌داران مانند *Mississippina binkhorsti*، *Mississippina* sp.، *Rotorbinella detrecta*، *Rotalia* sp. و *Kathina* sp. تأیید کننده این زمان می‌باشد. مشابهت زیاد جنس‌ها در نواحی ایران و عراق گویای یک‌پارچگی بخش شرقی ایران و حوضه زاگرس و عراق در این زمان است.

منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، تهران، ۵۸۶ ص.

افتخارنژاد، ج.، ۱۳۶۵. نقشه زمین‌شناسی ورقه خوسف، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*.

حاجیان، ج.، ۱۳۷۵. پالئوسن ـ ائوسن در ایران. *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۵۰۰ ص.

حلمی، ف.، ۱۳۷۲. چینه‌شناسی و دیرینه‌زیستی برش گرونگ (غرب بیرجند). *فصلنامه علوم زمین*، ۸: ۴۳-۳۴.

جلیلی، ف.، رئیس‌السادات، س.ن.، امیرشاه‌کرمی، م.، میراب‌شبستری، غ. ر.، ۱۳۹۳. زیست چینه‌نگاری نهشته‌های کرتاسه بالایی در شمال بیرجند (برش شوشود). *مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی*، ۳۰: ۶۱-۴۷.

رئیس‌السادات، س. ن.، شکری، م.ح.، ۱۳۸۹. چینه‌شناسی نهشته‌های پالئوسن- ائوسن در منطقه بیرجند. *چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم‌زمین*، دانشگاه ارومیه، ۲۷-۲۵.

رئیس‌السادات، س.ن.، بابازاده، س.ا.، محمدزاده،ه.، ۱۳۹۰. چینه‌شناسی و تفسیر محیط رسوبی نهشته‌های ائوسن براساس فرامینیفرا در ناحیه خوسف (غرب بیرجند). *مجموعه مقالات پنجمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران*، مرکز بین‌المللی علوم و تکنولوژی پیشرفته در علوم محیطی، کرمان، ص ۲۹۶.

شاعری‌خیبری، ف.، امیرشاهکرمی، م.ا.، خزاعی، ا.ر.، میراب‌شبستری، غ.ر.، ۱۳۹۱. بایوزوناسیون واحدهای کربناته پالئوژن ناودیس چینگ‌در (غرب بیرجند) بر مبنای فرامینیفرای کف‌زی. *شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران*، دانشگاه شیراز.

صمدی افخم، م.، رئیس السادات، س.ن.، میراب شبستری، غ.ر.، شکری، م.ح.، ۱۳۹۱. سنگ چینه‌نگاری و زیست چینه‌نگاری نهشته‌های پالئوسن ـ ائوسن در برش دهن رود (شمال‌غرب بیرجند). *مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن دیرینه شناسی ایران*، ۱۰۵-۱۰۰.

هاشمی‌عزیزی، س.ح.، میراب‌شبستری، غ.ر.، خزاعی، ا.ر.، ۱۳۹۲. بررسی پتروگرافی رخساره‌های رسوبی و دیاژنز نهشته‌های کربناته پالئوسن- ائوسن ناودیس چینگ در غرب بیرجند، شرق ایران. *فصلنامه پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی*، ۲۹ (۳): ۱۲۲-۱۰۷.

Aguirre, J. & Riding, R., 2005. Dasycladalean Algal Biodiversity Compared with Global Variations in Temperature and Sea level over the Past 350 Myr. *Palaios*, 20: 581-588.

Barattolo, F., 1978. Su di una nuova dasicladacea (Alghe verdi) nel Paleocene dell'Appennino meridinale. *Bollettino della Società dei naturalisti in Napoli.*, 87: 83-158, (in Italy).

Barattolo, F., & Romano, R., 2002. *Clypeina bucuri* n. sp. and *Clypeina lucana* n. sp. (green algae, Dasycladales) from the uppermost Paleocene (?) –Lower Eocene of Trentinara Formation (Southern Italy). *In*: Bucur, I.I. & Filipescu, S. (eds.), Research advances in calcareous algae and microbial carbonates. *Proceedings of the 4th IFAA Regional Meeting*, Cluj-Napoca, 41-69.

Bassoullet, J.P., Bernier, P., Conrad, M.A., Deloffre, A., & Jaffrezo, M., 1978. Les algues dasycladales du Jurassique et du Cretace. *Geobios, memoire special* 2: 1-330, (in French).

Beckmann, J.P., & Beckmann, R., 1966. Calcareous algae from the Cretaceous and Tertiary of Cuba. *Schweizerische Palaeontologische Abhandlungen*, 85: 1- 45.

Chiocchini, M., Mancinelli, A., Molinari-Paganelli, V., & Tilia-Zuccari, A., 1979. Repartition stratigraphique des Algues Dasycladales et Codiacees dans les successions Mesoozoiques de plate- form carbonatee du Lazio centre- meridional (Italie). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production, Elf-Aquitaine,* 3 (2): 525-535, (in Italy).

Deloffre, R., Fleury, J.J., & Mavrikas, G., 1991. Les Algues calcaires du Maastrichtien- Paleocene de la plate- forme de Gavrovo- Tripolitza (Grece): Une floraison liee a un Diastrophisme. *Geobios,* 24: 515-536, (in French).

Deloffre R., & Granier B., 1992. Inventaire critique des algues Dasycladales fossiles. *Revue de Paléobiologie,* Genève, 11 (2): 331-356, (in French).

Deloffre, R., Poignant, A.F., & Teherani, K., 1977. Calcareous Algae from Albo- Aptian to Paleocene in central Iran. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration- Production, Elf-Aquitain*e, 1: 29-57, (in French).

Deloffre, R., & Radoičić, R., 1978. Paleocene Calcareous Algae (Dasycladales) of Slovenia (Yugoslavia). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production, Elf-Aquitaine*. 2 (1): 61- 5.

Dieni, I., Massari, F., & Radoičić, R., 1985. Paleocene dasycladalean algae from Orosei (Eastern Sardinia). *Memorie di Scienze Geologiche*., 38: 1-77.

Dieni, G., & Radoičić, R., 1999. *Clypeina dragastani* sp. nov., *Salpingoporella granieri* sp. nov., and other dasycladalean algae from the Berriasian of eastern Sardinia. *Acta Palaeontologica Romaniae.*, 2: 105-123.

Elliott, G.F., 1968. Permian to Palaeocene calcareous algae (Dasycladacea) of the Middel East. *Bulletin of the British Museum of Natural History (Geology)*, 4: 1-111.

Elliott, G.F., 1978. A new dasycladacean algae from the Paleocene of Kurdistan. *Palaeontology,* 21: 687-691.

Elliott, G.F., 1991. Dasycladacean algae of the Palaeozoic and Mesozoic. *In*: Riding, R. (ed.), Calcareous algae and stromatolites. *Springer*, 125-130.

Flügel, E., 2004. Microfacies of Carbonate rocks. *Springer-Verlag*, 976 p.

Granier, B., Radoicic, R., & Drobne, K., 2013. Revision of the Jesse Harlan Johnson collection. Part 1. Some fossil Dasycladales from Guatemala. *Carnets de Géologie, Notebooks on Geology*, 281-301.

Hottinger, L., & Bassi, D., 2014. Paleogene larger Rotaliid foraminifera from the western and central Neotethys. *Springer*. 195 p.

Johnson, J.H., & Kaska, H.V., 1965. Fossil Algae from Guatemala. *Professional Contributions of the Colorado School Mines Golden*. 152 p.

Kuss, J., Herbig, H.G., 1993. Biogeography, facies and taxonomy of Early Tertiary green algae from Egypt and Morocco. *In*: Studies on fossil benthic algae. F. Barattolo, P. De Castro, M. Parente (eds), *Bollettino della Società Geologica Italiana., Special*. 1: 249- 280.

Lamarck, J.B.P.A., (de) 1816. Histoire naturelle des Animaux sans vertèbres, 2 (Polypes, Radiaires). *Imprimerie d'Abel Lanoe, Verdière*, Paris, 2: 148-152

Lamouroux, J.V.F., 1816. Histoire des Polypiers coralligènes flexible vulgairement nommés Zoophytes. *F. Poisson, Caen*, 559 p.

Loeblich, A.R,Jr., & Tappan, H., 1988. Foraminiferal General and Their Classification. *Van Nostrand Reinold*, New York, (1, 2): 2047 p.

Massieux, M., 1966. Les algues du Nummulitique egyptien et des terrains Cretaces-Eocenes de quelques regions mesogeennes: *Revue de Micropaléontologie*, 9 (3): 135-146.

Morellet, L., & Morellet, J., 1922. Nouvelle contribution a I'etude des Dasycladacees Tertiaires. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 1-35, (in French).

Morellet, L., & Morellet, J., 1939. Tertiary siphoneous algae in the W. k. Parker collection with description of some Eocene siphoneae from England. *British of Museum, Natural History*, 55 p.

Mu, X., & Wang, Y., 1985. Some calcareous algae from the Eocene of Tingri, Xizang, China. *Acta Micropalaeontologica Sinica, Nanjing*, China, 2 (3): 289-296.

Pfender, J., 1938. Étude micrographique des calcaires crétacés et éocènes d'Imini, de Tamdakht et de Skoura. *In*: Moret, L. (ed.), Contribution à la Paléontologie des Couches Crétacées et Éocènes du Versant Sud de

l'Atlas de Marrakech. *Service des Mines et de la Carte Géologique du Maroc, Notes et Mémoires*. 49: 57-71, (in French).

Pia, J., 1936. Description of the algae. *In*: Rao, L. R., & Pia, J., (eds.), Fossil algae from the Uppermost Cretaceous beds (the Niniyur group) of the Trichinopoly district, S. India. *Calcutta, Geological Survey of Indica.*, New Series, Calcutta, 21: 1-49.

Radoičić, R., 1990. Paleogen Dasycladalean algae from the subsurface of the Western Iraqi desert. *Bulletin Glas de l'Académie Serbe des Sciences et des Arts, Classe des Sciences Naturelles et Mathématique*, 32: 91-103.

Radoičić, R., 1991. *Acicularia tavnae* sp. nov. and other Acetabulariaceae from the Palaeocene of eastern Majevica (NE Bosnia, Dinarides). *Geologija*, 34: 57-75.

Radoičić, R., 1998a. Two new Paleocene Dasycladales from Slovenia. *Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique*, 62: 103-121.

Radoičić, R., 1998b. Further records of Paleocene Dasycladales from Slovenia. *Revue de Paléobiologie*, 17 (2): 347-359.

Radoičić, R., 2004. Note on Paleocene algae in the Dubrovnik Coast (Adriatic Carbonate Platform). *Annales Geologiques de la peninsule balkanique*, 65: 29-45.

Segonzac, G., 1967. Contribution a la connaissance du gener *Orioporella* Munier-Chalmas: *Bulletin de la Société Géologique de France*, 9: 784-788, (in French).

Segonzac, G., 1968. Les *Cymopolia* (Dasycladacees) du Thanetien des Pyrenees. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 381-390, (in French).

Segonzac, G., 1971. Algues calcaires du Sparnacien de levelanet (Ariege). Dasycladales, caulerpale et cryptonemiale. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 5-19, (in French).

Segonzac, G., 1976. Dasycladacées nouvelles ou peu connues du Thanétien des Pyrenees. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 123-136, (in French).

Sokač, B., Velić, I., Grgasović, T., Ćosović, V., & Vlahović, I., 2012. Taxonomy and stratigraphy of an algal assemblage in Palaeogene deposits of the northern foothills of Mt. Biokovo (Southern Croatia). *Geologia croatica*, 65 (2): 161-205.

Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonic of Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.

Vitale, V., 2008. Analisi paleoecologica e sistematica delle alghe Verdi dasicladali del Paleocene dei Pirenei occidentali. Ph.D thesis, *Università degli Studi di Napoli Federico II*. 322 p, (in Italy).

Yu Jing, W., 1976. Calcareous algae from the Late Cretaceous and Paleogene sediments in the Mount Jolmo Lungma region. *Academia Sinica*, 425-457.

Plate 1

Figs. 1-3: *Cymopolia* cf. *frugifera* Segonzac; 1: nearly cross section, Thin section (M3-7); 2: longitudinal section, Thin section (M4-5); 3: magnification of fig 2, pay attention some of whorls in left side have two gametospongia.

Figs. 4-6: *Clypeina occidentalis* (Johnson & Kaska) Radoičić, 1990; 4: oblique- cross section, Thin section (M4-5); 5: oblique section, Thin section (M4-5); 6: oblique section, Thin section (M4-5).

Figs. 7-9: *Cymopolia edwarsi* L. & J. Morellet, 1939; 7, 9: oblique section of the upper thallus, Thin section (M4-5), 8: oblique section' Thin section (M4-5).

Figs. 10-11: *Cymopolia* cf. *mayaense* Johnson & Kaska, 1965*;* 10: nearly cross section, Thin section (M3-7); 11: cross- oblique section, Thin section (M3-7).

Plate 2

Figs. 1-3: *Cymopolia drobneae* Radoičić, 1998a; 1: oblique section, Thin section (M3-6); 2: cross section, Thin section (M3-14); 3: oblique section Thin section (M3-14).

Figs. 4-5: *Cymopolia satyavanti* (Pia) Radoičić, 1998b; 4: longitudinal section, Thin section (M3-6); 5: longitudinal section, Thin section (M3-14).

Figs. 6-9: *Dissocladella* aff. *longijangensis* Mu & Wang, 1985; 6: tangential section, Thin section (M4-5); 7: oblique section, Thin section (M4-5); 8: longitudinal section, Thin section (M4-7); 9: . oblique section, Thin section (M4-7).

Plate 3

Figs. 1-2: *Dissocladella* aff. *longijangensis* Mu & Wang, 1985; cross-oblique section, Thin section (M4-5); 2: cross oblique section, Thin section (M4-6).

Figs. 3-4: *Orioporella villattai* Segonzac, 1967; 3: longitudinal section, Thin section (M4-5); 4: longitudinal section, Thin section (M5-8).

Fig. 5: *Dissocladella* aff. *longijangensis* Mu & Wang, 1985; nearly cross section, Thin section (M4-7)

Fig. 6: *Cymopolia* cf. *mayaense* Johnson & Kaska, 1965; oblique section, Thin section (M5-8).

Figs. 7-8: *Ovulites* cf. *arabica* (Pfender, 1938) Massieux, 1966; cross section, Thin section (M6-9), 7 magnification of fig 8.

Figs. 9-10: *Cymopolia* sp., 8: oblique section, Thin section (M4-5); 10: oblique –longitudinal section, Thin section (M4-5)

Figs. 11-12: *?Broeckella* sp.; 11: a broken part of oblique section, Thin section (M3-14); 12: oblique section, Thin section (M6-7).

Plate 4

Figs. 1-3: *Clypeina* aff. *dragastani*; 1: cross section, Thin section (M2-2); 2: cross section, Thin section (M2-1); 3: cross section, Thin section (M2-2).

Figs. 4: *Clypeina elliotti* Beckmann & Beckmann, 1966; 4: longitudinal- oblique section, Thin section (M3-14).

Figs. 5-8: *Clypeina* cf. *elliotti*; 5: oblique section, Thin section (M4-5); 6: longitudinal- oblique section, Thin section (M4-5); 7: oblique section, Thin section (M4-5); 8: longitudinal section, Thin section (M4-5).

Figs. 9-10: *Clypeina* cf. *haglani* Radoičić, 1990; 9: cross section, Thin section (M4-7); 10: cross section, Thin section (M6-14).

Figs. 11-12: *Clypeina* cf. *lucana* Barattolo & Romano, 2002; 11: cross section, Thin section (M4-5); 12: longitudinal- oblique section, Thin section (M4-5).

Plate 1

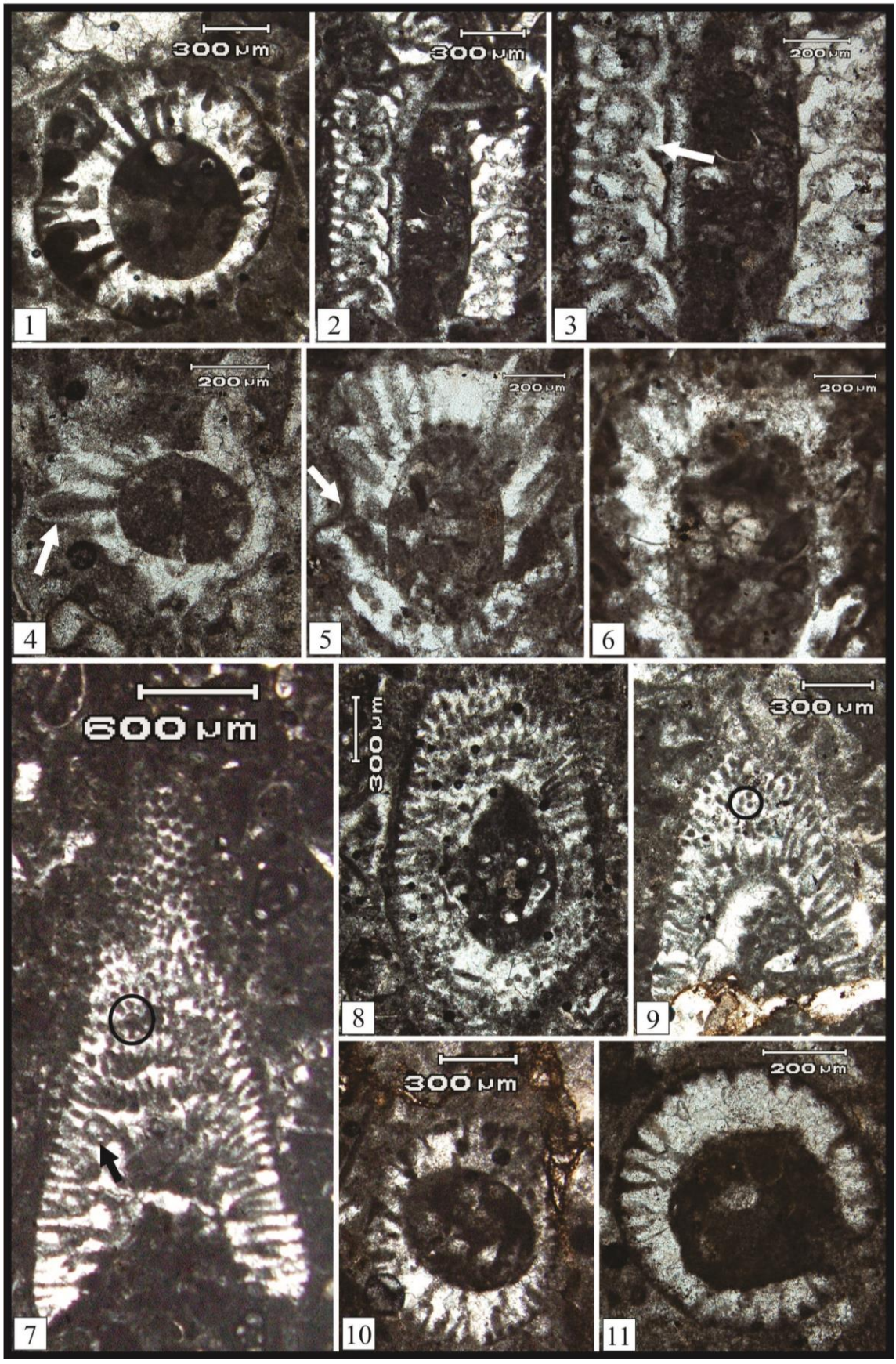

300 µm
300 µm
200 µm
200 µm
200 µm
200 µm
600 µm
300 µm
300 µm
300 µm
200 µm
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Plate 2

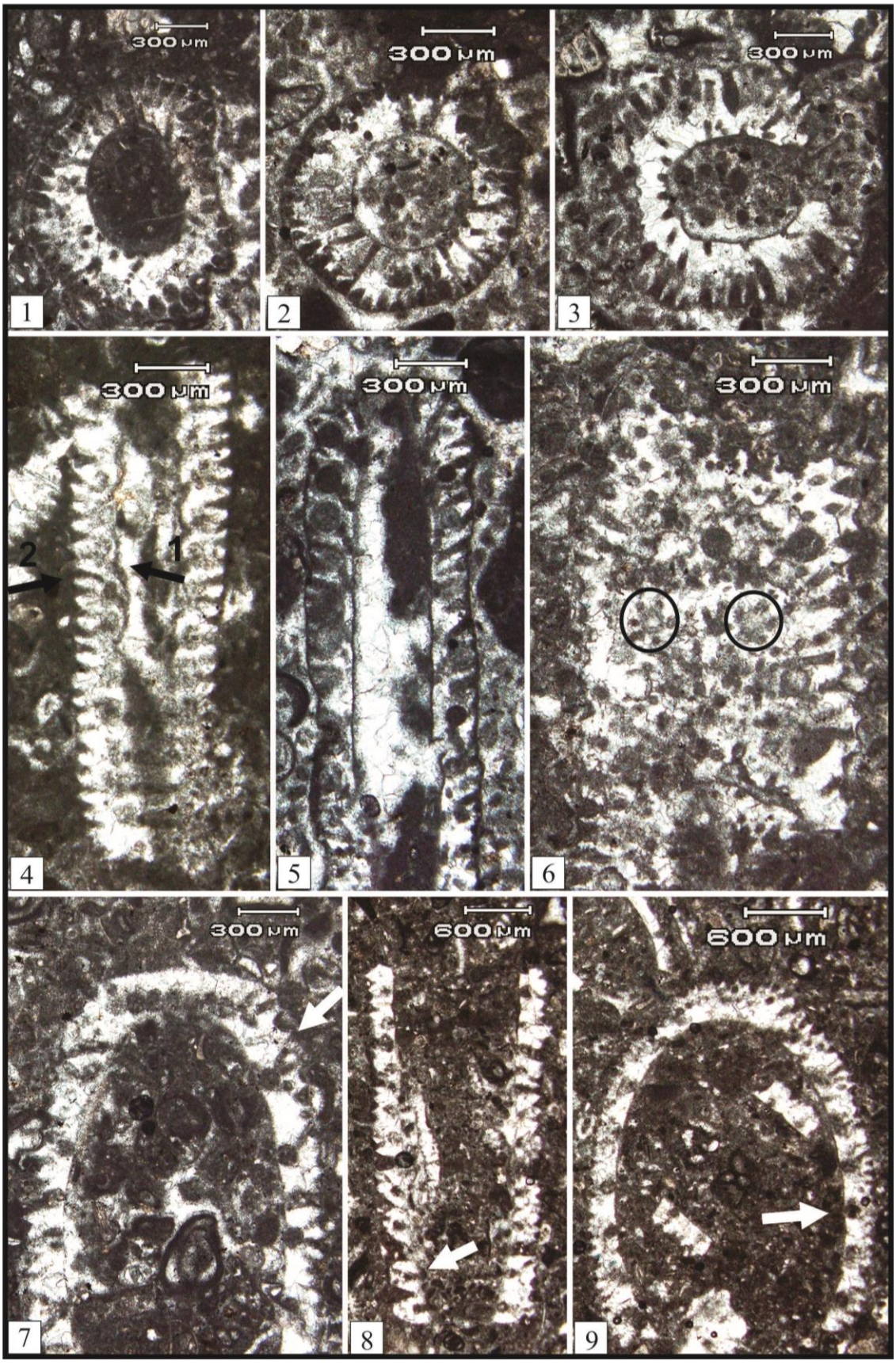

300 µm
1
300 µm
2
300 µm
3
300 µm
2
1
4
300 µm
5
300 µm
6
300 µm
7
600 µm
8
600 µm
9

Plate 3

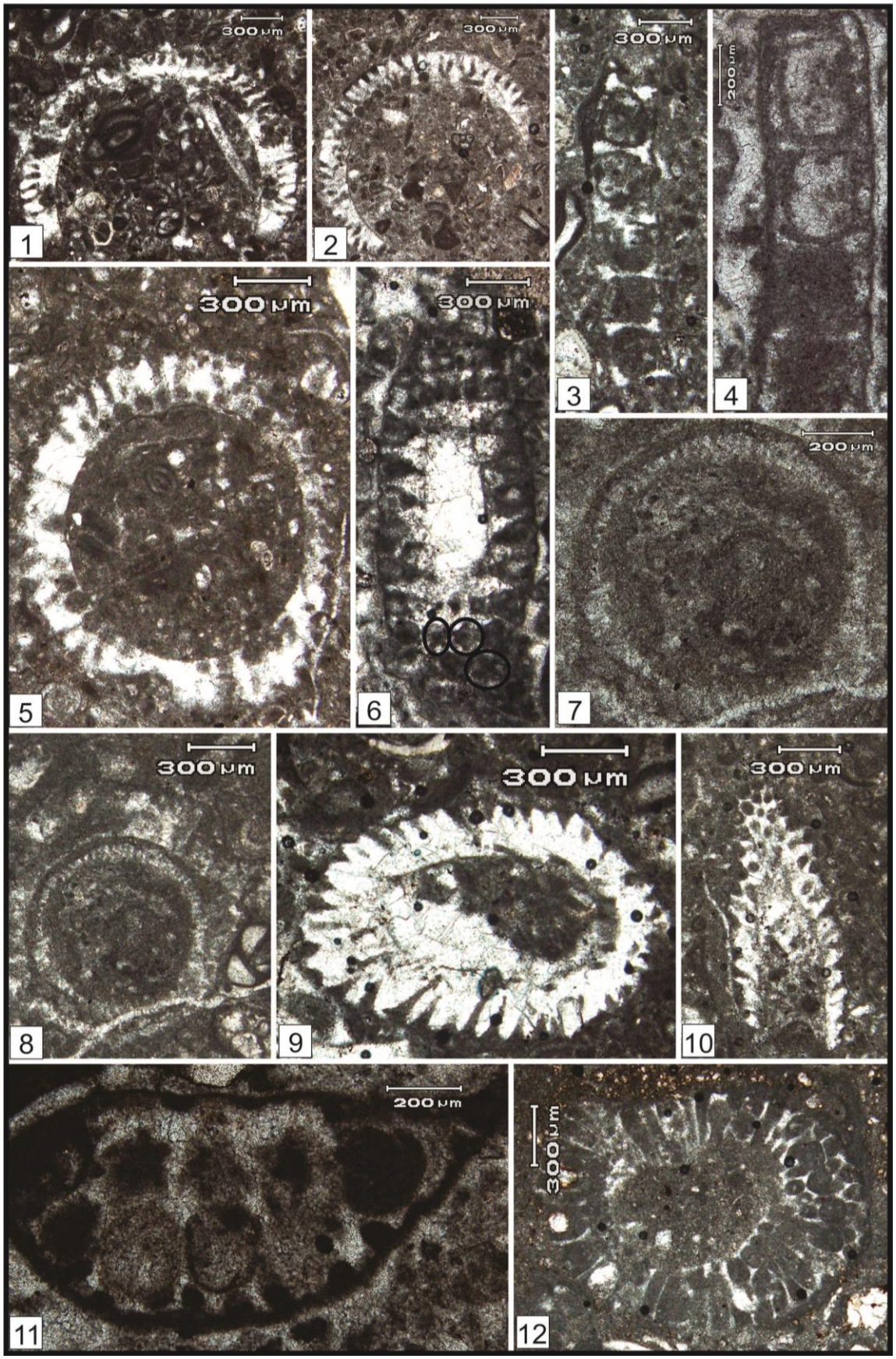
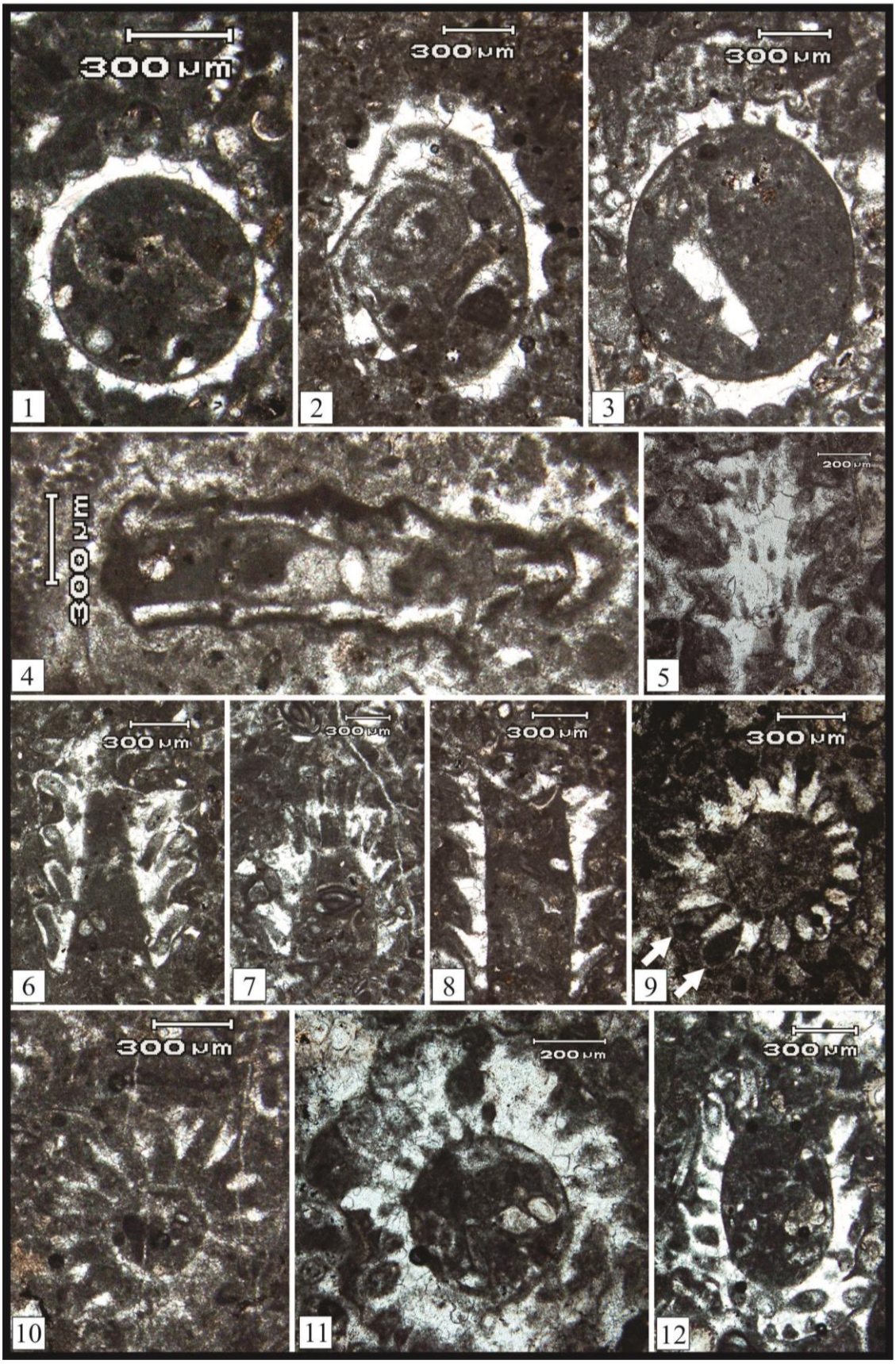

300 µm
1
300 µm
2
300 µm
3
200 µm
4
300 µm
5
300 µm
6
200 µm
7
300 µm
8
300 µm
9
300 µm
10
200 µm
11
300 µm
12

Plate 4


300 µm
1
300 µm
2
300 µm
3
300 µm
4
200 µm
5
300 µm
6
300 µm
7
300 µm
8
300 µm
9
300 µm
10
200 µm
11
300 µm
12

نشریه علمی ـ پژوهشی رخساره‌های رسوبی
بهار و تابستان ۱۳۹۶، ۱۰ (۱): ۲۳-۳۶

Sedimentary Facies
Spring & Summer 2017, 10 (1): 23-36
DOI: 10.22067/sed.facies.v10i1.20813

نانواسترا تیگرافی نهشته های پلیوسن برش خرچنگ (حوضه پاراتتیس شرقی جنوب دریای خزر)

عادل براری[1*]، فاطمه هادوی[2]

۱ـ دانشجوی دکتری چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۲ـ استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: adel.barari@gmail.com

تاریخ دریافت: ۹۲/۱/۲۸ **تاریخ پذیرش: ۹۶/۲/۳۱**

چکیده

فراوانی نسبی، محدوده چینه‌شناسی کوتاه و گسترش جغرافیایی نانوفسیل‌های آهکی، آن‌ها را به عنوان شاخصی کارآمد و مفید در مطالعات زیست‌چینه‌نگاری مطرح ساخته است. واحدهای سنگ‌چینه‌نگاری مقطع خرچنگ شامل ضخامت‌های مختلفی از رسوبات مارنی و ماسه‌سنگی و تناوب ماسه‌سنگ و مارن و همچنین آهک می‌باشند. در این مقاله تعداد ۲۳ جنس و ۴۳ گونه مختلف از نانوفسیل‌های آهکی مقطع خرچنگ شناسایی شدند. کوکولیت‌های این منطقه تنوع نسبتاً زیاد و حفظ شدگی خوب دارند. با توجه به گسترش چینه‌شناسی نانوفسیل‌های آهکی، برش مورد مطالعه، با زیست‌زون NN14 از زیست پهنه‌بندی Martini (1971) هم‌خوانی دارد. بر این مبنا سن نهشته‌های قاعده برش خرچنگ پلیوسن پیشین (زانسلین) می‌باشد.

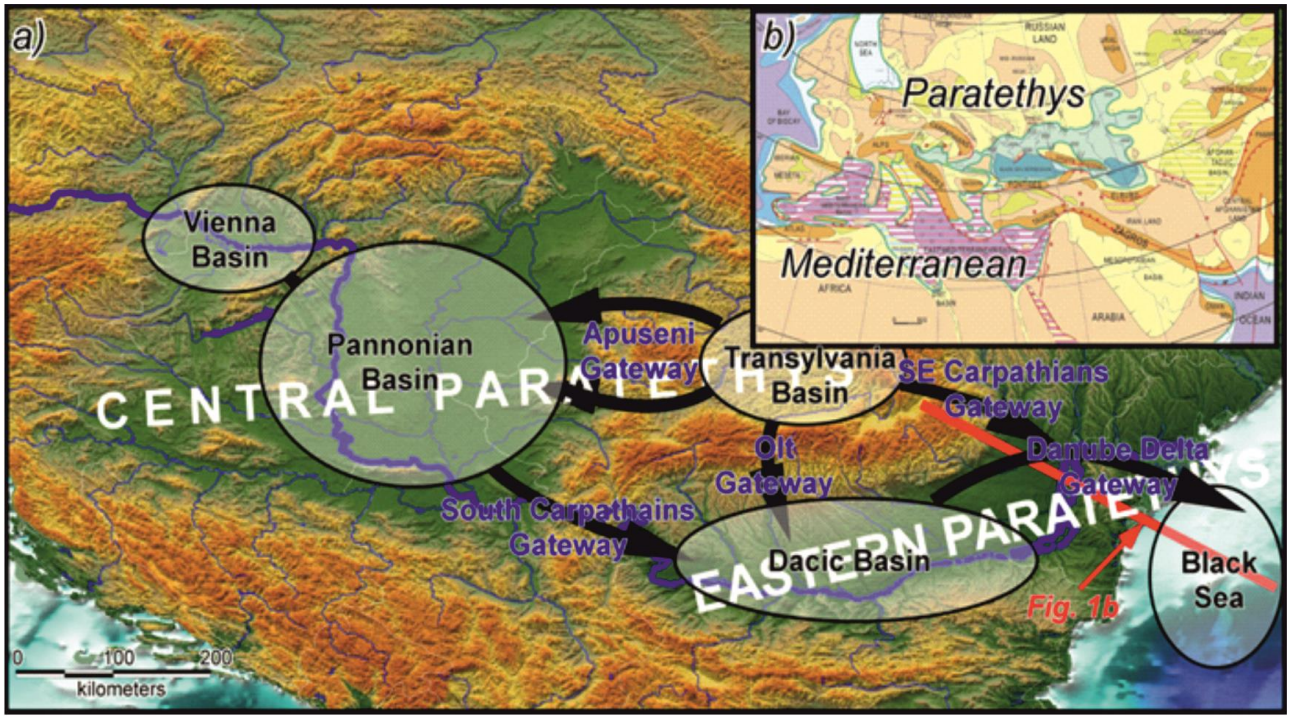
واژه‌های کلیدی: پاراتتیس؛ دریای خزر؛ خرچنگ؛ نانوفسیل‌های آهکی.

مقدمه

در ابتدای دوره پالئوژن همراه با تکوین کوه‌های آلپ، دریای تتیس به دو حوزه مجزا تقسیم می‌شود. این دو حوزه همراه با جنبش‌های مرحله نهایی کوه‌زایی آلپی و طی دوره نئوژن به تدریج تکامل می‌یابند (موسوی روحبخش، ۱۳۸۰). با آغاز میوسن فوقانی جدایش بین این دو حوزه کامل شده و حوزه جنوبی آن به صورت دریای مدیترانه کنونی تکوین یافته که در ارتباط با اقیانوس اطلس است و حوزه شمالی آن که یک محیط لب شور بوده، حوزه پاراتتیس را ایجاد می‌کند. این حوزه به جز دوره‌های کوتاه از دریای مدیترانه مجزا بوده و با دریاهای باز ارتباطی نداشته است. امروزه، عموماً حوزه پاراتتیس دارای نهشته‌های لب شور می‌باشد و محدوده گسترش آن از دره رودخانه رن در جنوب شرق فرانسه تا ترکمنستان در جنوب شرق روسیه است. این حوزه وسیع متناسب با تحول و تکوین کوه‌های آلپ، کارپات، بالکان، قفقاز، پونتید، کپه‌داغ و البرز به چندین حوزه کوچکتر تقسیم می‌شود: پاراتتیس شرقی، غربی و مرکزی (شکل ۱الف، ب).

پاراتتیس شرقی

همان طور که در بالا ذکر شد، در ابتدای میوسن فوقانی حوزه پاراتتیس به چند حوزه تقسیم شده بود که شامل پاراتتیس شرقی، دریای سیاه و دریای خزر است و بخشی از



شکل ۱: محدوده گسترش حوزه پاراتتیس Reinhardt, P,1965.

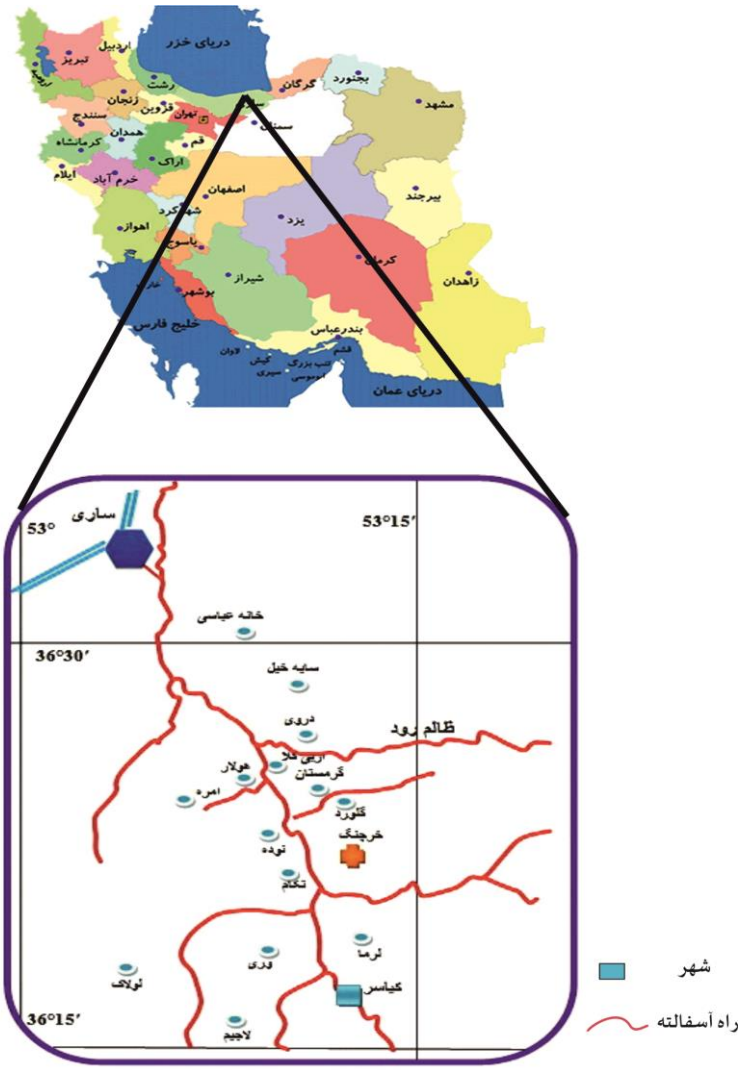
مغـان و اسـتان مازنـدران سـاحل جنـوبی آن را تشـکیل می‌دهند. مزوپاراتتیس شامل سیکل رسوبی است که از این پس در دریای پاراتتیس شرقی به وجود می‌آید.

برش خرچنگ

منطقـه مـورد مطالعـه در حـوزه پـاراتتیس شـرقی قـرار دارد وغالباً پوشـیده از جنگـل اسـت. بـرش انتخـاب شـده در ۱۰ کیلـومتری جنـوب سـاری و در شـمال دهکـده خرچنـگ (شـکل ۲) بـا طـول جغرافیـایی ″۳۵ ′ ۱۰ °۵۳ و عـرض جغرافیایی ″۲۳′۰۳ °۳۶ قرار دارد. سنگ شناسی نهشته‌هـای مذکور از ماسه‌سنگ‌هـای نـرم و دانـه ریـز بـه رنـگ زرد و مـارن‌هـای ماسـه‌ای خاکسـتری آبـی و زرد و سـنگ رسـی ماسه‌ای زرد و قهوه‌ای تشکیل شده است این برش ۲۶۰ متـر ضخامت دارد کـه بـر روی لایـه‌هـای قـدیمی‌تـر قـرار دارد (شکل ۳). گاهی لایه‌های نـازکی از میکروکنگلـومرا دیـده می‌شود و در لابه‌لای لایه‌های ماسه‌سنگی گاهی آثار فسیلی تشخیص داده می شود.

تاریخچه مطالعات

رسوبات نئوژن در ایـران، از رخسـاره تتیس در نهشـته‌هـای وسـیعی از ایـران مرکـزی و زاگـرس گسـترش دارنـد، و رسوبات پاراتتیس محدود بـه دشـت سـاحلی خـزر و منطقـه واقع در بخش شمال گسـل شـمال البـرز مـی‌باشـند. یاسـینی (۱۳۶۰) در مطالعـات چینـه‌نگـاری و فسـیل‌شناسـی بـر روی رسوبات نئوژن حوزه پاراتتیس جنوب دریای خزر، به شـرح چینه‌نگاری رسوبات پرداخته است و مطالعات فسـیل‌شناسـی صورت گرفته بر مبنای استراکود و روزن‌داران منتشـر شـده است. هادوی (۱۳۷۵) بـر اسـاس طـرح تحقیقـاتی بـا عنـوان مطالعه نانوپلانکتون‌هـای نهشـته‌هـای نئـوژن منـاطق شـمالی ایران، رسوبات جنوب دریای خـزر (علمـده تـا نکـارود) را بررسی کرده است و به معرفی نانوپلانکتون‌هـای آهکـی در برش مطالعه شده می‌پردازد، اما تاکنون مطالعات جامعی بـر روی نانوفسیل‌های آهکی رسـوبات پـاراتتیس شـرقی انجـام نشده است.



شکل۲. موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه.

روش نمونه‌برداری

معمولاً نانوفسیل‌های آهکی در رسوبات دانه ریز پلاژیک مانند مارن، شیل و رس به وفور یافت می‌شوند. عواملی مانند دیاژنز، انحلال و تبلور مجدد بر روی حفظ شدگی نانوفسیل‌های آهکی مؤثر است.

به دلیل اندازه بسیار کوچک نانوفسیل‌ها و جلوگیری از عوامل مخرب مانند هوازدگی و عدم آلودگی، نمونه برداری باید با دقت زیاد انجام گردد. به منظور دست‌یابی به نمونه‌های تازه و غیرهوازده، بهتر است نمونه برداری از عمق ۳۰ تا ۵۰ سانتی متر صورت گیرد. از این رو تعداد ۳۵ نمونه برداشت و جهت اهداف زیر آماده سازی و مطالعه شده است:

۱. معرفی نانوفسیل‌های آهکی.

۲. معرفی زیست‌زون‌های موجود و نهایتاً سن یابی برش مورد مطالعه.

آماده سازی نمونه‌های نانوفسیل به روش اسمیر اسلاید[1] صورت گرفت. از این روش جهت مطالعه نانوفسیل‌های آهکی توسط میکروسکپ نوری (LM) استفاده می‌شود. این روش برای آماده سازی نمونه‌های مارنی بسیار مناسب و

1 Smear slide

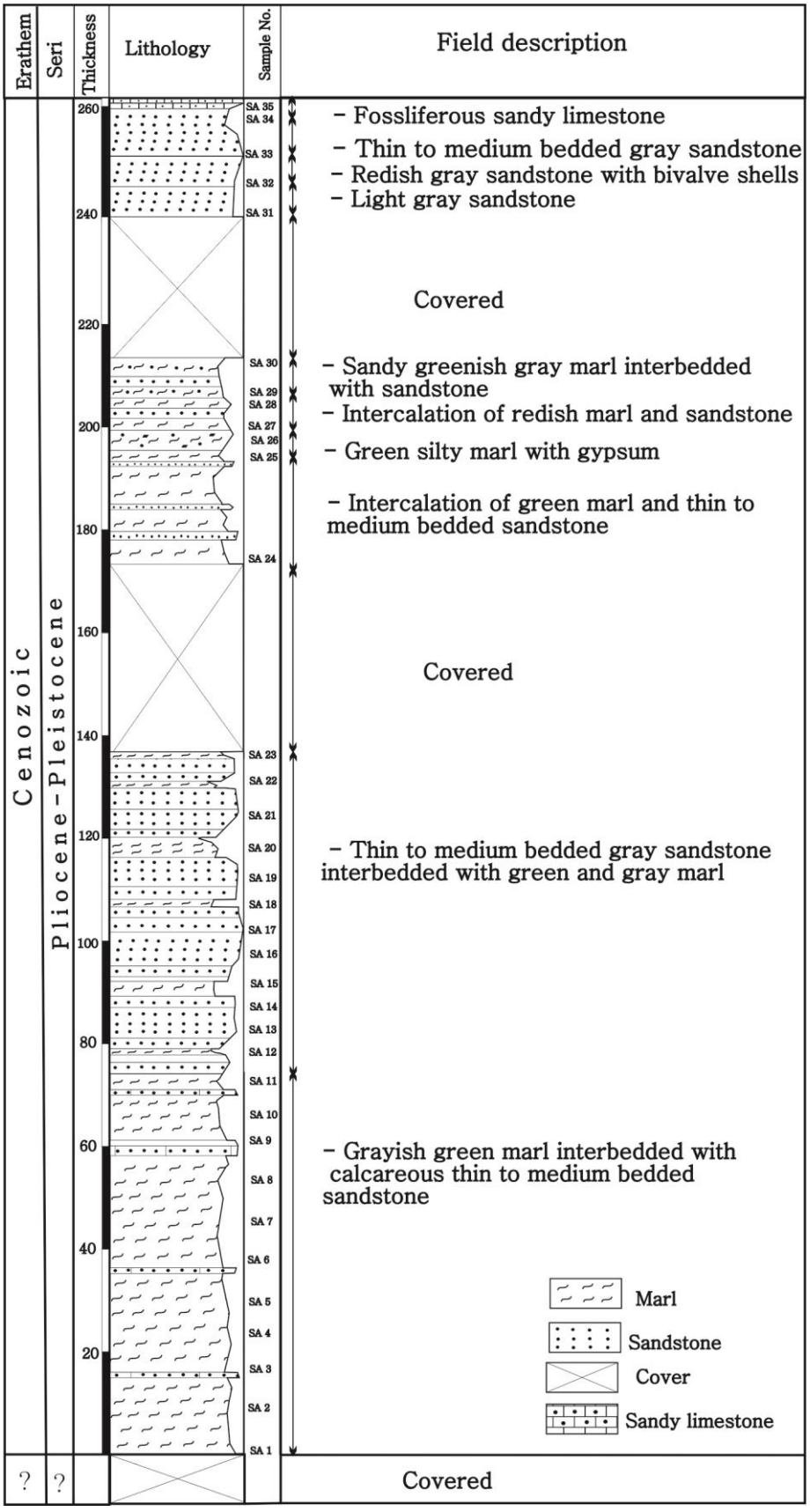
برای تمام لیتولوژی‌های دیگر به جز سخت‌ترین رسوبات، قابل استفاده است، همچنین در این روش هیچ گونه نانوفسیلی از نمونه خارج نمی‌شود (Bown & Young, 1998). در نتیجه شمارش گونه‌ها که اساس مطالعات آماری و در نتیجه زیست محیطی است، بسیار مفید می‌باشد. ابتدا بخش کوچکی از نمونه را انتخاب می‌کنیم و سطح آن را با کاردک مخصوص که قبلاً شسته و خشک شده است، می‌تراشیم تا سطح هوازده آن برداشته شود. سپس مقدار کمی از نمونه را روی لامل قرار داده و یک قطره آب مقطر توسط قطره چکان روی لامل می‌ریزیم که در این حالت محلول نسبتاً غلیظی ایجاد می‌شود. محلول فوق را به وسیله یک خلال دندان روی لامل پخش می‌کنیم. لامل مذکور باید به سرعت روی اجاق برقی با حرارت ملایم خشک شود. سپس نمونه به وسیله چسب مخصوص بر روی لام چسبانده و خشک می‌شود. به منظور مطالعه مقاطع نازک و اسلایدهای تهیه شده، از میکروسکپ نوری Olympus مدل BH2 و عدسی شیئی با بزرگ‌نمایی ۱۰۰ و برای تفکیک برخی گونه‌ها از تیغه ژیپس استفاده شده است. سپس نمونه‌های مقطع خرچنگ توسط دوربین دیجیتال عکس‌برداری گردیدند (تصاویر گونه‌های شناسایی شده در پلیت‌های ۱ تا ۴ آورده شده است). به منظور بررسی نهشته‌های مورد مطالعه در برش خرچنگ، تعداد ۳۵ نمونه برداشت گردید (شکل ۳ و ۴).

نانوپلانکتون‌های آهکی

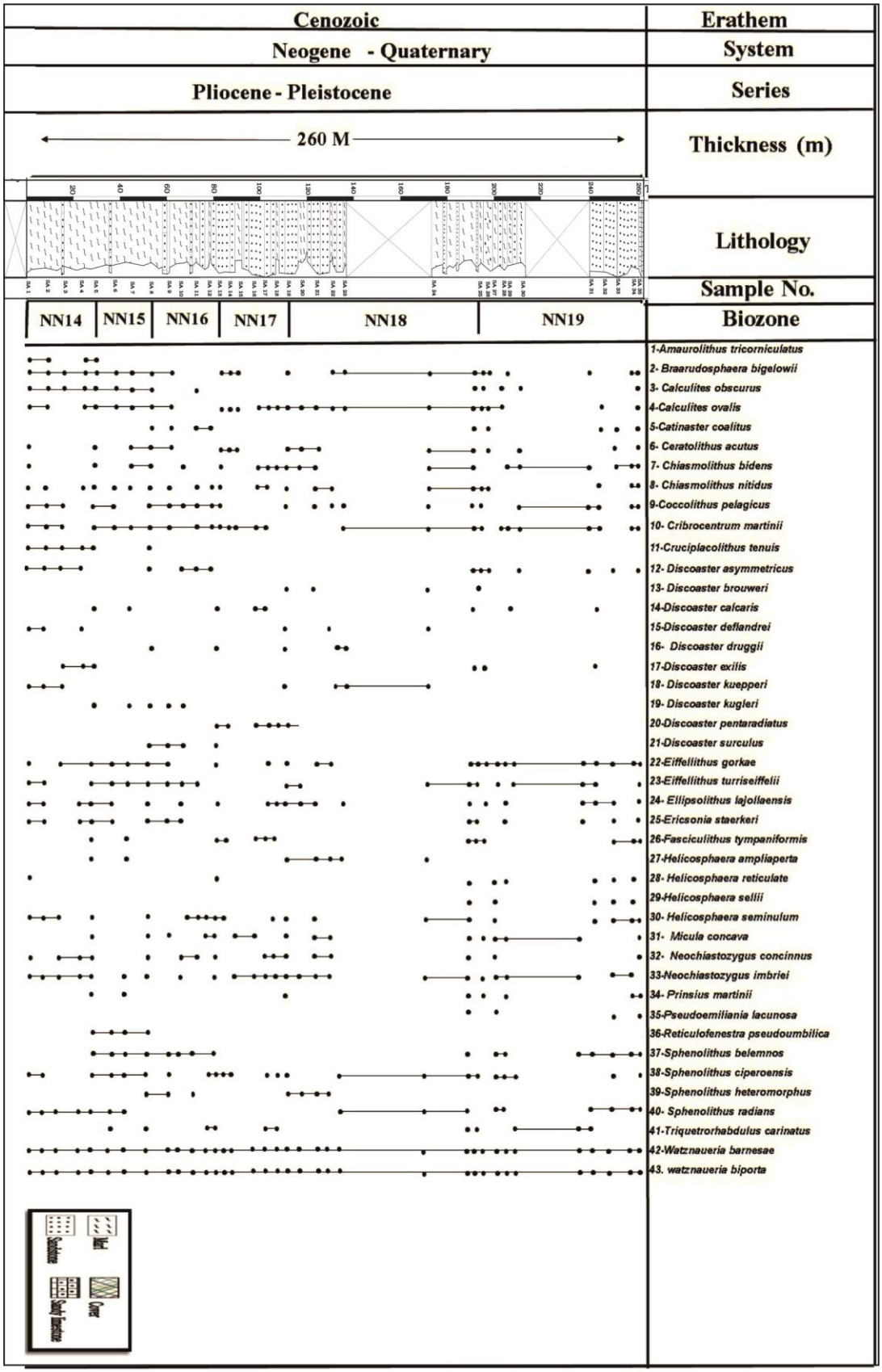
نانوپلانکتون‌های آهکی منحصراً موجودات پلانکتونیک دریایی (جلبک دریایی تک سلولی) هستند که در اقیانوس‌های باز ـ محیط پلاژیک تا محیط نزدیک به ساحل و لاگونی پراکنده‌اند که از نظر ریخت شناسی گروه متنوعی را تشکیل می‌دهند. از مهم‌ترین آن‌ها کوکولیت‌ها هستند که سلول زنده آن‌ها کوکولیتوفور نامیده می‌شود و در اقیانوس‌های کنونی به فراوانی یافت می‌شوند. از نظر گسترش زمانی گزارش‌های پراکنده‌ای در خصوص نانوپلانکتون‌ها ارائه شده است، اما در حال حاضر ظهور آن‌ها در طبقات رسوبی تریاس پسین (نورین ـ رتین) محرز است و تا کنون نیز با بیش از صدها جنس و گونه در آب‌های اقیانوسی و حوضه‌های کولابی زیست می‌کنند. نانوپلانکتون‌های آهکی به سبب گسترش جغرافیایی وسیع و بازه زمانی کوتاه از ابزار مهم در زیست‌چینه‌نگاری محسوب می‌شوند.

این فسیل‌ها در برش مورد مطالعه به فراوانی یافت می‌شوند، از حفظ شدگی خوب برخوردارند، به ویژه *Discoaster* که از رشد اضافی و انحلال مصون مانده‌اند و تنوع گونه‌ای نسبتاً فراوان دارند. در مجموعه فسیلی شناخته شده تعدادی فسیل انتقال داده شده[2] از دوران مزوزوئیک مانند گونه‌های *Braarudosphaera bigelowii*، *Calculites obscurus*، *Calculites ovalis*، *Eiffellithus gorkae*، *Eiffellithus turriseiffelii*، *Micula concava*، *Watznaueria barnesae* و *Watznaueria biporta* و برخی گونه‌های پالئوژن مانند *Chiasmolithus bidens*، *Chiasmolithus nitidus*، *Coccolithus pelagicus*، *Cribrocenrum martini*، *Cruciplacolithus tenuis*، *Discoaster deflandrei*، *Discoaster kuepperi*، *Ellipsolithus lajollaensis*، *Ericsonia kugleri*، *Fasciculithus tympaniformis*، *Helicosphaera staerkeri*، *Helicosphaera reticulata*، *Neochiastozygus seminulum*، *Neochistozygus concinnus*، *Prinsius imbriei*، *Sphenolithus ciperoensis*، *Sphenolithus radians* و *Triquetrorhabdulus carinatus* و گونه‌هایی که غالباً

2 reworked



شکل ۳: ستون سنگ چینه نگاری برش خرچنگ.



شکل ۴: گسترش زیست چینه‌ای نانوفسیل‌های آهکی منطقه مورد مطالعه در برش خرچنگ.

مربوط به نئوژن هستند نظیر *Catinaster coalitus*، *Helicosphaera ampliaperta*، *Helicosphaera sellii*، *Pseudoemiliania lacunosa*، *Reticulofenestra pseudoumbilica*، *Sphenolithus belemnos* و *Sphenolithus heteromorphus* دیده می‌شوند. بر اساس مطالعات کنونی تعداد ۲۳ جنس و ۴۳ گونه از نانوفسیل‌های آهکی گزارش و عکس‌برداری شده‌اند. گونه‌های شاخص نئوژن از قبیل *Ceratolithus*، *Sphenolithus* و *Discoaster* در اکثر مقاطع مورد مطالعه مشاهده می‌شوند. این گونه‌ها عبارتند از *Amaurolithus tricorniculatus*، *Ceratolithus acutus*، *Discoaster asymmetricus*، *Discoaster brouweri*، *Discoaster calcaris*، *Discoaster druggii*، *Discoaster exilis*، *Discoaster pentaradiatus* و *Discoaster surculus*.

زیست‌چینه‌نگاری برش مورد مطالعه

در مطالعات زیست‌چینه‌ای انجام شده از زیست‌پهنه‌بندی Martini (1971) استفاده شده است. در این زیست پهنه‌بندی علامت اختصاری NN بیانگر نانوپلانکتون‌های نئوژن[3] است . زیست‌پهنه‌بندی‌های نئوژن بر اساس سه گروه *Discoaster*، *Sphenolithus* و *Ceratolithus* از نانوفسیل‌ها صورت می‌گیرد (Perch Nielson, 1985a). در مطالعات کنونی تعداد ۲۳ جنس و ۴۳ گونه از نانوفسیل‌های آهکی گزارش و عکس‌برداری شده‌اند. لازم به یادآوری است که نمونه‌ها از حفظ‌شدگی متوسط تا خوب برخوردارند.

DISCOASTER ASYMMETRICUS ZONE (NN14)

تعریف: از اولین حضور گونه *Discoaster asymmetricus* تا آخرین حضور گونه *Amaurolithus tricorniculatus*

مؤلف: Gartner (1969)

محدوده سنی: پلیوسن پیشین (زانسلین)

زیست‌زون مذکور در این برش ۲۸ متر ضخامت دارد و در قاعده نهشته‌های برش خرچنگ شناسایی گردید.

ملاحظات

از آن‌جا که گونه‌های متعلق به جنس‌های مذکور تقریباً در تمامی نمونه‌ها وجود دارند، انتساب آن‌ها به نئوژن محقق است. به طور مثال گونه‌های *Sphenolithus belemnos* و *Sphenolithus heteromorphus*، گونه‌های *Amaurolithus tricorniculatus* و *Ceratolithus acutus* و گونه‌های *Discoaster brouweri*، *Discoaster calcaris*، *Discoaster druggii*، *Discoaster exilis*، *Discoaster kugleri*، *Discoaster pentaradiatus*، *Discoaster surculus* و *Discoaster asymmetricus* مشاهده شد. شایان ذکر است با توجه به حضور جنس‌های *Amaurolithus* و *Ceratolithus* در میوسن پسین و حضور گونه *Amaurolithus tricorniculatus* در اولین نمونه که قاعده نهشته‌های مطالعه شده را نشان می‌دهد، دلالت بر قدیمی‌تر نبودن نهشته‌های مذکور از میوسن پسین است، اما حضور گونه *Discoaster asymmetricus* که در پلیوسن پیشین ظاهر می‌شود و در قاعده ضخامت مورد مطالعه نشانگر بازه سنی پلیوسن آغازی برای لبه پایینی این توالی رسوبی است. از آن‌جا که گونه مذکور در سرتاسر برش مورد مطالعه وجود دارد، می‌توان سن این نهشته‌ها را به پلیوسن آغازی نسبت داد که با زیست‌زون NN14 از زیست‌پهنه‌بندی استاندارد Martini (1971) هم‌خوانی دارد. با توجه به این که زیست‌زون NN15 با آخرین حضور گونه *Amaurolithus tricorniculatus* شروع می‌شود و گونه مذکور در آخرین نمونه مورد مطالعه یافت می‌شود، متأسفانه در حال حاضر نمی‌توانیم سن لبه بالایی این

3 Nannoplankton Neogene

نهشته‌ها را مشخص کنیم. امید است که در آینده با مطالعات میدانی وسیع‌تر و مشاهده احتمالی نانوفسیل‌های آهکی در لایه‌های فوقانی بتوان لبه بالایی این نهشته را نیز سن‌یابی کرد.

نتیجه‌گیری

بر مبنای مطالعات کنونی تعداد ۲۳ جنس و ۴۳ گونه در نهشته‌های مورد مطالعه شناسایی شده است و سن نهشته‌های مذکور پلیوسن آغازی معرفی می‌شود که با زیست‌زون NN14 از زیست پهنه‌بندی استاندارد Martini (1971) مطابقت دارد.

منابع

موسوی روحبخش، م.، ۱۳۸۰. زمین‌شناسی دریای خزر. *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*.

هادوی، ف.، ۱۳۷۵. مطالعه نانوپلانکتون‌های نهشته‌های نئوژن مناطق شمالی ایران. *دانشگاه فردوسی مشهد*، گزارش داخلی.

یاسینی، ا.، ۱۳۶۰. نگاهی به رسوبات نئوژن حوضه پاراتتیس جنوب دریای خزر در منطقه واقع بین علمده تا نکارود (شمال گسل شمالی البرز). *نشریه انجمن نفت*، (۲) ۸۳.

Black, M., Barnes, B., 1959. The structure of Coccoliths from the English Chalk. *Geological Magazine*, 96: 321-328.

Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Techniques. *In*: Bown, P.R., (ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. *Chapman and Hall*. London: 16- 28.

Bramlette, M.N., & Wilcoxon, J.A., 1967. Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Cipero section, Trinidad. W.I. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, 5, 93-131.

Bramlette, M.N., & Martini, E., 1964. The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. *Micropaleontology*, 10 (2): 291-322.

Bramlette, M.N., & Riedel, W.R., 1979. Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to Recent coccolithophores. *Journal of Paleontology*, 28: 385-403.

Bramlette, M.N., & Sulivan, J.A., 1961. Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Cipero section, Trinidad. W.I. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, 5: 93-131.

Bukry, D., 1969. Upper Cretaceous coccoliths from Texas and Europe. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, 2: 1-79.

Bukry, D., 1973. Coccolith stratigraphy Eastern Equatorial Pacific, Leg 16 Deep Sea Drilling Project. *Institute Republication of Deep Sea Drilling Project*. 16: 653-711.

Bukry, D., & Bramlette, M.N., 1969. Some new and stratigraphically useful calcareous nannofossils of the Cenozoic. *Tulane Studies in Geology*, 7: 131-142.

Bukry, D., & Percival, S.F., 1971. New Tertiary calcareous nannofossils. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, 8: 123-146.

Deflandre, G., 1959. Sur les nannofossiles calcaires et leur systématique. *Revue de Micropaleontologie*, 2: 127-152.

Gartner, S., 1967. Calcareous nannofossils from Neogene of Trinidad, Jamaica, and Gulf of Mexico. *Paleontological Contributions. University of Kansas*, 29: 1-7.

Gartner, S., 1969. Correlation of Neogene planktonic foraminifera and calcareous nannofossil zones. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 19: 585-599.

Gartner, S., & Bukry, D., 1974. *Ceratolithus acutus* Gartner and Bukry n. sp. and *Ceratolithus amplificus* Bukry and Percival - nomenclatural clarification. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, 11: 115-118.

Gran, H.H., & Braarud, T., 1935. A quantitative study of the phytoplankton in the Bay of Fundy and the Gulf of Maine (including observations on hydrography, chemistry and turbidity). *Journal of the Biological Board of Canada*, 1: 279-467.

Hay, W.W., & Mohler, H.P., 1967. Calcareous nannoplankton from Early Tertiary rocks at Point Labau, France and Paleocene-Early Eocene correlations. *Journal of Paleontology*, 41(6): 1505-1541.

Hay, W.W., Mohler, H.P., Roth, P.H., Schmidt, R.R., & Boudreaux, J. E., 1967. Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean- Antillean area, and transoceanic correlation. Trans. *Gulf Coast Associasion geological Society*, 17: 428-80.

Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proceeding Planktonic Conference*, 739-785.

Martini, E., & Bramlette, M.N., 1963. Calcareous nannoplankton from the experimental Mohole drilling. *Journal of Paleontology*, 37: 845-855.

Martini, E., Stradner, H., 1960. Nannotetraster, eine stratigraphisch bedeutsame neue Discoasteridengattung. *Erdoel-Zeitschrift*, 76: 266-270.

Perch-Nielsen, K., 1971. Cenozoic calcareous nannofossils. *In*: Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch-Neilsen K. (eds.), Plankton Stratigraphy. *Cambridge University Press*, 427-554.

Reinhardt, P., 1964. Einige Kalkflagellaten-Gattungen (Coccolithophoriden, Coccolithineen) aus dem Mesozoikum Deutschlands. *Monatsberichte der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 6: 749-759.

Reinhardt, P., 1965. Neue Familien für fossile Kalkflagellaten (Coccolithophoriden, Coccolithineen). *Monatsberichte der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 7: 30-40.

Stradner, H., 1961. Die fossilen Discoasteriden Osterreichs. II. *Erdöl-Zeitschrift*, 75, 472-488.

Tan, S.H., 1927. Discoasteridae incertae sedis. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Section Science*, 30: 411-419.

Wallich, G.C., 1877. Observations on the coccosphere. *Annals and Magazine of Natural History*, 19: 342-350.

Plate 1

1. *Discoaster brouweri* Tan (1927) emend. Bramlette & Riedel (1979)
2. *Discoaster pentaradiatus* Tan (1927) emend. Bramlette & Riedel (1954)
3. *Discoaster surculus* Martini & Bramlette (1963)
4, 5. *Reticulofenestra pseudoumbilica (*Gartner, 1967) Gartner (1969c)
6. *Discoaster asymmetricus* Gartner (1969c)
7. *Ceratolithus acutus* Gartner & Bukry (1974)
8. *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini (1965)
9. *Discoaster quinquramus* Gartner (1969c)
10. *Discoaster surculus* Martini & Bramlette (1963)
11. *Discoaster hamatus* Martini & Bramlette (1963)
12. *Catinaster coalitus* Martini & Bramlette (1963)
13. *Discoaster kugleri* Martini & Bramlette (1963)
14. *Discoaster exilis* Martini & Bramlette (1963)
15, 16. *Helicosphaera* sp

Plate 2

All figures light micrographs magnified X 1000

1, 2. *Minylitha convalis* Bukry (1973c)
3. *Fasciculithus tympaniformis* Hay & Mohler in Hay *et al.* (1967)
4. *Sphenolithus* sp.
5. *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre (1953)
6. *Helicosphaera reticulata* Bramlette & Wilcoxon (1967)
7. *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud, 1935) Deflandre (1947)
8. *Discoaster druggii* Bramlette & Wilcoxon (1967)
9. *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins & Sissingh in Sissingh (1977)
10. *Helicosphaera seminulum* Bramlette & Sullivan (1961)
11. *Eiffellithus gorkae* Reinhardt (1965)
12. *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt (1965)
13. *Neochiastozygus imbriei* Haq & Lohman (1976)
14. *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner, 1961) Hay & Mohler in Hay *et al.* (1967)
15. *Calculites ovalis* (Stradner, 1963) Prins & Sissingh in Sissingh (1977)

16. *Lucianorhabdus* sp.

Plate 3
All figures light micrographs magnified X 1000
1. *Discoaster brouweri* Tan (1927) (emend. Bramlette & Riedel, 1954)
2. *Chiasmolithus nitidus* Perch-Nielsen (1971)
3. *Discoaster kuepperi* Stradner (1959)
4. *Discoaster* sp.
5, 6. *Discoaster kugleri* Martini & Bramlette (1963)
7. *Chiasmolithus bidens* (Bramlette & Sullivan, 1961) Hay and Mohler, 1967
8. *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner, 1961) Hay and Mohler in Hay *et al.*, 1967
9. *Amaurolithus tricorniculatus* (Gartner, 1967) Gartner and Bukry, 1975
10. *Helicosphaera* sp.
11. *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette and Wilcoxon, 1967
12. *Lucianorhabdus* sp

Plate 4
All figures light micrographs magnified X 1000
1, 2. *Discoaster deflandrei* Bramlette and Riedel, 1954
3. *Discoaster calcaris* Gartner, 1967
4. *Discoaster* sp.
5, 6. *Neochiastozygus concinnus* (Martini, 1961) Perch-Nielsen, 1971
7, 8. *Ericsonia staerkeri* Bown, 2005
9. *Ellipsolithus lajollaensis* Bukry and Percival, 1971
10, 11,12. *Discoaster asymmetricus* Gartner, 1969

Plate 1

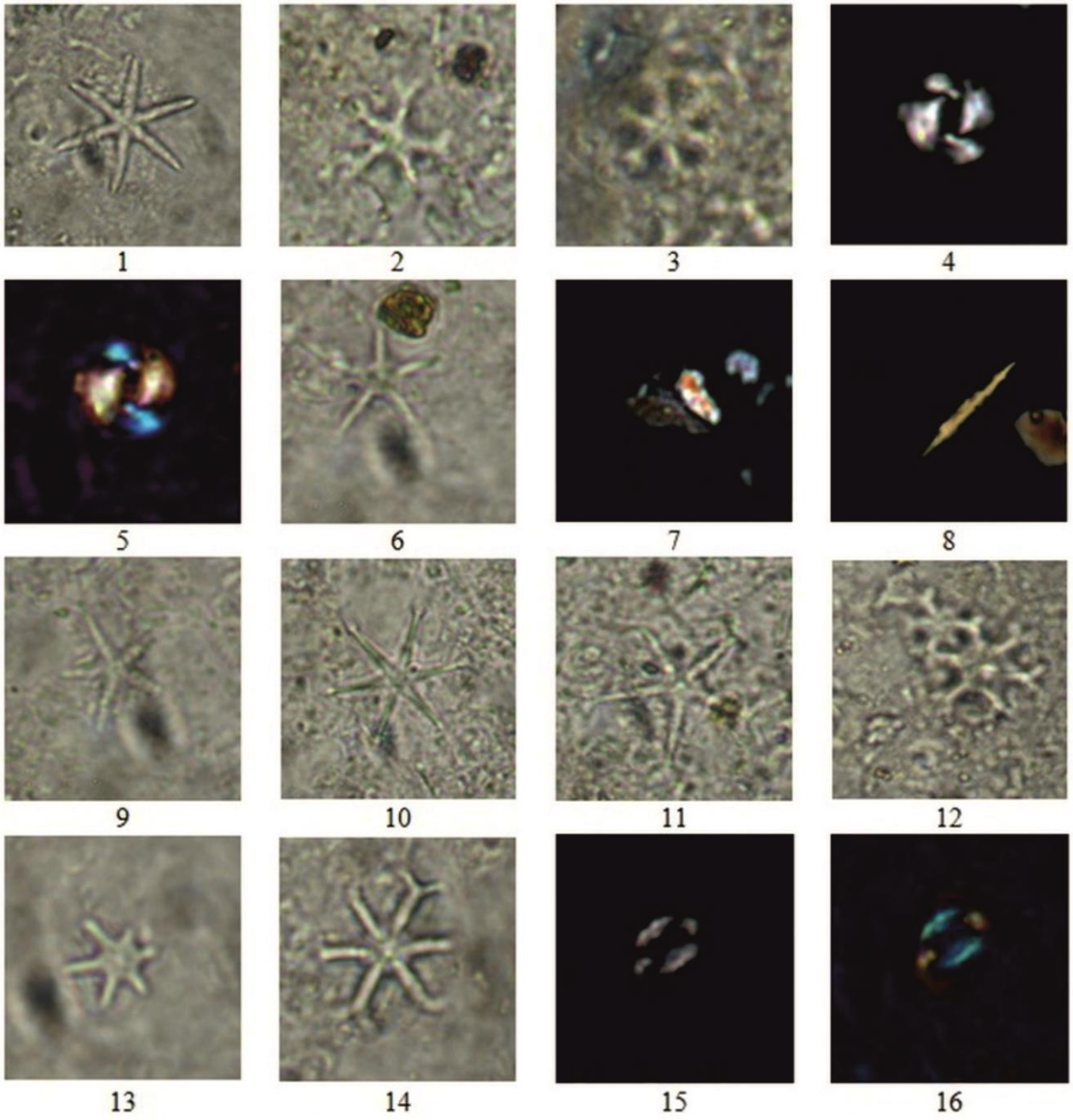


Plate 2

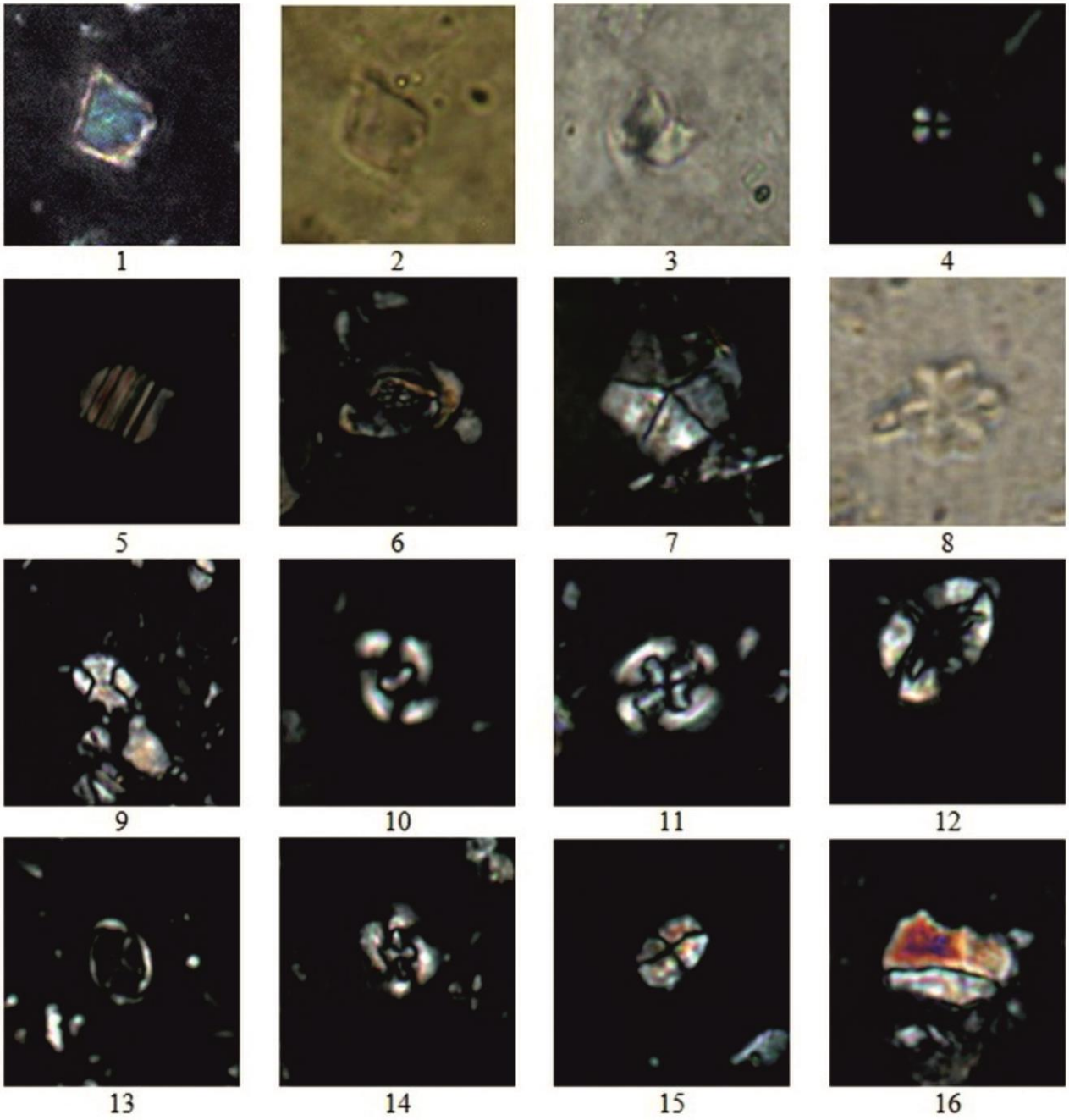
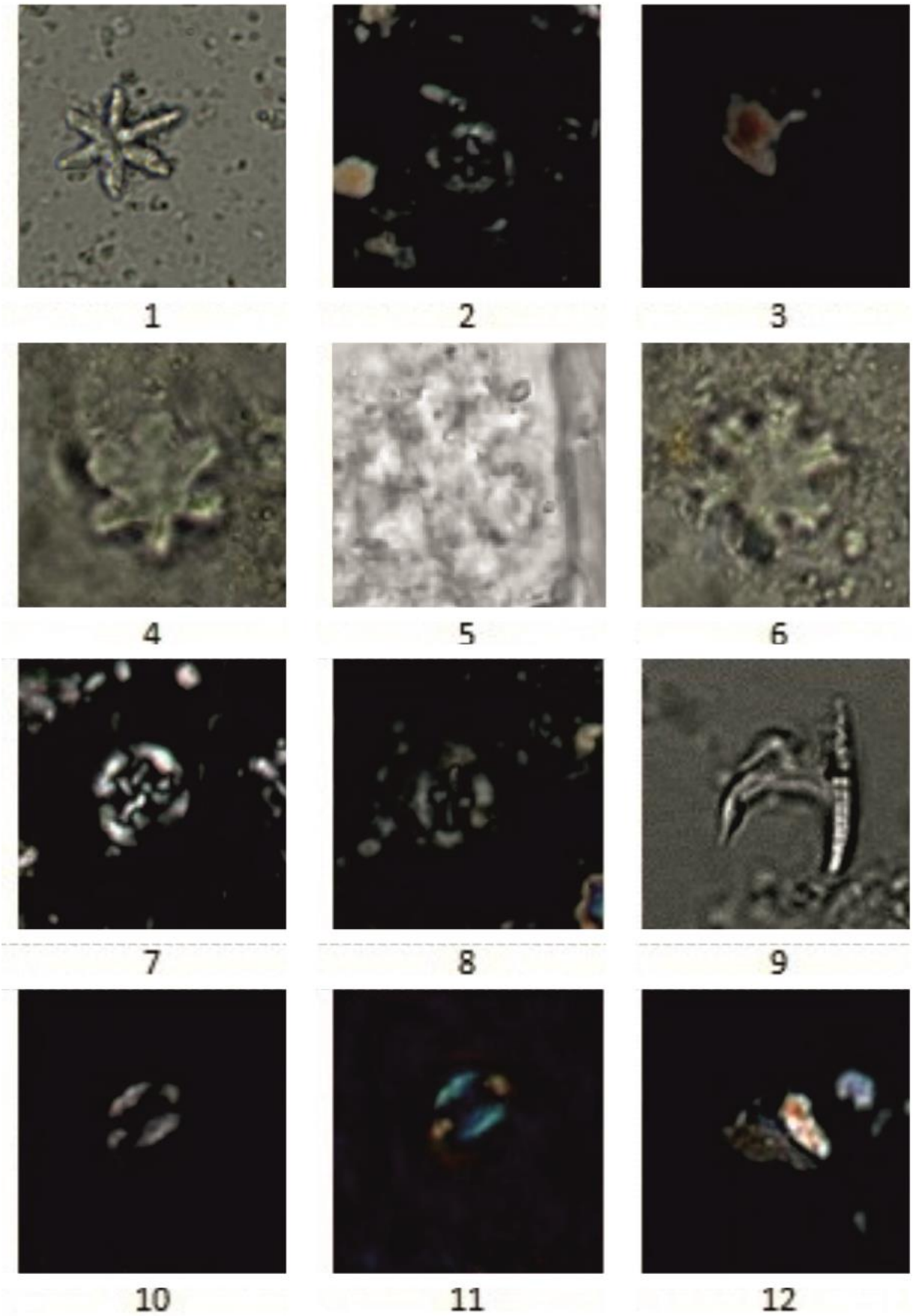
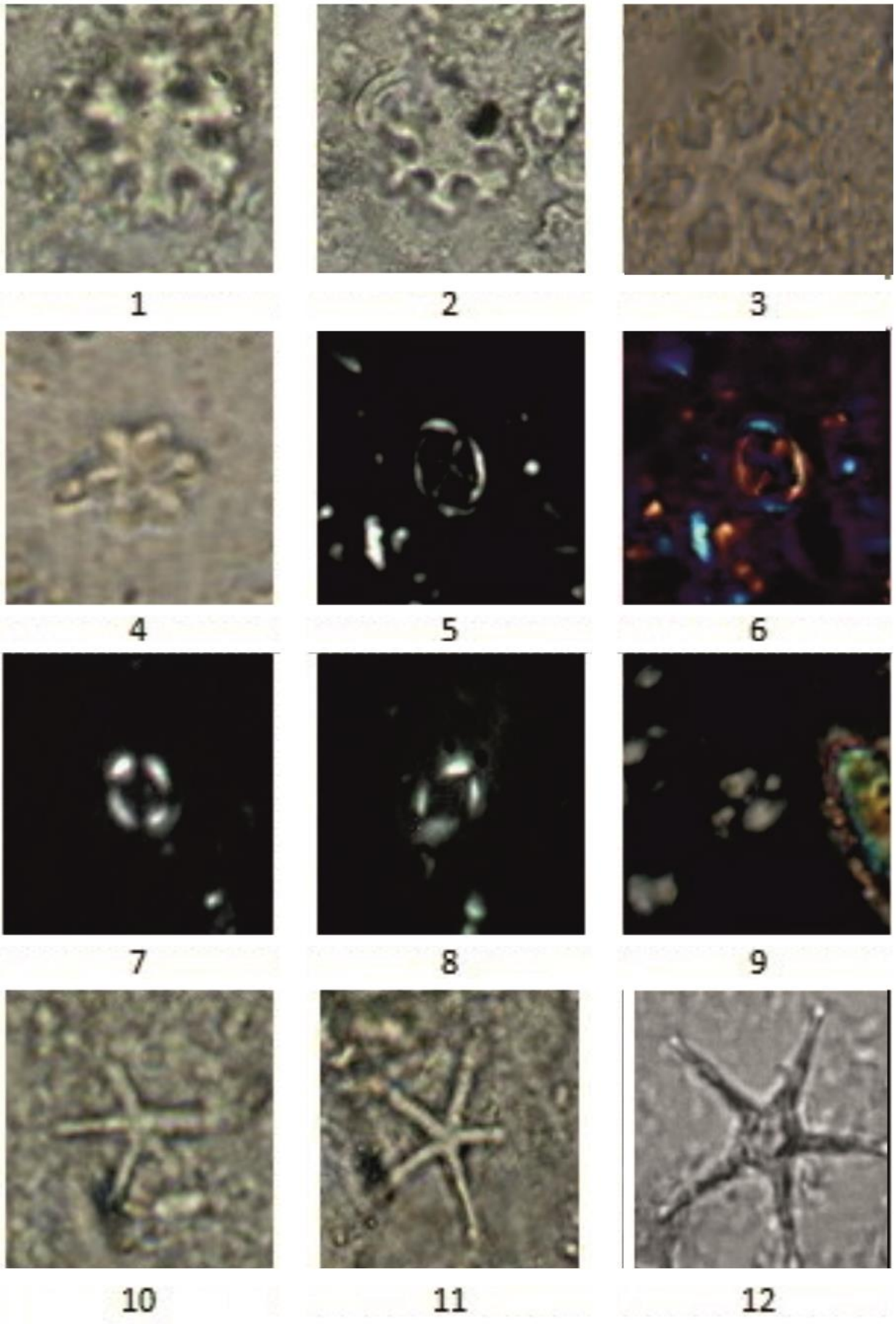


Plate 3




1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Sedimentary Facies
Spring & Summer 2017, 10 (1): 37-60
DOI: 10.22067/sed.facies.v10i1.54163

نشریه علمی ـ پژوهشی رخساره‌های رسوبی
بهار و تابستان ۱۳۹۶، ۱۰ (۱): ۳۷-۶۰

زیست چینه‌نگاری نهشته‌های دونین بالایی (فامنین) برش کوه کفتار (شمال شرق اصفهان) بر اساس فونای کنودونتی

علی بهرامی[1*]، مهدی یزدی[2]، حسن پارسانژاد[3]

۱- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۳-کارشناس ارشد چینه شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

*پست الکترونیک: bahrami_geo@yahoo.com

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۸ **تاریخ پذیرش: ۹۵/۳/۱۷**

چکیده

برش کوه کفتار در جنوب غرب روستای چاه‌ریسه و در ۵۵ کیلومتری شمال شرقی اصفهان واقع است. بخش‌های بالایی این برش معادل سازند شیشتو (شیشتو ۱) به سن فامنین می‌باشد که به منظور بررسی‌های زیست چینه‌ای مورد بررسی قرار گرفته است. ضخامت توالی مورد مطالعه ۱۱۰ متر است که شامل ۴ واحد سنگی با سنگ‌شناسی سنگ‌آهک، سنگ‌آهک ماسه‌ای، سنگ‌آهک دولومیتی، سنگ‌آهک مارنی، شیل و ماسه‌سنگ دارای کنودونت، بقایای دوکفه‌ای، بریوزوئر، ساقه لاله‌وشان، بازوپایان، تریلوبیت، گونیاتیت و ریز بقایای مهره‌داران است. بخش زیرین این توالی شامل شیل‌های تیره رنگ با میان لایه‌های آهکی است که به طور پیوسته بر روی نهشته‌های فرازنین قرار دارد، اما مرز بالایی آن با یک ناپیوستگی فرسایشی خاک قرمز توسط نهشته‌های پرمین مربوط به سازند جمال پوشیده می‌شود. به منظور تعیین سن دقیق نهشته‌های مورد بحث تعداد ۴۴ نمونه به طور سیستماتیک برداشت شد که پس از شست‌وشو، ۱۶۱۳ عنصر کنودونتی از آن‌ها به دست آمد. بررسی کنودونت‌های به دست آمده به شناسایی ۸ جنس و ۲۰ گونه و زیرگونه به شرح زیر انجامید:

Bispathodus aculeatus aculeatus, *Bispathodus aculeatus plumulus*, *Bispathodus costatus*, *Bispathodus stabilis*, *Branmehla bohlenana*, *Icriodus cornotus*, *Icriodus* sp., *Mehlina strigosa*, *Pandorinellina insita*, *Pelekysgnathus inclinatus*, *Polygnathus communis communis*, *Polygnathus delicatulus*, *Polygnathus deplanatus*, *Polygnathus nodocostatus*, *Polygnathus brevilaminus*, *Polygnathus semicostatus*, *Polygnathus communis collinsoni*, *Polygnathus* sp., *Neopolygnathus communis*, *Scaphignatus velifer velifer*.

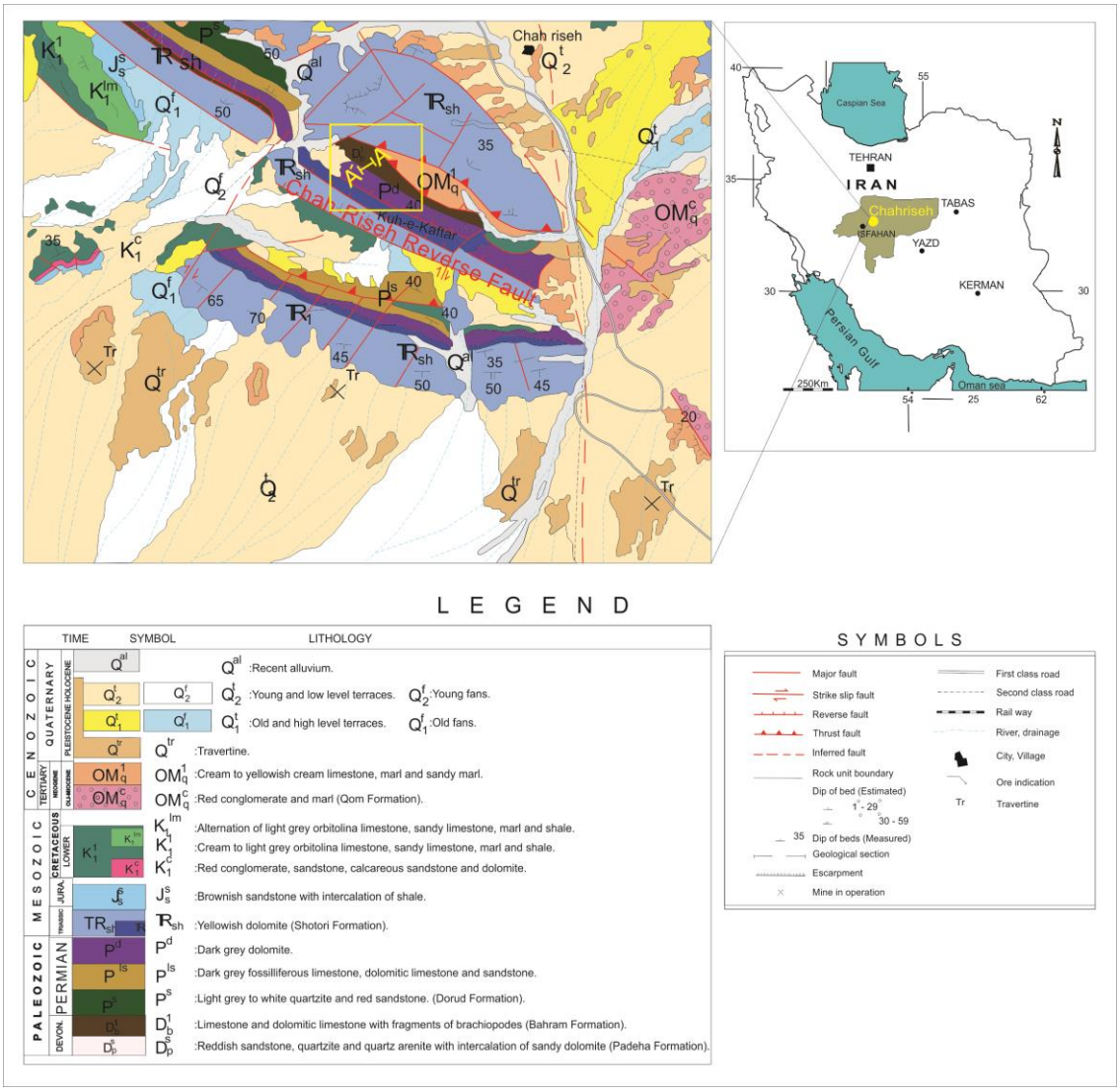
نتایج حاصل از ترسیم نمودار فراوانی و پراکندگی کنودونت‌ها نشان می‌دهد که فراوانی غالب با ایکریودوس‌ها، پلی‌گناتوس‌ها و بیسپاتودوس‌ها بوده است. بر این اساس برای برش مورد بررسی، سه زیست رخساره ایکریودید ـ پلی‌گناتید، پلی‌گناتید ـ بیسپاتودید و بیسپاتودید ـ پلی‌گناتید پیشنهاد شده است که حاکی از تشکیل این نهشته‌ها در یک محیط کم عمق تا نیمه عمیق مربوط به شلف داخلی (inner shelf) است. همچنین بررسی زیست چینه‌نگاری کنودونت‌های شناسایی شده و مطالعه گستره سنی هر یک از آن‌ها به شناسایی ۴ زیست‌زون کنودونتی Upper *marginifera* Zone؛ Uppermost *marginifera* to Upper *tracytera* zones؛ Late *expansa* Zone و Late *expansa* Zone منجر گردید. با توجه به زیست‌زون‌های تعیین شده سن نهشته‌های مورد بررسی از فامنین میانی تا فامنین پسین تعیین شده است.

واژه‌های کلیدی: سازند شیشتو؛ شمال‌شرق اصفهان؛ کنودونت؛ زیست چینه‌نگاری؛ دونین بالایی.

مقدمه

گسترش رسوبات پالئوزوئیک بالایی در اطراف اصفهان بیشتر به شمال حوضه اصفهان (منطقه سه و نطنز برش‌های نچفت، نقله، ورکمر، شمال تار و غرب کشه Zahedi, 1973؛ Adhamian, 2003؛ Ghobadipour *et al.*, 2013؛ Bahrami *et al.*, 2015) شمال شرقی حوضه اصفهان (برش‌های زفره، چاه‌ریسه و دیزلو Gholamalian, 2003؛ Brice *et al.*, 2006؛ Habibi *et al.*, 2013) و جنوب حوضه اصفهان (برش‌های دارچاله و رامشه شهرضا Boncheva *et al.*, 2007؛ Leven & Gorgij, 2008, 2011؛ Bahrami *et al.*, 2014) محدود می‌شود. کامل‌ترین توالی رسوبی پالئوزوئیک بالایی در ۵۵ کیلومتری شمال شرقی اصفهان، نزدیکی روستای چاه‌ریسه درکوه کفتاری واقع است. این برش در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کوهپایه (رادفر و کهنسال، ۱۳۸۱)، در ۵۵ کیلومتری شمال شرق اصفهان و در جنوب غربی روستای چاه‌ریسه در دامنه کوه کفتاری با مختصات ″۴۴ ′۰۳ °۵۲ طول شرقی و ″۱۳ ′۵۹ °۳۲ عرض شمالی واقع است (شکل ۱). توالی‌های رسوبی مورد نظر برای اولین بار در دهه ۱۹۷۰ مورد مطالعه قرار گرفت، که می‌توان به مطالعات انجام شده توسط Djafarian & Brice, 1973 و Zahedi, 1976 اشاره کرد. با توجه به این که برش چاه‌ریسه (کوه کفتار) یکی از بهترین برش‌های دونین بالایی در غرب ایران مرکزی می‌باشد بنابراین طی سال‌های بعدی نیز برش فسیل‌دار مذکور در تحقیقات متعدد دیرین‌شناسی و رسوب‌شناسی مورد توجه قرار گرفت که از آن جمله می‌توان به مطالعات صورت گرفته توسط شیرانی، ۱۳۷۴؛ Ghavidel-syooki, 2001؛ Hamedani, 1996؛ Brice & Kebriae, 2000؛ Djafarian, 2000؛ Mistian & Gholamalian, 2000؛ Yazdi *et al.*, 2000؛ Mistian *et al.*, 2000؛ Hairapetian *et al.*, 2000؛ Turner *et al.*, 2002؛ Gholamalian, 2003؛ Safari & kangazian, 2003 و 2007 Webster *et al.*, اشاره کرد. پژوهش‌ها نشان می‌دهد که سن این توالی رسوبی فرازنین پیشین تا فامنین پسین است که با چند افق کربناته مربوط به آب‌های کم عمق شروع و به تدریج به نهشته‌های آواری ضخیم لایه و کربنات‌های آب‌های کم عمق با میان لایه‌های شیلی ختم می‌شود (Yazdi *et al.*, 2000؛ Gholamalian, 2003).

طبقات رسوبی دونین بالایی (آهک‌های فامنین بالایی) در این برش توسط توالی کربناته آواری پرمین به طور ناپیوسته پوشیده می‌شود (Ghavidel-syooki, 1993؛ غلامعلیان، ۱۳۷۶؛ Yazdi *et al.*, 2000). این نبود فرسایشی که به عنوان ناپیوستگی هرسی‌نین در اغلب بخش های پلاتفرم ایران گزارش شده است (Wendt *et al.*, 2002, 2005) احتمالاً با شروع حوادث هرسی‌نین در ارتباط بوده است (Berberian & King, 1981). بر اساس فرضیه دیگر ممکن است این واقعه نتیجه تغییر شکل و بالا آمدگی در مرحله ابتدایی قبل از فرورانش فشارشی در طول حاشیه شمالی گندوانا و در پالئوتتیس درست قبل از باز شدگی ریفت نئوتتیس در پرمین میانی باشد (Sharland *et al.*, 2001؛ Ruban *et al.*, 2007). قدیمی‌ترین رسوبات پالئوزوئیک در منطقه چاه‌ریسه شامل توالی‌های تخریبی و کربناتی مربوط به محیط کم عمق به سن فرازنین پیشین است، این واحد بیشتر شامل، سنگ آهک‌های نازک لایه، ماسه‌سنگ، افق‌های برشی شده و به مقدار کمتر سنگ‌آهک ماسه‌ای و دولومیت است. ضخامت این واحد ۲۲۰ متر می‌باشد (غلامعلیان، ۱۳۷۶). بر اساس مطالعات صورت گرفته بر روی ریزبقایای ماهی‌ها و کنودونت‌های به دست آمده از لایه‌های نزدیک به بخش پایینی این برش، سن این واحد فرازنین پیشین تعیین شده است (Middle *falsiovalis* Zone - Late *hassi* Zone) (Gholamalian *et al.*, 2000؛ Turner *et al.*, 2002).



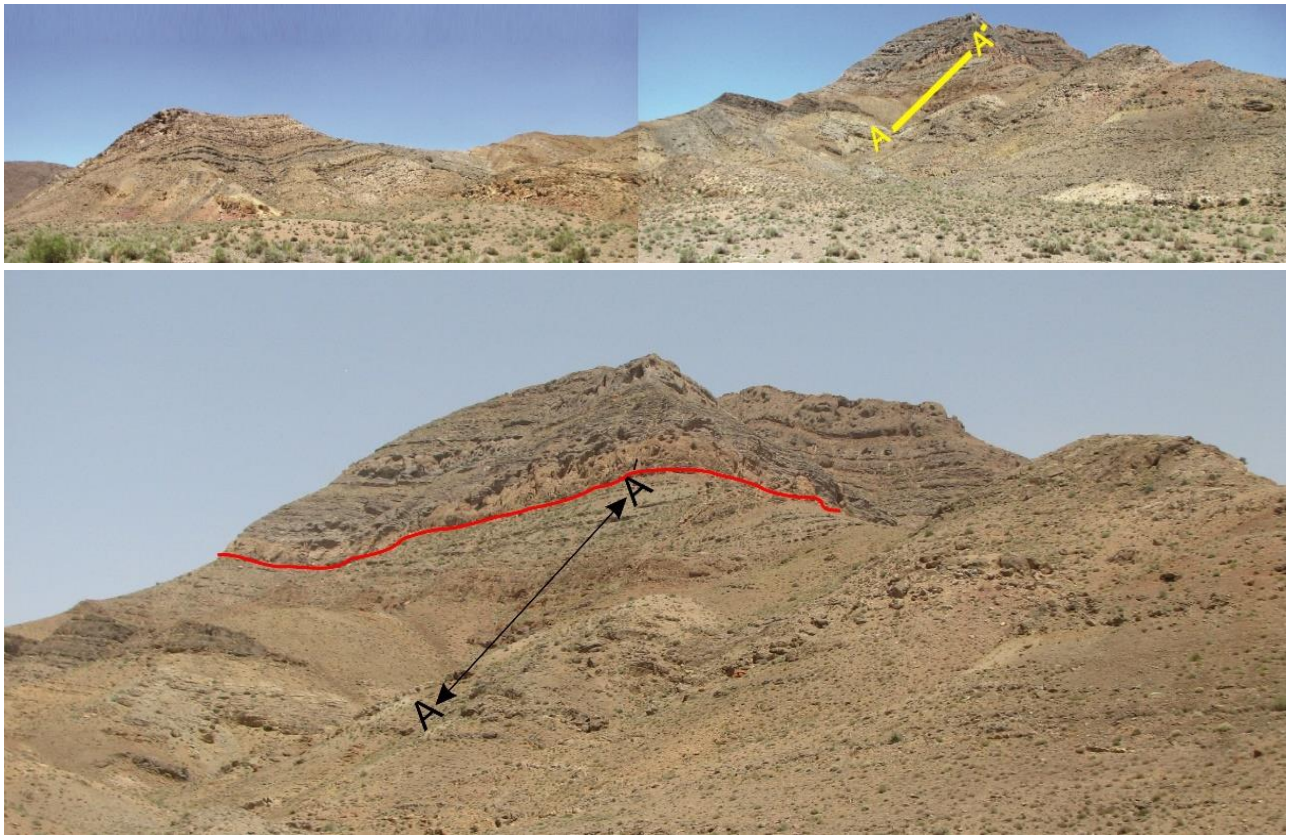
شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی ناحیه چاه‌ریسه، موقعیت جغرافیایی و محل برش مورد مطالعه.

واحد سنگ‌آهک بالایی بیشتر شامل کربنات‌هایی با تنوع فسیلی گوناگون مانند بایوستروم‌هایی با مرجان‌های روگوزا، تابولاتا و استروماتوپوریدا به همراه ماسه‌سنگ و میان لایه‌های شیل است. ضخامت این واحد ۱۸۵ متر است (غلامعلیان، ۱۳۷۶). افق‌های بایوسترومی فرازنین (Yazdi, 1996) که دو لایه راهنما را درمنطقه چاه‌ریسه تشکیل می‌دهند به طور عموم در سایر توالی‌های فرازنین ایران نیز دیده می‌شوند (Yazdi, 1999). سن بخش پایینی این واحد فرازنین میانی تا فرازنین پسین (*rhenana* Zone - *jamieae* Zone) و سن بخش بالایی آن فرازنین پسین تا فامنین پیشین (*linguiformis* Zone - *triangularis* Zone) تعیین شده است (غلامعلیان، ۱۳۷۶؛ Gholamalian, 1998 و Gholamalian *et al.*, 2000). بر روی این نهشته‌ها توالی فامنین به ضخامت تقریبی ۱۰۰ متر قرار دارد که شامل دو بخش تخریبی و کربناته است. هریک از این بخش‌ها به ترتیب ۴۰ و ۶۰ متر ضخامت دارند (Gholamalian, 1998). سنگ‌شناسی بخش تخریبی بیشتر شامل شیل و ماسه سنگ و سنگ‌شناسی بخش کربناتی بیشتر شامل سنگ‌آهک، سنگ‌آهک دولومیتی، سنگ‌آهک مارنی و مارن است. سن این بخش از فامنین پیشین تا فامنین پسین

(*triangularis* Zone - Early *praesulcata* Zone) تعیین شده است (Mistian *et al.*, 2000). این بخش را می‌توان معادل شیشتو ۱ در نظر گرفت (Gholamalian, 2007)، اما به عقیده Yazdi *et al.*, 2000 بر اساس کنودونت‌ها، زیست‌زون کنودونتی *expansa* Zone معادل با نزدیک به انتهای فامنین پسین برای این رسوبات پیشنهاد شده است.

بر روی نهشته‌های دونین بالایی در این منطقه سنگ‌آهک ماسه‌ای، دولومیت و ماسه‌سنگ‌های پرمین معادل بخشی از سازند جمال با یک ناپیوستگی فرسایشی قرار گرفته است. افقی از خاک قدیمی قرمز با ضخامت حدود یک متر این دو را از یکدیگر جدا می‌کند. این افق نشان دهنده یک مرحله خشکی‌زایی و فرسایشی احتمالی از انتهای دونین تا پرمین پسین است (ابتدای مرغابین بالایی) (قبادی پور و جعفریان، ۱۳۸۵). به نظر می‌رسد نبودهای چینه‌شناسی مربوط به بخش انتهایی فامنین، کربنیفر تا ابتدای مرغابین بالایی در این مقطع هم‌زمان با حرکات خشکی‌زایی هرسی‌نین باشد (Yazdi *et al.*, 2000).

در این تحقیق نهشته‌های فامنین برش کوه کفتار جهت تعیین نمودن سن بخش بالایی این برش مورد بررسی و نمونه برداری دقیق قرار گرفته است (شکل ۲).



شکل ۲: a) نمای کلی از نهشته‌های پالئوزوئیک کوه کفتاری و محل برش مورد مطالعه؛ b) نمای نزدیک از نهشته‌های دونین بالایی، ناپیوستگی مرز فامنین – پرمین در کوه کفتاری.

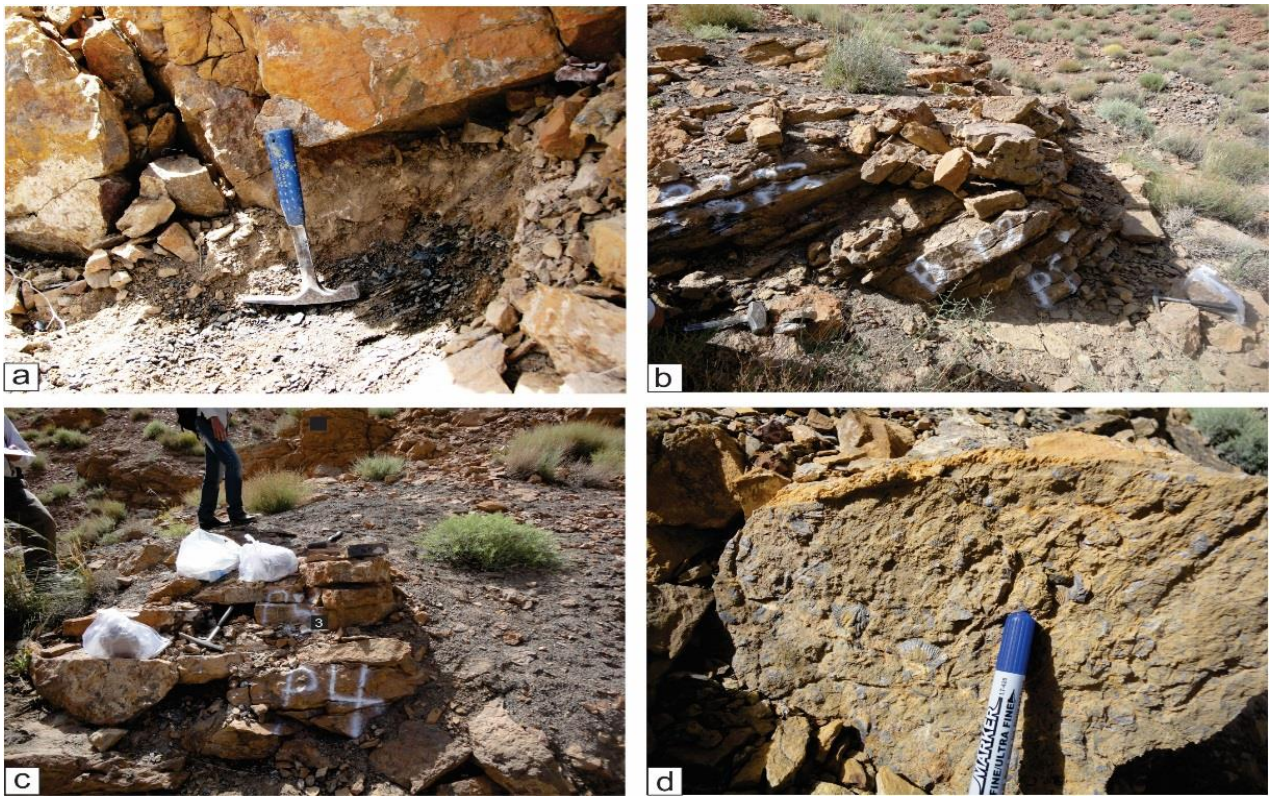
سنگ چینه‌نگاری بخش بالایی نهشته‌های دونین (فامنین) در برش کوه کفتاری

شرح سنگ‌شناسی واحد A: این واحد به ضخامت ۲۳ متر شامل شیل‌های خاکستری تا تیره، سنگ‌آهک‌های کرم تا خاکستری دارای بازوپایان، نازک تا متوسط لایه و سنگ‌آهک دولومیتی قهوه‌ای با میان لایه‌های نازک شیلی می‌باشد (شکل ۳).

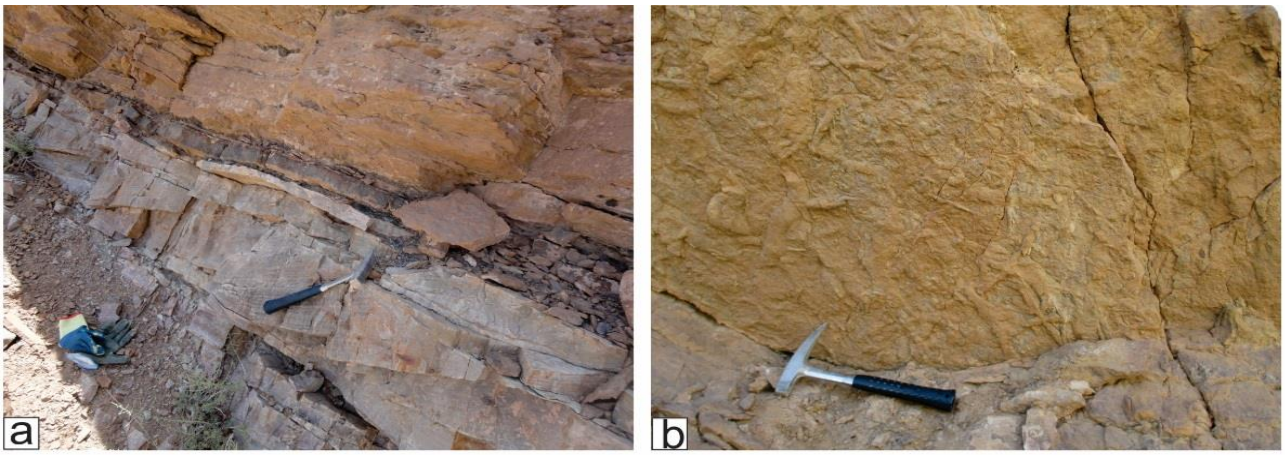
شرح سنگ‌شناسی واحد B: این واحد شامل ۱۵ متر ماسه‌سنگ‌های خاکستری روشن، کرم تا قهوه‌ای به همراه میان لایه‌های نازک شیلی است. قسمت پایینی این واحد شامل ۲/۵ متر ماسه‌سنگ کوارتزیتی خاکستری روشن، متوسط تا ضخیم لایه است که در بدنه آن چینه‌بندی متقاطع دیده شده است. بر روی این بخش ۱۲/۵ متر ماسه‌سنگ کرم تا قهوه‌ای قرار دارد، که در کف لایه‌های مربوط به آن آثاری شبیه به اثرفسیل‌ها مشاهده می شود (شکل ۴).

شرح سنگ‌شناسی واحد C: این واحد با ۴۸ متر ضخامت شامل سنگ‌آهک، سنگ‌آهک ماسه‌ای و سنگ‌آهک دولومیتی ماسه‌ای خاکستری تا قهوه‌ای، متوسط تا ضخیم لایه و شیل‌های تیره به همراه بقایای فسیلی فراوان از دوکفه‌ای‌ها، بازوپایان، مرجان‌ها و سایر بیوکلاست‌ها (خرده‌های فسیلی شکم‌پایان و خرده‌های خارپوستان) می‌باشد (شکل ۵) .

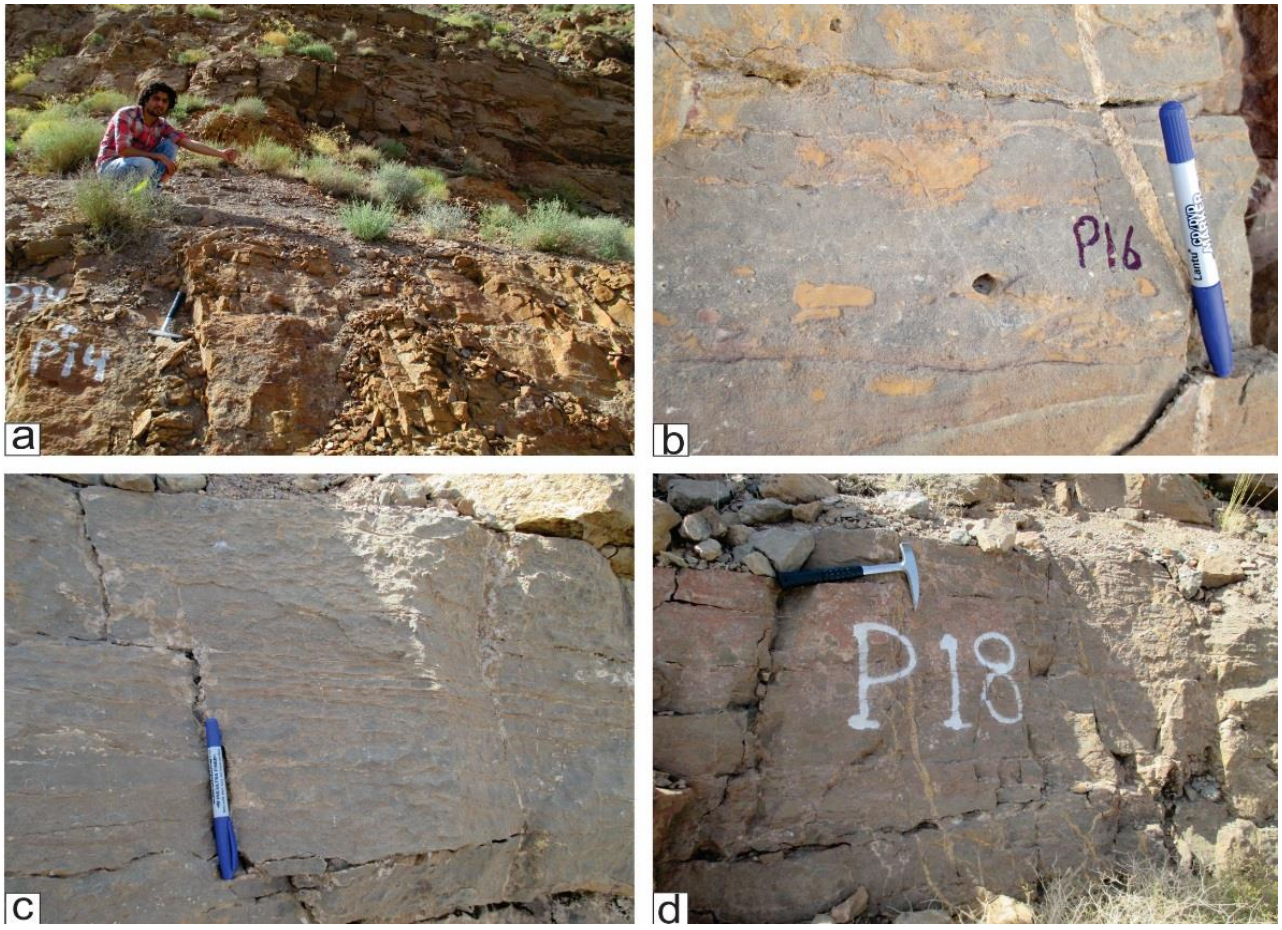
شرح سنگ‌شناسی واحد D: این واحد با ۲۴ متر ضخامت شامل تناوبی از سنگ‌آهک مارنی متوسط لایه خاکستری با لایه‌های شیلی و مارنی است که در بالای واحد به سنگ‌آهک ماسه‌ای قرمز تبدیل می‌شود. از ویژگی‌های این واحد رسوبی نسبت به واحدهای قبلی دارا بودن مقادیر فراوانی از بازوپایان، لاله‌وشان و سایر بیوکلاست‌هاست. بر روی سنگ‌آهک ماسه‌ای آخرین بخش این واحد ۱/۲ متر خاک قرمز وجود دارد که توسط سنگ‌آهک ماسه‌ای ضخیم لایه و قهوه‌ای سازند جمال پوشیده می‌شود. ریخت‌شناسی سازند جمال نسبت به واحد D ارتفاع و ضخامت بیشتری دارد و لایه‌بندی خوبی را نشان می‌دهند. با توجه به مشاهدات و مطالعات صحرایی این سازند از سنگ آهک ماسه‌ای، سنگ آهک و دولومیت تشکیل شده است (شکل ۶).



شکل۳: a) نمایی نزدیک از شیل‌های قاعده برش؛ b, c) آهک‌های کرم تا قهوه‌ای، متوسط لایه حاوی فسیل بازوپایان از ضخامت ۶/۵ تا ۹ متری؛ d) نمایی نزدیک از آهک‌های قهوه‌ای حاوی فسیل‌های فراوان بازوپایان در ضخامت ۸ متری (d).



شکل ۴: a) تماس ماسه‌سنگ کوارتزیتی قاعده واحد B با ماسه‌سنگ قهوه‌ای در ضخامت ۲۴ متری؛ b) اثرفسیل‌های موجود در لایه‌های ماسه سنگی در ضخامت ۲۶/۵ متری.



شکل ۵: a) شیل خاکستری در قاعده واحد C در ضخامت ۳۸ متری؛ b) سنگ آهک کرم تا خاکستری ضخیم لایه حاوی لیتوکلاست در ضخامت ۴۱ متری؛ c) سنگ آهک استروماتولیتی در ضخامت ۴۲/۵ متری؛ d) سنگ آهک خاکستری ضخیم لایه در ضخامت ۴۴ متری.



شکل ۶: a) آهک ماسه‌ای متراکم با نهشته‌های پرمین؛ b) آهک‌های ماسه‌ای توده‌ای کرم رنگ در بخش آغازین سازند جمال.

زیست چینه‌نگاری نهشته‌های مورد مطالعه

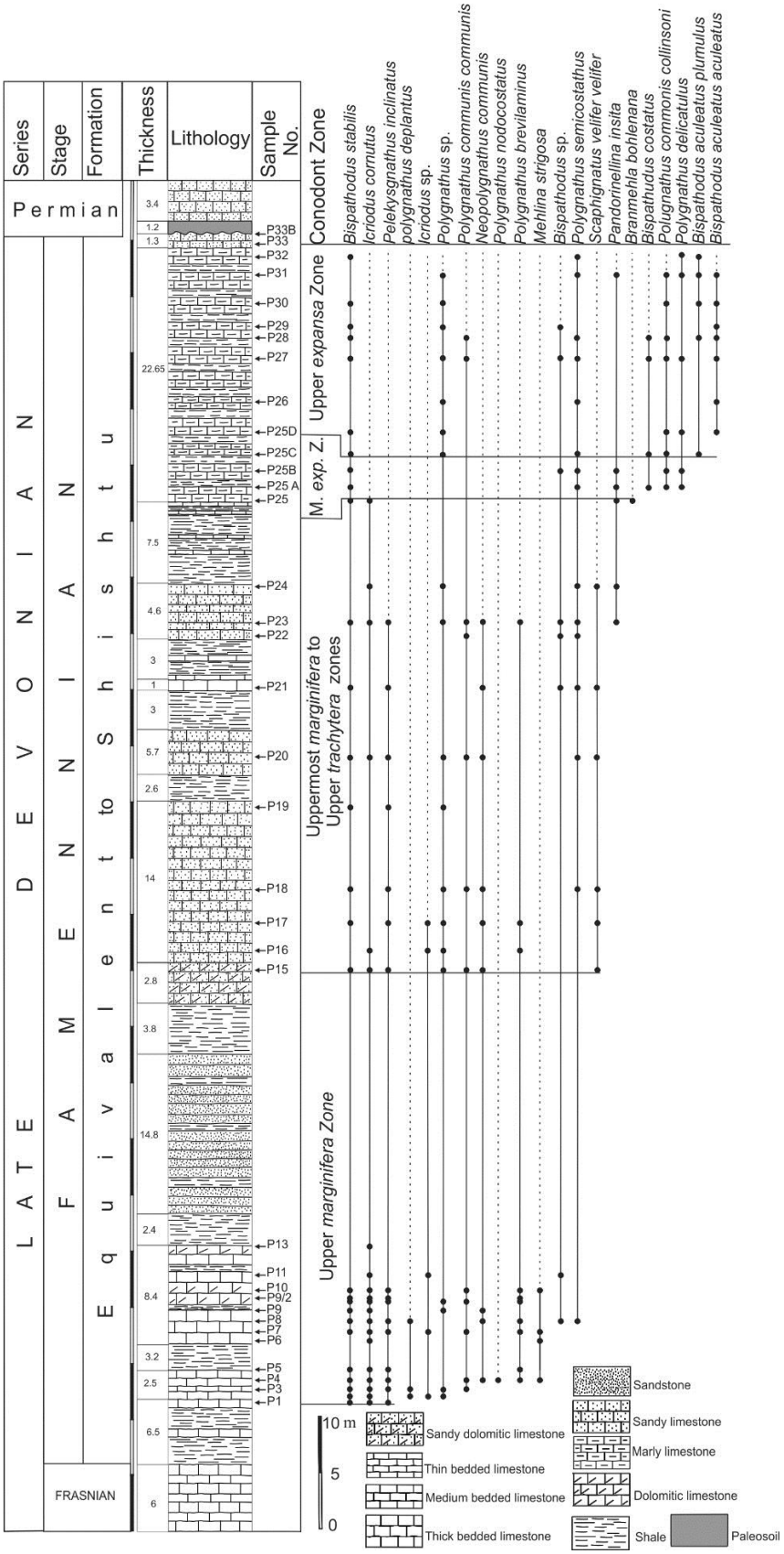
تعداد ۴۴ نمونه به وزن ۳ تا ۴ کیلوگرم از برش مورد مطالعه برداشت گردید که در مجموع ۱۶۱۳ عنصر کنودونتی از بررسی نمونه‌ها به دست آمده است (جدول ۱). در مجموع تعداد ۲۰ گونه و زیر گونه متعلق به ۸ جنس کنودونتی شامل *Bispathodus aculeatus aculeatus*، *Bispathodus aculeatus plumulus*، *Bispathodus costatus*، *Bispathodus stabilis*، *Branmehla bohlenana*، *Icriodus cornutus*، *Icriodus* sp.، *Mehlina strigosa*، *Pandorinellina insita*، *Pelekysgnathus inclinatus*، *Polygnathus communis communis*، *Neopolygnathus communis*، *Polygnathus delicatulus*، *Polygnathus deplanatus*، *Polygnathus communis collinsoni*، *Polygnathus nodocostatus*، *Polygnathus brevilaminus*، *Polygnathus semicostatus*، *Polygnathus* sp. و *Scaphignatus velifer velifer* شناسایی گردید که از بین آن‌ها جنس‌های *Icriodus*، *Polygnathus* و *Bispathodus* مربوط به محیط کم عمق تا نیمه عمیق غالب بوده است. در این بررسی عناصر کنودونتی Palmatolepis مربوط به محیط عمیق مشاهده نشد که دلیل آن استقرار ناحیه مورد مطالعه در قسمت کم عمق‌تر پالئوتتیس است.

زیست‌زون‌های کنودونتی شناسایی شده در برش کوه کفتار

زیست‌زون‌های استاندارد کنودونتی دونین پسین توسط Ziegler & Sandberg (1978)؛ Sandberg, *et al*. (1990) و Ziegler (2002) پیشنهاد شده‌اند، که غالباً بر اساس مطالعه فونای Palmatolepis حوضه‌های عمیق پالئوتتیس اروپا طراحی گردیده‌اند، به دلیل استقرار برش مورد مطالعه در حاشیه کم عمق پالئوتتیس و نبود فونای بخش‌های عمیق چهار زون زیستی شناسایی گردید که بیشتر بر اساس حضور *Bispathodus*، *Icriodus* و *Polygnathus* است. زیست‌زون‌های ارائه شده برای برش مورد مطالعه به شرح زیر است (شکل ۷).

Upper *marginifera* Zone

این زیست‌زون که شامل نمونه های P1 تا P15 و ضخامتی در حدود ۴۲/۶ متر را دربرمی‌گیرد، دارای سنگ‌شناسی شیل خاکستری تا تیره، سنگ‌آهک، سنگ‌آهک دولومیتی ماسه‌ای و ماسه‌سنگ کرم تا قهوه‌ای متوسط تا ضخیم لایه



شکل ۷: ستون سنگ چینه‌ای و زیست زون‌های برش مورد مطالعه در کوه کفتار.

جدول ۱: پراکندگی گونه‌های کنودونتی در برش کوه کفتار

Kuh-e-Kaftar	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P9/1	P9/2	P10	P11	P13	P14	P15	P16	P17	P18	P19	P20	P21	P22	P23	P24	P25	P25A	P25B	P25C	P25D	P26	P27	P28	P29	P30	P31	P32	P33	P33A	P33B	TOTAL
Bispathodus aculatus aculatus																																									15
Bispathodus aculatus plumulus																													2	1		6	3	2	1	1					22
Bispathodus costatus																										1			14		2	3		2	1		14					20
Bispathodus stabilis	1	1	1	8	4		5	4	3	9	4	1				3		1	3	2	3	8		17		3	1	1	2	1		1	1	2	1		1				92
Bispathodus sp.								1					1									1	1	2																		9
Branmehla bohlenana	3	1	3	10	8	1	12	3	2	4	1	3	1	1		9	3							1	1	2																2
Icriodus cornutus		2				1	3						2				2	1			3																					10
Icriodus sp.				1		1	1					1																														4
Mehlina strigosa																																										6
Pandorinellina insita	1			1	1											3		1	14	1	1	3		8																		43
Pelekysgnathus inclinatus			1	3	2												4	1						5																		26
Polygnathus brevilaminus																																										21
Neopolygnathus communis communis				2				1	1							1			2		1	1		10																		18
Polygnathus communis communis			2	2			1			2		2				2			1		1		1	2																		15
Polygnathus communis collinsoni																											1	1	7	1						1	1					7
Polygnathus delicatulus																											1	1		2						1	1					3
Polygnathus deplanatus		1	1					1																																		1
Polygnathus nodocostatus				1																																						32
Polygnathus semicostathus			1					1											1	1	3	5	1	3	1				2		6	4									52
Polygnathus sp.		1							10	3						5	1	2	4	1	3		1	8	3				1	1	2				1							17
Scaphignatus velifer.velifer																1			2		4	2			7																	1613
unassigned elements	29	9	19	45	48	13	65	36	71	68	23	35	14	9	1	19	52	24	54	10	21	82	3	166	16	3	9	14	11	13	8	19	16	27	14	18	22	1	3	16	1126
TOTAL	34	15	28	73	63	15	91	51	87	91	32	44	18	10	1	43	62	33	81	14	40	102	6	223	29	12	14	20	39	19	11	41	30	34	20	28	39	1	3	16	

حـاوی بقایـای فـراوان مـاهی و اسـتراکد، شـکم‌پایـان و کنودونت می‌باشد. در این زیست‌زون گونه‌هـای کنـودونتی *Bispathodus stabilis*؛ *Icriodus cornotus*؛ *Icriodus* sp.؛ *Mehlina strigosa*؛ *Pelekysgnathus inclinatus*؛ *Polygnathus communis communis*؛ *Polygnathus nodocostatus nodocostatus*؛ *Polygnathus berevilaminus*؛ *Polygnathus deplanatus*؛ *Polygnathus semicostatus* و *Polygnathus* sp. حضور دارند. بـر اسـاس نظـر Ziegler & Sandberg (1990) مـرز زیرین این زیست‌زون منطبق بر اولین حضور *Bispathodus stabilis* در Upper *marginifera* Zone و مرز بـالایی آن بـر اولـین حضـور *Scaphignathus velifer velifer*, در Uppermost *marginifera* Zone منطبـق اسـت (Corradini, 2008؛ Ziegler & Sandbeg, 1984). ایـن گونه مرز زیرین زیست‌زون بعدی را مشخص می‌کند.

Uppermost *marginifera* to Upper *tracytera* Zones

این زیست‌زون که شامل نمونه‌های P15 تا P25 و ضـخامتی در حـدود ۴۲/۵ متـر اسـت، دارای سـنگ‌آهـک دولـومیتی ماسه‌ای ضخیم لایه، سنگ‌آهک ماسه‌ای خاکستری ، شـیل تیره با میان لایه‌های سـنگ‌آهـک و سـنگ‌آهـک ماسـه‌ای خاکستری تا کرم ضخیم لایه حاوی بقایای بازوپایان، سـاقه لاله‌وشان، کنودونت‌ها و بقایـای کمـی از مـاهی‌هاسـت. در ایـن زیسـت‌زون گونـه‌هـای کنـودونتی *Bispathodus stabilis*، *Branmehla bohlenana*، *Icriodus cornotus*، *Icrodus* sp.، *Pandorinellina insita*، *Pelekysgnathus inclinatus*، *Polygnathus communis communis*، *Polygnathus communis collinsoni*، *Polygnathus brevilaminus*، *Polygnathus semicostatus*، *Polygnathus* sp. *Scaphignatus velifer velifer* حضور دارند. بر اساس نظر Ziegler & Sandberg (1984) و Corradini (2008) اولـین حضـور گونه *Scaphygnatus velifer velifer* در Uppermost *Marginifera* Zone می‌باشد که منطبق بـر مـرز زیـرین ایـن زیسـت‌زون اسـت. همچنین مرز بالایی آن بر آخرین حضـور گونـه کنـودونتی *Icriodus cornotus* در Upper *tracytera* Zone منطبـق است (Bultynck, 2003 ؛Sandberg & Dressen, 1984).

Middle *expansa* Zones

این زیست‌زون شامل نمونه‌هـای P25 تـا P25C و ضـخامتی در حدود ۵ متر است. سنگ‌شناسی این بخش شامل تنـاوبی از سنگ‌آهک مارنی متوسط لایه حـاوی بازوپایـان فـراوان بـا شـیل اسـت. در ایـن زیسـت‌زون گونـه‌هـای کنـودونتی *Bispathodus stabilis*، *Bispathodus* sp.، *Branmehla bohlenana*، *Pandorinellina insita*، *Polygnathus communis communis*، *Polygnathus delicatulus*، *Polygnathus communis collinsoni* و *Polygnathus semicostatus* حضور دارند. بر اساس نظـر Sandberg & Dressen (1984)، Ziegler & Sandberg (1984)، Bultynck (2003) و Corradini (2008) مـرز زیـرین ایـن زیسـت‌زون منطبـق بـر آخـرین حضـور گونـه کنـودونتی *Icriodus cornotus* در Upper *tracytera* Zone (Ziegler & Sandberg, 1984) می‌باشد و مرز بـالایی آن بر اولین حضـور گونـه کنـودونتی *Bispathodus costatus* در Middle *expansa* Zone منطبـق اسـت (Ziegler & Sandberg, 1984).

Upper *expansa* Zones

این زیست‌زون شامل نمونـه‌هـای P25C تـا P32 اسـت کـه ضخامتی در حدود ۱۸/۶۵ متر دارد. سنگ‌شناسی آن شـامل تناوبی از سنگ‌آهک‌های مارنی متوسط لایه خاکسـتری بـا شـیل و مـارن و سـنگ‌آهـک‌هـای ماسـه‌ای قهـوه‌ای اسـت.

در این زیست‌زون گونه‌های کنودونتی *Bispathodus stabilis*، *Bispathodus aculeatus plumulus*، *Bispathodus costatus*، *Bispathodus aculeatus aculeatus*، *Pandorinellina insita*، *Branmela bohlenana*، *Polygnathus semicostatus*، *Polygnathus communis communis*، *Polygnathus communis collinsoni* و *Polygnathus delicatulus* حضور دارند.

بر اساس نظر Ziegler & Sandberg (1984) مرز زیرین این زیست‌زون منطبق بر اولین حضور گونه کنودونتی *Bispathodus cotatus* در Zone *expansa* Middle و مرز بالایی آن منطبق بر آخرین حضور گونه‌های کنودونتی *Polygnathus semicostatus* و *Polygnathus delicatulus* در Upper *expansa* Zone می‌باشد.

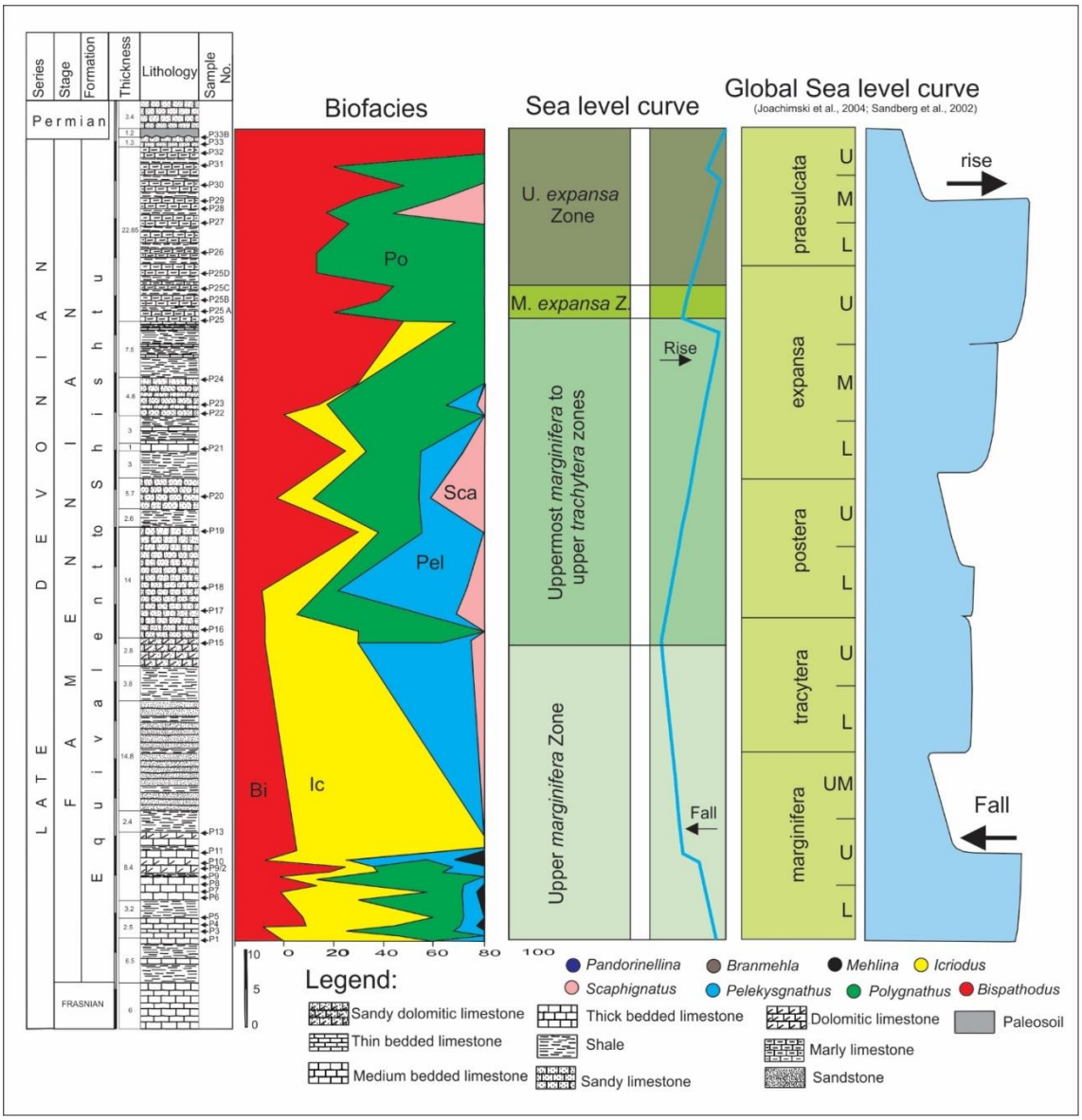
زیست رخساره‌های شناسایی شده در برش کوه کفتار

رخساره‌های کنودونتی دونین پسین عموماً بر اساس مدل‌های رخساره‌ای Sandbeg (1976)، Sandberg & Ziegler (1979)، Dreesen & Sandbeg (1984) و Sandberg *et al*. (1988) در نواحی دور از ساحل تا نزدیک به ساحل بر اساس توزیع رخساره‌های سنگی بررسی می‌گردند.

با توجه به فراوانی گونه‌های مربوط به محیط کم عمق مانند *Icriodus*، *Polygnathus* و *Pelekysgnathus*، رخساره کم عمق ایکریودید ـ پلی‌گناتید برای بخش پایینی برش در زیست‌زون‌های Upper Zone *marginifera* پیشنهاد می‌شود که بیانگر بخش Middle shelf to Inner shelf است. بررسی منحنی تغییرات سطح آب رسم شده برای این رخساره نشان‌دهنده انطباق آن با منحنی تغییرات سطح آب جهانی است که توسط Sandberg *et al*. (2002) و Joachimski *et al*. (2004) معرفی گردیده است. بر طبق این منحنی، سطح آب از قاعده برش (Upper *marginifera* Zone) به سمت قسمت بالایی (Uppermost *marginifera* Zone) تغییرات چشم‌گیر کاهشی داشته و به کمترین مقدار خود طی این زیست‌زون رسیده است.

در فاصله زمانی Uppermost *marginifera* to Upper *tracytera* zones و Middle *expansa* Zones با توجه به فراوانی گونه‌های مربوط به محیط کم عمق مانند *Polygnathus* و محیط نیمه عمیق مانند *Bispathodus*، رخساره پلی‌گناتید ـ بیسپاتودید برای بخش میانی برش، پیشنهاد می‌شود که بیانگر Middle shelf to Outer shelf باشد. منحنی تغییرات سطح آب در این بخش از برش نیز با منحنی تغییرات جهانی سطح آب که به صورت پیش‌روی است هم‌خوانی دارد.

فراوانی *Bispathodus* و *Polygnathus* در قسمت انتهایی برش به پیشنهاد، رخساره بیسپاتودید ـ پلیگناتید برای این بخش از برش در زیست‌زون‌های Middle *expansa* to Upper *expansa* منجر شده است که بیانگر محیط Outer shelf to Upper slope است. بررسی منحنی تغییرات سطح آب در این بخش از برش نشان می‌دهد که افزایش سطح آب که از Middle *expansa* Zone آغاز شده بود تا Upper *expansa* Zone نیز ادامه داشته است. (شکل ۸).



شکل ۸: نمودار منحنی زیست رخساره‌های کنودونتی در برش مورد مطالعه در کوه کفتاری و تطابق تغییرات سطح آب دریا با منحنی جهانی (Joachimski *et al.*, 2004 ; Sandberg *et al.*, 2002).

نتیجه‌گیری

مطالعه نهشته‌های دونین بالایی (فامنین) در برش کوه کفتار واقع در شمال شرق اصفهان به شناسایی ۸ جنس و ۱۸ گونه و زیرگونه کنودونتی منجر گردید، همچنین بررسی زیست چینه‌نگاری کنودونت‌های شناسایی شده و مطالعه گستره سنی هر یک از آن‌ها به شناسایی ۴ زیست‌زون کنودونتی Uppermost ،Upper *marginifera* Zone Middle ،*marginifera* to Upper *tracytera* Zones و Upper *expansa* Zones انجامید که بر این اساس سن نهشته‌های مورد مطالعه از فامنین میانی تا فامنین پسین تعیین شده است. بررسی‌های انجام شده در این برش نشان می‌دهد که فراوانی غالب با *Bispathodus*، *Polygnathus* و *Icriodus* بوده و با توجه به این موضوع زیست رخساره‌های تعیین شده برای نهشته‌های مورد بررسی شامل: پلیگناتید ــ ایکریودید، پلیگناتید ـ بیسپاتودید و بیسپاتودید ـ پلیگناتید می‌باشد که نشان دهنده محیط‌های

رسوبی از شلف داخلی تا ابتدای اسلوپ است. همچنین در این بررسی مشخص شد که بخش‌های انتهایی فامنین شامل زیست‌زون *Praesulcata* Zone و نهشته‌های کربنیفر در منطقه وجود ندارد، در نتیجه نهشته‌های فامنین به طور ناپیوسته در زیر نهشته‌های پرمین مربوط به سازند جمال به همراه افق قرمز رنگ قاعده قرار گرفته است.

سپاس‌گزاری

از معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه اصفهان به جهت حمایت‌های مالی تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

شیرانی، ک.، ۱۳۷۴. مطالعه پالینواستراتیگرافی و پالئوبیوژئوگرافی نهشته‌های دونین بالایی در منطقه چاه‌ریسه (شمال شرق اصفهان). *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.*

غلامعلیان، ح.، ۱۳۷۶. بیواستراتیگرافی کنودونت‌های دونین پسین در ناحیه چاه‌ریسه (شمال شرق اصفهان). *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان*، ۱۴۸ ص.

قبادی پور، م.، و جعفریان، م. ع.، ۱۳۸۵. بیواستراتیگرافی سکانس رسوبی پرمین در شمال شرق اصفهان درمنطقه چاه‌ریسه. *مجله علمی پژوهشی علوم پایه اصفهان*، ۲۳: ۷۸-۵۷.

رادفر، ج.، و کهنسال، م.، ۱۳۸۱. نقشه زمین شناسی یک صد هزار کوهپایه. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.*

Adhamian, A., 2003. Middle Devonian (Givetian) conodont biostratigraphy in the Soh area, north of Esfahan, Iran. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 245: 183-193.

Bahrami, A., Boncheva, I., Königshof, P., Yazdi, M., & Ebrahimi Khan-Abadi, A., 2014. Conodonts of the Mississippian/Pennsylvanian boundary interval in Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92: 187-200.

Bahrami, A., Königshof, P., Boncheva, I., Tabatabaei, M., Yazdi, M., & Safari, Z., 2015. Middle Devonian (Givetian) conodonts from the northern margin of Gondwana (Soh and Natanz regions, north-west Isfahan, Central Iran): biostratigraphy and palaeoenvironmental implications. *Palaeobio Palaeoenv*, 95: 555-577.

Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Toward a Paleogeographic and Tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.

Boncheva. I., Bahrami, A, Yazdi, M., & Torabi, H., 2007. Carboniferous Conodont biostratigraphy and Late Paleozoic platform evolution in South Central Iran (Asadabad section in Ramsheh area-SE Isfahan). *Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrapia*, 113: 329-356.

Branson, E. R., 1934. Conodonts from the Hannibal Formation of Missouri. *University of Missouri Studies*, 8: 301-304.

Brice, D., & Kebria-ee, M., 2000. New species of Leiorhynchiidae Rhynchonellid brachiopod from the Frasnnian of Chahriseh, Isfahan province, Central Iran. *Annales de la Sociètè Gèologique du Nord*, 8: 61-66.

Brice, D., Yazdi, M., Torabi, H., & Maleki, M., 2006. Devonian brachiopods from the Zefreh section (Central Iran). *Annales de la Sociètè gèologique du Nord T, 13(2ème série)*, 141-155.

Bultynck, P., 2003. Devonian Icriodontidae: biostratigraphy, classification and remarks on Paleoecology and dispersal. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, 35: 295-314.

Corradini, C., 2008. Revision of Famennian-Tournaisian (Late Devonian-Early Carboniferous) Conodont biostratigraphy of Sardinia, Italy. *Revue de Micropaleontologie*, 51: 123-132.

Djafarian, M.A., & Brice, D., 1973. Biostrtigraphic des Brachiopods dans le Famennian supoerieur de lareogion d'Ispahan (Iran central). *Comptes rendus del Academic des sciences*, 276: 2125-2128.

Djafarian, M.A., 2000. Late Devonian index brachiophoda of northeast Isfahan in correlation with other regions. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 11: 221-231.

Ghavidel-syooki, M., 2001. Palynostratigraphy and Paleogeography of the Late Devonian in northeastern Isfahan city, Central Iran. *Proceeding of the IX International Palynology Congress, Houston,* Texas, *American Association of Stratigraphic Palynologists* , 37-51.

Ghobadipour, M., Popove, L.E., Hosseini, M., Adhamian, A., & Yazdi, M. 2013. Late Devonian (Frasnian) trilobites and brachiopods from Soh area, Central Iran. *Memoire Association Australian Paleontology*, 44: 149-158.

Gholamalian, H., 1998. Biostratigraphy of the Late Devonian sediments based on Conodont species in the Chahriseh area, northeast of Isfahan. *In*: Mavson, R., Talent, J.A., G. Wilson, & P. Cockle, (eds.), North Gonwanan mid-Palaeozoic bioevent/biogeography patterns in relation to crastal dynamics. UNESCO-IGCP 421, *Isfahan meeting*, 5-20.

Gholamalian, H., 2003. Age-implication of Late Devonian Conodonts from the Chahriseh area, northeast of Isfahan, Central Iran. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 24: 201-207.

Gholamalian, H., 2005. New data on the Famennian conodonts from Esfahan area, central Iran. *Iranian International Journal of Sciences*, 6 (1): 27-45.

Gholamalian, H., 2007. Conodont biostratigraphy of the Frasnian-Famennian boundary in Isfahan and Tabas areas, Central Iran. *Geological Quarterly*, 51: 453-476.

Gholamalian, H., Turner, S., Burrow, C.J., & Yazdi, M., 2000. Recovery of Late Devonian (Frasnian) microvertebrates and Conodonts from the Chahriseh area, northeast Isfahan, Iran. *In*: Wilson, G., & Lauri, J., (eds.), abstract book. *Sydney meeting of AUSCOS*-2.

Habibi, T., Yazdi, M., Zarepoor, S., & Parvanehnejad Shirazi, M., 2013. Late Devonian Fish micro-remains from Central Iran. *JGeope*, 3 (1): 25-34.

Hairapetian, V., Yazdi, M., & Long, J.A., 2000. Devonian vertebrate biostratigraphy of Central Iran. *Records of the Western Australian Museum, Supplement*, 58: 241- 247.

Hamedani, A., 1996. Neue Biostratigraphische Daten aus dem Palaozoikum (Devon-Karbon) von Isfahan, Iran. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie*, Monatshefte, 309-323.

Helms, W.H., 1959. Conodonten aus dem Saalfelder Orberdevon (Thuringen). *Geologie*, 8 (6): 634-677.

Joachimski, M.M, VanGeldern, R., Breisig, S., Buggisch, & Day, J., 2004. Ozygen isotope evolution of biogenic calcite and apataite during the Middle and Late Devonian. *International Journal of Earth Science*, 93: 542-553.

Kohansal. R., Radfar, J., Zolfagari, S., & Bahremand, M., 2002. Sheet of Kuhpayeh Scale, 1:100000. *Geology Survey and Mineral Exploration of Iran*.

Leven, E.J., & Gorgij, M.N., 2008. Bolorian and Kubergandian stages of the Permian in the Sanandaj-Sirjan zone of Iran. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 16: 455-466

Leven, E.J., & Gorgij, M.N., 2011. First record of Gzhelian and Asselian fusulinids from the Vazhnan Formation (Sanandaj-Sirgan zone of Iran). *Stratigraphy and Geological Correlation*, 19: 486-501

Mistian, B., & Gholamalian, H., 2000. Stromatoporoids and some tabulate corals from Chahriseh area (Isfahan province, Central Iran). *Annales de la Société géologique du Nord*, 8: 81-91.

Mistian, B., Golamalian, H., Gourvennec, R., Plusquellc, Y., Bigey, F., Brice, D., Feist, M., Ghobadipiur, M., Kebria-ee, M., Milhau, B., Nicollin, J.P., Rihart, J.C., Vachard, D., & Yazdi, M., 2000. Preliminary data on the Upper Devinian (Frasnian-Famennian) and Permian fauna and flora fram the Chahriseh area (Esfahan province, Central Iran). *Annales de la Société géologique du Nord*, 8: 93-102.

Müller, K.J., & Müller, E.M., 1957. Early Upper Devonian (Indipendence) Conodonts from Iowa, part I. *Journal of Paleontology*, 31: 1069-1108.

Rhodes, F.H.T., Austin, R.L., & Druce, E.C., 1969. British Avian (Carboniferous) Conodont faunas, and their value in local and intercontinental correlation. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geological Supplement*, 5: 1-133.

Ruban, D.A., Al-Husseini, M.I., & Iwasaki, Y., 2007. Review of Middle-east Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12: 35-56.

Safari, A., & Kangazian, A., 2003. Microfacies and sedimentary environment of Upper Devonian sedimentary rocks in the Chahriseh area (in Persian with English abstract). *Research Bulletin of Isfahan University (Science*), 18: 117-144.

Sandberg, C.A., 1976. Conodont biofacies of Late Devonian *polygnathus styriacus* Zone in western United State. *In*: Barnes, C.R., (ed.), Conodont Paleoecoloy. *Geological Association of Canada, special paper*, 15, 171-186.

Sandberg, C.A., & Dreesen, R., 1984. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow water Conodont zonation, 143-178. *In*: Clark, D.L. (ed.) Conodont biofacies and provincialis. *Geological Society of America, Special paper*, 196 p.

Sandberg, C.A., Ziegler W., Leuteriz, K., & Brill, S.M., 1978. Phylogeny, speciation, and zonation of Siphonodella (Conodont, Upper Devonian and Lower Carboniferous) .*Newsletter on stratigraphy*, 7: 102-120.

Sandberg, C.A., Morrow, J.R., & Ziegler, W., 2002. Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. *In*: Koeberl, C., & MacLeod, K.G. (eds.), Catastrophic Event and Mass Extinctions: Impacts and Beyond. *Geological Society of America Special Paper*, 356: 473-487.

Sannemann, D., 1955. Oberdevoniche Conodonten (to II). *Senckenbergiana lethaea*, 36: 123-156.

Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., & Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy. *Geo.Arabia Special Publication 2:* Manama, Bahrain, Gulf Petrolink, 372 p.

Thomas, L.A., 1949. Devonian-Mississippian Formation of southeast Iowa. *Bulletin of the Geological Society of America*, 60: 137-403.

Turner, S., Burrow, C.J., Gholamalian, H., & Yazdi, M., 2002. Late Devonian (Early Frasnian) microvertebrates and Conodonts from the Chahriseh area near Isfahan, Iran. *Memoirs of the Association of Australian Palaeontlogist*, 27: 149-159.

Ulrich, E.O., & Bassler, R.S., 1926. A classification of the tooth-like fossils, Conodonts, with description of American Devonian and Mississippian species. *Proceedings of the United States National Museum*, 68: 1-63.

Webster, G.D., Maples, C.G., & Yazdi, M., 2007. Late Devonian and Early Mississippian Echinoderms from central and northern Iran. *Journal of Paleontology*, 81: 1101-1113.

Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimi Bavandpur, A., 2005. Devonian-Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part II. Northern and Central Iran. *Acta Geologica Polonica*, 55: 31-97.

Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., Karimi-Bavandpour, A., 2002. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies pattern and paleogeography of Iran. Part I. *Southeastern Iran. Acta Geologica Polonica*, 52: 129-168.

Yazdi, M., & Turner, S., 2000. Late Devonian and carboniferous vertebrates from the Shishtu and Sardar formations of the Shotori Range, Iran. *Records of the Western Australian Museum, Supplement*, 58: 223-240.

Yazdi, M., 1996. Late Devonian-Carboniferous Conodont biostratigraphy of the Tabas area, Eastern Iran. *Ph.D. thesis Macquarie University*, Sydney, 221 p.

Yazdi, M., Ghobadipour, M., & Mawson, R., 2000. Late Devonian conodonts from the Chahriseh area, central Iran. *Records of the Western Australian Museum Supplement*, 58: 179-189.

Zahedi, M., 1973. Ètude gèologique de la règion de Soh (W de l'Iran central). *Geological Survey of Iran*, Report, 27: 1-197.

Zahedi, M., 1976. Explanatory text of the Esfahan quadrangle map, 1:250000. *Geological Survey of Iran.*

Ziegler, W., & Sandberg, C.A., 1984. Palmatolepis based revision of upper part of standard Late Devonian Conodont zonation. *Geological Society of America, Special Papers*, 196: 179-194.

Ziegler, W., & Sandberg, C.A., 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 121: 1-115.

EXPLANATION OF PLATE 1

Fig. 1- ***Polygnathus* sp.**, Upper view, EUIC 12234, Sample P3 X 40. **Fig. 2**- ***Polygnathus nodocostatus nodocostatus***, Branson & Mehl, 1934, Upper view, EUIC 12235, Sample P4, X 180. **Figs 3, 4**- ***Polygnathus communis collinsoni***, Druce, 1969, 3) Upper view, EUIC 12236, Sample P25C, X 180, 4) Upper view, EUIC 12237, sample P31, X 144, **Figs 7, 19, 27, 28**- ***Neopolygnathus communis*** group, Branson & Mehl, 1934, 7) Upper view, EUIC 12238, Sample P4, X 144, 19) Upper view, EUIC12239, Sample P9, X 204, 27) Upper view, EUIC 12240, Sample P8, X 180, 28) Upper view, EUIC 12241, Sample P4, X 144. **Fig. 5**- ***Polygnathus semicostathus***, Branson & Mehl 1934, Upper view, EUIC 12242, Sample P28, X 180. **Fig. 6, 9, 10, 12, 14, 17, 21, 26**- ***Polygnathus communis communis***, Branson & Mehl, 1934, 6**)** Upper view, EUIC 12243, Sample P3, X 168, 9) Upper view, EUIC 12244, Sample P15, X 180, 10) Upper view, EUIC 12245, Sample P15, X 120, 12) Oblique view, EUIC 12246, Sample P9/1, X 180, 14) Upper view, EUIC 12247, Sample P18, X 168, 17) Upper view, EUIC 12248, Sample P4, X 240, 21) Upper view, EUIC 12249, Sample P4, X 190, 26) Upper view, EUIC 12250, Sample P10, X 204. **Fig. 8**- ***Polygnathus semicostatus,*** Branson & Mehl, 1934, Upper view, EUIC 12251, Sample P8, X 120. **Figs 11, 13, 15, 16, 18, 22, 23, 25**- ***Polygnathus berevilaminus,*** Branson & Mehl 1934, 11) Upper view, EUIC 12252, Sample P16, X 200, 13) Upper view, EUIC 12253, Sample P16, X 220, 15) Upper view, EUIC 12254, Sample P10, X 204, 16) Upper view, EUIC 12255, Sample P5, X 204, 18) Upper view, EUIC12256, Sample P9/1, X 240, 22) Upper view, EUIC 12257, Sample P4, X 240, 23) Upper view, EUIC 12258, Sample P7, X 204, 25) Upper view, EUIC 12259, Sample P4, X 180. **Fig. 20, 24**- ***Polygnathus* sp.,** 20) Upper view, EUIC 12260, Sample P16, X 300, 24) Upper view, EUIC12261, Sample P9, X 300.

EXPLANATION OF PLATE 2

Fig. 4, 20- ***Branmehla bohlenana***, Helms, 1959, 4) Upper view, EUIC 12262, Sample P25, X 325, 20) Upper view, EUIC 12263, Sample P25, X 195. **Figs 1- 3, 9, 11, 14-16, 21, 25**- ***Bispathodus stabilis***, Branson & Mehl, 1934a, 1) Upper view, EUIC 12264, Sample P9/1, X 220, 2) Upper view, EUIC 12265, Sample P21, X 325, 3) Upper view, EUIC 12266, Sample P25, X 156, 9) Upper view, EUIC 12267, Sample P7, X 200, 11) Upper view, EUIC 12268, Sample P23, X 220, 14) Upper view, EUIC 12269, Sample P23, X 160, 15) Upper view, EUIC 12270, Sample P4, X 240, 16) Upper view, EUIC 12271, Sample P1, X 156, 21) Upper view, EUIC 12272, Sample 25C, X 200, 25) Upper view, Kuh-e-Kaftar section, Northeast Isfahan, EUIC 12273, Sample P33, X 260. **Figs 5-8**- ***Mehlina strigosa***, Branson & Mehl, 1934, 5) Lateral view, EUIC 12274, Sample P10, X 144, 6) Lateral view, EUIC 12275, Sample P4, X 216, 7) Lateral view, EUIC 12276, Sample P7, X 180, 8) Lateral view, EUIC 12277, Sample P6, X 204. **Figs 10, 12, 18**- ***Bispathodus* sp.,** 10) Upper view, EUIC 12278, Sample P21, X 195, 12) Upper view, EUIC 12279, Sample P23, X 156. 18) Upper view, EUIC 12280, Sample P29, X 191. **Figs 19, 22-24**- ***Bispathodus costatus***, E. R. Branson, 1934, 19) Upper view, EUIC 12281, Sample P25C, X 143, 22) Upper view, EUIC 12282, Sample P25C, X 174, 23) Upper view, EUIC 12283, Sample P25C, X 136, 24) Upper view, EUIC 12284, Sample P25C, 136. **Figs 13, 17**- ***Pandorinellina insita,*** Muller & Muller, 1957, 13) Upper view, EUIC 12285, Sample P23, X 182, 17) Upper view, EUIC 12286, Sample P31, X 312. **Figs 26-40**- ***Icriodus cornutus***, sanneman, 1955, 26) Upper view, EUIC 12287, Sample P4, X 195, 27) Upper view, EUIC 12288, Sample P4, X 234, 28) Upper view, EUIC 12289, Sample P5, X 234, 29) Upper view, EUIC 12296, Sample P16, X 286, 30) Upper view, EUIC 12290, Sample P9, X 182, 31) Upper view, EUIC 12291, Sample P5, X 286, 32) Upper view, EUIC 12297, Sample P4, X 208, 33) Upper view, EUIC 12292, Sample P16, X 300, 34) Upper view, EUIC 12293, Sample P16, X 300. 35) Upper view, EUIC 12298, Sample P13, X 300, 36) Upper view, EUIC 12299, Sample P11, X 300, 37) Upper view, EUIC 12294, Sample P23, X 286, 38) Upper view, EUIC 12300, Sample P7, X 220, 39) Upper view, EUIC 12301, Sample p5, X 260. 40) Upper view, EUIC 12295, Sample P4, X 213

Plate 1

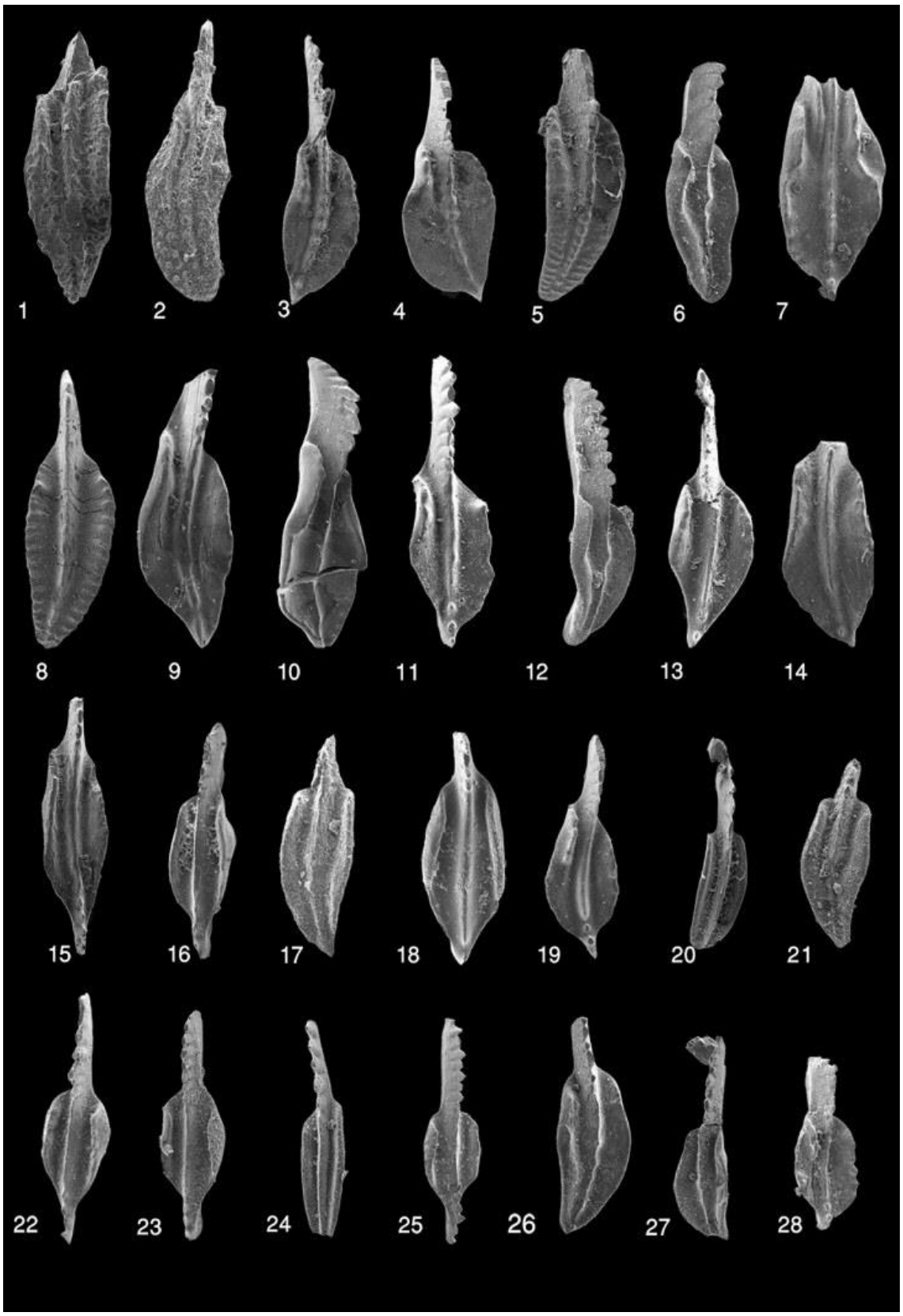
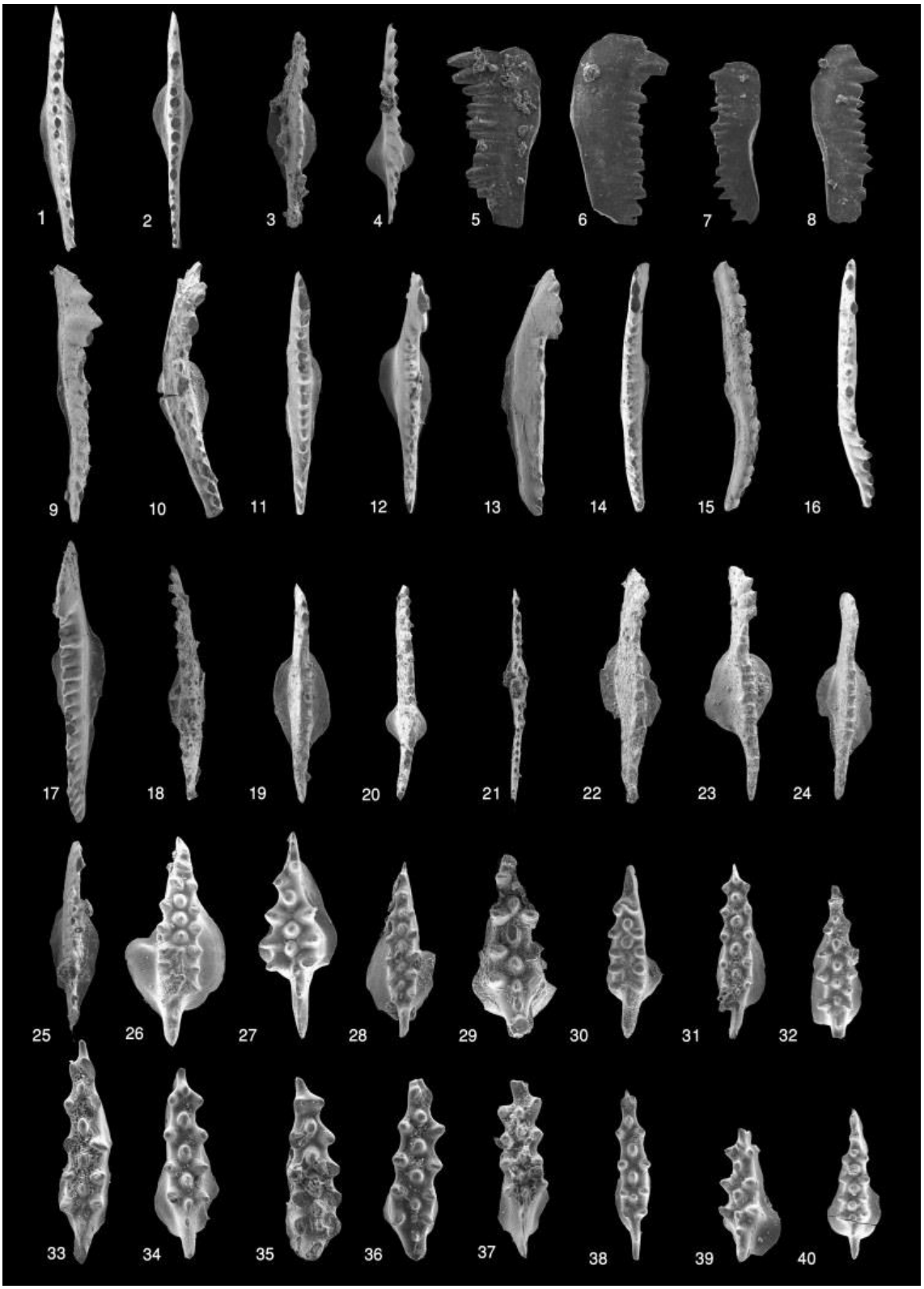


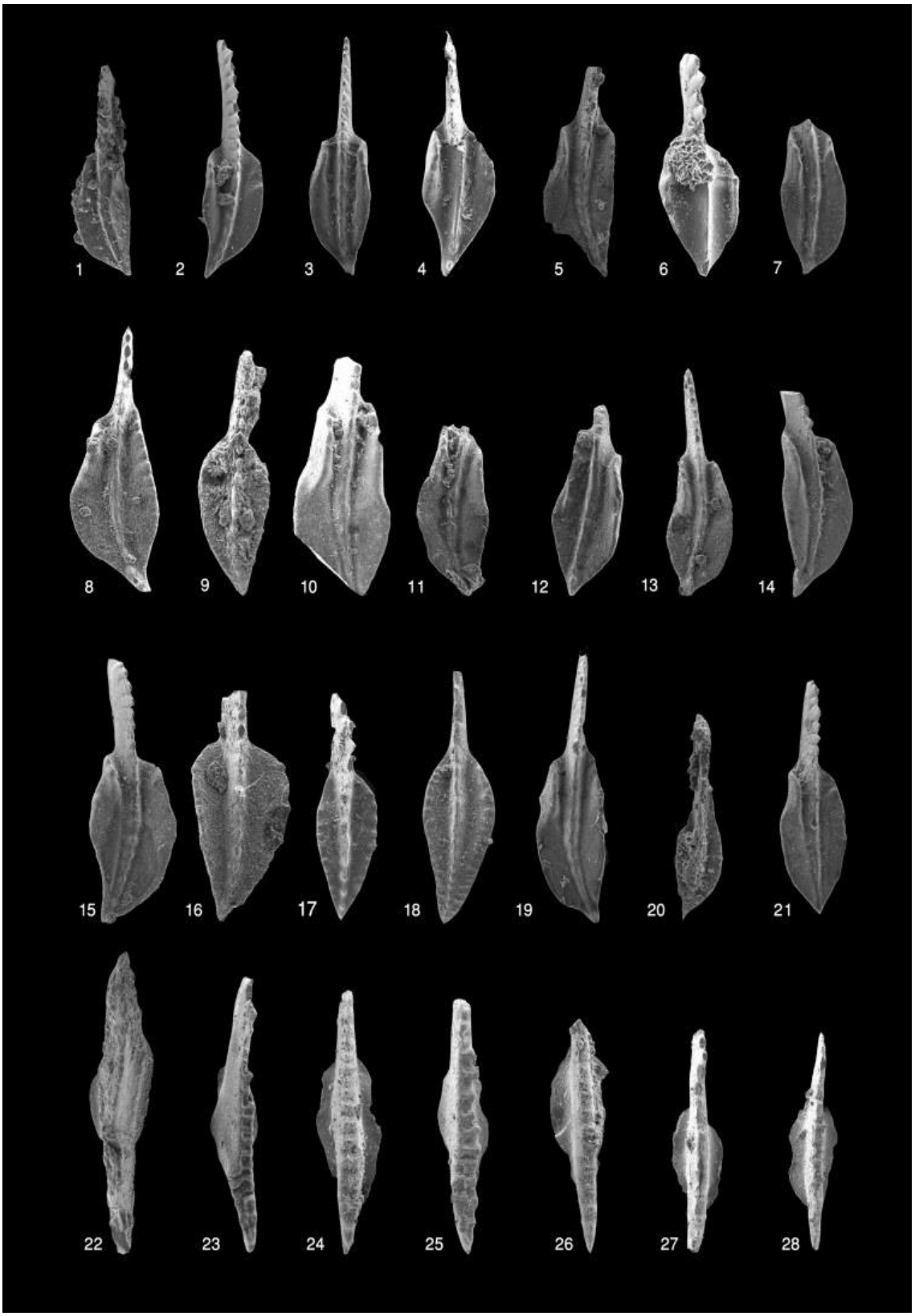
Plate 2


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40

EXPLANATION OF PLATE 3

Figs. 1, 7, 10, 13-15, 19, 21- ***Polygnathus communis collinsoni,*** Druce, 1969, 1) Upper view, EUIC 12302, Sample P30, X 140, 7) Upper view, EUIC 12304, Sample P25A, X 224, 10) Upper view, EUIC 12306, Sample P25B, X 224, 13) Upper view, EUIC 12309, Sample P25C, X 155, 14) Upper view, EUIC 12310, Sample p25C, X 210, 15) Upper view, EUIC 12311, Sample p27, X 210, 19) Upper view, EUIC 12312, Sample P25C, X 222, 21) Upper view, EUIC 12313, Sample P25C, X 210. **Fig. 2, 8, 11, 12**- ***Polygnathus communis*** **group,** Branson & Mehl, 1934, 2) Upper view, EUIC 12303, Sample P23, X 238, 8) Upper view, EUIC 12305, Sample p17, X 190, 11) Upper view, EUIC 12307, Sample P18, X 176, 12) Upper view, EUIC 12308, Sample P18, X 176. **Fig. 3**- ***Polygnathus communis communis***, Branson & Mehl, 1934, Upper view, EUIC 12314, Sample P22, X 238. **Fig. 4, 6**- ***Polygnathus brevilaminus***, Branson & Mehle, 1934, 4) Upper view, EUIC 12315, Sample P16 X 225, 6) Upper view, EUIC 12316, Sample P16 X 380. **Fig. 16**- ***Polygnathus*** **sp.,** Upper view, EUIC12317, Sample P26 X 280. **Figs 9, 17, 18**-***Polygnathus delicatulus***, Ulrich & Bassler, 1926, 9) Upper view, EUIC 12318, Sample P25B, X 225, 17) Upper view, EUIC 12319, Sample P25D, X 280, 18) Upper view, EUIC 12320, Sample P27, X 182. **Figs 5, 20**- ***Polygnathus*** **sp.,** 5) Upper view, EUIC 12321, Sample P24, X 196, 20) Upper view, EUIC 12322, Sample P30 X 210. **Figs 22, 24-28**- ***Bispathodus costatus***, E. R. Branson, 1934, 22) Upper view, EUIC 12323, Sample P25, X 187, 24) Upper view, EUIC 12324, Sample P27, X 300, 25) Upper view, EUIC 12325, Sample P27, X 225, 26) Upper view, EUIC 12326, Sample P28, X 300, 27) Upper view, EUIC 12327, Sample P25C, X 230. 28) Upper view, EUIC 12328, Sample P25C, X 175. **Fig. 23**- ***Bispathodus aculeatus aculeatus***, Rhodes, Austin & Druce, 1969, Upper view, EUIC 12329, Sample P27, X 175.

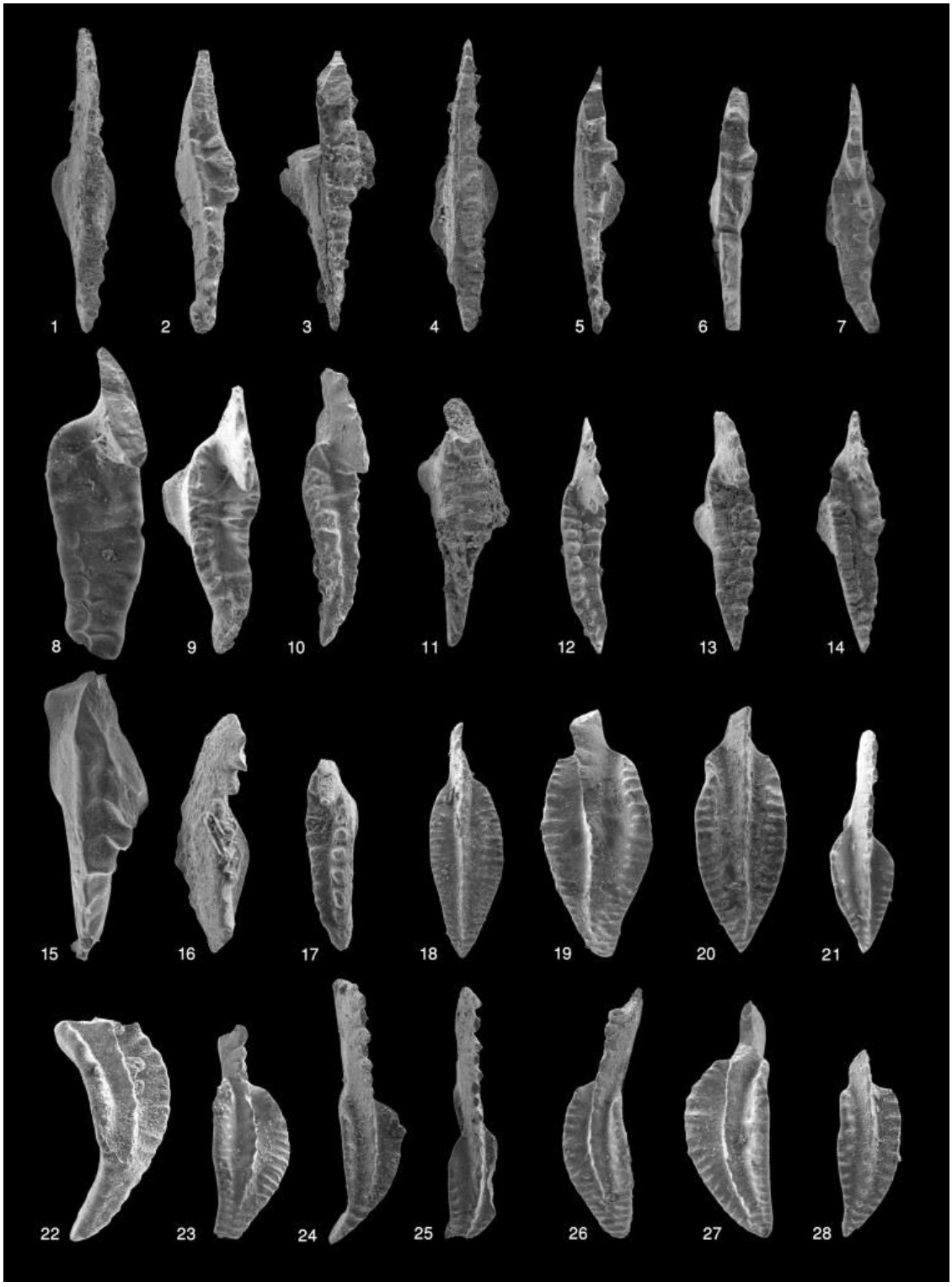
Plate 3



EXPLANATION OF PLATE 4

Fig. 1- ***Bispathodus costatus,*** E. R. Branson, 1934**,** Upper view, EUIC 12330, Sample P28, X 186. **Figs 2-6**- ***Bispathodus aculeatus aculeatus,*** Branson & Mehle, 1934, 2) Upper view, EUIC 12331, Sample P29, X 210, 3) Upper view, EUIC 12332, Sample P29, X 195, 4) Upper view, EUIC 12333, Sample P28, X 164, 5) Upper view, EUIC 12334, Sample P30, X 195, 6) Upper view, EUIC 12335, Sample P31, X 300. **Fig. 15**- ***Bispathodus aculeatus plumulus***, Rhodes, Austin & Druce, 1969, Upper view, EUIC 12337, Sample P24, X 258. **Figs 11, 16**- ***Bispathodus* sp.,** 11) Upper view, EUIC 12336, Sample P8, X 220, 16) Upper view, EUIC 12338, Sample P23, X 270. **Figs 7-10, 12-14, 17**- ***Scaphignathus velifer velifer***, Helms, 1959, 7) Upper view, EUIC 12339, Sample P28, X 186, 8) Upper view, EUIC 12340, Sample P15, X 225, 9) Upper view, EUIC 12341, Sample P28, X 135, 10) Upper view, EUIC 12342, Sample P20, X 180, 12) Upper view, EUIC 12343, Sample P20, X 195, 13) Upper view, EUIC 12344, Sample P28, X 150, 14) Upper view, EUIC 12345, Sample P28, X 167, 17) Upper view, EUIC 12346, Sample P28, X 330. **Figs 18-20, 22-24, 26-28**- ***Polygnathus semicostathus***, Branson & Mehl, 1934, 18) Upper view, EUIC 12347, Sample P25C, X 167, 19) Upper view, EUIC 12348, Sample P27, X 195, 20) Upper view, EUIC 12349, Sample P27, X 195, 22) Oblique view, EUIC 12350, Sample P18, X 243, 23) Upper view, EUIC 12351, Sample P21, X 153, 24) Oblique view, EUIC 12352, Sample P27, X 300, 26) Oblique view, EUIC 12353, Sample P31, X 192, 27) Oblique view, EUIC 12354, Sample P27, X180, 28) Upper view, EUIC 12355, Sample P20, X 260. **Fig. 21**- ***Polygnathus delicatulus***, Ulrich & Bassler, 1926, Upper view, EUIC 12356, Sample P25D, X 225. **Fig. 25**- ***Polygnathus* cf. *semicostatus***, Upper view, EUIC 12357, Sample P24, X 300.

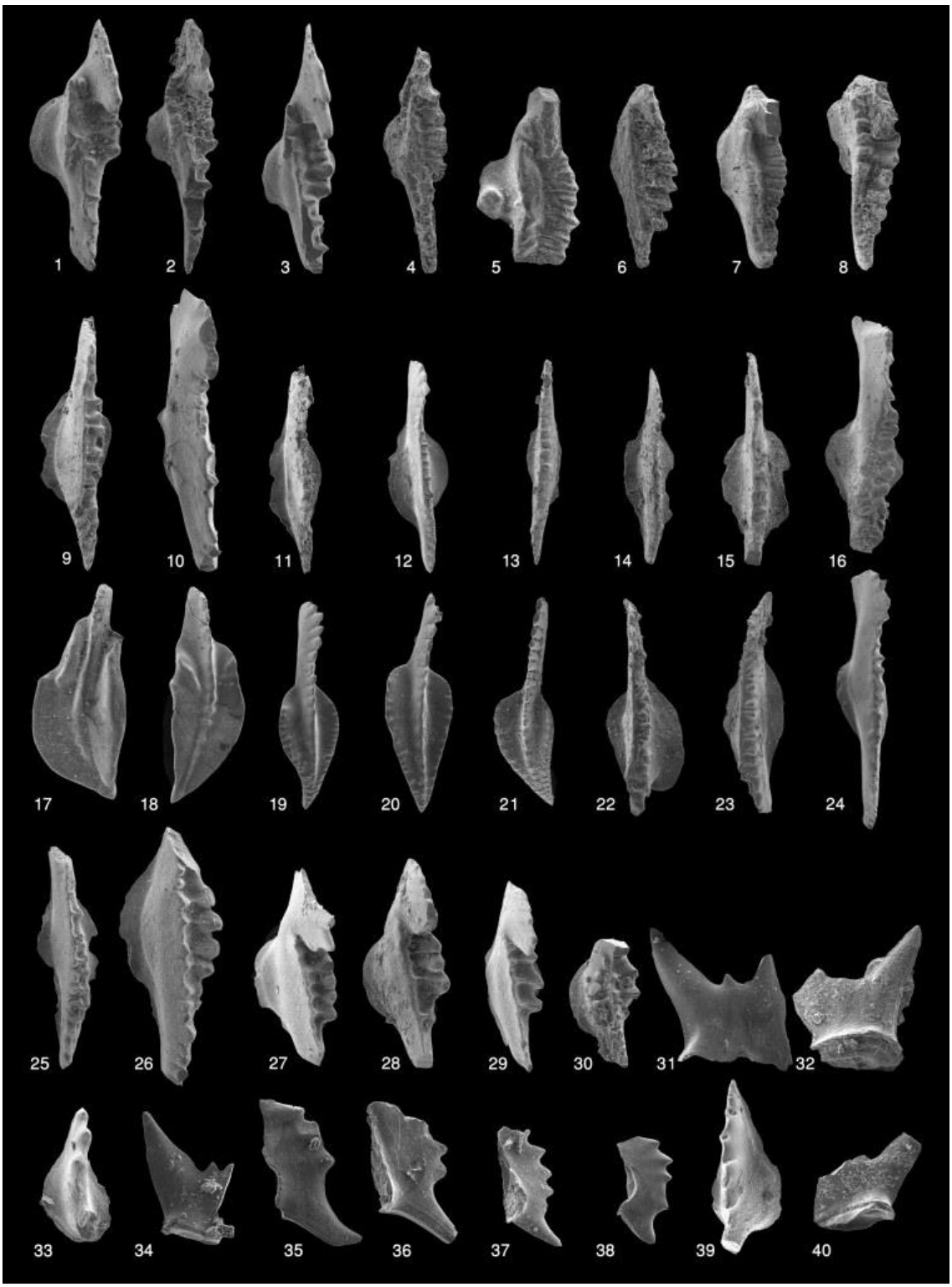
Plate 4



EXPLANATION OF PLATE 5

Figs 1-6, 26-30- ***Bispathodus aculeatus plumulus,*** Rhodes, Austin & Druce, 1969, 1) Upper view, EUIC 12358, Sample P30, X 140, 2) Upper view, EUIC 12359, Sample P30, X 130, 3) Upper view, EUIC 12360, Sample P32, X 132, 4) Upper view, EUIC 12361, Sample P31, X 156, 6) Upper view, EUIC 12362, Sample P32, X 180, 26) Upper view, EUIC 12363, Sample P32, X 320, 27) Upper view, EUIC 12364, Sample P32, X 156, 28) Upper view, EUIC 12365, Sample P32, X 180, 29) Upper view, EUIC 12366, Sample P32, X 180, 30) Upper view, EUIC 12367, Sample P31, X 130. **Figs 9, 10, 16, 22-24**- ***Bispathodus aculeatus aculeatus,*** Branson & Mehl, 1934, 9) Upper view, EUIC 12368, Sample P27, X 170, 10) Upper view, EUIC 12369, Sample P23, X 180, 16) Upper view, EUIC 12370, Sample P27, X 135, 22) Upper view, EUIC 12371, Sample P27, X 160, 23) Upper view, EUIC 12372, Sample P27, X 173, 24) Upper view, EUIC 12373, Sample P25A, X 130. **Figs 11-15, 25**- ***Bispathodus costatus***, E.R.Branson, 1934, 11) Upper view, EUIC 12374, Sample P25C, X 170, 12) Upper view, EUIC 12375, Sample P25C, X 160, 13) Upper view, EUIC 12376, Sample P25C, X 160, 14) Upper view, EUIC 12377, Sample P25C, X 195, 15) Upper view, EUIC 12378, Sample P25C, X 155, 25) Upper view, EUIC 12379, Sample P25C, X 195. **Figs 17, 18**- ***Polygnathus communis collinsoni,*** Druce, 1969, 17) Upper view, EUIC 12380, Sample P28, X 150, 18) Upper view, EUIC 12381, Sample P25D, X 195. **Fig. 20**- ***Polygnathous delicatulus***, Ulrich & Bassler, 1926, 20) Upper view, EUIC 12383, Sample P25 A, X 195. **Figs 19, 21**-***Polygnathous semicostathus,*** Branson & Mehl, 1934, 19) Upper view, EUIC 12382, Sample P31, X 130, 21) Upper view, EUIC 12384, Sample P32, X 180. **Figs 5, 7, 8**- ***Scaphignathus velifer velifer***, Capkinoglu, 1959, 5) Upper view, EUIC 12385, Sample P29, X 144, 7) Upper view, EUIC 12386, Sample P28, X 138, 8) Upper view, EUIC 12387, Sample P28, X 156. **Figs 31-40**- ***Pelekysgnathus inclinatus,*** Thomas, 1949, 31) Upper view, EUIC 12388, Sample P7, X 204, 32) Upper view, EUIC 12389, Sample P9/1, X 168, 33) Upper view, EUIC 12396, Sample p 9/1, X 150, 34) Upper view, EUIC 12390, Sample P5, X 200, 35) Upper view, EUIC 12391, Sample P15, X 160, 36) Upper view, EUIC 12392, Sample P15, X 184, 37) Upper view, EUIC 12393, Sample P18, X 153, 38) Upper view, EUIC 12394, Sample P18, X 100, 39) Upper view, EUIC 12397, Sample p18, X 162, 40) Upper view, EUIC 12395, Sample P18, X 162.

Plate 5


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40

نشریه علمی ـ پژوهشی رخساره‌های رسوبی
بهار و تابستان ۱۳۹۶، ۱۰ (۱): ۶۱-۷۶

Sedimentary Facies
Spring & Summer 2017, 10 (1): 61-76
DOI: 10.22067/sed.facies.v10i1.50125

بررسی رخساره‌ها و پیوستگی رسوبی در رسوبات حوضه آب‌ریز تلخاب (غرب استان ایلام)

یاسمن رفیقدوست[۱]، سید رضا موسوی حرمی[۲]*، محمد حسین محمودی قرایی[۳]، اسدالله محبوبی[۲]

۱- دانشجوی دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۳- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: moussavi@um.ac.ir

تاریخ دریافت: ۹۴/۷/۴ **تاریخ پذیرش: ۹۴/۹/۱۷**

چکیده

حوضه آبریز تلخاب با مساحت ۱۶۷ کیلومتر مربع در غرب استان ایلام قرار دارد. این رودخانه از نظر نوع کانال به شکل منفرد با بار بستر گراولی است و اندازه ذرات به سمت پایین دست به صورت نمایی کاهش می‌یابد. به منظور بررسی تغییرات اندازه ذرات و عوامل مؤثر در ریزشوندگی در این رودخانه تعداد ۷۰ نمونه رسوب از کانال اصلی رودخانه برداشت، آنالیز و بر اساس آن پیوستگی‌های رسوبی به سمت پایین دست تشخیص داده شد. این پیوستگی‌ها نشان می‌دهد که عواملی مانند ورود شاخه‌های فرعی، افزایش شیب بستر، نمایان شدن سنگ بستر، تغییر در سنگ‌شناسی واحدهای زمین‌شناسی و فعالیت‌های ساختمانی همچون وجود گسل در مسیر رودخانه توانسته‌اند نقش مهمی در ایجاد ناپیوستگی در رسوبات این رودخانه داشته باشند. رخساره‌های رسوبی شناسایی شده در این رودخانه شامل رخساره‌های گراولی (Gmm، Gcm، Gmg) و رخساره ماسه‌ای (Sh) است. رخساره‌های موجود در دو عنصر ساختاری جریان گراویته‌ای با بار گراولی (SG) و سدهای گراولی (GB) قرار گرفته‌اند. بر اساس نتایج حاصل، رودخانه دارای شیب زیاد بوده و مدل آن از نوع بریده بریده گراولی می‌باشد.

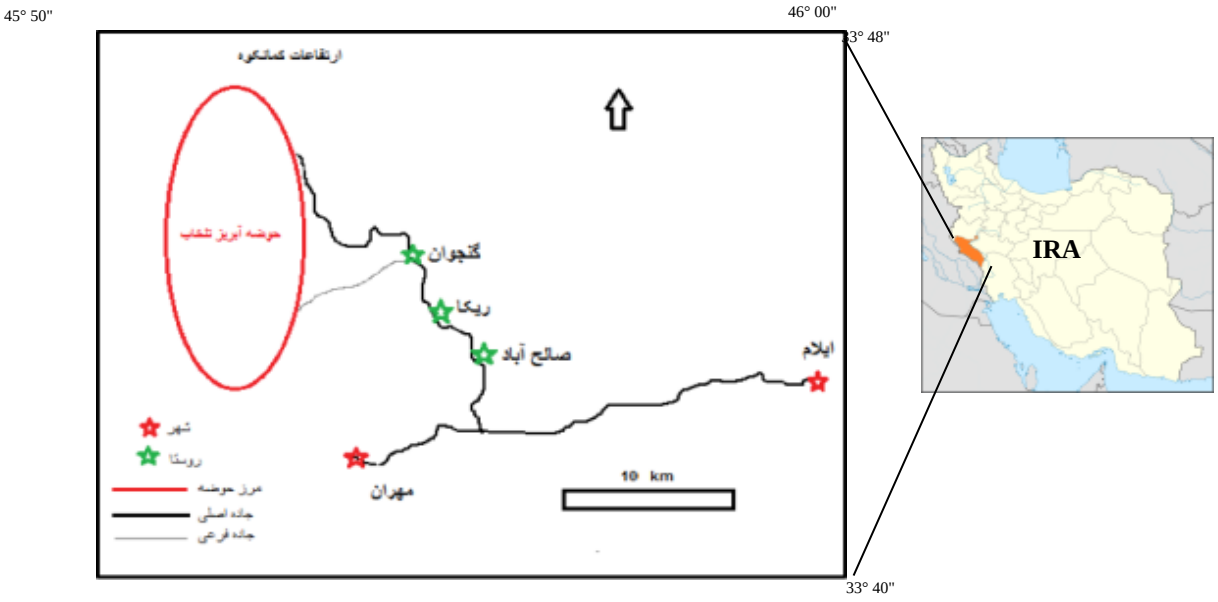
واژه‌های کلیدی: حوضه آبریز تلخاب؛ رخساره‌های رسوبی؛ عنصر ساختاری؛ رودخانه بریده بریده.

مقدمه

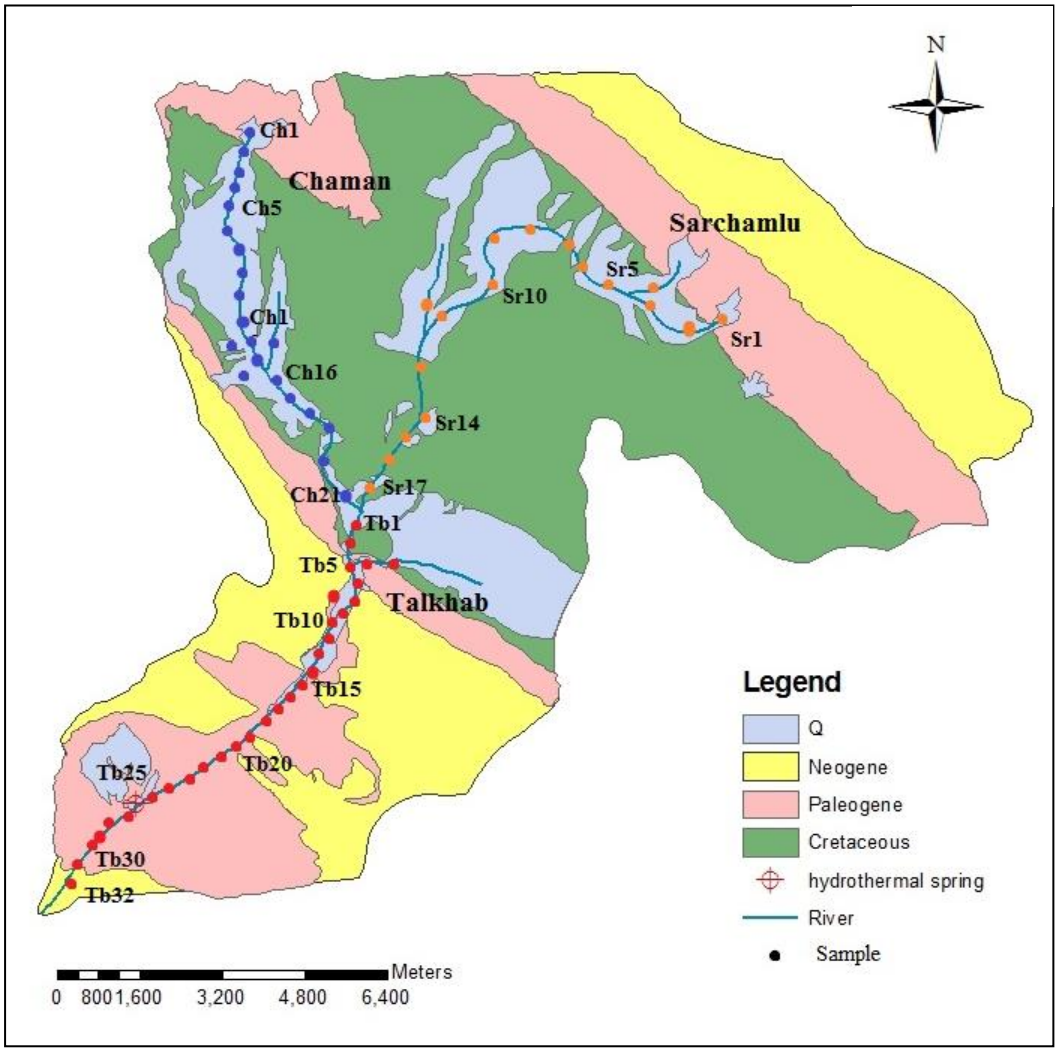
شناخت رودخانه‌ها به منظور تأمین آب، طراحی و ساخت کانال‌های مصنوعی، مطالعه فرسایش رودخانه‌ای و رسوب‌گذاری در مخازن سدها و مبارزه با آلودگی آب‌های سطحی و زیرزمینی حائز اهمیت بسیار است. دانشمندان علوم زمین، به ویژه رسوب‌شناسان، رودخانه‌های عهد حاضر و دشت سیلابی آن‌ها را، به منظور شناخت بهتر چگونگی جریان آب جهت حمل، فرسایش، رسوب‌گذاری و نیز این که چگونه این فرآیندها تشکیل کانال‌های رودخانه‌ای، دشت‌های سیلابی، مخروط افکنه‌ها، و دلتاها را می‌دهند مطالعه می‌نمایند (Gupta *et al.*, 2013).

از دیگر مطالعاتی که بر روی نهشته‌های رسوبی رودخانه‌ای انجام می‌شود تشخیص رخساره‌های سنگی، عناصر ساختاری و ارائه مدل رسوبی برای رودخانه است. تشخیص عناصر ساختاری در رسوبات رودخانه به منظور بازسازی

الگوی کانال انجام می‌گیرد و این مطالعات نقش مهمی در تفسیر توالی‌های رسوبی دیرینه و محیط رسوب‌گذاری آن‌ها دارند (Rudra, 2014). هدف از انجام این تحقیق، شناخت بهتر رسوبات رودخانه‌ای حوضه آبریز تلخاب، تعیین و طبقه‌بندی اندازه دانه‌ها، مطالعه دینامیک حرکت رسوبات، تعیین پارامترهای بافتی و عوامل مؤثر بر تغییر آن‌ها (پیوستگی رسوبی)، شناخت ساختارهای رسوبی و رخساره‌های سنگی آن‌ها و تأثیر سنگ‌شناسی پیرامون حوضه در فرسایش و رسوب‌دهی است تا بتواند به تفسیر رسوبات مشابه در توالی‌های رسوبی ادوار گذشته زمین‌شناسی کمک نماید. حوضه آبریز تلخاب در فاصله ۴۵ کیلومتری غرب شهرستان ایلام و در طول جغرافیایی ′۵۰ °۴۵ تا ′۰۰ °۴۶ و عرض جغرافیائی ′۴۰ °۳۳ تا ′۴۸ °۳۳ واقع است (شکل ۱). این حوضه از سه شاخه اصلی سرچم‌لو، چمن و تلخاب تشکیل شده است که از نوع رودخانه‌های بریده بریده با بار بستر گراولی می‌باشند. بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی ایران، سری ۱:۲۵۰۰۰۰ ایلام (احدنژاد، ۱۳۸۱)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تنگ بیجار (شرکت نفت مناطق مرکزی ایران)، نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ چمن، گنجوان و زره (سازمان جغرافیای ارتش و نیروهای مسلح) و عکس‌های ماهواره‌ای (سازمان جغرافیای نیروهای مسلح، ۱۳۷۸)، در منطقه مورد مطالعه واحدهای سنگ‌شناختی سروک، سورگاه، ایلام، گورپی (بخش آهک لوفادار و بخش آهکی امام حسن با سن کرتاسه)، پابده، کشکان، شهبازان، تله زنگ، آسماری، کلهر و گچساران (با سن ترشیری) رخنمون دارند که تأثیر زیادی در فرسایش و رسوب‌زایی دارند (شکل ۲). بر اساس محاسبات فیزیوگرافی، حداکثر ارتفاع حوضه از سطح دریا حدوداً ۱۹۵۷ متر که از ارتفاعات کوه زم زمان و کمان‌کوه سرچشمه می‌گیرد و حداقل ارتفاع ۳۴۸ متر است که در رسوبات آبرفتی پایین دست حوضه قرار دارد. ارتفاع سرچشمه رودخانه تلخاب که برای نمونه برداری قابل دسترسی است ۹۰۰ متر بوده که از ارتفاعات منشأ گرفته و با راستای جنوب غربی بعد از عبور از صخره‌های موازی وارد دشت عراق می‌گردد (شکل ۳). وسعت این حوضه ۱۶۷ کیلومتر مربع و بخشی از پهنه ساختاری زاگرس است. نقشه مدل رقومی ارتفاعی حوضه در شکل ۳ و نمودار ارتفاعی آن در شکل ۴ ارائه شده است.



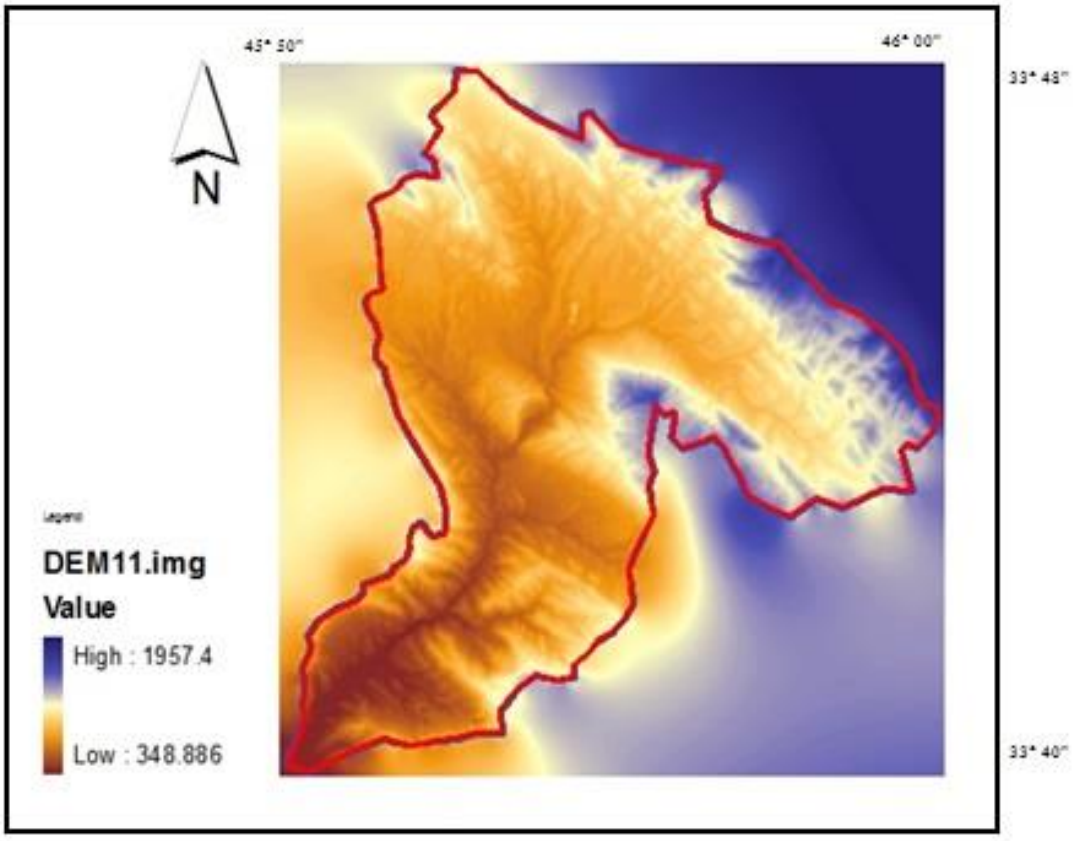
شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی حوضه آبریز تلخاب



شکل ۲: موقعیت نمونه های برداشت شده از حوضه آبریز تلخاب (برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ تنگ بیجار، شرکت نفت مناطق مرکزی ایران، ۱۳۸۱).

روش مطالعه

حوضه آبریز تلخاب از الحاق دو سرشاخه اصلی به نام‌های سرشاخه شمال شرقی سرچم‌لو (به طول ۸ کیلومتر) از سمت شمال شرق و سرشاخه شمال غربی چمن (به طول ۷ کیلومتر) از سمت شمال غرب تشکیل شده است، که این دو تقریباً در مرکز حوضه به هم پیوسته و رودخانه تلخاب را تشکیل می‌دهند که پس از طی حدود ۱۳ کیلومتر وارد دشت عراق می‌شود. با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی، تعداد ۱۷ نمونه رسوب از سرشاخه اصلی سرچم‌لو(Sr)، تعداد ۲۱ نمونه از سرشاخه اصلی چمن (Ch) و تعداد ۳۲ نمونه از شاخه اصلی رودخانه تلخاب (Tb) برداشت شده که موقعیت نمونه‌های برداشت شده در شکل ۲ ارائه شده است. در این ایستگاه‌ها نمونه برداری از رسوبات کف کانال اصلی رودخانه در طول سرشاخه اصلی، از سمت شمال شرقی به سمت جنوب (مرز عراق) به طول ۲۰ کیلومتر، انجام شد. در هر ایستگاه موقعیت جغرافیایی نمونه برداشت شده به وسیله GPS ثبت گردید. از دیگر برداشت‌های صحرایی، شناسایی و تفکیک رخساره‌های سنگی دیواره‌های کانال، کف کانال و دشت سیلابی است که براساس تقسیم‌بندی Miall (2006) نام‌گذاری شده‌اند.



شکل ۳: نقشه مدل رقومی ارتفاعی حوضه آبریز تلخاب در نرم افزار Arc GIS

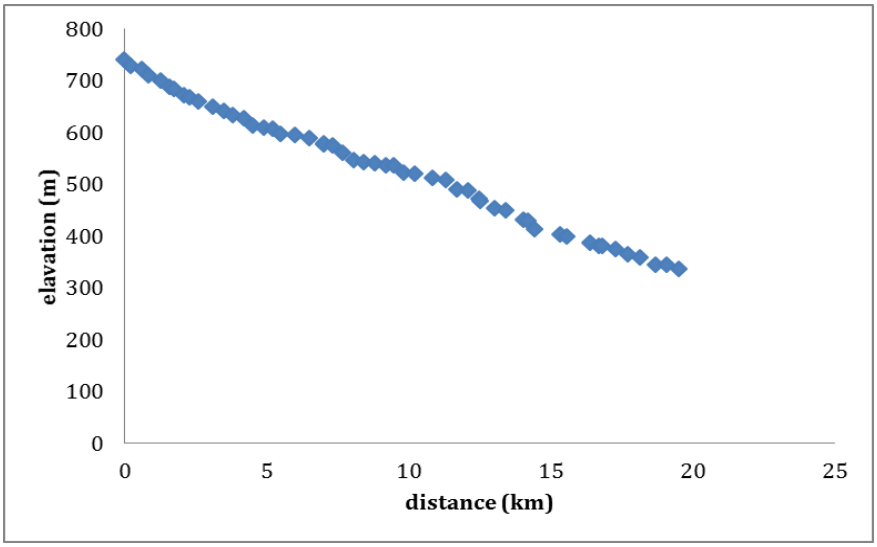
در این مطالعه نمونه‌های جمع آوری شده از ایستگاه‌های مختلف برای بررسی آنالیز اندازه دانه‌ها به آزمایشگاه رسوب‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد منتقل گردید و پس از خشک شدن، برای آنالیز ذرات در حد ماسه ریز و درشت‌تر از روش غربال خشک (Lewis & McConchie, 1994) با فواصل ۰/۵ فی تا حد ۴ فی (ماسه خیلی ریز) و برای ذرات در حد سیلت و رس از روش پیپت (Coates & Hulse, 1985) استفاده شد. همچنین قطر نمونه‌های گراولی درشت نیز به صورت مستقیم توسط متر و کولیس اندازه گیری گردید. پس از انجام این مراحل، وزن نمونه‌های تفکیک شده در هر رده با استفاده از ترازوی MettlerP162 تا حد ۰/۰۰۱ گرم اندازه گیری شد و در نهایت پارامترهای آماری (میانگین، میانه، جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی) برای هر کدام از نمونه‌ها به روش ترسیمی جامع Folk (1980) محاسبه شد.

در مرحله بعد نیز با کمک نقشه‌های توپوگرافی منطقه و اطلاعات به دست آمده از عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای، نقشه مدل رقومی ارتفاعی حوضه تهیه شد. این نقشه‌ها به همراه نقشه‌های زمین‌شناسی در محیط نرم افزار ArcMap تصحیح، تکمیل و رقومی شدند.

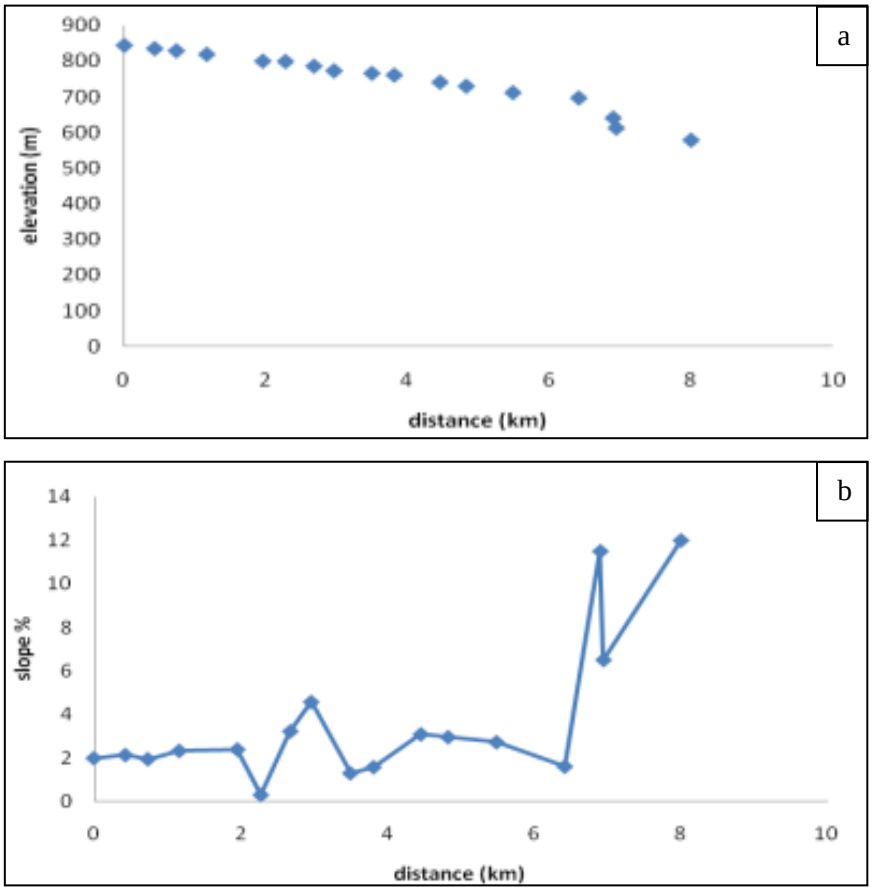
نتایج و بحث

سرشاخه سرچم‌لو

سرشاخه سرچم‌لو یکی از سرشاخه‌های اصلی رودخانه تلخاب است که از ارتفاعات کمان‌کوه در شمال حوضه سرچشمه گرفته و پس از قطع کردن سازندهای پالئوژن و نئوژن در بالا دست و کرتاسه در پایین دست، از سمت شمال شرق به رودخانه تلخاب می‌پیوندد (شکل ۲). از آن جا که رودخانه در تماس نزدیک با سنگ بستر است، بنابراین رودخانه در قسمتی از مسیر خود از روند



شکل۴: نمودار ارتفاعی حوضه آب‌ریز تلخاب در طول حوضه



شکل ۵: a) نمودار نیم‌رخ طولی بر اساس محل‌های نمونه برداری در طول سرشاخه سرچم‌لو؛
b) نمودار تغییرات شیب بر اساس محل‌های نمونه برداری در طول سرشاخه سرچم‌لو.

چین‌خوردگی‌ها و در قسمتی دیگر از الگوی شکستگی سنگ‌ها پیروی می‌کند. طی برداشت صحرایی، تعداد ۱۷ نمونه رسوب از کف کانال اصلی این رودخانه برداشت گردید. شکل ۵a-b به ترتیب نیم‌رخ توپوگرافی و تغییرات

درصد شیب کانال اصلی سرشاخه سرچم‌لو را در طول نقاط نمونه برداری نشان می‌دهد. بررسی نمودار تغییرات شیب به سمت پایین دست در طول کانال اصلی نشان می‌دهد که تغییرات درصد شیب حالت منظمی نداشته ولی به طور کلی به سمت پایین دست افزایش می‌یابد. این تغییرات ناگهانی شیب به دلیل تغییر توپوگرافی بستر در اثر تغییر در جنس سنگ‌های موجود از شیل به آهک‌های سخت‌تر در مسیر و همچنین تأثیر تکتونیک است. آنالیز اندازه ذرات و پارامترهای جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی این رسوبات در جدول ۱ ارائه شده است.

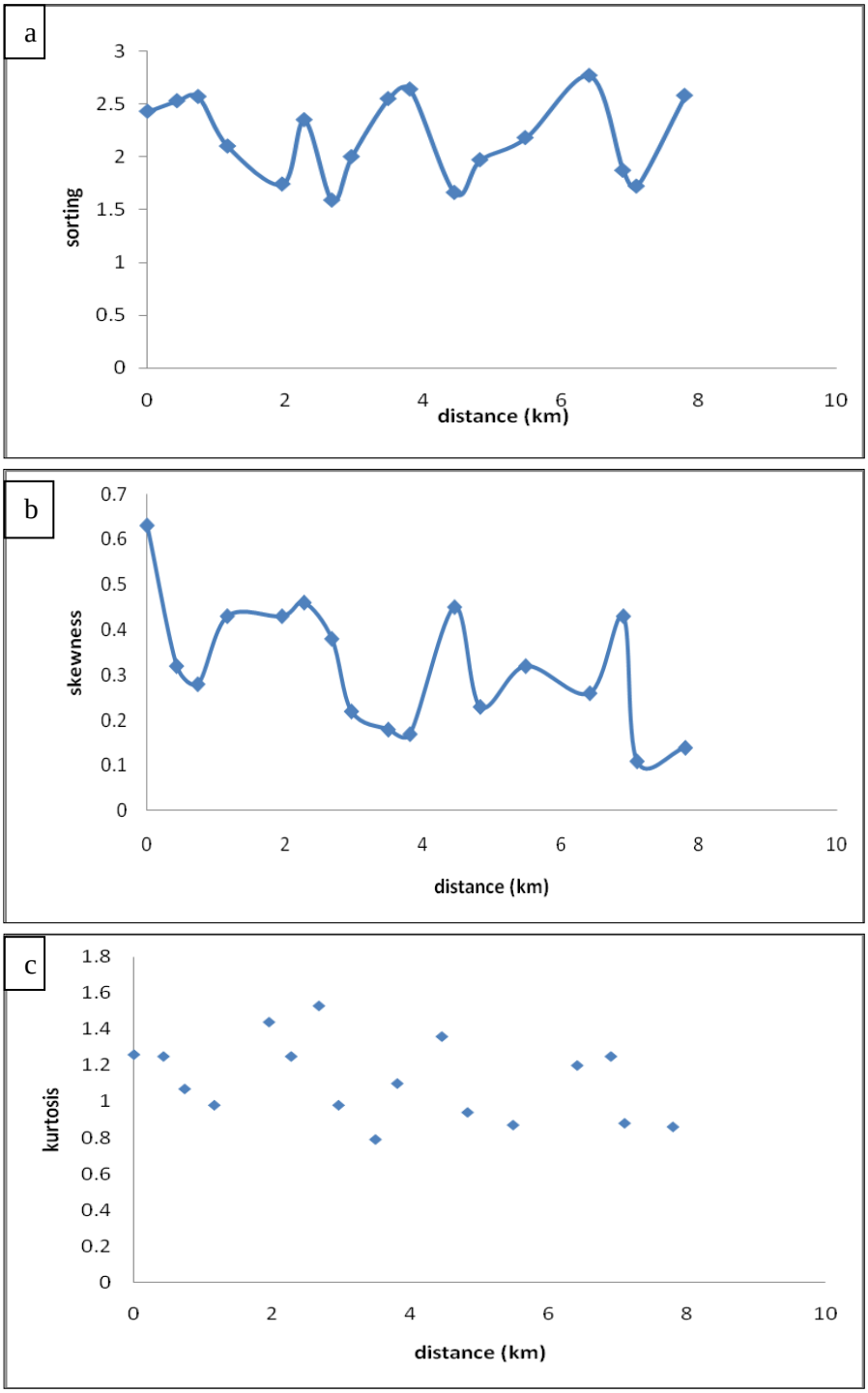
آنالیز اندازه ذرات نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌ها دارای جورشدگی بد هستند، این امر احتمالاً به دلیل تغییرات سنگ‌شناسی، ناپیوستگی‌های رسوبی موجود در رودخانه، تغییر انرژی آب و تغییرات شیب کانال است که باعث می‌شود جورشدگی به سمت پایین دست کاهش یابد (Simon & Rinaldi, 2013).

کج‌شدگی در نمونه‌ها از بسیار مثبت تا مثبت در تغییر بوده ولی اکثر نمونه‌ها در محدوده کج‌شدگی بسیار مثبت قرار می‌گیرند (شکل ۶b). این امر به دلیل ورود ذرات دانه ریز مارنی و شیلی سازند گورپی و پابده در بالا دست می‌باشد که در بین ذرات درشت‌تر بوده و باعث کشیده شدن دنباله منحنی ذرات به سمت ذرات دانه ریز می‌شود و در نتیجه نمونه‌های این رودخانه کج شدگی مثبت دارند.

چنان که در شکل ۶c مشاهده می‌شود، کشیدگی ذرات رودخانه از بسیار پهن (۰/۷۹) تا کشیده (۱/۵۳) در تغییر بوده و روند تغییرات این پارامتر به دلیل تغییرات زیاد فاکتور جورشدگی، از پراکندگی زیادی برخوردار است. دلیل این بی نظمی می‌تواند در اثر ورود رسوبات دانه درشت منشأهای جانبی مانند واریزه‌ها باشد که به دلیل کم عرض بودن دره رودخانه و وجود شیب زیاد دامنه‌ها در نزدیکی کانال رودخانه است و علاوه بر این شیب زیاد بستر و تغییرات آن منجر به تأثیر نیروهای هیدرولیکی قوی کف کانال و حمل رسوبات دانه درشت به سمت پایین دست شده است. معمولاً بین جورشدگی و کشیدگی رابطه مستقیم وجود دارد، اما این پارامترها در نمونه‌های مورد مطالعه این ارتباط را نشان نمی‌دهند، به طوری که منحنی توزیع ذرات در اکثر نمونه‌ها به شکل پهن و جورشدگی بد و بسیار بد است، ولی در محاسبه کشیدگی به روش ترسیمی عدد حاصل از کشیدگی، کشیده به دست می‌آید. دلیل این امر را می توان به فراوانی دانه‌های درشت گراولی در مقایسه با ذرات ریزتر ماسه و گل نسبت داد (Folk, 1980). بر اساس نمودار ترسیم شده میانه و میانگین در برابر مسافت (شکل ۷)، اولین ناپیوستگی رسوبی در محل نمونه ۶ به دلیل نمایان شدن سنگ بستر سازند آهکی پابده و عدم رسوب‌گذاری دراثرفعالیت‌های ساختاری و افزایش شیب در ارتفاعات کمان‌کوه است (شکل ۸a).

علت ظهور ناپیوستگی دوم در محل نمونه شماره ۹ اتصال شاخه فرعی به کانال اصلی است (شکل ۸b). از آن جا که دبی آب شاخه‌های جانبی که از ارتفاعات سازندهای مقاوم آهکی شهبازان، پابده و گورپی ارتفاعات کمان‌کوه نشأت می‌گیرد زیاد است، حجم و اندازه رسوبات وارده از آن به شاخه سرچم‌لو زیاد می‌باشد و درشت شوندگی رسوبات بستر، پایین‌تر از محل ورود شاخه جانبی مشاهده می‌شود (Marren *et al.*, 2006) (شکل ۸c). در این رودخانه دیواره‌های کانال حاوی رخساره‌های گراولی هستند و فرسایش آن‌ها نیز نقش زیادی در تأمین رسوبات دانه درشت دارد. علاوه برآن می توان به نزدیکی شاخه فرعی به منشأ رسوب و مسافت کوتاه حمل و نقل نیز اشاره کرد.

ناپیوستگی سوم در محل نمونه شماره ۱۲ دیده می‌شود که دلیل آن تغییر شیب بستر و وجود تاقدیس تنگ حمام است. وجود سازندهای مقاوم آهکی ایلام و بخش امام حسن در مسیر رودخانه، باعث ایجاد دره‌های عمیق با شیب زیاد شده



شکل ۶: a) تغییرات جورشدگی (فی)؛ b) کج شدگی اندازه ذرات؛ c)کشیدگی در سرشاخه سرچم لو

است.کم عرض بودن دره رودخانه و وجود شیب زیاد دامنه‌ها باعث تولید رسوبات گراولی درشتی شده که به بستر رودخانه می‌ریزند (شکل ۸c). از آن جا که شیب بستر رودخانه در این قسمت روند کاهشی دارد، قدرت حمل رسوبات کم خواهد شد، که به موجب آن ذرات درشت به طور انتخابی ته نشست کرده و ذرات ریز حمل می‌شوند (Bertoldi *et al.*, 2009). ناپیوستگی چهارم در محل نمونه شماره ۱۵ دیده می‌شود که عامل ایجاد آن ورود رسوبات

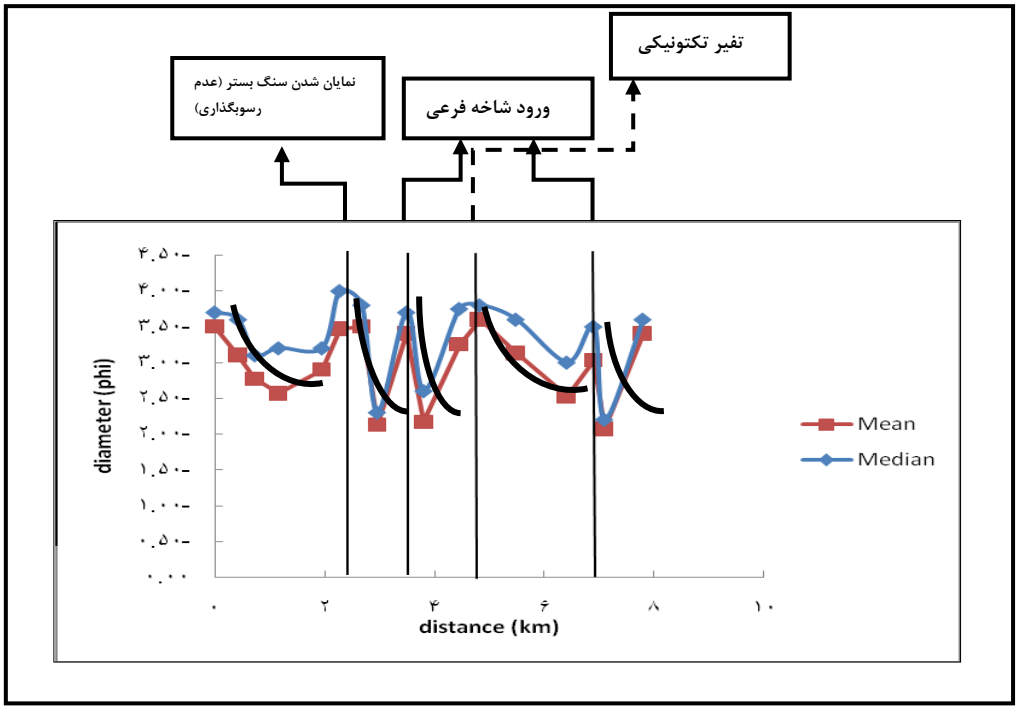
دانه درشت از شاخه‌های جانبی می‌باشد (شکل ۸d) و باعث تغییر بافت رسوبات شده است (Madje *et al.*, 2009). تأمین پیوسته رسوبات دانه درشت از منشأهای جانبی (Rice & Church, 1998؛ Rice, 1998) و نیز افزایش دبی به سمت پایین دست (Marren, 2006) در اثر اضافه شدن شاخه‌های جانبی از عوامل تغییر درصد گراول به سمت پایین دست در این پیوستگی است.

سرشاخه چمن

نتایج حاصل از آنالیز رسوبات سرشاخه چمن، محاسبه پارامترهای آماری و نام‌گذاری رسوبات با استفاده از روش Folk (1980) در جدول ۲ و شکل ۱۰ ارائه شده است. به علاوه، نیم‌رخ طول و نیز تغییرات شیب در طول رودخانه در شکل ۹ ارائه شده است.

جورشدگی رسوبات در حد بد و بسیار بد است. همان طور که در شکل مشاهده می‌شود میزان انحراف معیار به طور کلی به صورت ملایم به سمت پایین دست رودخانه رو به کاهش است که دلیل آن وجود شاخه‌های فرعی وارد شده در مسیر می‌باشد که باعث کاهش جورشدگی می‌شود.

کج‌شدگی در حد کج خیلی مثبت در تغییر است که نشان دهنده فراوانی بیشتر ذرات ریز در بین ذرات درشت است. این امر در محیط‌های رودخانه‌ای طبیعی بوده و حاکی از کافی نبودن زمان برای شستن ذرات ریز توسط جریان آب است (Rice, 1999؛ Nelson & Seminara, 2012). عوامل دیگری مانند سایش و خرد شدن دانه‌های ناپایدار و نیز تغذیه کانال اصلی توسط آبراهه‌های فرعی به تولید رسوبات ریزتر کمک می‌کند.



شکل ۷: نمودار تغییرات میانه و میانگین در طول کانال اصلی سرشاخه سرچم‌لو ترسیم شده است. با توجه به نمودار رسم شده بر اساس تغییرات میانگین و میانه اندازه ذرات، چهار ناپیوستگی و پنج پیوستگی رسوبی در رسوبات رودخانه سرچم‌لو شناسایی شده است.

کشیدگی رسوبات در حد بسیار کشیده تا بسیار پهن در تغییر است. روند کلی تغییرات این کشیدگی افزایش ناچیزی را به سمت پایین دست رودخانه نشان نمی‌دهد که می تواند مربوط به جورشدگی کم ذرات به سمت پایین دست باشد. با توجه به شکل ۱۱، شش پیوستگی رسوبی مجزا قابل شناسایی است که به بررسی آن‌ها پرداخته می‌شود. در این سرشاخه همان طور که در نمودار تغییرات درصد شیب دیده می شود (شکل ۹)، تغییر ناگهانی شیب بستر در ناپیوستگی‌های اول، چهارم و پنجم مشاهده می‌شود که می‌تواند به دلیل فعالیت‌های ساختاری و تغییرات لیتولوژی (Frings, 2008) باشد. در طول پیوستگی اول درصد گراول و ماسه و گل تغییراتی را نشان می‌دهند که به دلیل تغییرات زیاد شیب بستر و تغییر نیروهای هیدرولیکی و دبی رودخانه (Bertoldi *et al.*, 2009) و ورود رسوبات دانه درشت از ارتفاعات سازندهای آهکی پالئوژن و نئوژن است (شکل۱۲a). علت ظهور ناپیوستگی دوم در محل نمونه شماره ۳ اتصال شاخه فرعی به کانال اصلی است که از ارتفاعات کوه زم زمان منشأ می گیرد. این شاخه فرعی رسوبات دانه درشت‌تری را نسبت به بار کانال اصلی وارد می‌کند (شکل ۱۲b) علاوه برآن می‌توان به نزدیکی شاخه فرعی به منشأ رسوب و مسافت کوتاه حمل و نقل نیز اشاره کرد (Simon & Rinaldi,, 2013).

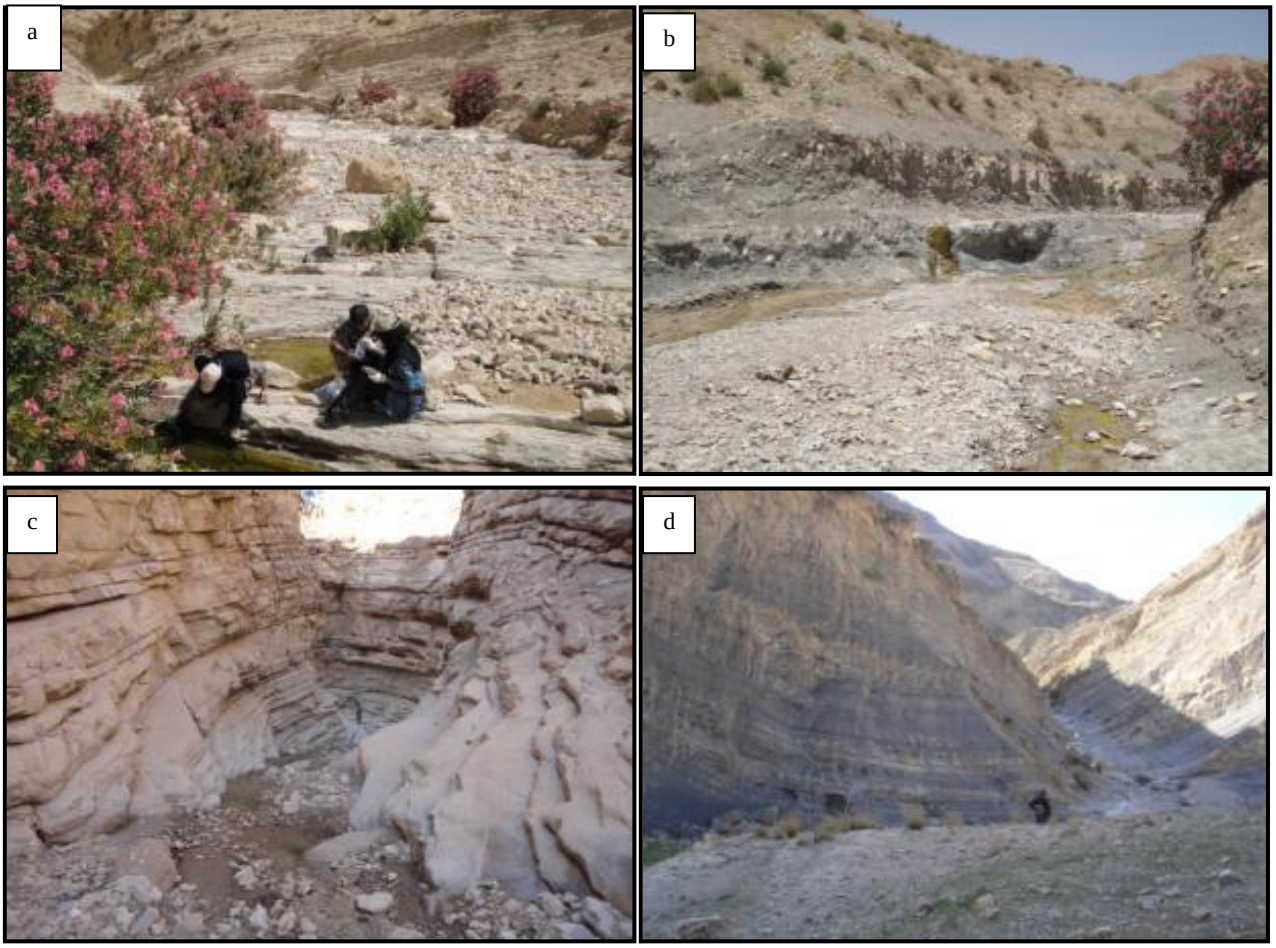
دلیل حضور ناپیوستگی سوم نیز ورود شاخه‌های فرعی است. در جهت پایین دست فراوانی گراول همراه با بی نظمی است (Marren *et al.*, 2006). در دیواره‌های اطراف کانال اصلی رودخانه در این مسیر، رسوباتی در اندازه پبل‌های درشت و حتی کابل مشاهده می‌شود که در اثر فرسایش دیواره‌های کانال بعد از سیلاب یا مهاجرت جانبی رودخانه این رسوبات فرسایش یافته و باعث درشت شدن اندازه ذرات بستر می‌شوند (Coulthard & Van De Wiel, 2013) (شکل ۱۲c). لذا دراین پیوستگی عامل اصلی کنترل کننده ریزشوندگی به سمت پایین دست فرآیندهای حمل و نقل انتخابی می‌باشند و در این روند ورود رسوبات دانه درشت منشأهای جانبی مانند دامنه کوه‌ها و دیواره کانال رودخانه باعث به هم خوردن نظم رسوبات شده است.

در طول پیوستگی پنجم و ششم به علت گسترش واحدهای سنگی مارنی سازند پابده، دره کانال رودخانه بازتر شده و تغییرات شیب بستر رودخانه نیز روند یکنواخت‌تر و ملایم‌تری می‌یابد (شکل ۱۲d).

رودخانه تلخاب

رودخانه تلخاب شاخه اصلی حوضه آب‌ریز تلخاب است که از پیوستن دو سرشاخه اصلی سرچم‌لو و چمن تشکیل می‌شود (شکل ۲). طول مسیر رودخانه تلخاب ۱۳ کیلومتر است که به سمت مرز عراق پیش می‌رود. شاخه‌های جانبی زیادی به این رودخانه می‌پیوندندکه باعث به هم خوردن نظم بافتی رسوبات شده‌اند که عمده‌ترین آن‌ها شاخه گنجوان است که باعث ایجاد یک ناپیوستگی رسوبی عمده در پارامترهای بافتی رسوبات شده است.

در طی عملیات صحرایی تعداد ۳۲ نمونه رسوب از کف کانال اصلی رودخانه در طول ۱۳ کیلومتر جهت مطالعات رسوب‌شناسی برداشت شده است. در شکل ۱۳، تغییرات ارتفاع و شیب بستر رودخانه نسبت به فاصله در طول کانال اصلی رودخانه تلخاب بر اساس موقعیت نمونه برداری نشان داده شده است. همچنین نتایج آنالیز اندازه ذرات در جدول ۳ نشان داده شده است. در نیم‌رخ طولی رودخانه به سمت پایین دست، مقدار انحراف معیار به طور کلی کاهش می‌یابد و درنتیجه جورشدگی رسوبی بهبود می‌یابد (شکل۱۴a) که دلیل آن حمل رسوبات برای مدت بیشتر است که باعث جدایش ذرات ریز از درشت شده و در نتیجه باعث افزایش جورشدگی می‌شود. شکل ۱۴b نمودار تغییرات کج‌شدگی به سمت پایین دست را نشان می‌دهد.



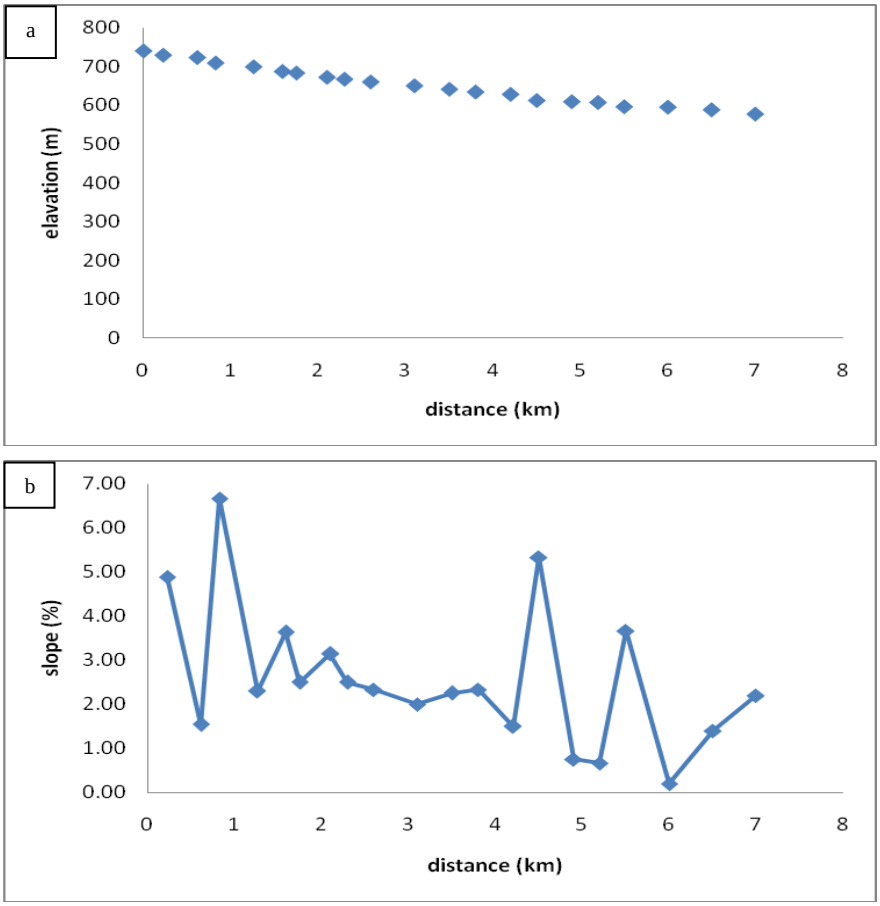
شکل ۸: a) نمایان شدن سنگ بستر در محل نمونه شماره ۶ و ظهور اولین ناپیوستگی؛ b) شاخه فرعی وارد کننده رسوب دانه درشت به کانال اصلی در محل نمونه شماره ۹ و ظهور دومین ناپیوستگی رسوبی؛ c) کم عرض شدن دره رودخانه و وجود شیب زیاد دامنه‌ها و تولید رسوبات گراولی در محل نمونه ۱۲ و ایجاد ناپیوستگی رسوبی سوم؛ d) اتصال شاخه فرعی از ارتفاعات به سمت رودخانه اصلی و ایجاد ناپیوستگی چهارم در محل نمونه ۱۵.

همان طور که مشاهده می‌شود روند کلی تغییرات کج‌شدگی به سمت پایین دست به سمت مقادیر کمتر است که به دلیل افزایش درصد ذرات دانه درشت گراولی در طول مسیر رودخانه به دلیل ورود شاخه‌های فرعی می‌باشد (موسوی حرمی و همکاران، ۱۳۸۳). تغییرات کشیدگی به سمت پایین دست این رودخانه در شکل ۱۴c ارائه شده است. میزان کشیدگی رسوبات این رودخانه از پهن تا بسیار کشیده تغییر می‌کند. تغییرات کشیدگی دارای پراکندگی زیادی است، اما به طور کلی به سمت پایین دست روند کاهشی نشان می‌دهد. دلیل این امر را می‌توان به فراوانی دانه‌های درشت گراولی در مقایسه با ذرات ریزتر ماسه و گل نسبت داد (Folk, 1980).

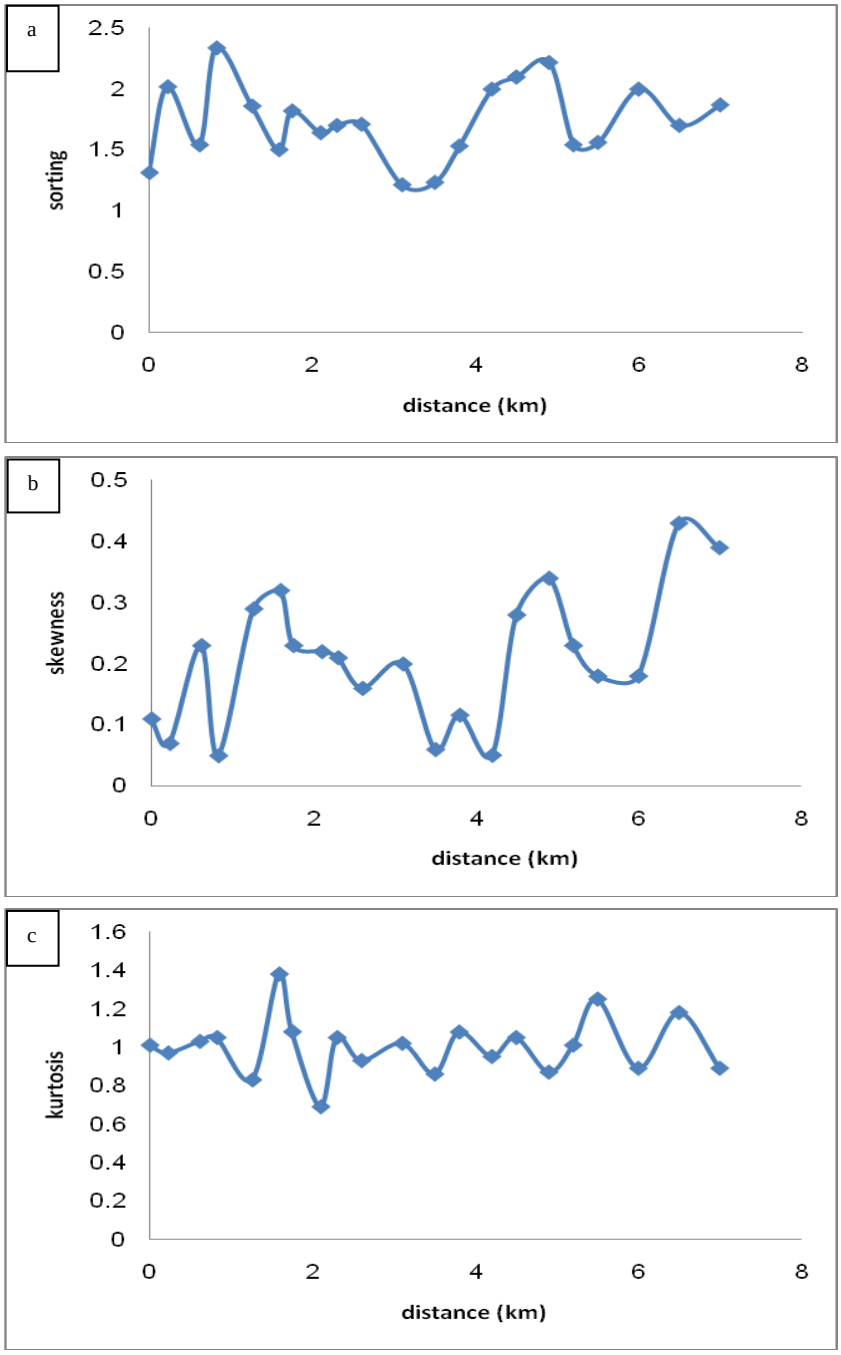
با توجه به نمودار رسم شده بر اساس تغییرات میانگین و میانه اندازه ذرات (شکل ۱۵)، سه ناپیوستگی و چهار پیوستگی رسوبی در رسوبات رودخانه تلخاب شناسایی شد که مورد بررسی قرار می‌گیرد. پیوستگی اول از ابتدای مسیر رودخانه تلخاب و از محل الحاق دو شاخه سرچم‌لو وچمن آغاز شده و تا ۳ کیلومتر ادامه یافته است. این پیوستگی از نمونه ۱ تا ۹ ادامه داشته که در این مسیر اندازه ذرات به تدریج کاهش می‌یابد. سپس در محل نمونه ۹ افزایش ناگهانی در اندازه ذرات مشاهده می‌شود (ظهور اولین

ناپیوستگی رسوبی). اولین ناپیوستگی رسوبی به دلیل ملحق شدن شاخه فرعی گنجوان ایجاد شده که دارای بار گراولی فراوانی می‌باشد. در این رودخانه دیواره‌های کانال حاوی رخساره‌های گراولی هستند و فرسایش آن‌ها نیز نقش زیادی در تأمین رسوبات دانه درشت دارد (شکل۱۶a–b). پس از آن ناپیوستگی رسوبی دوم در محل نمونه شماره ۱۹ و در فاصله ۴ کیلومتری از ناپیوستگی اول مشاهده می‌شود. در پیوستگی رسوبی سوم میزان بار گراولی بیشتر است، چرا که در این قسمت به دلیل انجام عملیات حفاری در مسیر و بستر رودخانه توسط انسان (Sklar *et al.*, 2006) باعث به هم خوردن نظم رسوبات شده است (شکل۱۶c). پس از آن در حدود نمونه ۲۶ تغییر ناگهانی در میزان اندازه ذرات مشاهده می‌شود (ظهور ناپیوستگی رسوبی سوم).

ناپیوستگی رسوبی سوم ایجاد شده در محل نمونه ۲۶ و در ۱۰ کیلومتری مسیر رودخانه به دلیل کاهش ناگهانی شیب است (Frings, 2008). در پیوستگی رسوبی چهارم اندازه رسوبات در مسافتی حدود ۲/۵ کیلومتر تقریباً به صورت نمایی کاهش می‌یابد. در این مسیر رودخانه عریض‌تر می‌شود و بر میزان رسوبات دشت سیلابی افزوده می‌شود، بنابراین انرژی کاهش یافته و فرصت مناسبی برای رسوب‌گذاری ذرات درشت‌تر است (شکل ۱۶d).



شکل۹: a) نمودار نیم‌رخ طولی بر اساس محل نمونه برداری در طول سرشاخه چمن؛ b) نمودار تغییرات درصد شیب بر اساس محل نمونه برداری در طول سرشاخه چمن.



شکل ۱۰: نمودار تغییرات طولی پارامترهای بافتی در رسوبات سرشاخه چمن؛ a) جورشدگی؛ b) کج شدگی.

رخساره‌های رسوبی و عناصر ساختاری

با توجه به شواهد و مطالعات صحرایی که در طول مسیر از بالا دست تا پایین دست رودخانه‌های اصلی انجام گرفت، رخساره‌های رسوبی بر اساس اندازه در دو گروه رخساره دانه درشت (گراولی) (Gmm، Gcm، Gmg) و رخساره دانه متوسط (ماسه‌ای) (Sh) شناسایی و نام‌گذاری شدند (جدول ۴). در این حوضه اکثر ذرات موجود در بستر رودخانه از فرسایش سنگ‌های آهکی حاصل شده است. اندازه دانه و عمق جریان دو عامل اصلی کنترل کننده مورفولوژی اشکال لایه‌ای و به عبارت دیگر رخساره‌های

سنگی هستند. از عوامل دیگر می‌توان به سرعت جریان، ویسکوزیته جریان و درجه حرارت اشاره کرد. در نهایت تشکیل رخساره‌های سنگی دانه ریز، نتیجه جریان‌های تعلیقی هستند که باعث ایجاد رخساره‌های گلی می‌شوند (Tucker, 2001).

ذرات رخساره‌های گراولی غالباً نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد شده، با کرویت پایین تا متوسط و جورشدگی ضعیف هستند. رخساره‌های گراول توده‌ای با زمینه قطعات درشت (Gcm) و گراول توده ای با زمینه ماتریکس (Gmm) توسط جریان‌های خطی و آشفته و همچنین جریان‌های خرده‌دار با پلاستیسیته و بار رسوبی بالا بر جای گذاشته می‌شوند (Kosun *et al.*, 2009) (شکل ۱۷a). رخساره (Gmg) دارای درصد ماسه بیشتر از زمینه گلی، گردشدگی بهتر و وجود طبقه‌بندی تدریجی نرمال تا معکوس می‌باشد که در نتیجه کاهش انرژی حمل و نقل است (Deynoux *et al.*, 2005؛ Miall, 2006). در شکل ۱۷b رخساره Gmg گراول با طبقه‌بندی تدریجی معکوس مشاهده می‌شود که این توالی نشان دهنده افزایش انرژی به سمت بالا دست است. وجود ایمبریکاسیون در رخساره‌های گراولی به وضوح مشاهده می‌شود که جهت جریان را می‌تواند نشان دهد. همچنین به دام افتادن ذرات گراولی در پشت قطعه‌ای بزرگتر نیز دیده می‌شود.

تنها رخساره ماسه‌ای شناسایی شده در حوزه مورد مطالعه، رخساره Sh است که با ضخامت کمی در قسمت میانی در طول رودخانه مورد مطالعه، به صورت لایه‌ای مسطح مشاهده می‌شود (شکل ۱۷c). ذرات آن در اندازه ماسه متوسط تا درشت و رخساره‌های گراولی آن را احاطه کرده‌اند. این رخساره در داخل کانال‌ها معمولاً نشان دهنده مرحله عقب نشینی نهایی سیلابی شدن فصلی است (Catuneanu *et al.*, 2006).

با توجه به رخساره‌های رسوبی، عناصر ساختاری شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه شامل SG و GB است (جدول ۵). مدل رسوبی کانال رودخانه تلخاب با در نظر گرفتن مدل‌های ارائه شده توسط Miall (2006) در شکل ۱۸ ترسیم و مورد بررسی قرار می‌گیرد.

عنصر ساختاری جریان گراویته‌ای رسوبی (SG)

سیلاب‌های با دبی بالا معمولاً با تخریب توالی‌های رسوبی پیشین و پی‌سنگ و رسوب‌گذاری آن‌ها توالی‌های رسوبی درهمی را ایجاد می‌کنند که حاصل فرآیندهای جریان گراویته‌ای رسوبی و فرآیندهای رودخانه‌ای هستند (Ruda, 2014). این عنصر ساختاری معمولاً به شکل گسترده و صفحه‌ای است و قاعده نامنظم و عمدتاً فرسایشی دارد. این عنصر ساختاری در رودخانه مورد مطالعه از رخساره‌های رسوبی Gcm و Gmg و Gmm تشکیل شده است و به مقدار کم و به طور متناوب با عنصر ساختاری GB دیده می‌شود (a ۱۸). این عنصر ساختاری اغلب در سیستم‌های رودخانه‌ای بریده بریده بریده و بر اثر جریان‌های خرده‌دار و جریان‌های رسوبی حاصل از جاذبه با نرخ رسوب‌گذاری بالا در نواحی بالا دست و ابتدای مسیر حوزه آب‌ریز تلخاب که شیب بستر رودخانه گاه به ۵ یا ۶ درصد و بیشتر نیز می‌رسد، تشکیل شده است (Miall, 2006). بنابر تفسیر Uba *et al.* (2005) نهشته‌های این عنصر ساختاری حاصل جریان‌های گراویته‌ای گراولی سریع و کوتاه مدت رودخانه در دبی‌های بالا می‌باشند. وجود ساختارهای ورقه‌ای شکل، ذرات درشت گراولی فراوان، جورشدگی ضعیف و نبود چینه‌بندی از اختصاصات این عنصر ساختاری است.

عنصر ساختاری بار گراولی و اشکال لایه ای (GB)

این عنصر ساختاری حاصل مهاجرت سدهای گراولی و یا به صورت رسوبات باقی مانده در کف کانال است که در ابتدا رسوبات نازکی از گراول به فرم ورقه‌ای در بستر کانال رسوب کرده، سپس در مواقع سیلاب که حجم آب افزایش

می‌یابد بر اثر مهاجرت و رسوب‌گذاری، دانه‌های پبل و گراول بر روی گراول‌های کف بستر ته نشین می‌شوند (Coltortia *et al.*, 2008) (شکل۱۸b). این عنصر ساختاری به طور متداول با عناصر ساختاری SG همراه است و در سیستم‌های رودخانه‌ای بریده بریده با پیچش کم و بار بستر گراولی مشاهده می‌شود (Gao *et al.*, 2007). به طور معمول این عنصر ساختاری به صورت ورقه‌ای با ضخامت چندین متر دیده می‌شود که هریک از آن‌ها نمایش دهنده یک مرحله سیلابی بوده و کنتاکت آن‌ها به صورت فرسایشی است (Miall, 2006). این عنصر ساختاری به طور گسترده در کف کانال و به سبب مهاجرت سدهای طولی در بالا دست و قسمت میانی حوضه آب‌ریز تلخاب تشکیل می‌شود (Miall, 2006؛ Gao *et al.*, 2007). از رخساره‌های اصلی آن می‌توان رخساره‌های Gmm و Sh نام برد.

مدل رسوبی

رودخانه بریده بریده گراولی با رسوبات جریان ثقلی

این نوع رودخانه در بالا دست حوزه آبریز تلخاب تشکیل شده است. در اینجا حواشی کانال با نهشته‌های گراولی جریان گراویته‌ای رسوبی و عنصر ساختاری SG مشخص می شوند. رخساره‌های سنگی Gmm، Gcm، Gmg به عنوان شاخص این نوع رودخانه هستند (Miall, 2006). رسوبات این نوع رودخانه حاصل جریان‌های واریزه‌ای همراه با فرآیندهای انتقال دوباره می‌باشد (Blair & McPherson, 1994). جریان‌های خرده‌دار و سایر انواع جریان‌های ثقلی رسوب به ویژه در نواحی منشأ سرشاخه‌های اصلی رایجند (Miall, 2006) (شکل۱۸A).

رودخانه بریده بریده کم عمق با بار بستر گراولی

این حالت در قسمت میانی و پایین دست حوزه آب‌ریز تشکیل مشاهده می‌شود (شکل۱۸B). رسوبات عمدتاً درشت هستند و به فرم بار بستر حرکت می‌کنند. در بعضی قسمت‌ها مقدار کمی رسوبات ماسه‌ای بر جای گذاشته شده‌اند و دلیل آن را می‌توان به پایین رفتن سطح آب رودخانه در اثر کاهش شدت انرژی در فصول کم باران نسبت داد. رسوبات جریان گراویته‌ای در این مدل به چشم نمی‌خورد. عنصر ساختاری GB در این مدل غالب است و شامل توده‌های رسوبی مسطح همراه با سطوح متعدد فرسایش داخلی است و مجموعه‌های متنوعی از نهشته‌های گراولی جریان کششی در آن حضور دارند. از رخساره‌های رسوبی که در این بخش از کانال تشکیل شده‌اند می‌توان به رخساره‌های Gmm، Gcm و Sh اشاره کرد.

نتیجه‌گیری

مطالعات رسوب‌شناسی دو سرشاخه اصلی سرچم‌لو و چمن و رودخانه اصلی تلخاب در حوضه آب‌ریز مورد مطالعه ، به ترتیب به شناسایی ۴، ۵، ۳ ناپیوستگی و ۵، ۶، ۴ پیوستگی در سرشاخه سرچم‌لو، چمن و تلخاب منجر شده است. روند ریزشوندگی به سمت پایین دست در هریک از پیوستگی‌های رسوبی در این حوضه به دلیل تأثیر دو عامل جورشدگی هیدرولیکی و سایش است. تغییرات موجود در این حوضه از جمله تغییرات شیب، تغییر عرض کانال، ظهور سنگ بستر، فرسایش با شدت‌های مختلف و ورود رسوبات با اندازه‌های مختلف نیز متأثر از تغییرات سنگ‌شناسی است. بر اساس مطالعات انجام شده دو مجموعه رخساره‌های جریانی خرده‌دار و جریانی رودخانه‌ای و چهار رخساره اصلی Gmm، Gcm، Gmg و Sh منطقه، مورد شناسایی قرار گرفتند.

با توجه به رخساره‌های رسوبی و عناصر ساختاری شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه، مدل رسوبی حوضه آبریز تلخاب یک رودخانه بریده بریده گراولی با رسوبات جریان ثقلی در بالا دست و در میانه و پایین دست یک رودخانه

بریده بریده کم عمق گراولی است. از نظر چرخه فرسایشی این رودخانه در بالا دست و به عبارتی در مرحله جوانی قرار دارد. در این رودخانه‌ها بار بستر به صورت سدهای گراولی یا ماسه‌ای در کانال نهشته می‌شود و در زمانی که انرژی جریان رودخانه پایین می‌آید، این سدها رخنمون یافته و یک رودخانه بریده بریده را به نمایش می‌گذارند. بیشتر رسوبات یک رودخانه بریده بریده در سدهای درون کانال و یا در حواشی کانال نهشته می‌شوند. در این رودخانه‌ها سدها برای مدت طولانی ثابت نبوده و با حرکت ذرات رسوب از دماغه به قسمت پایینی سد، تحت تأثیر جریان آب، به تدریج به سمت پایین دست رود حرکت می‌کنند. با توجه به تفسیرهای ارائه شده، امید است تا این داده‌ها بتواند در تفسیر و شناخت بهتر مخازن آب‌های زیرزمینی و مواد هیدروکربنی مورد استفاده قرار گیرد.

منابع

موسوی حرمی، ر.، ۱۳۹۳. رسوب شناسی. چاپ پانزدهم، *انتشارات آستان قدس رضوی*، ۴۷۴ ص.

موسوی حرمی، ر.، محبوبی، الف.، نجفی، م. و رستمی زاده، ق.، ۱۳۸۳. ارزیابی پیوستگی رسوبی و شناسایی عوامل کنترل کننده ریزشوندگی در طول رودخانه در پرچین ـ شرق اسفراین. *چکیده مقالات بیست و سومین گردهمایی علوم زمین*.

سازمان جغرافیایی کشور، ۱۳۸۱. نقشه زمین‌شناسی ایران سری ۱:۲۵۰۰۰۰ ایلام.

شرکت نفت مناطق مرکزی ایران، نقشه زمین‌شناسی تنگ بیجار با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.

سازمان جغرافیای ارتش و نیروهای مسلح، ۱۳۷۸. نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ چمن، گنجوان و زره.

Bertoldi, W., Ashmore, P., & Tubino, M., 2009. A method for estimating the mean bed load flux in braided rivers. *Geomorphology*, 103: 330-340.

Blair, T.C., & McPherson, J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies. *Journal of Sedimentary Research*, 64: 451-490.

Catuneanu, O., Khalifa, M.A., & Wanas, H.A., 2006. Sequence stratigraphy of the Lower Cenomanian Bahariya Formation, Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt. *Sedimentary Geology*, 190: 121-137

Coates, G.F., & Hulse, C.A., 1985. A comparation of four methods of size analysis of fine grained sediments. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 28: 329-380.

Coltortia, M., Pieruccini, P., & Rustioni, M., 2008. The Barga Basin (Tuscany): A record of Plio Pleistocene mountain building of the Northern Apennines, Italy. Quaternary International, 189: 56–70.

Coulthard, T.J., & Van De Wiel, M.J., 2013. Modelling in fluvial geomorphology. *In*: Shroder, J., (ed.), Treatise in Geomorphology. *Academic Press*, San Diego. 9: 694-710.

Deynoux, M., Ciner, A., Monod, O., Karabukoglu, M., Manatschal, G., & Tuzcu, S., 2005. Facies architecture and depositional evolution of alluvial fan to fan-delta complexes in the tectonically active Miocene Koprüçay Basin, Isparta Angle, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173: 315-343.

Folk, R.L., 1980.Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publishing*, Austin, TX, 182 p.

Frings, R.M., 2008. Downstream fining in large sand-bed rivers. *Earth Science Reviews*, 87:39-60.

Gao, C., Boreham, S., Preece, R.C., Gibbard, P.L., & Briant, R.M., 2007. Fluvial response to rapid climate change during the Devensian (Weichselian) Lateglacial in the River Great Ouse, southern England, UK. *Sedimentary Geology*, 202: 193–210.

Gupta, N., Atkinson, M.P., & Carling, P.A., 2013. Decadal length changes in the fluvial platform of the river Ganga: bringing a mega river to life with Landsat archives. *Remote Sensing Letters*, 4 (1): 1–9.

Kosun, E., Poisson, A., Ciner, A., Wernli, R., & Monod, O., 2009. Syn-tectonic sedimentary evolution of the Miocene atallar Basin, southwestern Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34: 466-479.

Lewis, D.W., & McConchie, D., 1994. Analytical Sedimentology. *Chapman & Hall, London*, 197 p.

Marren, P.M., McCarthy, T.S., Tooth, S., Brandt, D., Stacey, G.G., Leong, A., & Spottiswoode, B., 2006. A comparison of mud and sand dominated meanders in a downstream coarsening reach of the mixed bedrock-alluvial Klip River, eastern Free State, South Africa. *Sedimentary Geology*, 190: 213– 26.

Madej, M.A., Sutherland, D.G., Lisle, T.E., & Pryor, B., 2009. Channel responses to varying sediment input: A flume experiment modeled after Redwood Creek, California. *Geomorphology*, 103: 507-519.

Miall, A.D., 2006. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. *Springer-Verlag*, Berlin. 582 p.

Nelson, P.A., & Seminara, G., 2012. A theoretical framework for the morphodynamics of bedrock channels. *Geophysical Research Letters*, 39 (L06408): 1-5.

Rice, S.P., 1998. Which tributaries disrupt downstream fining along gravel-bed rivers?. *Geomorphology*, 22: 39–56.

Rice, S., & Church, M., 1998. Grain size along two gravel-bed rivers: statistical variation, spatial pattern and sedimentary links. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 345–363.

Rice, S.P., 1999. The nature and controls of downstream fining within sedimentary links. *Journal of Sedimentary Research*, 69 (1): 32–39.

Rudra, K., 2014. Changing river courses in the western part of the Ganga–Brahmaputra delta. *Geomorphology*, 227: 87–100.

Simon, A., & Rinaldi, M., 2013. Incised channels: disturbance, evolution and the role of excess transportcapacity and boundary materials in controlling channel response. *In*: Shroder, J., (ed.), Treatise on Fluvial Geomorphology. *Elsevier*, Amsterdam, 574–594 p.

Sklar, L.S., Dietrich, W.E., Foufula, E., Lashermes, B., & Bellugi, D., 2006. Do gravel bed river size distributions record channel network structure. *Water Resources Research*: 42: W06D18.

Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology.3rd edition, *Blackwell*, Oxford, 260 p.

Uba, C.E., Heubeck, C., & Hulka, C., 2005. Facies analysis and basin architecture of the Neogene Sub-andean synorogenic wedge, southern Bolivia. *Sedimentary Geology*, 180: 91–123.

نشریه علمی ـ پژوهشی رخساره‌های رسوبی
بهار و تابستان ۱۳۹۶، ۱۰ (۱): ۷۷-۹۸

Sedimentary Facies
Spring & Summer 2017, 10 (1): 77-98
DOI: 10.22067/sed.facies.v10i1.50245

اثرمجموعه‌ها و اهمیت محیطی آن‌ها در سازند جیرود، جنوب غرب شاهرود و شمال شهمیرزاد، البرز مرکزی

محمود شرفی[۱*]، اسدالله محبوبی[۲]، سید رضا موسوی حرمی[۲]، حسین مصدق[۳]

۱- دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۳- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی، کرج، ایران

*پست الکترونیک: sharafi2262@gmail.com

تاریخ دریافت: ۹۴/۷/۸ **تاریخ پذیرش: ۹۴/۱۲/۲۵**

چکیده

سازند جیرود (فرازنین ـ فامنین) در حوضه البرز مرکزی در شمال ایران گسترش داشته و از رسوبات سیلیسی ـ آواری در پایین و کربناته در بالا تشکیل شده است. بررسی اثرفسیل‌های سازند جیرود به شناسایی ۹ اثرمجموعه منجر گردیده که یک روند کلی عمیق شوندگی را نشان می‌دهند. اثرمجموعه‌های *Skolithos-Arenicolites*، *Thalassinoides-Rhizocorallium* و *Helminthopsis-Chondrites* در ماسه‌سنگ‌های سفید تا قرمز با طبقه‌بندی مورب مسطح دو جهتی، ریپل‌های جریانی و موجی بیانگر تشکیل در یک محیط پر استرس و بستر ناپایدار با شاخص رسوب‌گذاری بالا از نوع خلیج دهانه‌ای است. اثرمجموعه‌های *Thalassinoides-Arenicolites*، *Rhizocorallium-Palaeophycus* و *Arenicolites-Thalasinoides* در ماسه‌سنگ‌های فسیل‌دار با طبقه‌بندی مورب تراف و مسطح و HCS نشان دهنده تشکیل در یک موقعیت متوسط ـ پر انرژی حاشیه ساحلی با گردش آب و سطح اکسیژن مناسب و مواد غذایی کافی در بستر رسوبی است. اثرمجموعه‌های *Arenicolites-Diplocraterion*، *Thalassinoides-Rhizocorallium-Palaeophycus*، *Arenicolites-Thalasinoides*، *Arenicolites-Protovirgularia* و *Protovirgularia* با تنوع بالای اثرفسیل‌ها در سنگ آهک‌های نازک ـ متوسط لایه تیره رنگ با پوسته‌های فسیلی فراوان بیانگر برقراری شرایط نرمال دریایی با میزان مواد غذایی و اکسیژن کافی در یک موقعیت فلات کم عمق است.

واژه‌های کلیدی: جیرود؛ اثرمجموعه؛ اثررخساره؛ حاشیه ساحلی؛ فلات؛ خلیج دهانه‌ای.

مقدمه

سازند جیرود به سن دونین بالایی در حوضه البرز مرکزی در شمال ایران از رسوبات سیلیسی ـ آواری و کربناته تشکیل شده است. به طور کلی این رسوبات در چهار سیستم رسوبی شامل رودخانه‌ای (تناوب رسوبات شیل و ماسه‌سنگ ـ کنگلومرای قرمز)، خلیج دهانه‌ای (ماسه‌سنگ‌های ضخیم لایه سفید رنگ با طبقه‌بندی عمدتاً مورب مسطح دو تا چند جهتی و درهم)، حاشیه ساحلی (تناوب ماسه‌سنگ‌های ضخیم لایه با طبقه‌بندی مورب تراف، صفحه‌ای و HCS و شیل‌های خاکستری ـ تیره) و فلات کم عمق و یا دور از ساحل (سنگ آهک‌های

فسیل‌دار با رخساره‌های طوفانی و HCS و شیل تیره) ته نشست یافته و یک روند عمودی عمیق شوندگی را نشان می‌دهند (شرفی، ۱۳۹۳). حاکمیت شرایط بیشتر پر تنش و نامساعد از نظر درجه شوری به حفظ شدگی اثرفسیل‌ها با تنوع پایین و اندازه عمدتاً کوچک در این رسوبات منجر گردیده است (Gingras *et al.*, 2008). این رسوبات که مؤید وجود یک محیط حد واسط در زمان دونین بالایی است بیانگر تغییرات مشخص در میزان رسوب‌گذاری، گردش آب و درجه شوری است. به طور کلی، این پهنه‌های انتقالی با یک روند ثابت کاهش انرژی موازی با افزایش عمق مشخص می شوند (Dalrymple & Choi, 2007). در نتیجه این روند کاهشی در سطح انرژی هیدرولیکی، یک روند افزایش قابل پیش بینی میان عمق آب و رخساره‌ها وجود دارد. روند عمودی این توالی‌ها با تناوب شیل‌های ضخیم و ماسه‌سنگ‌های نازک لایه (پایین حاشیه ساحلی)، تناوب ماسه‌سنگ‌های متوسط تا ضخیم لایه با طبقه‌بندی مورب صفحه‌ای و طبقه‌بندی مورب پشته‌ای (HCS) (میانه و بالای حاشیه ساحلی) و در نهایت شیل و سنگ آهک‌های نازک لایه (فلات و دور از ساحل) مشخص می شود (برای مثال Walker & Plint, 1992). بررسی اثرفسیل‌ها به عنوان ابزاری مفید جهت تفسیر آنالیز حوضه به ویژه برای شناسایی و تفسیر توالی‌های رسوبی مرتبط از لحاظ ژنتیکی کاربرد بسیار وسیعی یافته است (برای مثال Tovar *et al.*, 2007; Sharafi *et al.*, 2012, In press). میزان مواد غذایی، انرژی هیدرولیکی، درجه شوری، میزان رسوب‌گذاری و سطح اکسیژن ستون آب کنترل کننده‌های اصلی بر روی توزیع اثرفسیل‌ها و سبک زندگی فونای موجود در محیط رسوبی هستند (Bromley & Ekdale, 1984؛ Pemberton & Wightman, 1992؛ Pollard *et al.*, 1993؛ MacEachern & Burton, 2000؛ Gingras *et al.*, 2008, 2012).

هدف از این پژوهش معرفی اثرفسیل‌ها، تفسیر اثرمجموعه‌ها[1]، بررسی اهمیت محیطی و بوم‌شناسی آن‌ها در رسوبات سیلیسی ـ آواری و کربناته سازند جیرود در البرز مرکزی است.

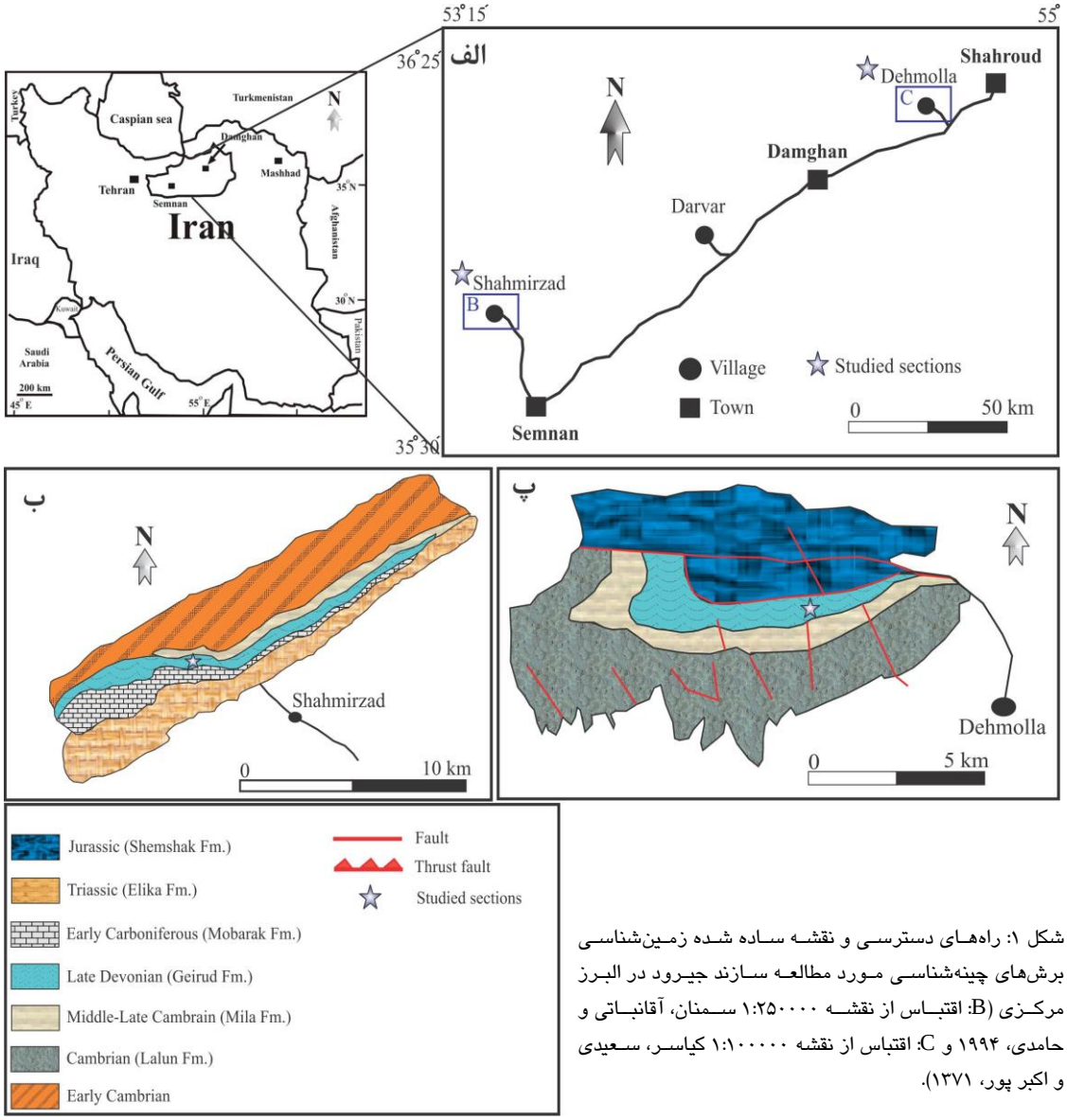
موقعیت زمین‌شناسی و چینه‌نگاری

رشته کوه‌های البرز با روند کلی شرقی ـ غربی یکی از پهنه‌های ساختاری در شمال ایران است(Stöcklin, 1968). این پهنه ساختاری به سه بخش خاوری، مرکزی و باختری تقسیم می‌شود و حوضه مورد مطالعه در بخش مرکزی قرار گرفته است. سازند جیرود در ۲ برش ده‌ملا با مختصات جغرافیایی "۲۸/۱ ´۴۵ °۵۴ طول شرقی و "۵۳/۶ ´۲۱ °۳۶ عرض شمالی و ضخامت ۱۸۵ متر و برش شهمیرزاد با مختصات "۲۵/۴ ´۱۹ °۵۳ طول شرقی و "۱۲/۵ ´۴۶ °۳۵ عرض شمالی و ضخامت ۱۴۳مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۱). در ناحیه مورد مطالعه، سازند جیرود با ناپیوستگی فرسایشی بر روی شیل‌های سبز رنگ سازند میلا (کامبرین بالایی) قرار گرفته و مرز بالایی آن با سنگ‌آهک‌های سازند مبارک (کربنیفر زیرین) تدریجی است. بر مبنای مطالعات مختلف چینه‌شناسی و دیرینه‌شناسی بر روی بازوپایان (Bozorgnia, 1964)، پالینومورف‌ها (Ghavidel-Syooki, 1995) و هاشمی و تابع، ۱۳۸۴) و گونیاتیت‌ها (دشتبان، ۱۳۷۳) سن سازند جیرود فرازنین ـ فامنین تعیین شده است.

روش مطالعه

در این مطالعه دو برش ده‌ملا و شهمیرزاد به ترتیب با ضخامت ۱۸۵ و ۱۴۳ متر در حوضه البرز مرکزی در شمال ایران مورد مطالعه قرار گرفت (شکل‌های ۲-۴).

1- Ichnoassemblage



شکل ۱: راه‌های دسترسی و نقشه ساده شده زمین‌شناسی برش‌های چینه‌شناسی مورد مطالعه سازند جیرود در البرز مرکزی (B: اقتباس از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان، آقانباتی و حامدی، ۱۹۹۴ و C: اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر، سعیدی و اکبر پور، ۱۳۷۱).

۲۸۰ مقطع نازک جهت بررسی ویژگی‌های میکروسکپی (محتوای فسیلی و ترکیب کانی‌شناسی) تهیه گردید و ویژگی‌های سنگ‌شناسی، اندازه دانه و ساختارهای رسوبی در توالی مورد مطالعه مورد بررسی قرار گرفت. اثرفسیل‌ها در سطوح تازه و هوازده و با مقایسه با منابع موجود مورد شناسایی قرار گرفته و شواهد رسوب‌شناسی از جمله ساختارهای رسوبی همراه با آن‌ها جهت تفسیر شرایط محیطی، ثبت شده است. درجه آشفتگی زیستی توسط جدول‌های مقایسه‌ای و بر مبنای طبقه‌بندی تیلور و گلدرینگ (Taylor & Goldring, 1993) تعیین گردید. در این طبقه‌بندی، آشفتگی زیستی (BI[۲]) از صفر (بدون آشفتگی) تا ۶ (آشفتگی کامل و یکنواخت شدن زیستی رسوبات) در تغییر است. علاوه بر این، نام‌گذاری اثرمجموعه‌ها بر مبنای اثرفسیل‌های غالب در هر مجموعه به طور نسبی، صورت گرفت (Tovar *et al.*, 2007؛ Dashtgard *et al.*, 2010؛ Gingras *et al.*, 2012؛ Sharafi *et al.*, 2012, 2013, 2014, In press).

2- Bioturbation Index

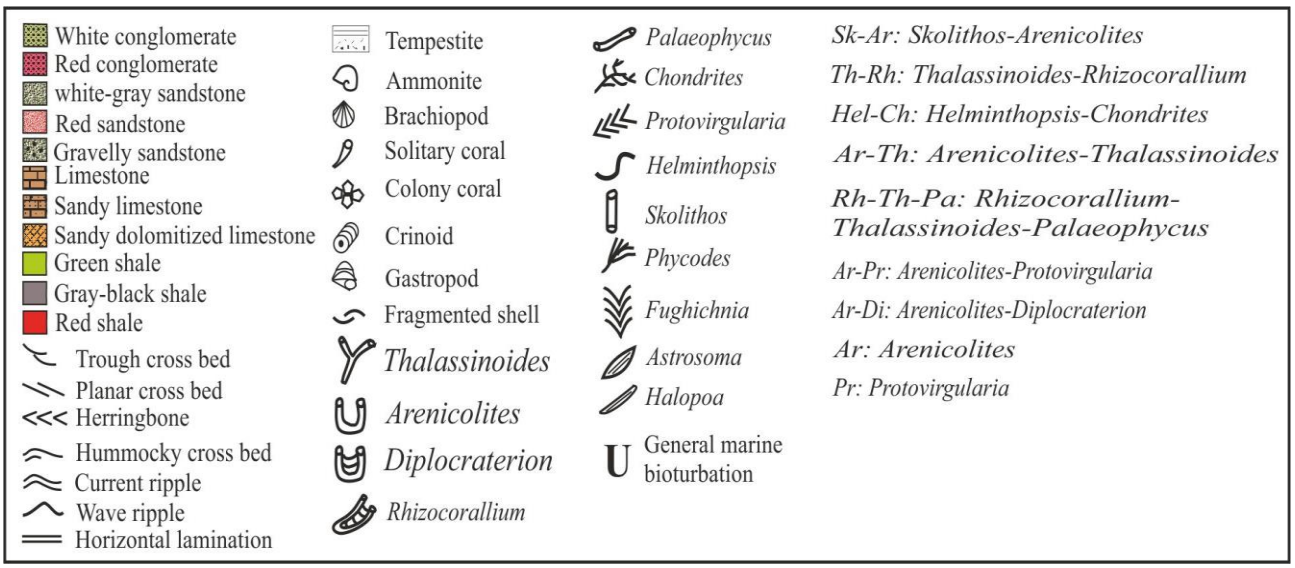
توصیف رسوب شناسی

برش ده‌ملا: سازند جیرود در برش ده‌ملا با ماسه‌سنگ نازک تا متوسط لایه با طبقه‌بندی مورب صفحه‌ای قرمز تا سفید رنگ و شیل سیلتی قرمز رنگ به ضخامت ۱۵ متر شروع می‌شود (شکل ۳). در این بخش توالی از تناوب ماسه‌سنگ و شیل معمولاً سیکل‌های ریزشونده به طرف بالا تشکیل می‌شود. اثرفسیل‌ها اساساً در این بخش وجود ندارد (BI= 0). در بالای این بخش، ماسه‌سنگ‌های متوسط تا ضخیم لایه با میان لایه‌های اندک از شیل سبز رنگ با ضخامت ۳۰ متر وجود دارد که حاوی طبقه‌بندی مورب مسطح با جهت‌گیری متقابل و لامیناسیون مسطح است. درجه آشفتگی زیستی در این بخش عمدتاً صفر بوده اگرچه به صورت محلی تا ۵ و۶ نیز می‌رسد. در ادامه، مجدداً ماسه‌سنگ و کنگلومرای قرمز رنگ با طبقه‌بندی مورب تراف و مسطح و لامیناسیون موازی با میان لایه‌های شیل قرمز رنگ به ضخامت ۲۵ متر ظاهر می‌گردد. از مجموعه کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل سیکل‌های ریزشونده به طرف بالا تشکیل می‌شود. در این بخش نیز درجه آشفتگی زیستی پایین است (BI= 0-1). ماسه‌سنگ‌های نازک تا متوسط لایه سفید رنگ با میان لایه‌های شیل سبز رنگ به ضخامت ۳۱ متر ادامه توالی را تشکیل می‌دهد. طبقه‌بندی مورب مسطح با جهت‌گیری‌های تداخلی[3]، ریپل‌های موجی و تداخلی و لامیناسیون مسطح از ساختارهای عمده در این بخش است. اثرفسیل‌ها در این بخش از فراوانی بیشتری برخوردار بوده و درجه آشفتگی زیستی بین صفر تا ۶ در تغییر است. پوسته‌های فسیلی پراکنده از جمله دوکفه‌ای و بازوپایان در این بخش شناسایی شد. ادامه توالی در برش ده‌ملا از تناوب ماسه‌سنگ‌های نازک تا ضخیم لایه فسیل‌دار (خارپوستان، بازوپایان و دوکفه‌ای) و شیل‌های تیره نازک لایه به ضخامت ۲۷ متر تشکیل شده است. طبقه‌بندی مورب مسطح و لامیناسیون موازی و تجمعات فسیلی محلی با الگوی ریز شونده به طرف بالا از سیماهای این بخش است. تنوع و فراوانی اثرفسیل‌ها در این بخش افزایش یافته و درجه آشفتگی زیستی به طور میانگین ۲ تا ۵ است. سازند جیرود در برش ده‌ملا با سنگ آهک‌های فسیل‌دار (بازوپایان، خارپوستان، دوکفه‌ای، شکم‌پایان و گونیاتیت) با میان لایه‌های شیل تیره به ضخامت ۵۷ متر خاتمه می‌یابد. درجه آشفتگی زیستی در این بخش ۴ تا ۶ است.

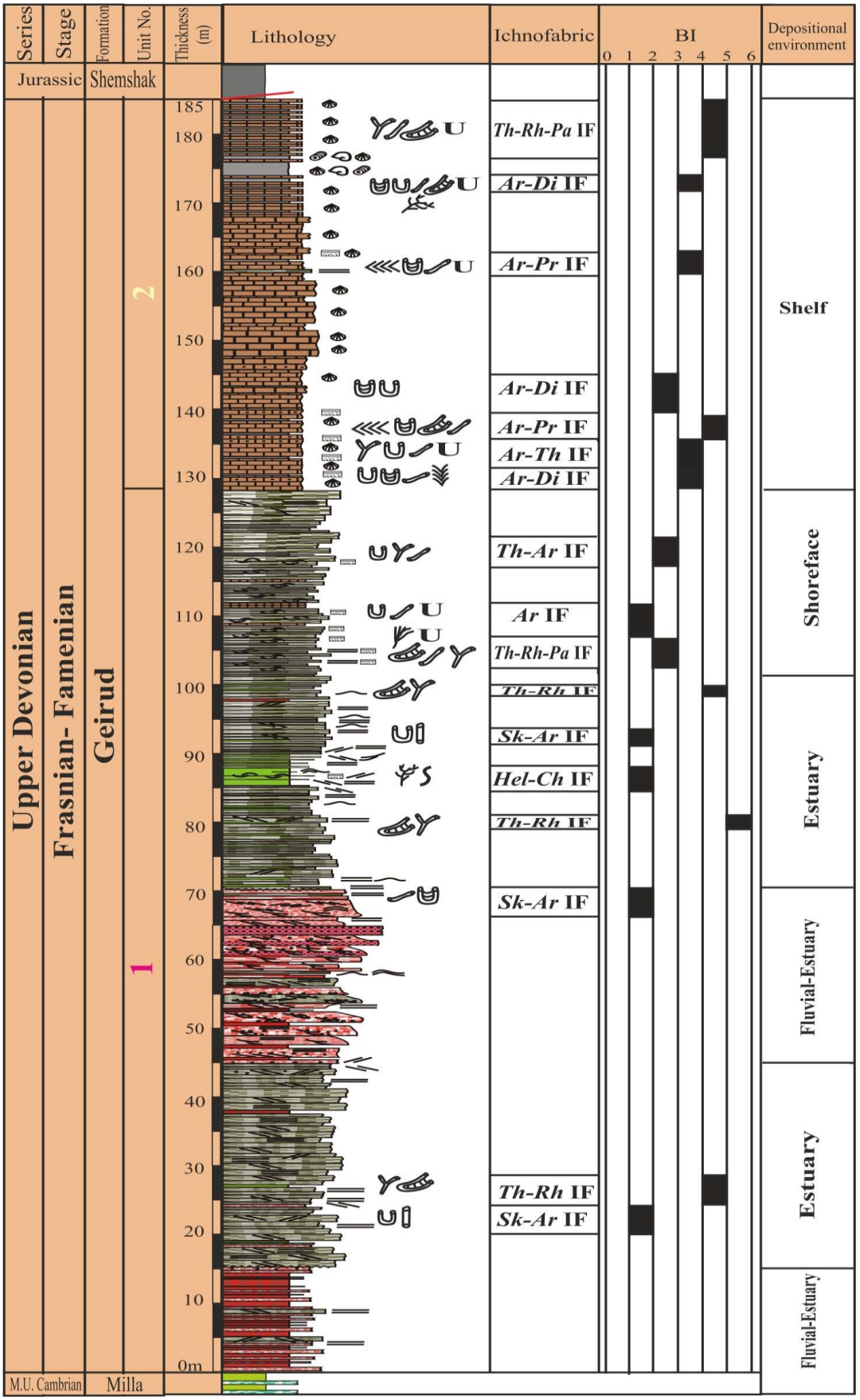
برش شهمیرزاد: سازند جیرود در برش شهمیرزاد با ماسه‌سنگ و کنگلومرای ضخیم لایه با طبقه‌بندی مورب تراف و مسطح و شیل قرمز رنگ به ضخامت ۲۹ متر که تشکیل سیکل‌های ریزشونده به طرف بالا را می‌دهد، شروع می‌شود (شکل ۴). در این بخش اثرفسیل شناسایی نشده است. در بالای این بخش، ماسه‌سنگ‌های ضخیم لایه تا توده‌ای سفید رنگ فسیل‌دار (بازوپایان و خارپوستان) با میان لایه‌های اندک شیل سبز رنگ به ضخامت ۲۵ متر وجود دارد. طبقه‌بندی مورب دو جهتی و لامیناسیون مسطح عمده ساختارهای این بخش است. درجه آشفتگی زیستی در این بخش صفر تا ۱ است. تناوب ماسه‌سنگ‌های فسیل‌دار (بازوپایان و خارپوستان) نازک تا ضخیم لایه با طبقه‌بندی مورب مسطح و تراف، HCS و لامیناسیون مسطح با میان لایه‌های شیل تیره به ضخامت ۵۰ متر ادامه توالی را تشکیل می‌دهد. درجه آشفتگی زیستی در این بخش عمدتاً ۱ تا ۳ است. بخش انتهایی سازند جیرود در برش شهمیرزاد شامل سنگ آهک‌های نازک تا ضخیم لایه تیره رنگ حاوی فسیل (بازوپایان، خارپوستان، مرجان‌های منفرد و تجمعی، گونیاتیت و دوکفه‌ای) و اثرفسیل‌های فراوان (BI= 2-6) و HCS با میان لایه‌های اندک از شیل تیره (به ضخامت ۳۹ متر) است.

3- reverse direction

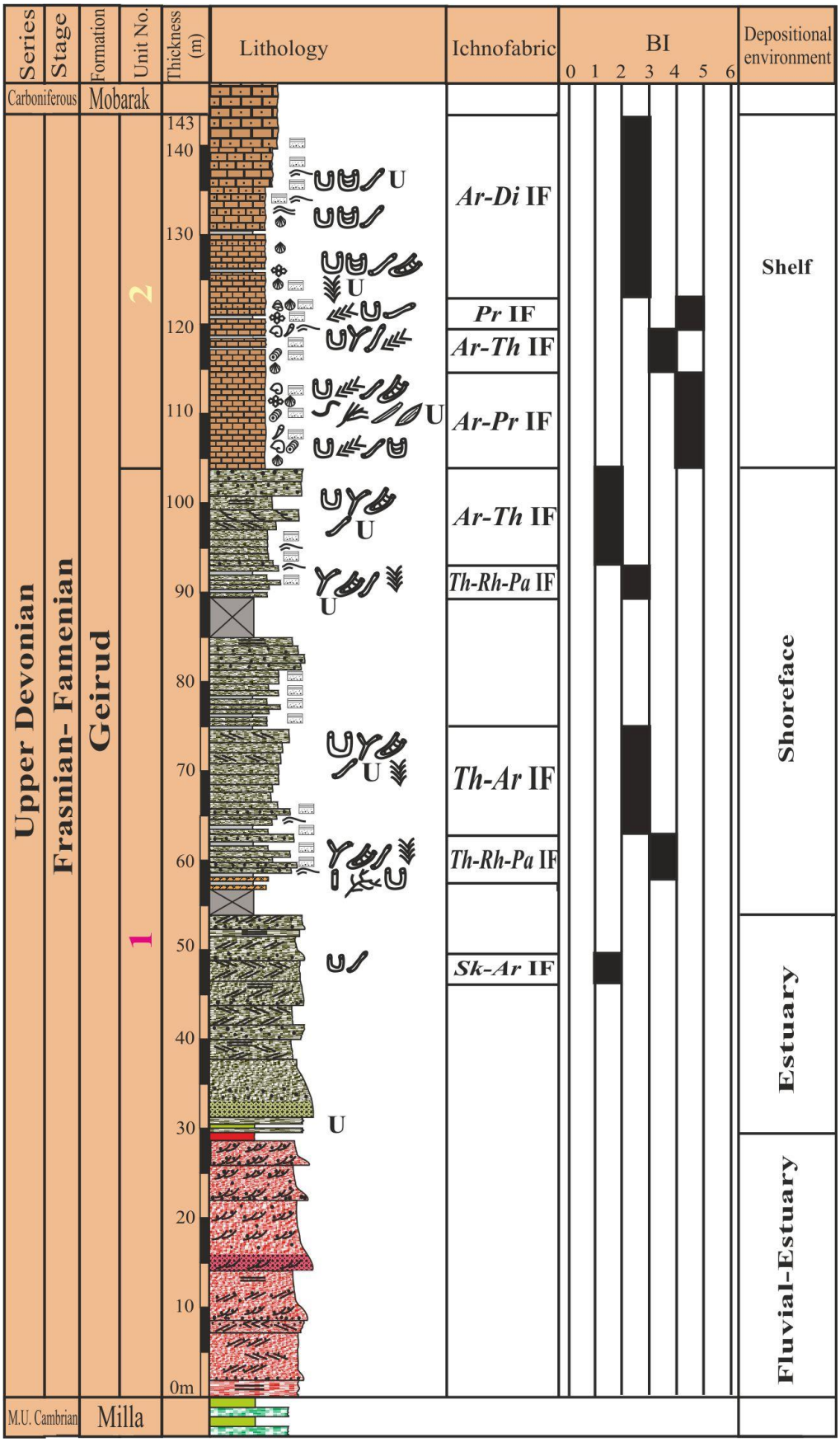
تفسیر: تناوب کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ با طبقه‌بندی مورب تراف و مسطح تا لامیناسیون مسطح و شیل‌های قرمز رنگ که فاقد پوسته‌های فسیلی و اثرفسیل‌ها بوده و تشکیل سیکل‌های ریزشونده به طرف بالا را می‌دهند (۰ تا ۱۵ و ۴۵ تا ۷۰ متری در برش ده‌ملا و صفر تا ۲۹ متر در برش شهمیرزاد) بیانگر تشکیل سیستم رودخانه‌ای است (Fabuel-perez *et al.*, 2009). در مطالعاتی که توسط محمد خانی و خزایی (۱۳۸۴) صورت گرفته است این بخش از رسوبات سازند جیرود به عنوان رسوبات بخش ابتدایی خلیج دهانه‌ای در نظر گرفته شده است. در چنین سیستم‌هایی معمولاً سنگ‌های گراولی به صورت فرسایشی بر روی رخساه‌های شیل زیرین قرار گرفته و به تدریج به طرف بالا به ماسه‌سنگ تبدیل می‌شوند (Miall, 1996؛ Fabuel-Perez *et al.*, 2009؛ Nouidar & Challaï, 2001؛ Fröhlich *et al.*, 2010؛ Sharafi *et al.*, In press). ماسه‌سنگ‌های نازک تا ضخیم لایه سفید رنگ در بخش میانی سازند جیرود در هر دو برش (۱۵ تا ۴۵ و ۷۰ تا ۱۰۱ متر در برش ده‌ملا و ۲۹ تا ۵۴ متر در برش شهمیرزاد) که دارای طبقه‌بندی مورب مسطح با جهت‌گیری‌های متقابل و ریپل‌های موجی تا تداخلی هستند تشکیل سیستم خلیج دهانه‌ای را نشان می‌دهد (Nouidar & Challaï, 2001؛ محمد خانی و خزایی، ۱۳۸۴؛ Fabuel-Perez *et al.*, 2009؛ Wehrmann *et al.*, 2010؛ Longhitano *et al.*, 2012). تنوع و فراوانی پایین اثرفسیل‌ها که عمدتاً از انواع عمودی هستند و خرده‌های فسیلی پراکنده در این بخش بیانگر برقراری شرایط لب‌شور و پر استرس در یک موقعیت خلیج دهانه‌ای است که بستر ناپایدار و تغییرات مکرر شوری در آن‌ها از پدیده‌های معمول است (Frey & Buatois, 2002؛ Howard, 1986؛ Nouidar & Challaï, 2001؛ Gingras *et al.*, 2012). بخش بالایی سازند جیرود که از تناوب ماسه‌سنگ‌های فسیل‌دار نازک تا ضخیم لایه با طبقه‌بندی مورب تراف و مسطح، HCS و لامیناسیون‌های موازی و شیل‌های تیره تشکیل شده است بیانگر برقراری شرایط نرمال دریایی با گردش آب مناسب در یک موقعیت پر انرژی حاشیه ساحلی است (Walker & Plint, 1992؛ لاسمی و همکاران، ۱۳۸۳؛ Uroza & Steel, 2008؛ Sharafi *et al.*, 2012, 2013, In press). افزایش فراوانی و تنوع اثرفسیل‌ها و پوسته‌های فسیلی دریایی (بازوپایان و خارپوستان) این تفسیر را تأیید می‌کند (شرفی و همکاران، ۱۳۸۸، ۱۳۹۰؛ Sharafi *et al.*, 2012; 2013).



شکل ۲: علائم اختصاری استفاده شده برای ستون‌های چینه‌نگاری



شکل۳: ستون چینه‌نگاری سازند جیرود در برش ده‌ملا به همراه اثر مجموعه‌های شناسایی شده در آن.



شکل۴: ستون چینه‌نگاری سازند جیرود در برش شهمیرزاد به همراه اثر ساخت‌های شناسایی شده در آن.

در نهایت، بالاترین بخش سازند جیرود در برش‌های مورد مطالعه که از سنگ آهک‌های نازک تا ضخیم لایه حاوی اثرفسیل‌ها و فسیل‌های فراوان و متنوع مانند بازوپایان، خارپوستان، گونیاتیت، مرجان‌های منفرد و تجمعی و دوکفه‌ای تشکیل شده است شرایط نرمال دریایی در یک موقعیت فلات کم عمق با میزان مطلوب مواد غذایی و گردش آب را نشان می‌دهد (Fursich & Pandey, 2003؛ Wehrmann *et al.*, 2010؛ Sharafi *et al.*, 2012).

بحث

اثرمجموعه

اثرمجموعه در واقع ایجاد یک چهارچوب مشخص در روند توزیع و حفظ شدگی اثرفسیل‌ها در توالی‌های رسوبی است. اثرمجموعه‌های شناسایی شده در سازند جیرود بر اساس انطباق با سایر تحقیقات صورت گرفته در این زمینه است (Taylor & Goldring, 1993؛ Fursich, 1998؛ Zonneveld *et al.*, 2001؛ Buatois *et al.*, 2002؛ Taylor *et al.*, 2003؛ Rodriguez-Tovar *et al.*,2007؛ Dashtgard *et al.*, 2010؛ Gingras *et al.*, 2012؛ Sharafi *et al.*, 2012). بر این مبنا ۹ اثرمجموعه در سازند جیرود شناسایی شده است (جدول ۱).

اثرمجموعه *Skolithos-Arenicolites*: *Skolithos* با قطر ۱-۲ میلی‌متر و *Arenicolites* با قطر لوله حفاری ۱۰ میلی‌متر و قطر دهانه حفاری ۳۳ میلی‌متر اثرفسیل‌های اصلی این اثرمجموعه هستند (شکل ۵A,B). *Palaeophycus* با قطر ۵ میلی‌متر به صورت لوله‌های ساده و مستقیم تا کمی انحنادار و *Diplocraterion* با قطر لوله حفاری ۶ میلی‌متر و قطر دهانه حفاری ۱۰ میلی‌متر به صورت پراکنده در این اثرمجموعه وجود دارد. رسوبات پر کننده حفاری‌ها مشابه سنگ میزبان است. درجه آشفتگی زیستی در این اثر فابریک ۱-۲ است. این اثرفسیل‌ها در رسوبات ماسه‌سنگی نازک تا متوسط لایه، دانه ریز تا متوسط سفید تا قرمز رنگ با طبقه‌بندی مورب مسطح دو جهتی، ریپل‌های موجی و لامیناسیون‌های مسطح شناسایی شده‌اند (شکل ۵الف). خرده‌های فسیلی پراکنده از جمله دوکفه‌ای و خارپوستان در این ماسه‌سنگ‌ها شناسایی شده است. این مجموعه در زیرمجموعه *Th-Rh* و یا *Ar-Th* و بالای مجموعه *Ar-Pr* قرار دارد.

تفسیر: این مجموعه مرتبط با فعالیت موجودات حفار در یک محیط جزر و مدی با میزان رسوب‌گذاری بالا در بالای حد اثر امواج معمولی[4] است که توسط طبقه‌بندی مورب دو جهتی و ریپل‌های موجی مشخص می‌شود (Nouidar & Challaï, 2001؛ Fabuel-Perez *et al.*, 2009؛ Sharafi *et al.*, In press). اثرفسیل‌ها و پوسته‌های فسیلی پراکنده در این اثرمجموعه یک موقعیت پر انرژی را نشان می‌دهد (Zonneveld *et al.*, 2001؛ Malpas *et al.*, 2005). ساختارهای رسوبی و پوسته‌های فسیلی و اثرفسیل‌های پراکنده که عمدتاً از نوع عمودی و معلق خوار[5] هستند بیانگر حاکمیت شرایط پر استرس و لب‌شور و یک بستر ناپایدار با میزان رسوب‌گذاری بالا در موقعیت خلیج دهانه‌ای است جایی که عملکرد ثابت امواج و جریان‌های مواد غذایی را به صورت معلق در آورده و موجودات حفار به معلق خواری روی می‌آورند (Zonneveld *et al.*, 2001؛ Buatois *et al.*, 2002؛ Dashtgard *et al.*, 2010؛ Sharafi *et al.*, 2012, 2014). با توجه به فراوانی اثرفسیل‌های عمودی، این اثرمجموعه با اثررخساره *Skolithos* در نوشته Seilacher (1967) معادل است.

4- Fair weather wave base (FWWB)
5- suspension feeding

جدول ۱: اثر مجموعه‌های شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه سازند جیرود

Ichno-assemblages	Description	Thick (m)	Trace fossils	Body fossils	Sedimentary structures	Processes	Environmental interpretation
Skolithos-Arenicolites	Predominantly vertical *Sk.-Ar.* and slightly inclined *Pa.* and *Dip.* in white to red, sparse bioclastic, fine-medium-grained sandstone	0.5-3	*Sk., Arenicolites, Pa., Di.*	Scarce, predominantly fragmented bivalves, ostracods, trilobites and echinoderms	Sp, Cr, Hl, Hering-bone, wave ripple, St and scour surface	High energy, high sedimentation rate, softground substrate	Shallow marine above FWWB: tide-dominated beach
Thalassinoides-Rhizocorallium	Predominantly sub-vertical, large, positive hypo-relief, *Rh.* and *Th.* in white to gray, fine-grained sandstone	0.1-0.4	*Rh., Th., Pa. tubularis*	Predominantly fragmented brachiopods, echinoderms	Sp, Hl	Slow sedimentation rate during minor omission phase, production related, softground substrate	Below *Hel-Ch* I above *Sk-Ar* I. shallow marine moderately low energy above FWWB: tide dominated beach
Helminthopsis-Chondrites	Predominantly horizontal, negative epirelief, *Hel* and *Ch.* with shell debris in buff to yellow, fine-grained sandstone	3	Hel. Ch.	Brachiopods and echinoderms	Sp, Hl, Cr	Low energy, low-sedimentation rate, softground substrate	Above *Th-Rh* I, below *Sk-Ar* I. shallow marine low energy above FWWB: tide-dominated beach
Rhizocorallium-Thalassinoides-Palaeophycus	Predominantly horizontal to vertical negative-positive epirelief *Rh., Th, Pa* with shell debris in buff to yellow, fine-grained sandstone and thin-bedded limestone	2-5	*Th., Pa., Rh., Di., Ch., Hel.,* fugichnia	Predominantly fragmented brachiopods and echinoderms as well as bivalves, corals	Tempestite, HCS, Hl (sandstone)	Low-medium energy, medium sedimentation rate, softground substrate	Above *Th-Rh* I, below *Th-Ar* I. shallow marine low energy between FWWB-SWWB (sandstone), below SWWB(limestone): shoreface (sandstone), shelf (limestone)
Arenicolites	Vertical Ar., in thin-medium-bedded, fine-medium-grained sandstone	2	*Ar., Pa.*	Predominantly fragmented brachiopods and echinoderms as well as bivalves, gastropod	Tempestite	Medium-high sedimentation rate, high-energy shallow water, occasionally storm-affected	Above *Th-Rh-Pa* I, below *Th-Ar* I. shallow marine, medium-high energy between FWWB-SWWB: storm-affected shoreface
Arenicolites-Thalassinoides	Vertical to horizontal, burrow structures in thin-medium-bedded, fine-medium grained sandstone and gray-black, thin-bedded limestone	1-5	*Ar., Th., Di., Pa. tubularis, Pr., Rh.,* fugichnia	Fragmented to whole brachiopods, echinoderms, corals goniatites, bivalves, bryozoans, trilobites, gastropods	Tempestite, HCS	Medium-high sedimentation rate, high-energy shallow water, occasionally storm-affected	Above *Ar* and *Ar-Di* I below *Ar-Di* I. open marine, medium-high energy between FWWB-SWWB: storm-affected shoreface (sandstone) and shelf (limestone)
Arenicolites-Diplocraterion	Vertical to horizontal, burrow structures in gray-black, thin-medium-bedded, limestone	1-7	*Ar., Di., Pa. tubularis, Pr, Hel, Ch., Rh.*	Fragmented brachiopods, echinoderms, bivalves, bryozoans, corals, trilobites	Tempestite, HCS, Cr	High sedimentation rate, low bioturbation rate, high-energy shallow water, occasionally storm-affected	Above *Ar-Pr* I below *Ar-Pr* I. open marine, high energy above-close to SWWB: occasionally storm-affected shelf
Arenicolites-Protovirgularia	Vertical to horizontal, simple to slight meandering burrows in gray-black, thin-bedded, limestone	0.5-6	*Ar., Pr., Pa. tubularis, Rh., Phycodes, Astrosoma*	Fragmented to whole brachiopods, echinoderms, bivalves, gastropods, corals, goniatites	Tempestite, HCS	Low-medium sedimentation rate, low-medium energy deeper water	Above *Ar-Th* I below *Ar-Di* I. open marine, low-medium energy above-close to SWWB: shelf
Protovirgularia	Horizontal, simple to slight meandering burrows in gray-black, thin-bedded, limestone	1.5	*Pr., Pa., Ar.*	Fragmented to whole brachiopods and echinoderms, bivalves, gastropods, corals	Tempestite	Low sedimentation rate, low energy deeper water	Above *Ar-Th* I below *Ar-Di* I. open marine, low- energy above-close to SWWB: shelf

اثرمجموعه *Thalassinoides-Rhizocorallium*

Rhizocorallium به صورت حفاری‌های مایل U شکل با قطر لوله حفاری ۱۲ میلی‌متر و دهانه حفاری ۳۰ تا ۵۲ میلی‌متر و *Thalassinoides* با قطر ۱۳ میلی‌متر اثرفسیل‌های اصلی تشکیل دهنده این اثرمجموعه هستند (شکل ۵پ ـ ت). *Palaeophycus* با قطر ۸ میلی‌متر به صورت لوله‌های ساده و دیواره حفاری نازک نیز به صورت پراکنده وجود دارد. ساختارهای حاصل از پس‌ریزی رسوبات (اسپیریت) در مواردی در اثرفسیل‌های *Rhizocorallium* قابل مشاهده است (شکل ۵پ). رسوبات پر کننده حفاری‌ها در تمامی اثرفسیل‌ها مشابه سنگ میزبان است. درجه آشفتگی زیستی در این اثرفابریک ۵-۶ است. این اثرفسیل‌ها در بخش زیرین ماسه‌سنگ‌های دانه ریز تا متوسط، متوسط تا ضخیم لایه و سفید رنگ با جورشدگی متوسط تا خوب شناسایی شد. ساختارهای رسوبی در ماسه‌سنگ‌های همراه این اثررخساره شامل طبقه‌بندی مورب صفحه‌ای دو جهتی و لامیناسیون مسطح است. این مجموعه در زیر مجموعه *Ch-Hel* و بالای *Sk-Ar* قرار دارد.

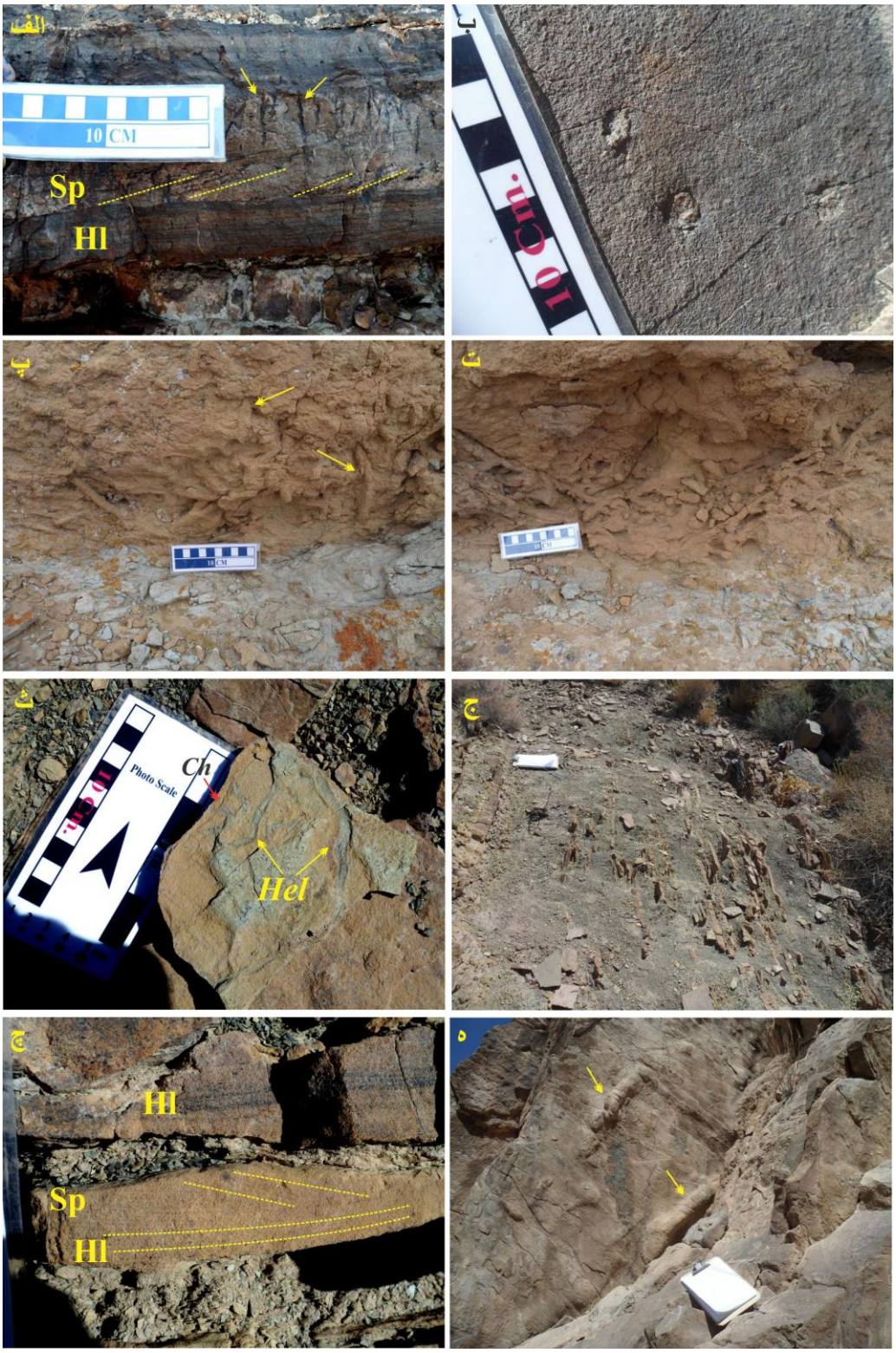
تفسیر: تشابه مواد پر کننده حفاری‌ها با سنگ میزبان و وجود ساختارهای حاصل از پس‌ریزی رسوبات بیانگر فعالیت موجودات حفار در یک بستر سست[6] است (Zonneveld *et al.*, 2001؛ Malpas *et al.*, 2005؛ Sharafi *et al.*, 2012, 2013). این اثرمجموعه به طور غالب از اثرفسیل‌های ایجاد شده از فعالیت موجودات رسوب‌خوار[7] (*Rhizocorallium*، *Thalassinoides* و fodichnia) تشکیل شده است. اندازه دانه‌ها، ساختارهای رسوبی و جورشدگی ماسه‌سنگ‌های همراه این اثرمجموعه بیانگر تأثیر جریانات کششی پر انرژی در تهنشینی رسوبات است (Malpas *et al.*, 2005؛ Uroza & Steel, 2008).

تشکیل این اثرفسیل‌ها در مرحله نسبتاً آرام بین عملکرد امواج و جریانات صورت گرفته است به طوری که این اثرها در سطح زیرین طبقات ماسه‌سنگی حفظ شده‌اند (Dashtgard *et al.*, 2010؛ Fursich, 1998؛ Sharafi *et al.*, 2014, In press). درجه بالای آشفتگی زیستی در این اثرمجموعه تأیید کننده شرایط نسبتاً آرام و ایجاد وقفه یا کاهش میزان رسوب‌گذاری در زمان تشکیل این اثرفسیل‌ها است (Malpas *et al.*, 2005؛ Sharafi *et al.*, 2012, 2013). تنوع پایین در این اثرمجموعه نشان دهنده شرایط اکولوژیکی نامناسب مانند تغییرات مکرر در میزان شوری در یک موقعیت ساحلی است که با وجود ماسه‌سنگ‌های سفید رنگ با طبقه‌بندی مورب مسطح دو جهتی تأیید می‌شود (Nouidar & Chellaï, 2001؛ Buatois *et al.*, 2002؛ Bhattacharya & Bhattacharya, 2006, 2010). این اثرمجموعه با اثررخساره *Cruziana* نزدیک به منشأ[8] در نوشته Seilacher (1967) معادل است.

اثرمجموعه *Helminthopsis-Chondrites*

اثرفسیل *Helminthopsis* با قطر ۵ میلی‌متر به صورت حفاری‌های افقی، انحنادار و بدون شاخه و *Chondrites* با قطر ۲ میلی‌متر به صورت شاخه‌ای اثرفسیل‌های تشکیل دهنده این اثرمجموعه هستند (شکل ۵ث). رسوبات پر کننده این حفاری‌ها متفاوت با سنگ میزبان هستند. درجه آشفتگی زیستی در این اثرمجموعه ۱-۲ است. این اثرمجموعه در سطح ماسه‌سنگ‌های نازک لایه دانه ریز متناوب با شیل‌های متورق سبز رنگ ضخیم شناسایی شده‌اند (شکل ۵ج). در مواردی حفاری‌های *Chondrites* اثرفسیل‌های *Helminthopsis* را قطع کرده است. ساختارهای رسوبی لامیناسیون مسطح و مورب و ریپل‌های جریانی در ماسه‌سنگ‌ها وجود دارد (شکل ۵چ).

6- Loose
7- deposit feeders
8- proximal



شکل ۵: الف، ب) اثرفسیل‌های *Skolithos* و *Arenicolites* از اثر مجموعه *Skolithos-Arenicolites* که همراه با طبقه بندی مورب مسطح (Sp) دیده می شود. پ ــ ت) اثرفسیل‌های *Rhizocorallium*: پ) با ساختارهای حاصل از پس‌ریزی (پیکان) و *Thalassinoides* از اثرمجموعه *Thalassinoides-Rhizocorallium*؛ ث) اثرفسیل‌های *Helminthopsis* (*Hel*) و *Chondrites* (*Ch*) از اثرمجموعه *Helminthopsis-Chondrites*؛ ج) تناوب ماسه‌سنگ‌های نازک لایه و شیل‌های ضخیم سبز رنگ که اثرمجموعه *Helminthopsis-Chondrites* در آن‌ها شناسایی شده است. چ) ساختارهای رسوبی طبقه‌بندی مورب مسطح (Sp) و لامیناسیون مسطح (Hl) همراه با اثرمجموعه *Helminthopsis-Chondrites*؛ ه) اثرفسیل‌های *Thalassinoides* (فلش) از اثرمجموعه *Arenicolites-Thalassinoides* در سطح زیرین طبقات ماسه‌سنگی ضخیم لایه.

خرده‌های فسیلی پراکنده مانند بازوپایان و دوکفه‌ای به صورت پراکنده نیز در این رسوبات شناسایی شده است. این اثرمجموعه در بالای مجموعه *Th-Rh* و زیر *Sk-Ar* و تنها در برش ده‌ملا شناسایی شد.

تفسیر: فراوانی اثرفسیل‌های حاصل فعالیت جانداران تغذیه کننده از درون رسوب به صورت افقی بیانگر شرایط نسبتاً آرام و بستر پایدار در محیط رسوبی است (Uchman & Aguirre *et al.*, 2010؛ Malpas *et al.*, 2005؛ Krenmayr, 2004؛ Sharafi *et al.*, 2012, 2014). این شرایط آرام به صورت پراکنده تحت تأثیر جریانات کششی قرار گرفته که با وجود ساختارهای رسوبی لامیناسیون مسطح و مورب و ریپل‌های جریانی مشخص می‌شود (Bhattacharya & Bhattacharya, 2006). تنوع پایین اثرفسیل‌ها، درجه پایین آشفتگی زیستی و پوسته‌های فسیلی اندک نشان دهنده شرایط پر استرس در اثر تغییرات مکرر درجه شوری در بخش مرکزی خلیج دهانه‌ای است (Nouidar & Chellaï, 2001؛ Buatois *et al.*, 2002؛ Gingras *et al.*, 2012). این اثرمجموعه معادل اثررخساره *Cruziana* در نوشته Seilacher (1967) است. همچنین تنوع پایین اثرفسیل‌ها در این اثرمجموعه نشان دهنده یک اثررخساره ضعیف شده[9] *Cruziana* در اثر وجود شرایط ناپایدار و پر استرس با گردش اندک آب دریایی است (Buatois *et al.*, 2002؛ Zonneveld *et al.*, 2001).

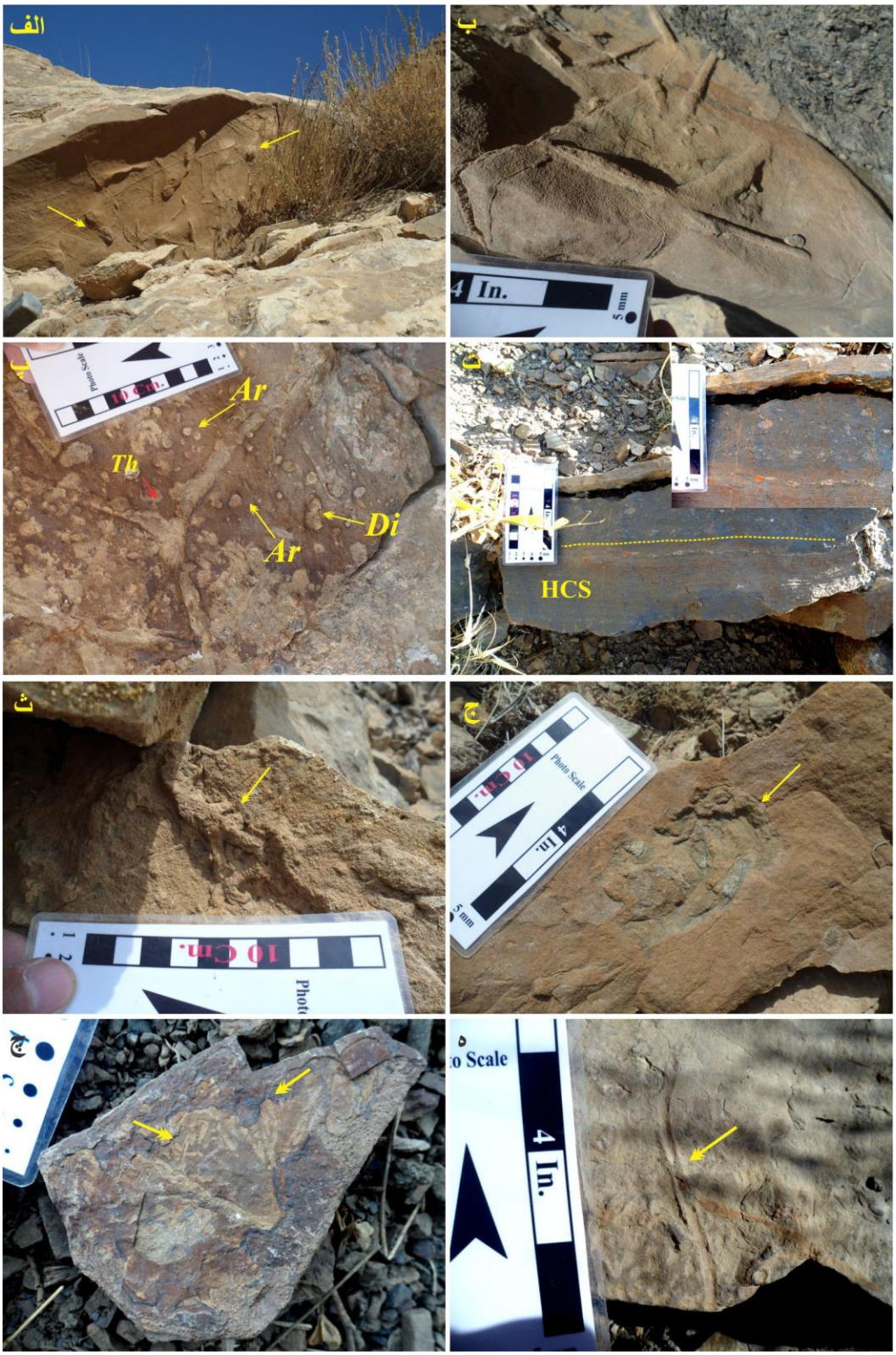
اثرمجموعه *Arenicolites-Thalassinoides*

Thalassinoides با قطر حفاری بین ۱ تا ۱۵ سانتی‌متر و *Arenicolites* با قطر لوله حفاری ۰/۴ تا ۱۲ سانتی‌متر و دهانه حفاری ۱/۳ تا ۳۰ سانتی‌متر اثر فسیل‌های اصلی این اثرمجموعه هستند (شکل ۵ه و ۶الف ـ پ). *Palaeophycus tubularis* و *Palaeophycus* isp. با دیواره نازک و حفاری‌های ساده تا کمی انحنادار با قطر ۵ تا ۱۶ میلی‌متر سومین اثرفسیل از نظر فراوانی در این اثرمجموعه است (شکل ۶ب). *Diplocraterion* isp. با قطر لوله حفاری ۱۰ میلی‌متر و دهانه حفاری ۱۹ میلی‌متر (شکل ۶پ)، *Protovirgularia* با قطر ۷ میلی‌متر به صورت حفاری‌های ساده، مستقیم تا کمی انحنادار، *Rhizocorallium* با قطر حفاری ۴ میلی‌متر و دهانه حفاری ۱۲ میلی‌متر و اثرهای فراری[10] به صورت عمودی به صورت پراکنده در این اثرمجموعه مشاهده می‌شوند. بیشتر اثرفسیل‌ها در این اثرمجموعه به صورت افقی در زیر سطح لایه‌ها حفظ شده‌اند (به استثنای *Diplocraterion* و *Arenicolites*). درجه حفاری در این اثرمجموعه بین ۲ تا ۵ در تغییر است. این اثرمجموعه در سنگ آهک‌های نازک لایه تیره رنگ حاوی پوسته‌های فسیلی فراوان مانند بازوپایان، خارپوستان، گونیاتیت، مرجان‌های منفرد و تجمعی و دوکفه‌ای و ماسه‌سنگ‌های متوسط تا ضخیم لایه دانه ریز تا متوسط با ساختارهای طبقه‌بندی مورب تراف و مسطح و HCS و پوسته‌های فسیلی بازوپایان و خارپوستان شناسایی شد. ساختار HCS و تجمعات فسیلی محلی ریزشونده به طرف بالا در سنگ آهک‌های این اثرمجموعه معمول است (شکل ۶ت). این اثرمجموعه بالای مجموعه‌های *Ar* و *Ar-Di* و در زیر *Ar-Di* قرار داشته و در هر دو برش شهمیرزاد و ده‌ملا شناسایی شد.

تفسیر: افزایش تنوع و فراوانی اثرفسیل‌ها در این اثرمجموعه (در هر دو مجموعه کربناته و سیلیسی ـ آواری) بیانگر وجود شرایط عادی دریایی با گردش آب مناسب و مواد غذایی کافی است (Uchman & Kremnayr, 2004؛ Malpas *et al.*, 2005؛ Rodriguez-Tovar *et al.*, 2007؛ Sharafi *et al.*, 2012).

9- Impoverish

10- fugichnia



شکل ۶: الف، ب) اثرفسیل *Arenicolites* و *Palaeophycus* (ب) از اثر مجموعه *Arenicolites-Thalassinoides*؛ پ) اثرفسیل‌های *Thalassinoides* (*Th*)، *Arenicolites* (*Ar*) و *Diplocraterion* (*Di*) از اثرمجموعه *Arenicolites-Thalassinoides* در سطح زیرین سنگ آهک‌های نازک لایه؛ ت) تجعات فسیلی محلی در ارتباط با HCS در اثرمجموعه *Arenicolites-Thalassinoide*؛ ث ـ ه) اثرفسیل‌های *Thalassinoides* (پیکان ث)، *Rhizocorallium* (ج)، *Chondrites* (چ) و *Palaeophycus* (ه) از اثر مجموعه *Thalassinoides-Rhizocorallium-Palaeophycus*.

این موضوع با تنوع بالای پوسته‌های فسیلی شاخص محیط دریایی تأیید می‌گردد (شرفی و همکاران، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۰). حالت حفظ شدگی بیشتر اثرفسیل‌ها به صورت افقی در سطح زیرین لایه‌های کربناته و ماسه‌سنگی مؤید وجود شرایط پر انرژی و عملکرد ثابت امواج و جریانات در یک موقعیت حاشیه ساحلی (رسوبات ماسه‌سنگی) تا فلات کم عمق (رسوبات کربناته) است (Fursich, 1998؛ Zonneveld *et al.*, 2001؛ Buatois *et al.*, 2002). ساختارهای رسوبی طبقه‌بندی مورب تراف و مسطح و HCS و تجمعات فسیلی محلی که در ارتباط نزدیک با ساختار های HCS هستند و به عنوان رسوبات طوفانی تفسیر می‌شوند (Dashtgard *et al.*, 2010) این تفسیر را تأیید می‌کند (Uroza & Steel, 2008؛ Aguirre *et al.*, 2010؛ Sharafi *et al.*, 2012, 2013). این اثرمجموعه مخلوطی از جانوران معلق خوار (*Arenicolites, Diplocratrion, Fughichnia*) و تغذیه کننده از درون رسوبات (*Thalassinoides, Rhizocorallium*) را نشان می‌دهد. بنابراین اثرفسیل‌ها به دو دسته تقسیم می شوند:

۱- اثرفسیل‌های حاصل از معلق‌خوارانی مرتبط با مرحله پر انرژی غالب در زمان تشکیل آن‌ها.

۲- اثرفسیل‌های افقی که حاصل فعالیت جانوران رسوب‌خوار مربوط به مرحله آرام‌تر بین عملکرد امواج و جریانات هستند (Fursich, 1998؛ Dashtgard *et al.*, 2010). این اثرمجموعه معادل اثررخساره‌های *Cruziana – Skolithos* در نوشته Seilacher (1967) است.

اثرمجموعه *Rhizocorallium-Thalassinoides-Palaeophycus*

این اثرمجموعه از *Thalassinoides* با قطر حفاری ۸ تا ۲۷ میلی‌متر به صورت حفاری‌های Y و T شکل، *Rhizocorallium* با قطر لوله حفاری ۶ تا ۱۰ میلی‌متر و دهانه حفاری ۳۵ تا ۴۳ میلی‌متر و *Palaeophycus* با قطر ۵ تا ۱۲ میلی‌متر و به صورت حفاری‌های ساده و مستقیم تا کمی انحنادار تشکیل شده است (شکل ۶ث ـ ه). اثرفسیل‌های پراکنده از *Helminthopsis*، *Chondrites*، *Diplocraterion* و Fugichnia نیز در این اثرمجموعه وجود دارند. عمده اثرفسیل‌های این اثرمجموعه به صورت افقی در سطح زیرین طبقات حفظ شده‌اند و رسوبات پر کننده حفاری‌ها مشابه سنگ میزبان است. این اثرمجموعه در ماسه‌سنگ‌های نازک لایه، خیلی دانه ریز تا ریز حاوی طبقه‌بندی مسطح، لامیناسیون مسطح و HCS و بعضاً تجمعات فسیلی محلی (بازوپایان و خارپوستان) که در ارتباط نزدیک با HCS هستند، شناسایی شد (شکل ۷الف). شیل‌های تیره متورق در تناوب با این ماسه‌سنگ‌ها هستند. درجه آشفتگی زیستی در این اثر فابریک ۱-۴ است. این مجموعه در بالای *Th-Rh* و در پایین *Th-Ar* قرار دارد.

تفسیر: این اثرمجموعه نیز از فراوانی و تنوع بالای اثرفسیل‌ها و پوسته‌های فسیلی دریایی برخوردار بوده و بنابراین بیانگر شرایط عادی دریایی با میزان مواد غذایی کافی و یک بستر نسبتاً پایدار است (Uchman & Kremnayr, 2004؛ Malpas *et al.*, 2005؛ Aguirre *et al.*, 2010؛ Sharafi *et al.*, 2012, 2013). وجود شرایط نسبتاً آرام که با وجود اثرات فسیلی عمدتاً افقی و میزان بالای شیل‌های تیره متورق مشخص است، باعث گردیده اکثر جانداران حفار به رفتار تغذیه‌ای رسوب‌خواری روی آورند (Fursich, 1998؛ Dashtgard *et al.*, 2010). اگر چه این شرایط عمدتاً آرام توسط عملکرد امواج و جریانات طوفانی کوتاه مدت آشفته شده که با تشکیل ساختارهای HCS، لامیناسیون و طبقات مسطح و تجمعات فسیلی محلی مشخص می‌شود. در این مرحله پر انرژی جانداران به معلق‌خواری روی آورده که حاصل فعالیت آن‌ها ایجاد

اثرفسیل‌های عمودی مانند Fugichnia و *Diplocraterion* است (Dashtgard *et al.*, 2010). این مجموعه به بخش پایینی حاشیه ساحلی مربوط است (Sharafi *et al.*, 2012, 2013). با توجه به غلبه اثرفسیل‌های حاصل از رسوب‌خواری این اثرمجموعه با اثررخساره *Cruziana* در نوشته Seilacher (1967) معادل است.

اثرمجموعه *Arenicolites*

این اثرمجموعه تقریباً به تنهایی از *Arenicolites* با قطر لوله حفاری ۵- ۱۸ میلی‌متر و دهانه حفاری تا ۲/۵ تا ۱۲ سانتی‌متر تشکیل شده است (شکل ۷ ب). این اثرها به صورت حفره‌های تو خالی در سطح ماسه‌سنگ‌های نازک تا متوسط لایه دانه ریز تا متوسط شناسایی شده‌اند. تجمعات فسیلی از پوسته‌های فسیل خارپوستان و بازوپایان که به شدت خرد شده‌اند نیز در این ماسه‌سنگ‌ها وجود دارند (شکل ۷ پ). *Palaeophycus* به صورت حفاری‌های ساده و کمی انحنادار با قطر ۵ میلی‌متر در سطح لایه‌ها به صورت پراکنده وجود دارد. درجه آشفتگی زیستی در این اثرمجموعه ۱-۲ است. این مجموعه در بالای *Th-Rh-Pa* و در زیر *Ar-Th* قرار دارد.

تفسیر: تنوع پایین اثرفسیل‌ها، درجه آشفتگی زیستی پایین، غلبه اثرفسیل‌های عمودی، اندازه دانه و ضخامت ماسه‌سنگ‌ها و پوسته‌های فسیلی دریایی به شدت خرد شده بیانگر وجود شرایط پر انرژی با بستر ناپایدار و شرایط آشفته با شاخص رسوب‌گذاری بالا در یک موقعیت کم عمق دریایی است (Zonneveld *et al.*, 2001؛ Fursich *et al.*, 2009؛ Dashtgard *et al.*, 2010؛ Sharafi *et al.*, 2013, In press). در چنین موقعیت‌های پر انرژی، مواد مغذی در اثر عملکرد ثابت امواج و جریانات به صورت معلق درآمده و بنابراین تنها جانداران معلق‌خوار قادر به ادامه زندگی در چنین شرایطی بوده‌اند (Fursich, 1998؛ Dashtgard *et al.*, 2010؛ Sharafi *et al.*, 2014). این اثرمجموعه غالباً از اثرفسیل‌های عمودی تشکیل شده و بنابراین معادل اثررخساره *Skolithos* در نوشته Seilacher (1967) است.

اثرمجموعه *Arenicolites-Diplocraterion*

Arenicolites به صورت حفاری های U شکل با قطر لوله حفاری ۳ تا ۱۱ میلی‌متر و دهانه حفاری ۲ تا ۸ سانتی‌متر و به میزان کمتر *Diplocraterion* با قطر لوله ۰/۸- ۲ سانتی‌متر و دهانه حفاری ۲-۴ سانتی‌متر اثرفسیل‌های اصلی این اثرمجموعه هستند (شکل ۷ت ـ ث). *Palaeophycus tubularis* به صورت حفاری‌های ساده، کمی انحنادار و افقی با قطر ۰/۶ میلی‌متر، *Planolites* به صورت حفاری‌های کمی انحنادار، *Chondrites*، *Helminthopsis*، *Protovirgularia* (شکل ۷ت)، *Rhizocorallium* و *Scolicia*؟ نیز در این اثرمجموعه وجود دارند. این اثرمجموعه در سنگ آهک‌های نازک تا ضخیم لایه تیره رنگ حاوی پوسته‌های فسیلی بازوپایان، خارپوستان، دوکفه‌ای، مرجان منفرد و تجمعی و شکم‌پایان که عمدتاً به شدت خرد شده‌اند و ساختارهای HCS و به صورت محلی طبقه‌بندی مورب تراف کوچک مقیاس و لامیناسیون ریپلی جریانی شناسایی شده است (شکل ۷ج). درجه آشفتگی زیستی ۲-۵ است. این مجموعه در بالای *Ar-Pr* و در زیر *Ar-Pr* و *Ar-Th* قرار دارد.

تفسیر: غلبه اثرفسیل‌های عمودی (*Arenicolites* و *Diplocraterion*) در این اثرمجموعه به خوبی غلبه شرایط پر انرژی، بستر متحرک و وجود جریانات آشفته را در اثر عملکرد ثابت امواج و جریانات طوفانی را در یک موقعیت فلات کم عمق نشان می‌دهد جایی که مواد غذایی عمدتاً به صورت معلق درآمده‌اند و بنابراین رفتار معلق‌خواری را ایجاب می‌کند (Fursich, 1998؛ Dashtgard *et al.*,

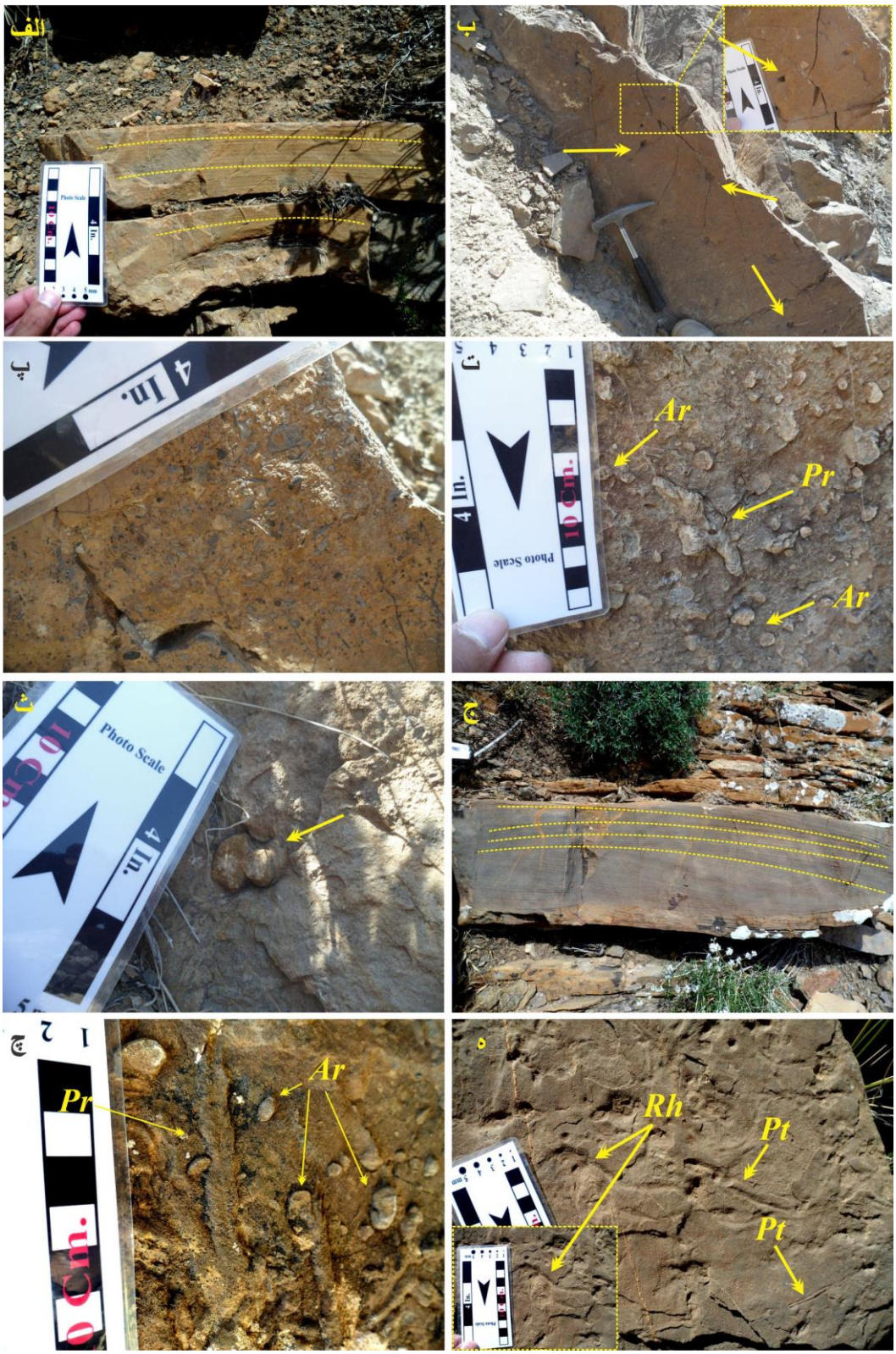
2010؛ Sharafi *et al.*, 2014). وجود ساختارهای HCS، ریپل‌های جریانی و طبقه‌بندی مورب تراف و خرده‌های فسیل به شدت خرد شده این تفسیر را تأیید می‌کند (Zonneveld *et al.*, 2001؛ Fursich *et al.*, 2009؛ Dashtgard *et al.*, 2010؛ Sharafi *et al.*, 2013). رسوبات در مرحله آرامش بین طوفان و عملکرد امواج و جریانات توسط موجودات تغذیه کننده از درون رسوب مانند *Chondrites*، *Helminthopsis* و *Rhizocorallium* حفاری می‌شوند (Fursich, 1998؛ Dashtgard *et al.*, 2010؛ Sharafi *et al.*, 2014). تنوع نسبی اثرفسیل‌ها و پوسته‌های فسیل بیانگر شرایط عادی دریایی و مواد مغذی کافی در یک فلات کم عمق است (Fursich & Panday, 2003؛ Fursich *et al.*, 2009؛ Sharafi *et al.*, 2012, 2013, 2014). این اثرمجموعه معادل اثررخساره *Skolithos* در نوشته Seilacher (1967) است.

اثرمجموعه *Arenicolites-Protovirgularia*

این اثرمجموعه از *Arenicolites* به صورت حفاری‌های U شکل با قطر لوله حفاری ۲-۱۲ میلی‌متر و دهانه حفاری ۱۲-۳۰ میلی‌متر و *Protovirgularia* با قطر ۵ تا ۱۱ میلی‌متر به صورت حفاری‌های مستقیم تا کمی انحنادار افقی تشکیل شده است (شکل ۷چ). *Palaeophycus* به صورت حفاری‌های ساده و افقی با قطر ۲-۴ میلی‌متر، *Phycodes* isp.، *Rhizocorallium* با قطر حفاری ۲۲ میلی‌متر (شکل ۷ه)، *Astrosoma* و *Halopoa*؟ از دیگر اثرفسیل‌های این اثرمجموعه است. عمده این اثرفسیل‌ها (به استثنای *Arenicolites*) به صورت افقی در زیر یا بالای طبقات حفظ شده‌اند. درجه آشفتگی زیستی در این اثر فابریک ۳-۵ است. این اثرفسیل‌ها در طبقات سنگ آهک نازک لایه تیره رنگ حاوی پوسته‌های فسیلی به شدت خرد شده حاوی بازوپایان، خارپوستان، گونیاتیت، مرجان‌های منفرد و تجمعی و دوکفه‌ای شناسایی شد. پوسته‌های فسیل معمولاً تجمعات فسیلی محلی تشکیل داده است. میان لایه‌های شیل تیره متورق نیز همراه با این سنگ آهک‌ها هستند. این مجموعه در بالای *Ar-Th* و در زیر *Ar-Di* قرار گرفته است.

تفسیر: این اثرمجموعه شامل مخلوطی از اثرفسیل‌های حاصل فعالیت جانوران معلق‌خوار و مرتبط با شرایط ناپایدار و بستر متحرک (*Arenicolites*) و اثرهای حاصل از فعالیت رسوب‌خواری (*Protovirgularia* و *Rhizocorallium*) و مرتبط با شرایط آرام‌تر میان طوفانی است (Uchman & Krenmayr, 2004؛ Fursich, 1998؛ Aguirre *et al.*, 2010؛ Malpas *et al.*, 2005؛ Sharafi *et al.*, 2014؛ Dashtgard *et al.*, 2010). تجمعات محلی فسیل‌های به شدت خرد شده و مرتبط با HCS بیانگر غلبه شرایط طوفانی و پر انرژی در زمان ته‌نشینی سنگ آهک‌ها بوده که در چنین زمانی تنها موجودات معلق‌خوار قادر به فعالیت بوده‌اند. در مرحله بعد با برقراری شرایط نسبی آرام‌تر و کاهش نرخ رسوب‌گذاری و رخنمونی بستر در سطح بین آب ـ رسوب[11]، فعالیت موجودات مختلف منجر به ایجاد اثرفسیل‌های عمدتاً افقی گردیده است که این مرحله به عنوان پنجره زیستی نامیده می‌شود (Fursich, 1998؛ Zonneveld *et al.*, 2001). درجه بالای آشفتگی زیستی و تنوع بالای اثرفسیل‌ها و پوسته‌های فسیل نیز بیانگر شرایط نرمال دریایی در یک موقعیت فلات کم عمق است (Zonneveld *et al.*, 2001؛ Buatois *et al.*, 2002؛ Fursich & Pandey, 2003؛ Fursich *et al.*, 2009؛ Sharafi *et al.*, 2012, 2013, 2014). این اثرمجموعه معادل اثررخساره‌های *Skolithos – Cruziana* در نوشته Seilacher (1967) است.

11- omission stage



شکل ۷- الف) ساختار HCS همراه اثر مجموعه *Thalassinoides-Rhizocorallium-Palaeophycus*؛ ب) اثر فسیل *Arenicolites* (فلش) از اثر مجموعه *Arenicolites*؛ پ) پوسته های فسیلی به شدت خرد شده همراه با اثر مجموعه *Arenicolites*؛ ت و ث) اثر فسیل های *Arenicolites* (*Ar* در ت) و *Protovirgularia* (*Pr* در ت) و *Diplocraterion* (ث) از اثر مجموعه *Arenicolites-Diplocraterion*؛ ج) ساختار HCS در اثر مجموعه *Arenicolites-Diplocraterion*؛ چ و ه) اثر فسیل های *Protovirgularia* (*Pr* در چ)، *Arenicolites* (*Ar* در چ)، *Rhizocorallium* (*Rh* در ه) و *Palaeophycus tubularis* (*Pt* در ه) در اثر مجموعه *Arenicolites-Protovirgularia* در سنگ آهک های نازک لایه.

اثرمجموعه *Protovirgularia*

این اثرمجموعه تقریباً به طور کامل از *Protovirgularia* به صورت حفاری‌های افقی، ساده، مستقیم تا کمی انحنادار و با قطر ۴ تا ۸ میلی‌متر تشکیل شده است (شکل ۸). این اثرفسیل‌ها به صورت برجستگی در سطح زیرین[۱۲] طبقات سنگ آهک نازک لایه تیره رنگ حفظ شده است. *Arenicolites* (شکل ۸) و *Palaeophycus* به صورت حفاری‌های ساده و افقی به صورت پراکنده در این اثرمجموعه شناسایی شده است. درجه آشفتگی زیستی در این اثر فابریک ۴-۶ است. پوسته‌های فسیل بازوپایان، خارپوستان، شکم‌پایان و دوکفه‌ای در این سنگ آهک‌ها وجود دارد که عمدتاً به صورت تجمعات ریزشونده به طرف بالا مشاهده می‌شوند. این اثرمجموعه در زیر *Ar-Di* و در بالای *Ar-Th* قرار داشته و تنها در برش شهمیرزاد شناسایی شد

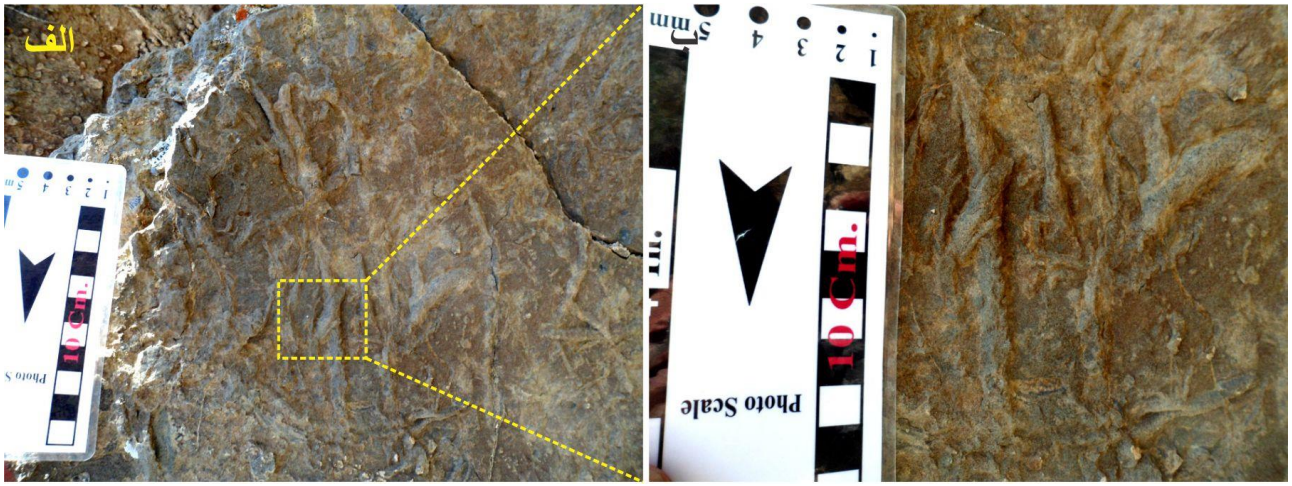
تفسیر: درجه آشفتگی زیستی بالا و فراوانی و تنوع پوسته‌های فسیلی شاخص دریایی بیانگر تشکیل این اثرمجموعه در یک محیط دریایی عادی با انرژی پایین، بستر پایدار، سطح اکسیژن مناسب و مواد غذایی کافی در موقعیت فلات کم عمق است (Buatois *et al.*, 2002؛ Parras & Casadio, 2005؛ Fursich & Pandey, 2003؛ Gingras *et al.*, 2012؛ Fursich *et al.*, 2009؛ Sharafi *et al.*, 2012, 2013, 2014). درجه بالای آشفتگی زیستی و غلبه آثار افقی در این اثرمجموعه بیانگر حداکثر فعالیت جانداران حفار تغذیه کننده از داخل رسوبات در زمان کاهش میزان رسوب‌گذاری و برقراری آرامش نسبی در بستر رسوبی است (Buatois *et al.*, 2002). در چنین موقعیت‌هایی رخنونی بستر رسوبی در سطح بین آب ـ رسوب و کاهش شدید در میزان رسوب‌گذاری باعث تجمع موجودات حفار و ایجاد آشفتگی شدید در بستر رسوبی گردیده که به عنوان پنجره کلونی شدن نامیده می‌شوند (Zonneveld *et al.*, 2001). با شروع ته‌نشینی لایه آهکی تنها تعداد اندکی از موجودات حفار معلق‌خوار که با شرایط پر انرژی‌تر انطباق می‌یابند، در بستر رسوبی باقی‌مانده که با اثرفسیل‌های *Arenicolites* و *Palaeophycus* مشخص می‌شوند. این اثرمجموعه معادل اثررخساره *Cruziana* در نوشته Seilacher (1967) است (MacEachern & Bann, 2008).

نتیجه‌گیری

رسوبات سیلیسی ـ آواری و کربناته سازند جیرود در برش‌های مورد مطالعه یک روند کلی عمیق شوندگی شامل محیط‌های رودخانه‌ای، خلیج دهانه‌ای، حاشیه ساحلی و فلات کم عمق و یا دور از ساحل را نشان می‌دهند که منطبق با روند کلی عمودی مجموعه‌های اثرفسیل در این رسوبات است.

تناوب ماسه‌سنگ ـ کنگلومرای ضخیم لایه و شیل قرمز سیستم رودخانه‌ای در بخش ابتدایی سازند با درجه آشفتگی زیستی و تنوع پایین اثرفسیل‌ها با آرایش عمودی (مجموعه *Skolithos-Arenicolites*) بیانگر نرخ بالای تأمین رسوبات سیلیسی ـ آواری و محیط پر انرژی و بستر ناپایدار است. ماسه‌سنگ‌های متوسط تا ضخیم لایه سفید رنگ در بخش پایینی سازند با پوسته‌های فسیل اندک و اثرمجموعه‌های *Skolithos-Arenicolites* و *Thalassinoides-Rhizocorallium* با درجه آشفتگی زیستی عمدتاً پایین و اثرفسیل‌های عمودی بیانگر شرایط پرانرژی، بستر متحرک و گردش دوره‌ای آب دریا در یک موقعیت ساحلی با شاخص رسوب‌گذاری بالا را نشان می‌دهد. در بخش میانی توالی‌های مورد مطالعه ماسه‌سنگ‌های فسیل‌دار نازک تا متوسط لایه با طبقه‌بندی مورب ترافی و صفحه‌ای و HCS و اثرمجموعه‌های

12- positive hyporelief



شکل ۸: اثرفسیل *Protovirgularia* از اثرمجموعه *Protovirgularia* در سطح زیرین سنگ آهک‌های نازک لایه

Thalassinoides-Rhizocorallium-Palaeophycus، *Arenicolites-Diplocraterion*، *Thalassinoides-Arenicolites* و *Arenicolites* با درجه آشفتگی متوسط، شامل مخلوطی از اثرفسیل‌های عمودی (معلق‌خوار) و افقی (رسوب‌خوار) است که بیانگر تغییر الگوی رفتاری و تغذیه‌ای موجودات حفار با مرحله پر انرژی با شاخص بالای رسوب‌گذاری و بستر رسوبی متحرک (اثرهای عمودی) و کم انرژی با توقف یا کاهش قابل توجه در شاخص رسوب‌گذاری (اثرفسیل‌های افقی) در یک موقعیت حاشیه ساحلی است. تنوع و فراوانی نسبی اثرفسیل‌ها و پوسته‌های فسیلی شناسایی شده در رسوبات این بخش وجود شرایط مناسب دریایی مانند درجه شوری، نور و گردش آب را نشان می‌دهد. تنوع و فراوانی بالای اثرفسیل‌ها و پوسته‌های فسیل در اثرمجموعه‌های *Thalassinoides-Arenicolites-Diplocraterion*، *Thalassinoides-Rhiocorallium-Palaeophycus*، *Arenicolites-Protovirgularia* و *Protovirgularia* شناسایی شده در سنگ آهک‌های نازک لایه بخش انتهایی سازند جیرود، شرایط مناسب حداکثری از نظر درجه شوری، گردش آب، مواد غذایی و سطح اکسیژن را در یک موقعیت فلات کم عمق نشان می‌دهد.

سپاس‌گزاری

نویسندگان بدین ترتیب مراتب قدردانی و سپاس خود را از راهنمایی‌های ارزنده داوران محترم که باعث انسجام بیشتر روند مقاله و پربارتر شدن آن شده است اعلام می‌دارند.

منابع

آقانباتی، ع.، حامدی، ا.ر.، ۱۳۷۳. نقشه زمین شناسی چهار گوش ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور*.

دشتبان، ح.، ۱۳۷۳. گونیاتیت های دونین بالایی (فامنین) از البرز مرکزی. *فصلنامه علوم زمین*، ۱۴: ۴۳-۳۶.

سعیدی، ا.، اکبر پور، م.ر.، ۱۳۷۱. نقشه زمین شناسی چهار گوش ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور*.

شرفی، م.، ۱۳۹۳. چینه نگاری سکانسی و دیاژنز سازند جیرود (دونین بالایی) در البرز مرکزی. *پایان نامه دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد*، ۴۰۳ ص.

شرفی، م.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر.، نجفی، م.، ۱۳۹۰. کاربرد لایه های پرفسیل در تفسیر چینه نگاری سکانسی سازند آیتامیر در ناودیس های شیخ و بی بهره- باختر کپه داغ. *فصلنامه زمین شناسی ایران*، ۱۷: ۴۷-۳۱.

شرفی، م.، عاشوری، م.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر.، نجفی، م.، ۱۳۸۸. چینه نگاری سکانسی سازند آیتامیر (آلبین- سنومانین) در ناودیس های شیخ و بی بهره غرب حوضه رسوبی کپه داغ. *مجله علوم دانشگاه تهران*، ۳۵: ۲۱۱-۲۰۱.

لاسمی، ی.، قوچی اصل، ا.، امین رسولی، ه.، ۱۳۸۳. نهشته های طوفانی آواری و کربناته سازند جیرود در ناحیه تویه ـ دروار (جنوب باختر دامغان). *هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران*، ۱۸۳-۱۸۹.

محمد خانی، ح.، و خزایی، م.، ۱۳۸۴. محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند جیرود در دره مبارک آباد و شمال شرق روستای زایگون، (البرز مرکزی). *بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۲۱۲-۲۰۷.

هاشمی، س.ح.، و تابع، ف.، ۱۳۸۴. پالینولوژی سازند جیرود در برش چینه شناسی غرب گرمابدر، شمال شرق تهران. *نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران*، ۲۹۵-۳۰۸.

Aguirre, J., Gibert, J.M., & Puga-Bernabéu, A., 2010. Proximal–distal ichnofabric changes in a siliciclastic shelf, Early Pliocene, Guadalquivir Basin, southwest Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291: 328–337.

Bhattacharya, H.N., & Bhattacharya, B., 2006. A Permo-Carboniferous tide-storm interactive system: Talchir formation, Raniganj Basin, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27: 303-311.

Bhattacharya, H.N., & Bhattacharya, B., 2010. Soft-sediment deformation structures from an ice-marginal storm-tide interactive system, Permo-Carboniferous Talchir Formation, Talchir Coalbasin, India. *Sedimentary Geology*, 223: 380-389.

Bozorgnia, F., 1964. Microfacies and microorganisms of Paleozoic through Tertiary sediments of some parts of Iran. With collaboration of S. Banafti. *National Iranian Oil Company Tehran-Iran*, 1-22, 158 p.

Bromley, R.G., & Ekdale, A.A., 1984. Trace fossil preservation in flint in the European chalk. *Journal of Paleontology*, 58: 298-311.

Buatois, L.A., Mangano, M.G., Alissa, A., & Carr, T.R., 2002. Sequence stratigraphic and sedimentologic significance of biogenic structures from a Late Paleozoic marginal- to open-marine reservoir, Morrow Sandstone, subsurface of southwest Kansas, USA. *Sedimentary Geology*, 152: 99-132.

Dalrymple, R.W., & Choi, K., 2007. Morphology and facies trends through the fluvial marine- transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence stratigraphic interpretation. *Earth Science Reviews*, 81: 135-174.

Dashtgard, S.E., MacEachern, J.A., Frey, S.E., & Gingras, M.K., 2010. Tidal effects on the shoreface: Towards a conceptual framework. *Sedimentary Geology*, 279: 42-61.

Fabuel-Perez, I., Redfern, J., & Hodgetts, D., 2009. Sedimentology of an intra-montane rift-controlled fluvial dominated succession: The Upper Triassic Oukaimeden Sandstone Formation, Central High Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology*, 218: 103-140.

Frey, R.W., & Howard, J.D., 1986. Mesotidal estuary sequences: A perspective from the Georgia Bight. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 911-924.

Fröhlich, S., Petitpierre, L., Redfern, J., Grech, P., Bodin, S., & Lang, S., 2010. Sedimentological and sequence stratigraphic analysis of Carboniferous deposits in western Libya: Recording the sedimentary response of the northern Gondwana margin to climate and sea-level changes. *Journal of African Earth Sciences*, 57: 279-296.

Fursich, F.T., 1998. Environmental distribution of trace fossils in the Jurassic of Kachchh (Western India). *Facies*, 39: 46–53.

Fursich, F.T., & Pandey, D.K., 2003. Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Upper Jurassic–Lower Cretaceous of Kachchh, western India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193: 285–309.

Fursich, F.T., Werner, W., & Schneider, S., 2009. Autochthonous to parautochthonous bivalve concentrations within transgressive marginal marine strata of the Upper Jurassic of Portugal. *Palaeobiology, Palaeoenvironment*, 89: 161–190.

Ghavidel-Syooki, M., 1995. Palynostratigraphy and palaeogeography of a Palaeozoic sequence in the Hassanakdar area, Central Alborz Range, northern Iran. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 86: 91-109.

Gingras, M.K., MacEachern, J.A., & Dashtgard, S.E., 2012. The potential of trace fossils as tidal indicators in bays and estuaries. *In*: Modern and ancient depositional systems: perspectives, models and signatures (Eds. S.G. Longhitano, D. Mellere and R.B. Ainsworth). *Sedimentary Geology, Special Issue*, 279: 97-106.

Gingras, M.K., Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., & Bann, K.L., 2008. A conceptual framework for the application of trace fossils. *In*: MacEachern, J.A.,Bann, K.L., Gingras, M.K., & Pemberton, S.G. (eds.), Applied Ichnology. *SEPM* Short Course Notes, 52: 1–27.

Longhitano, S.G., Mellere, D., Steel, R.J., & Ainsworth, R.B., 2012. Tidal depositional systems in the rock record: A review and new insights. *Sedimentary Geology*, 279: 2–22.

MacEachern, J.A., & Bann, K.L., 2008. The role of ichnology in refining shallow marine facies models. *In*: Hampson, G.J., Steel, R.J., Burgess, P.B., & Dalrymple, R.W. (eds.), Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy, 90. *Society for Sedimentary Geology (SEPM)*, Tulsa, USA: 73-116.

MacEachern, J.A., & Burton, J.A., 2000. Firmground *Zoophycos* in the Lower Cretaceous Viking Formation, Alberta: a distal expression of the *Glossifungites* ichnofacies. *Palaios*, 15: 387–398.

Malpas, J.A., Gawthorpe, R.L., Pollard, J.E., & Sharp, I.R., 2005. Ichnofabric analysis of the shallow marine Nukhul Formation (Miocene), Suez Rift, Egypt: implications for depositional processes and sequence stratigraphic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 215: 239–264.

Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. *Springer*, Berlin, 582 p.

Nouidar, M., & Chellaï, E.H., 2001. Facies and sequence stratigraphy of an estuarine incised-valley fill: Lower Aptian Bouzergoun Formation, Agadir Basin, Morocco. *Cretaceous Research*, 22: 93-104.

Parras, A., & Casadio, S., 2005. Taphonomy and sequence stratigraphic significance of oyster-dominated concentrations from the San Julian formation, Oligocene of Patagonia, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 217: 47–66.

Pemberton, S.G., & Wightman, D.M., 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits. *In*: Pemberton, S.G. (ed.), Applications of Ichnology to Petroleum Exploration. *SEPM* Core Workshop Notes, 17: 141–169.

Pollard, J.E., Goldring, R., & Buck, S.G., 1993. Ichnofabrics containing *Ophiomorpha*: significance in shallow-water facies interpretations. *Journal of the Geological Society*, 150: 149–164.

Rudriguez-Tovar, F.J., Perez-Valera, F., & Perez-López, A., 2007. Ichnological analysis in high-resolution sequence stratigraphy: The *Glossifungites* ichnofacies in Triassic successions from the Betic Cordillera (southern Spain). *Sedimentary Geology*, 198: 293–307.

Seilacher, A., 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5: 413–428.

Sharafi, M., Ashuri, M., Mahboubi, A., & Moussavi-Harami, R., 2012. Stratigraphic application of Thalassinoides ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surfaces (Mid-Cretaceous), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Palaeoworld*, 21: 202-216.

Sharafi, M., Longhitano, S.G., Mosaddegh, H., Mahboubi, A., & Moussavi-Harami, R., 2016. Sedimentology of a transgressive mixed-energy (wave/tide-dominated) estuary, Upper Devonian, Geirud Formation (Alborz Basin, northern Iran). IAS Special publications, *Wiley Blackwell*, In press.

Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Ashuri, M., & Rahimi, B., 2013. Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Aitamir Formation (Albian–Cenomanian), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 67-68: 171-186.

Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Mosaddegh, H., & Gharaie, M.H.M., 2014. Trace fossils analysis of fluvial to open marine transitional sediments: Example from the Upper Devonian (Geirud Formation), Central Alborz, Iran. *Palaeoworld*, 23: 50–68.

Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.

Taylor, A.M., & Goldring, R., 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, 150: 141–148.

Taylor, A.M., Goldring, R., & Gowland, S., 2003. Analysis and application ofichnofabric. *Earth-Science Reviews*, 60: 227–259.

Uchman, A., & Krenmayr, H.G., 2004. Trace fossils, ichnofabrics and sedimentary facies in the shallow marine Lower Miocene Molasse of Upper Austria. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 144: 233–251.

Uroza, C.A., & Steel, R.J., 2008. A highstand shelf-margin delta system from the Eocene of West Spitsbergen, Norway. *Sedimentary Geology*, 203: 229–245.

Wehrmann, A., Yılmaz, I., Yalcın, M.N., Wilde, V., Schindler, E., Weddige, K., Saydam Demirtas, G., Özkan, R., Nazik, A., Nalcioğlu, G., Kozlu, H., Karslıoğlu, Ö., Jansen, U., Ertuğ, K., Brocke, R., & Bozdoğan, N., 2010. Devonian shallow-water sequences from the North Gondwana coastal margin (Central and Eastern Taurides, Turkey): Sedimentology, facies and global events. *Gondwana Research*, 17: 546–560.

Walker, R.G., & Plint, A.G., 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (eds.), Facies Models: Response to Sea Level Changes. *Geological Association of Canada*, Newfoundland, 219-238.

Zonneveld, J.P., Gingras, M.K., & Pemberton, S.G., 2001. Trace fossil assemblages in a Middle Triassic mixed siliciclastic-carbonate marginal marine depositional system, British Columbia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166: 249-276.

نشریه علمی ـ پژوهشی رخساره‌های رسوبی
بهار و تابستان ۱۳۹۶، ۱۰ (۱): ۹۹-۱۲۰

Sedimentary Facies
Spring & Summer 2017, 10 (1): 99-120
DOI: 10.22067/sed.facies.v10i1.53093

ارزیابی پتروفیزیکی و شواهد ژئوشیمیایی جهت تعیین کانی شناسی اولیه کربنات‌های سازند ایلام در برش سطحی عسلویه و میدان گازی پارس جنوبی

نازیلا شیرویه نسب[۱*]، رقیه فلاح بگتاش[۲]، محمدحسین آدابی[۳]، میررضا موسوی[۴]

۱- کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
۲- دانشجوی دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
۳- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
۴- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

*پست الکترونیک:nazilashn@gmail.com

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۰/۲۷ **تاریخ پذیرش: ۹۶/۳/۳۰**

چکیده

سازند ایلام یک واحد کربناته با سن کرتاسه بالایی (سانتونین ـ کامپانین) است که در منطقه زاگرس و قسمت‌های جنوب غرب ایران گسترش وسیعی دارد. در این پژوهش کربنات‌های سازند ایلام در دو چاه X و Y میدان گازی پارس جنوبی، واقع در خلیج‌فارس به ترتیب با ضخامت ۶۲/۵ و ۹۰ متر و در برش سطحی کوه عسلویه با ضخامت ۵۵ متر مورد بررسی قرار گرفت. فاصله دو چاه از هم ۹ کیلومتر و فاصله برش سطحی عسلویه از میدان گازی پارس جنوبی ۱۰۰ کیلومتر می‌باشد. مطالعه عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Mn, Fe, Na, Sr) و مقایسه آن‌ها با نتایجی که توسط محققان مختلف برای ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی/کلسیتی ارائه کرده اند، بیانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه مخلوط آراگونیتی- کلسیتی در سازند مورد مطالعه و تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی بر آن‌ها در یک سیستم دیاژنتیکی بسته تا باز است. مطالعات پتروفیزیکی و به کارگیری داده‌های لاگ‌های صوتی و گاما، تأییدی بر نتایج حاصله از مطالعات پتروگرافی می‌باشد به طوری که تغییرات لیتولوژی، پهنه‌های شیلی، پهنه‌های متخلخل و مرز سازندها مشخص شدند. تغییرات جزئی نمودارهای صوتی در هر دو چاه نشان دهنده تغییرات بسیار کم لیتولوژی است و جاهایی که نمودار صوتی افزایش می‌یابد با پهنه‌های متخلخل معادل است که در صورت تلفیق با نتایج پتروگرافی این تخلخل بیشتر حاصل انحلال، همچنین تخلخل بین‌بلوری دولومیت‌های ثانویه است.

واژه‌های کلیدی: ترکیب کانی شناسی اولیه؛ ژئوشیمی رسوبی؛ کیفیت مخزنی؛ سازند ایلام.

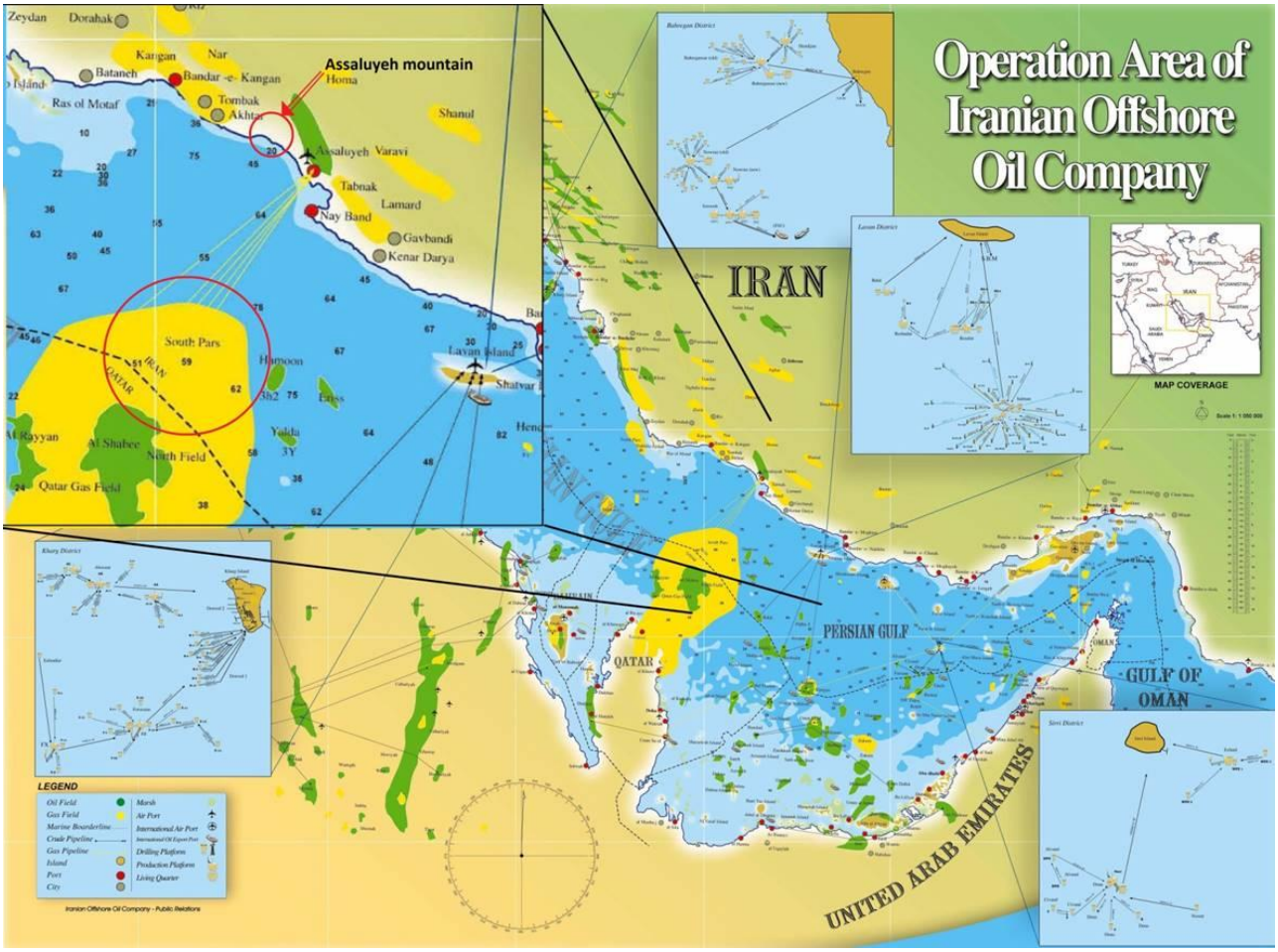
مقدمه

تغییراتی که در میزان عناصر اصلی و فرعی بین رسوبات کربناته آب سرد و آب گرم عهد حاضر وجود دارد، معیاری برای تشخیص و تفکیک معادل دیرینه آن‌ها است (آدابی، ۱۳۹۰). بنابراین تفاوت در محتوای عناصر فرعی در کربنات‌ها می‌تواند به عنوان یک عامل در شناسایی کربنات‌های دیرینه آب سرد از آب گرم به‌کار رود (Hood *et al.*, 2004; Adabi & Asadi, 2008). همچنین تفاوت در محتوای عناصر فرعی می‌تواند تاریخچه دیاژنتیکی کربنات‌ها را تا حدی مشخص نماید. دگرسانی دیاژنتیکی معمولاً با افزایش میزان Mn و Fe و کاهش میزان Na، Sr،

Mg همراه می‌باشد (Hood *et al.*, 2004). از آن جا که توزیع عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپی در کربنات‌ها به عوامل مختلفی مانند دما، ترکیب کانی‌شناسی، شرایط اکسیداسیون و احیا، بستگی دارد، با استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی می‌توان شرایط تشکیل کربنات‌ها، ترکیب کانی‌شناسی و نوع محیط دیاژنزی حاکم بر آن‌ها را تشخیص داد (Rao, 1996; Veizer, 1983) و بنابراین می‌توان انتظار داشت واحدهای کربناته‌ای که از نظر محیط دیاژنزی و محیط رسوب‌گذاری شرایط یکسانی ندارند، تغییرات و محدوده‌های عنصری و ایزوتوپی متفاوتی را نشان دهند، بنابراین با استفاده از این روش می‌توان سازندها را از هم تفکیک کرد (Adabi & Asadi, 2008). در این تحقیق سعی بر آن بوده تا با مطالعات جامع پتروگرافی مقاطع نازک و به کمک روش‌های نوین مطالعاتی نظیر استفاده از تغییرات عناصر اصلی و فرعی به مطالعه جامع سازند ایلام پرداخته شود. همچنین از مطالعات پتروفیزیکی به منظور شناخت ویژگی‌ها و محیط دیاژنزی و تعیین محیط رسوبی و ارزیابی کیفیت مخزنی استفاده شده است.

موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه

برش سطح‌الارضی سازند ایلام در کوه عسلویه: برش کوه عسلویه با مختصات جغرافیایی ´۳۸ °۲۷ عرض شمالی و ´۳۰ °۵۲ طول شرقی در جنوب شهرستان لامرد و منطقه ویژه اقتصادی عسلویه در استان فارس قرار دارد. (شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی برش سازند ایلام در تاقدیس عسلویه و راه‌های دسترسی به آن

برش‌های تحت‌الارضی سازند ایلام در چاه‌های X و Y میدان پارس جنوبی: میدان پارس جنوبی در موقعیت ۵۲ تا ۵۲/۵ درجه شرقی و ۲۶/۵ تا ۲۷ درجه شمالی، در فاصله تقریبی ۱۰۰ کیلومتری بندر عسلویه، ۱۷۵ کیلومتری بندر کیش و ۱۰۵ کیلومتری سواحل قطر واقع شده است. میدان مزبور وسعتی بالغ بر ۶۰۰۰ کیلومتر مربع را شامل می‌شود. آنچه در نقشه‌های منطقه قابل مشاهده است، پارس جنوبی (گنبد شمالی قطر) دارای طول تقریبی ۱۵۰ کیلومتر و عرض تقریبی ۷۰ کیلومتر می‌باشد که صحت این اعداد به درستی نقشه‌های لرزه‌نگاری بستگی دارد (نجم آبادی، ۱۳۷۲). دو چاه مورد مطالعه، حدود ۹ کیلومتر از یکدیگر فاصله دارند. سازند ایلام در چاه X، ۵/۶۲ متر و در چاه Y، ۹۰ متر ضخامت دارد. موقعیت دو چاه X و Y در میدان پارس جنوبی در شکل ۲ نشان داده شده است.

چینه‌شناسی سازند ایلام در برش سطح الارضی کوه عسلویه

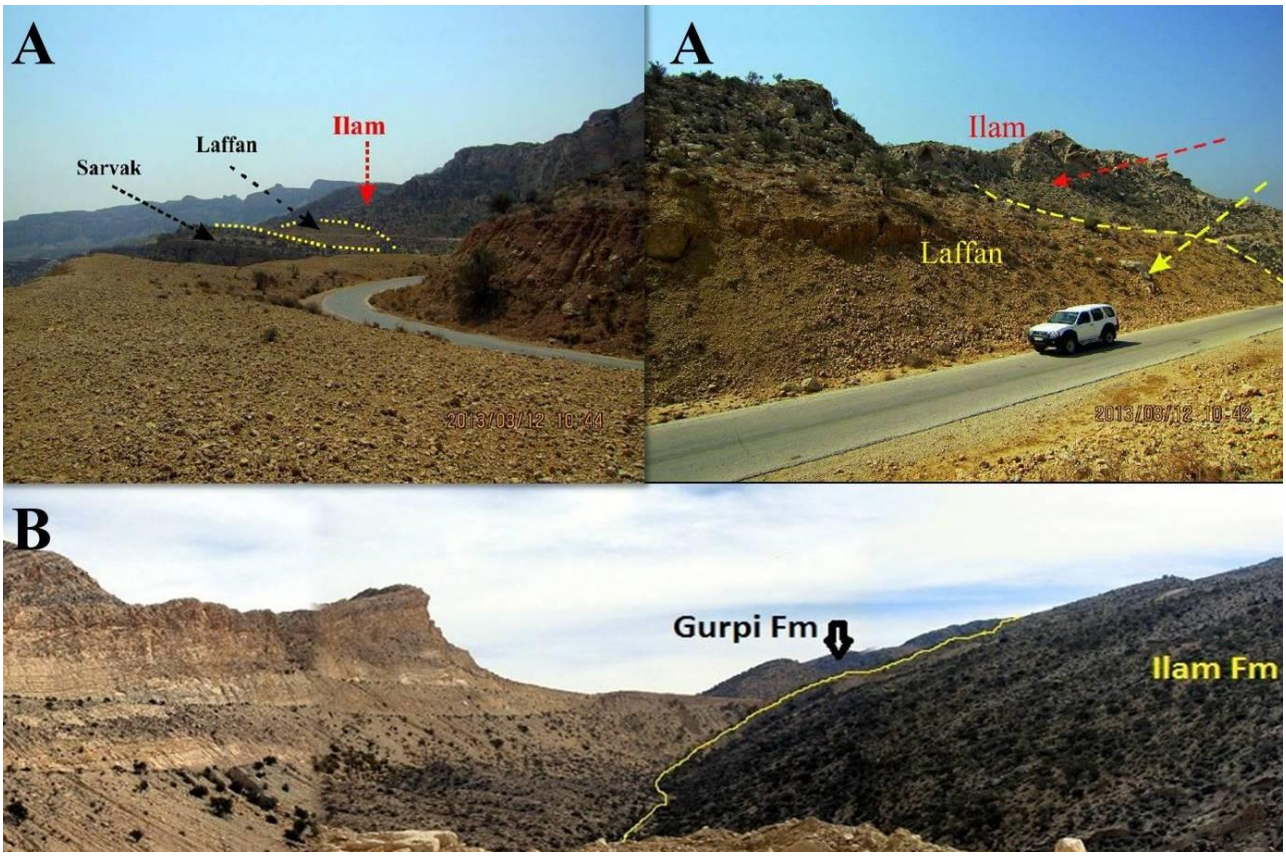
در این برش سازند ایلام با سن سانتونین ـ کامپانین به صورت هم‌شیب بر روی سازند لافان (محدوده پوشیده شده بین سازند سروک و ایلام) قرار گرفته است. در مقاطع مورد مطالعه با شروع نمونه‌های سازند ایلام، روزن‌داران کف‌زی شاخص سازند ایلام نظیر *Pseudedomia complanata* و *Dicyclina schlumbergeri* ظاهر شدند. در این برش سازند ایلام به صورت پیوسته در زیر مارن‌های سازند گورپی قرار دارد. سازند ایلام در رخنمون کوه عسلویه ۵۵ متر ضخامت دارد (شکل ۳) و ستون چینه‌شناسی آن در شکل ۴ آمده است.

چینه‌شناسی سازند ایلام در میدان گازی پارس جنوبی

در چاه X سازند ایلام ۶۲/۵ متر ضخامت دارد و سنگ‌شناسی اصلی آن شامل مقدار بیشتری دولومیت و میزان کمتری سنگ‌آهک دولومیتی است. در چاه Y این سازند ۹۰ متر ضخامت دارد و سنگ‌شناسی اصلی آن شامل دولومیت و آهک‌های دولومیتی تا آهک‌های فسیل‌دار خاکستری تا قهوه‌ای روشن در قسمت پایین می‌باشد. در چاه‌های مورد مطالعه مرز زیرین سازند ایلام با شیل‌ها و مارن‌های سازند لافان به صورت تدریجی است به طوری که در بررسی‌های پتروگرافی قبل از شروع سازند ایلام آهک‌های تیره رنگ با مواد رسی و کانی‌های آهن‌دار مثل آنکریت دیده می‌شود که با شروع سازند ایلام این کانی‌های آهن‌دار حذف شده و سنگ‌شناسی به مادستون-های در حال تبدیل به دولومیت و مادستون‌ها و وکستون‌ها تغییر یافته است.



شکل ۲: موقعیت چاه‌های X و Y در میدان پارس جنوبی (تهیه شده در شرکت نفت و گاز پارس جنوبی با کمی تغییر).



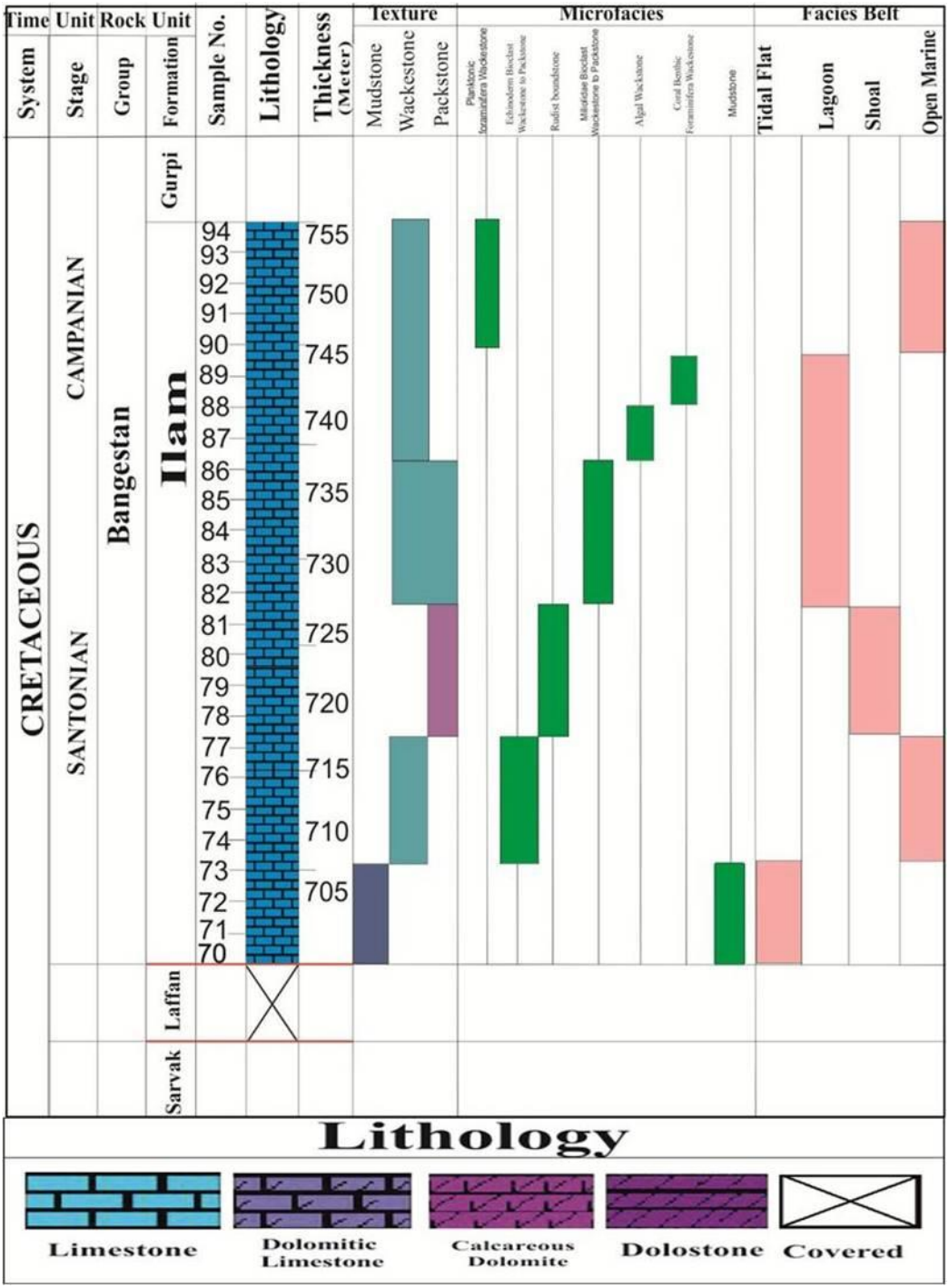
شکل ۳: A) دورنمای کلی سازند ایلام در رخنمون کوه عسلویه و سازندهای زیرین آن. دید به سمت شمال غرب است. B) دورنمای کلی سازند ایلام در رخنمون کوه عسلویه و مرز آن با سازند بالایی. دید به سمت شمال است.

علاوه بر پتروگرافی، نمودارهای لاگ گاما نیز در بعد از مرز بین سازند لافان و ایلام بیانگر کاهش API بوده که این خود نشانگر کاهش مقدار شیل (کانی‌های رسی) و کاهش موادآلی (کاهش شرایط احیایی) است. نمودار حاصل از لاگ صوتی نیز در این مرز تغییری در خواص سنگ‌شناسی نشان می‌دهد.

در مقاطع مطالعه شده در هر دو چاه اثری از شیل‌های سازند گورپی دیده نمی‌شود و ظهور ناگهانی گلاکونیت‌ها در اتمام سازند ایلام شاهدی بر تغییرات شرایط حوضه رسوب‌گذاری و مرز ناپیوسته است. فراوانی چشمگیر تبخیری‌ها در مقاطع بعد از مقاطع سازند ایلام، می‌تواند مربوط به سازند ساچون باشد زیرا سازند ساچون شامل تناوبی از طبقات ژیپس و مارن و دولومیت است و در ۱۰۶ متر واحد زیرین آن لیتولوژی غالب ژیپس توده‌ای است (مطیعی، ۱۳۷۴). نتایج حاصل از نمودار لاگ صوتی نیز بیانگر تغییر سنگ‌شناسی در مرز بالایی می‌باشد. ستون چینه‌شناسی سازند ایلام در چاه‌های مورد مطالعه در شکل‌های ۵ و ۶ آمده است.

روش مطالعه

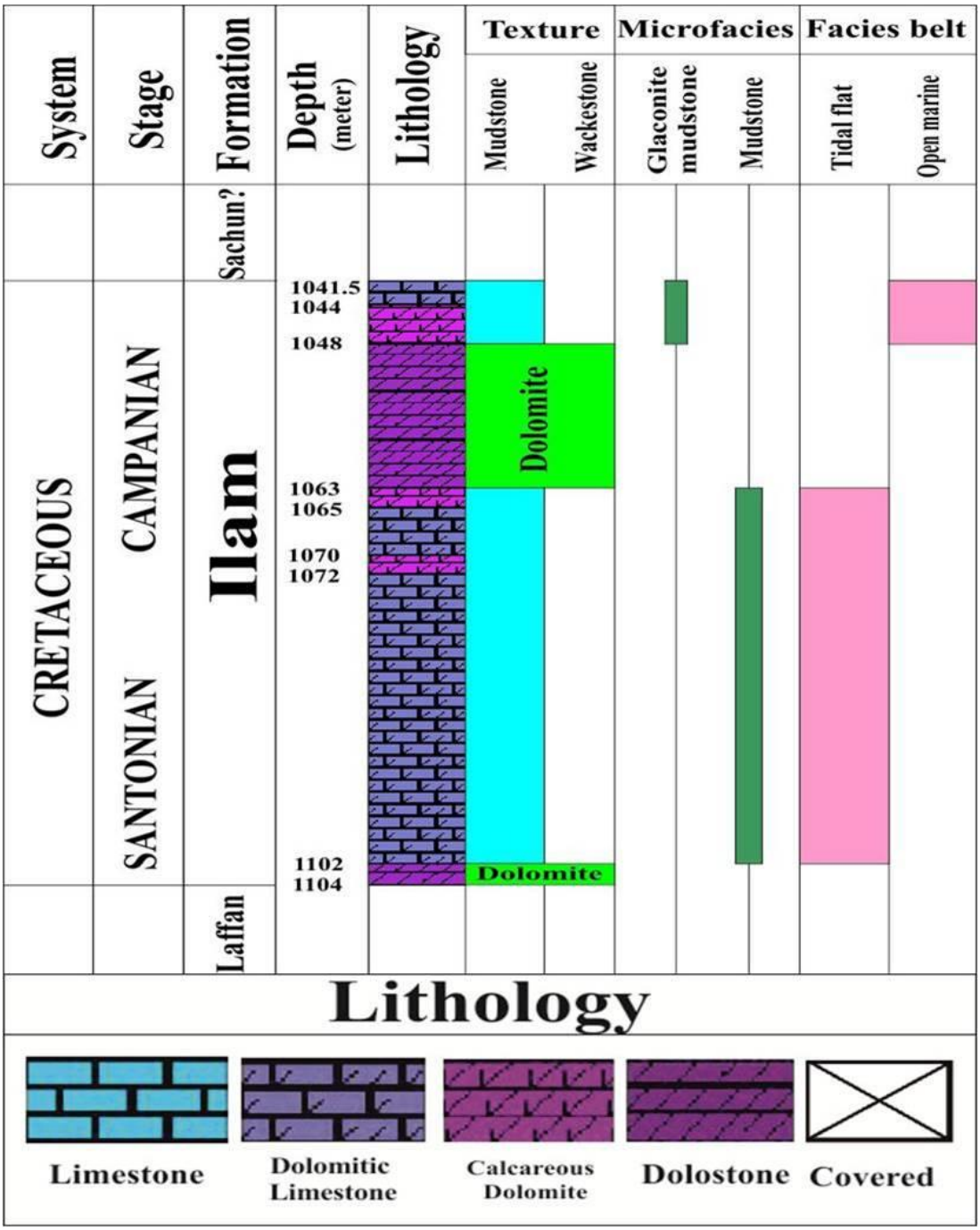
اساس مطالعات پتروگرافی، تعیین اجزای کربناته (آلوکم، فسیل، ...)، اجزای غیرکربناته و فراوانی این اجزا برای تعیین رخساره‌های میکروسکپی، محیط رسوبی و همچنین بررسی فرآیندهای دیاژنزی به منظور تعیین تاریخچه دیاژنزی سازند ایلام است. تعداد ۵۰۰ مقطع نازک حاصل از خرده‌های حفاری دو چاه X و Y در میدان پارس جنوبی در مطالعات تحت‌الارضی و



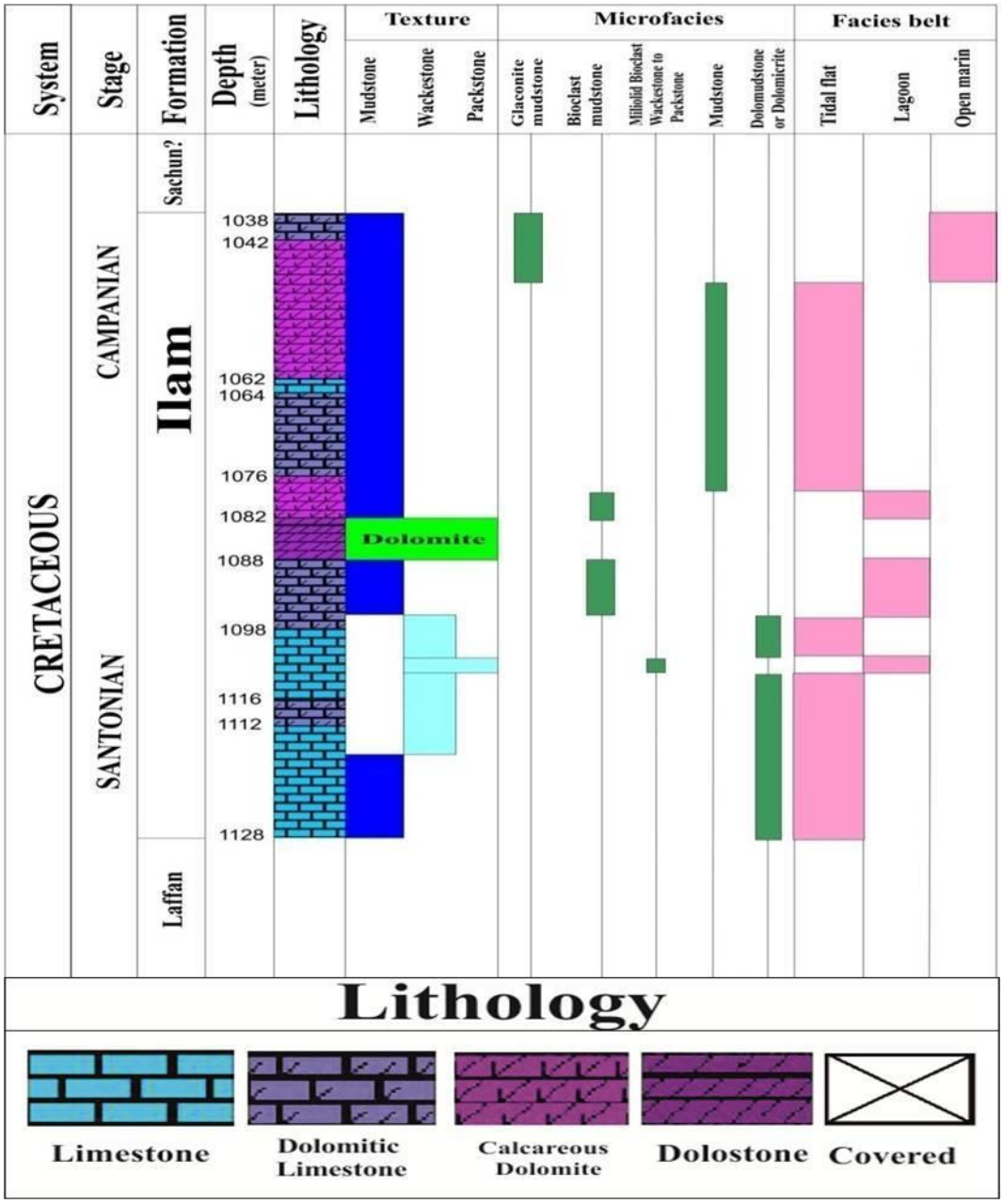
شکل ۴: ستون رسوبی مطالعه شده برای سازند ایلام در برش سطحی عسلویه که شامل رخساره‌های رسوبی و محیط تشکیل آن‌هاست.

تعداد ۸۰ مقطع نازک از برش سطح‌الارضی عسلویه مورد مطالعات پتروگرافی قرار گرفت. به منظور تشخیص مینرال کلسیت از دولومیت، نمونه‌های سطح‌الارضی به روش Dickson (1965) با محلول فروسیانید پتاسیم و آلیزارین قرمز رنگ، رنگ‌آمیزی شده است. پس از مطالعه دقیق و کامل مقاطع نازک تعداد ۱۸ نمونه از سنگ‌های آهکی برای مطالعه آزمایش‌های عنصری انتخاب شدند. پودر این نمونه‌ها توسط مته دندان پزشکی و حتی الامکان از زمینه

میکرایتی و به دور از رگه‌ها، فسیل‌ها و آلوکم‌های موجود در سنگ تهیه شده و سپس جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی با دستگاه جذب اتمی در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی مورد آزمایش قرار گرفتند. دقت این دستگاه برای عناصر اصلی (Ca, Mg) برابر با ±0.5% و برای عناصر فرعی (Na, Sr, Fe, Mn) برابر با ±5 ppm می‌باشد (Robinson, 1980). مطالعه ویژگی‌های پتروفیزیکی سازند ایلام در میدان گازی پارس جنوبی با استفاده از لاگ‌های پتروفیزیکی(لاگ گاما، سونیک و صوتی)، گزارش‌های زمین‌شناسی و همچنین داده‌های مخزنی صورت گرفته است.



شکل ۵: ستون رسوبی چاه X مطالعه شده برای سازند ایلام در میدان پارس جنوبی که شامل رخساره‌های رسوبی و محیط‌های تشکیل آن‌ها می‌باشد.



شکل ۶: ستون رسوبی چاه Y مطالعه شده برای سازند ایلام در میدان پارس جنوبی که شامل رخساره‌های رسوبی و محیط‌های تشکیل آن‌ها می‌باشد.

پتروگرافی

بر اساس مطالعات پتروگرافی انجام شده بر روی همه مقاطع نازک مطالعه شده (۵۰۰ مقطع در ۲ چاه و ۸۰ مقطع در برش سطحی)، انواع آلوکم های زیستی شامل روزن داران کف زی ، شناور (فقط در یک رخساره در برش سطحی)، دوکفه ای، شکم پایان، خار و خرده اسکلت خارپوستان، جلبک به ویژه داسی کلاداسه‌آ و مرجان و غیره مشاهده شدند ولی آلوکم‌های غیر زیستی تنوع و فراوانی چندانی ندارند، به طوری که می توان از آن‌ها چشم پوشی کرد.

مطالعات عنصری سنگ‌آهک‌های سازند ایلام در برش سطحی عسلویه

فرآیندهای دیاژنزی مختلف و تأثیر این فرآیندها بر کربنات‌ها موجب شده است شناسایی ترکیب کانی‌شناسی

اولیه در کربنات‌های قدیمه امری دشوار و در برخی موارد ناممکن باشد. از آنجا که اغلب سنگ آهک‌های دیرینه تحت تأثیر دیاژنز متئوریک و یا تدفینی قرار گرفته‌اند و به کلسیت کم منیزیم تبدیل شده‌اند، تشخیص کانی‌شناسی اولیه کلسیتی و آراگونیتی بر اساس مطالعات پتروگرافیکی مشکل است. بنابراین به منظور تعیین کانی‌شناسی اولیه سازند ایلام از عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Na, Sr, Fe, Mn) و ترسیم این مقادیر در مقابل یکدیگر و مقایسه آن‌ها با محدوده‌هایی که توسط محققان مختلف برای مینرالوژی آراگونیتی و کلسیتی ارائه شده استفاده گردیده است. مقادیر عناصر اصلی و فرعی برای نمونه‌های آهکی سازند ایلام در جدول ۱ نشان داده شده است.

استرانسیوم

ارزیابی نتایج حاصل از مطالعات آهک‌های سازند ایلام بیانگر آن است که مقادیر Sr بین ۱۳۸ تا ۷۶۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۵۱/۵ پی‌پی‌ام) در تغییر است. در شکل 7B تغییرات Mn در برابر Sr در نمونه‌های کربناته سازند ایلام ترسیم شده است. محدوده سازند ایلام با محدوده سنگ‌آهک‌های مربوط به بخش کم عمق حوضه سازند مزدوران (Adabi & Rao, 1991)، سنگ آهک‌های گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) و کربنات‌های سازند ایلام (Adabi & Asadi, 2008) مقایسه شده است. کربنات‌های سازند ایلام در محدوده نمونه‌های آراگونیتی و کلسیتی سازند مزدوران و نمونه‌های آهکی سازند ایلام با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی قرار گرفته است.

جدول ۱: تغییرات عناصر اصلی و فرعی به همراه مقادیر حداکثر، حداقل و میانگین در نمونه‌های کربناته سازند ایلام در ناحیه مورد مطالعه.

NO.	Formation	Mg (%)	Ca (%)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)
۱	Ilam	۱,٦	٤٠	١٦٥	١٢٧	١٩٤	**١٠٨**
۲	Ilam	۱	٤٠	١٣٨	١٨٠	٧٥	**٩٠**
۳	Ilam	۱	٤٠	٢٧٣	٤٨٢	...	**....**
٤	Ilam	۱,٥	٤٠	٢١٩	٥٧٣	٣١٠	**٣٥,٤**
٥	Ilam	۱	٤٠	٢١٩	٤٨٧	٢٠٠	**٣٥**
٦	Ilam	۱,٥	٤٠	٢٢٢	٦٥٠	٣٢٠	**٢٠**
۷	Ilam	۱	٣٧	١٥٤	٤٣٥	٢٠٠	**٢٠**
۸	Ilam	۱,٥	٤٠	٢٥٢	٧٠٥	٤٠٠	**٤٠**
۹	Ilam	۲	٣٩	٣٨٧	٦١٥	٢٥٠	**٢٠**
۱۰	Ilam	۱	٣٩	٣٥٠	١٦٤	٢٣٠	**٤٠**
۱۱	Ilam	۱	٤٠	٤٦٨	٢١٤	١٣٢٥	**٤٣٩**
۱۲	Ilam	۱	٤٠	٣٢٧	٢٠٩	١٧٥٨	**٥٠٨**
۱۳	Ilam	۰,۱	٣٩	٣١١	٢٣٢	١٥٥٤	**٤٤٠**
١٤	Ilam	۰,۱	٣٩	٣٢٠	٢٥٠	١١٩٤	**٣٠٨**
١٥	Ilam	۰,۳	٣٩	٤٠٠	٣٨٦	٢٥٠	**٩٠**
١٦	Ilam	۰,۰٦	٣٩	٧٦٥	٢٣٤	١٠٤٥	**٤٠**
١٧	Ilam	۰,۰۲	٤١	٦٩٠	٢٢٨	١٠٥٠	**٦٧**
١٨	Ilam	۰,۱	٤٠	٣٠٠	٢٠٠	٤٠٠	**١٤**
Max	Ilam	۲	٤١	٧٦٥	٧٠٥	١٧٥٨	**٥٠٨**
Min	Ilam	۰,۰۲	٣٧	١٣٨	١٢٧	٧٥	**١٤**
Mean	Ilam	۰,۸	٣٩	٤٥١,٥	٤١٦	٩١٦,٥	**٢٦١**

سدیم

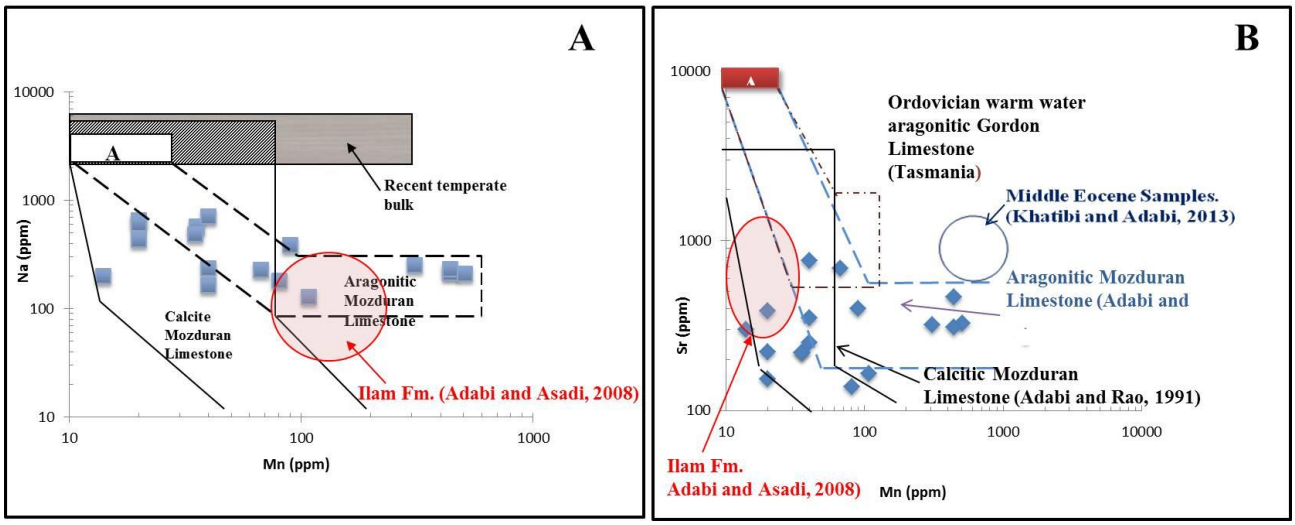
مقادیر Na در نمونه‌های آهکی سازند ایلام بین ۱۲۷ تا ۷۰۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۱۶ پی‌پی‌ام) در نوسان است. در شکل 7A تغییرات Mn در برابر Na برای نمونه‌های کربناته سازند ایلام ترسیم شده است. محدوده سازند ایلام با محدوده سنگ‌آهک‌های مربوط به بخش کم عمق و عمیق حوضه سازند مزدوران (Adabi & Rao. 1991)، مقایسه شده است. کربنات‌های سازند ایلام در محدوده نمونه‌های آراگونیتی و کلسیتی سازند مزدوران قرار گرفته است که این امر بیانگر ترکیب کانی‌شناسی مختلط آراگونیتی و کلسیتی برای سازند ایلام می‌باشد. در شکل ۸ تغییرات Na در برابر Sr برای نمونه‌های کربناته سازند ایلام ترسیم شده است. محدوده سازند ایلام با محدوده سنگ‌آهک‌های مربوط به بخش کم عمق حوضه سازند مزدوران (Adabi & Rao. 1991) و سنگ آهک‌های گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) مقایسه شده است. کربنات‌های سازند ایلام در محدوده نمونه‌های آراگونیتی مزدوران و نمونه‌های کلسیتی تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی مختلط آراگونیتی و کلسیتی قرار گرفته است.

منگنز

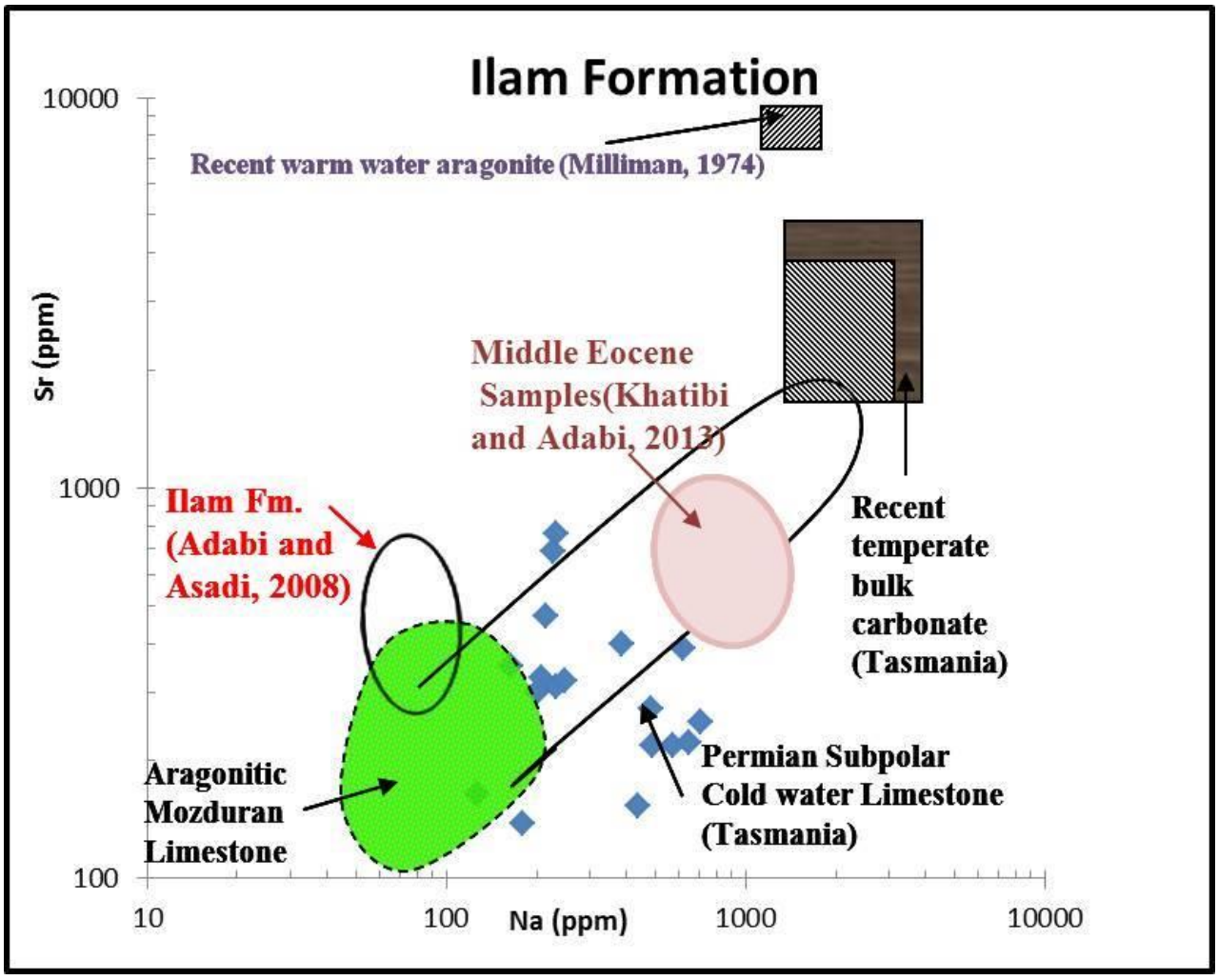
برخی از محققان معتقدند که مقدار منگنز با افزایش فرآیندهای دیاژنز متئوریکی افزایش می‌یابد زیرا ضریب توزیع منگنز در کلسیت بالا بوده و به حدود ۱۵ می‌رسد و در نتیجه میزان منگنز قابل توجه خواهد بود (Wierzbowski & Joachimiski, 2007; Brand & Veizer, 1980). میزان منگنز در نمونه‌های سازند ایلام بین ۱۴ تا ۵۰۸ پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شده است.

آهن

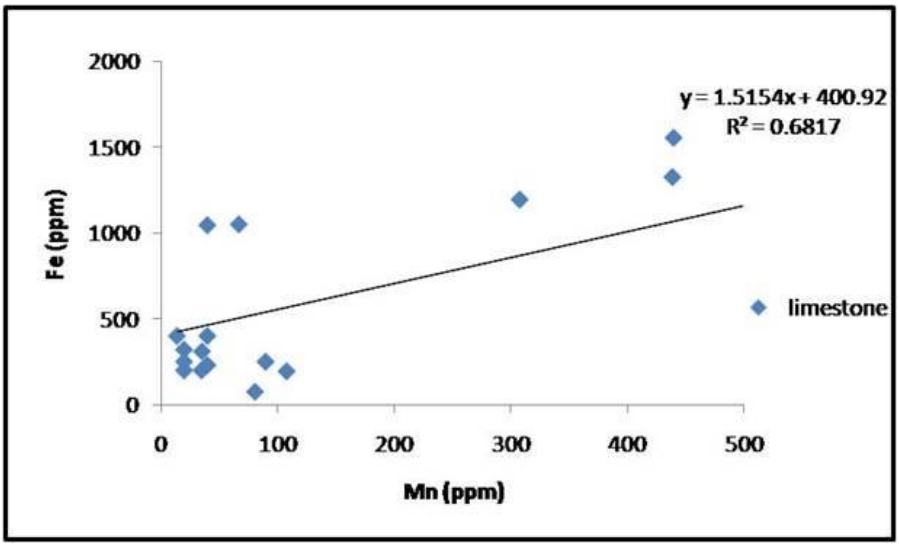
مقدار آهن در کلسیت و آراگونیت زیستی نسبت به کلسیت و آراگونیت غیر زیستی افزایش چشم‌گیری دارد. این افزایش بیشتر به دلیل تفریق بیولوژیکی می‌باشد. آراگونیت زیستی دارای آهن بیش از ۵۰ پی‌پی‌ام می‌باشد در حالی که آراگونیت غیرزیستی کمتر از ۵۰ پی‌پی‌ام آهن دارد. عنصر آهن در نمونه‌های سازند ایلام بین ۷۵ تا ۱۷۵۸ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند. در شکل ۹ مقادیر Mn در برابر Fe برای کربنات‌های سازند ایلام ترسیم شده است. همان طور که ملاحظه می‌شود ارتباط این دو عنصر به صورت روند خطی افزایشی با شیب مثبت نشان داده می‌شود.



شکل ۷: A) تغییرات Mn در برابر Na در نمونه‌های کربناته سازند ایلام؛ کربنات‌های سازند ایلام در محدوده نمونه‌های آراگونیتی و کلسیتی سازند مزدوران قرار گرفته است که این امر بیانگر ترکیب کانی‌شناسی مختلط عمدتاً آراگونیتی و تا حدی کلسیتی برای سازند ایلام می باشد. B) تغییرات Mn در برابر Sr در نمونه‌های کربناته سازند ایلام، کربنات‌های سازند ایلام در محدوده نمونه‌های عمدتاً آراگونیتی و تا حدی کلسیتی سازند مزدوران و نمونه‌های آهکی سازند ایلام با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی قرار گرفته است.



شکل ۸: تغییرات Na در برابر Sr در نمونه‌های کربناته سازند ایلام؛ کربنات‌های سازند ایلام در نزدیکی محدوده نمونه‌های آراگونیتی سازند مزدوران و نمونه‌های کلسیتی تاسمانیا یعنی با ترکیب کانی‌شناسی مختلط آراگونیتی و کلسیتی قرار گرفته است.



این بدان معنی است که با افزایش تأثیر دیاژنز غیر دریایی مقادیر Fe با افزایش مقادیر Mn افزایش می‌یابد. معمولاً دیاژنز متئوریک و شرایط احیایی باعث افزایش مقدار آهن و منگنز می‌شود. مشابه چنین روندی در سنگ‌آهک‌های کم عمق سازند مزدوران (Adabi & Rao, 1991) و سازند ایلام (اسدی، ۱۳۸۴) مشاهده شده است.

نسبت استرانسیوم به منگنز (Sr/Mn)

دراثر انحلال آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد نیمه پایدار و تبدیل آن‌ها به کلسیت کم منیزیم پایدار، مقادیر Sr کاهش یافته و برعکس تمرکز Mn افزایش خواهد یافت. این فرآیند در سطح زمین و توسط نفوذ آب‌های جوّی به مقدار زیادی تسهیل می‌گردد (Budd, 1992) و باعث پایین آوردن نسبت Sr/Mn می‌شود. بنابراین ترسیم نسبت Sr/Mn درمقابل Mn می‌تواند به عنوان معیاری مفید برای تخمین میزان انحلال سنگ‌ها مورد استفاده قرارگیرد (Rao, 1991). در شکل ۱۰ میزان Sr/Mn در برابر Mn ترسیم شده است. همان طور که در شکل نشان داده شده است، کربنات‌های سازند ایلام با محدوده نمونه‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا، نمونه‌های آراگونیتی مربوط به بخش کم عمق حوضه و نمونه‌های کلسیتی مربوط به بخش‌های عمیق‌تر حوضه در سازند مزدوران (Adabi & Rao, 1991) مقایسه شده است. همچنین مقادیر متوسط تا بالای Sr/Mn حاکی از سیستم دیاژنتیکی بسته تا باز می‌باشد. به دلیل تأثیر فرآیندهای دیاژنز متئوریکی در سازند مورد مطالعه، نمونه‌ها تحت تأثیر انحلال متفاوتی قرارگرفته‌اند. به عبارت دیگر نسبت آب به سنگ[1] پایین بوده است یعنی تأثیر سیالات دیاژنتیکی بر روی نمونه‌های سازند ایلام درسیستم بسته تا باز صورت گرفته است.

نسبت استرانسیوم به سدیم (Sr/Na)

در سنگ‌های آهکی آراگونیتی حاره عهد حاضر مقدار منگنز پایین و نسبت استرانسیوم به سدیم بالا (حدود ۳ تا ۵) می‌باشد و این در حالی است که در سنگ‌های آهکی کلسیتی عهد حاضر مقدار منگنز بالا و نسبت استرانسیوم به سدیم پایین (حدود ۱) است (Rao, 1996, Winefield *et al.*, 1996, Misi *et al.*, 2007). کربنات‌های سازند ایلام، در محدوده کربنات‌های گوردون تاسمانیا، کربنات‌های سازند مزدوران، محدوده کربنات‌های آراگونیتی سازند ایلام، کربنات‌های سازند فهلیان و کربنات‌های کلسیتی مناطق معتدله عهد حاضر قرار گرفته‌اند و دارای Sr/Na بیشتر از یک برای نمونه‌های آراگونیتی و مقادیر Sr/Na کمتر از یک برای نمونه‌های کلسیتی و Mn پایین می‌باشند که حاکی از مینرالوژی اولیه مخلوط آراگونیتی و کلسیتی می‌باشند (شکل ۱۱).

نسبت استرانسیوم به کلسیم (Sr/Ca)

بر اساس نسبت استرانسیوم نرمال شده توسط کلسیت[2] در برابر Fe و Mn می‌توان به باز و بسته بودن سیستم دیاژنتیکی، نسبت فعل و انفعالات آب به سنگ و شرایط اکسیدان و احیایی محیط پی برد (Brand & Veizer, 1980). برخی محققان عقیده دارند که نسبت Mg/Ca و Sr/Ca در کربنات‌های بیوژنیکی با دمای قدیمه نیز انطباق دارد (Bailey *et al.*, 2003, Rosales *et al.*, 2004). در سیستم دیاژنزی باز، با افزایش فعل و انفعالات آب و سنگ میزان Sr/Ca کاهش یافته و در نتیجه میزان Sr/Ca فازهای دیاژنزی کمتر از ترکیبات اولیه خواهد بود. در سیستم نیمه بسته فعل و انفعالات آب و سنگ کم است. نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه نخواهد داشت. افزایش میزان منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشان دهنده باز بودن سیستم و تأثیر آب‌های احیا کننده

1 water/rock interaction

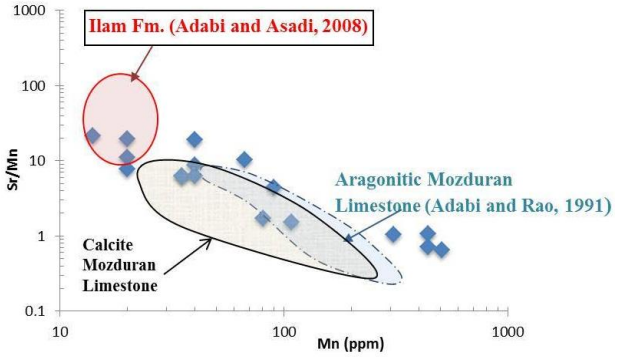
2 1000*Sr/Ca (wt)

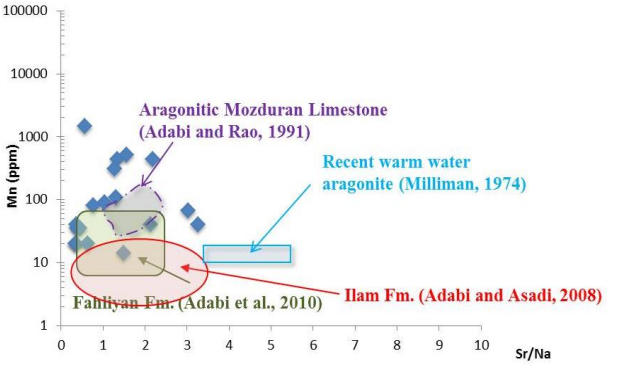
می‌باشد. به طورکلی کاهش منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشانگر بسته بودن سیستم دیاژنتیکی است (Brand *et al.*, 2006). آلتراسیون دیاژنتیکی اغلب باعث افزایش میزان Mn و Fe در کلسیت می‌گردد، زیرا این عناصر در شرایط احیایی قابل حل است و می‌تواند در شبکه کربنات‌ها وارد شود (Wierzbowski & Joachimiski, 2007).

در شکل (۱۲) مقادیر Sr/Ca در مقابل Mn برای کربناته‌های سازند ایلام ترسیم شده است. در کربنات‌های سازند ایلام به دلیل بالا بودن مقادیر Sr/Ca و پایین بودن مقادیر منگنز، چنین به نظر می‌رسد که این نمونه‌ها تحت تأثیر دیاژنز غیردریایی[3] در سیستم دیاژنتیکی بسته تا باز قرار گرفته باشند.

ارزیابی پتروفیزیکی سازند ایلام

در این تحقیق به دلیل این که داده‌های تخلخل ـ تراوایی اندازه گیری شده بر روی مغزه‌های حفاری از سازند ایلام در دو چاه مورد مطالعه در دسترس نبود، از لاگ‌های چاه پیمایی به منظور ارزیابی تغییرات کیفیت مخزنی در این سازند در چاه‌های X و Y میدان پارس جنوبی استفاده گردیده است. برای این منظور ابتدا ازلاگ گاما برای محاسبه حجم شیل و تغییرات لیتولوژی در این سازند استفاده شده است و سپس از لاگ صوتی برای محاسبه تخلخل در اینتروال‌های مورد مطالعه استفاده گردیده است. نتایج حاصل از لاگ‌ها به منظور شناسایی و تفکیک پهنه‌های با محتوای شیلی بالا و نیز پهنه‌های متخلخل مورد استفاده قرار گرفته و با یکدیگر مقایسه شده‌اند. در نهایت با تلفیق نتایج به دست آمده از لاگ‌های چاه پیمایی و نتایج مطالعات میکروسکپی به بررسی تغییرات کیفیت مخزنی در سازند ایلام پرداخته شده است.





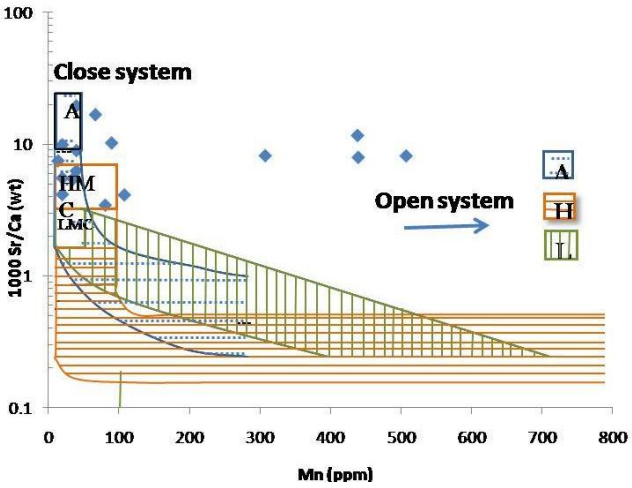
شکل ۱۱: تغییرات Sr/Na در مقابل Mn در کربنات‌های سازند ایلام. نمونه‌های آهکی سازند ایلام؛ در محدوده کربنات‌های گوردون تاسمانیا، محدوده کربنات‌های آراگونیتی سازند ایلام، کربنات‌های سازند فهلیان و محدوده کربنات‌های معتدله تاسمانیا با ترکیب کلسیتی در این محدوده قرار گرفته‌اند. تعدادی از نمونه‌ها دارای نسبت Sr/Na کمتر از یک و تعداد بیشتری دارای نسبت Sr/Na بیش از یک می‌باشند که حاکی از کانی‌شناسی اولیه مخلوط آراگونیت و کلسیت است.

لاگ پرتو گاما[4]

علاوه بر استفاده از لاگ گاما به منظور تعیین سنگ‌شناسی و انجام تطابق، این لاگ‌ها می‌توانند اطلاعات با ارزشی را در خصوص حجم شیل سازندهای آواری و کربناته فراهم آورند. در این مطالعه به منظور محاسبه حجم شیل در سازند ایلام در چاه‌های مورد مطالعه از لاگ‌های گاما استفاده شده است.

3 Non-marine

4 Gamma Ray Log, GR



شکل ۱۲: تغییرات مقادیر Mn در مقابل Sr/Ca در کربنات‌های سازند ایلام؛ با توجه به محدوده‌های ترسیم شده توسط Brand & Veizer (1980) برای روند دیاژنتیک آراگونیت (A)، کلسیت پرمنیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC)، نمونه‌های سازند ایلام تحت تأثیر دیاژنز غیردریایی در یک سیستم دیاژنتیکی بسته تا باز قرار گرفته‌اند.

محاسبه حجم شیل در سازند ایلام

شیل نسبت به ماسه‌سنگ و سنگ آهک بسیار رادیواکتیوتر است و به همین سبب، لاگ گاما می‌تواند برای محاسبه حجم شیل در مخازن متخلخل مورد استفاده قرار گیرد. اولین مرحله برای این منظور، محاسبه اندیس پرتو گاماست که برای محاسبه حجم شیل از لاگ گاما ضروری بوده و با استفاده از فرمول زیر به دست می‌آید (Schlumberger, 1974).

$$I_{GR}= GR_{log}-GR_{min}/GR_{max}-GR_{min}$$

در این فرمول I_{GR}: اندیس پرتو گاما، GR_{log}: مقدار لاگ گامای سازند، GR_{min}: حداقل مقدار لاگ گاما در ماسه‌سنگ‌ها یا کربنات‌ها و GR_{max}: حداکثر مقدار لاگ گاما در شیل‌ها است.

برای محاسبه حجم شیل از روش Dresser (1979) استفاده شده است و پهنه‌های شیلی هر چاه مشخص شده است. نتایج این محاسبات در جدول ۲ و شکل ۱۳ برای چاه X و در جدول ۳ و شکل ۱۴ برای چاه Y آورده شده است. نتایج بیانگر این است که پهنه‌های شیلی در هر دو چاه تقریباً شبیه به هم است و در مرز زیرین هر دو چاه به دلیل شیل بالای سازند لافان، حجم شیل به بیشترین میزان خود رسیده است.

$$V_{sh}=0.33\{2^{(2*IGR)}-1\}$$

لاگ صوتی[5]

لاگ صوتی یکی از انواع لاگ‌های تخلخل است که اینتروال زمانی عبور امواج فشارشی صوتی را از میان یک فوت از سازند اندازه می‌گیرد. ابزار لاگ صوتی متشکل از یک یا چند فرستنده صوتی و دو یا چند گیرنده است. لاگ‌های صوتی جدید به وسیله ابزارهای موازنه چاهی (BHC) گرفته می‌شوند. این ابزارها به میزان زیادی اثرات ناشی از تغییرات اندازه چاه و خطاهای حاصل از شیب دار بودن ابزار صوتی را کاهش می دهند (Kobesh & Blizard, 1959, Schlumberger, 1972). بازه زمان عبور (Δt) بر حسب میکروثانیه بر فوت بیان می‌شود و خود وابسته به سنگ‌شناسی و تخلخل است. بنابراین، سرعت زمینه سازند[6] می‌بایست برای محاسبه تخلخل از لاگ صوتی به دست آید. این میزان برای لیتولوژی‌های مختلف در جدول ۴ ارائه گردیده‌اند. با توجه به سنگ‌شناسی غالب سازند ایلام در چاه‌های مورد مطالعه (سنگ‌آهک و دولومیت) مقدار این پارامتر در محاسبات مربوطه از جدول مذکور استخراج گردیده‌اند. مقدار تخلخل حاصل از لاگ صوتی از فرمول Wyllie (1985) محاسبه گردیده است.

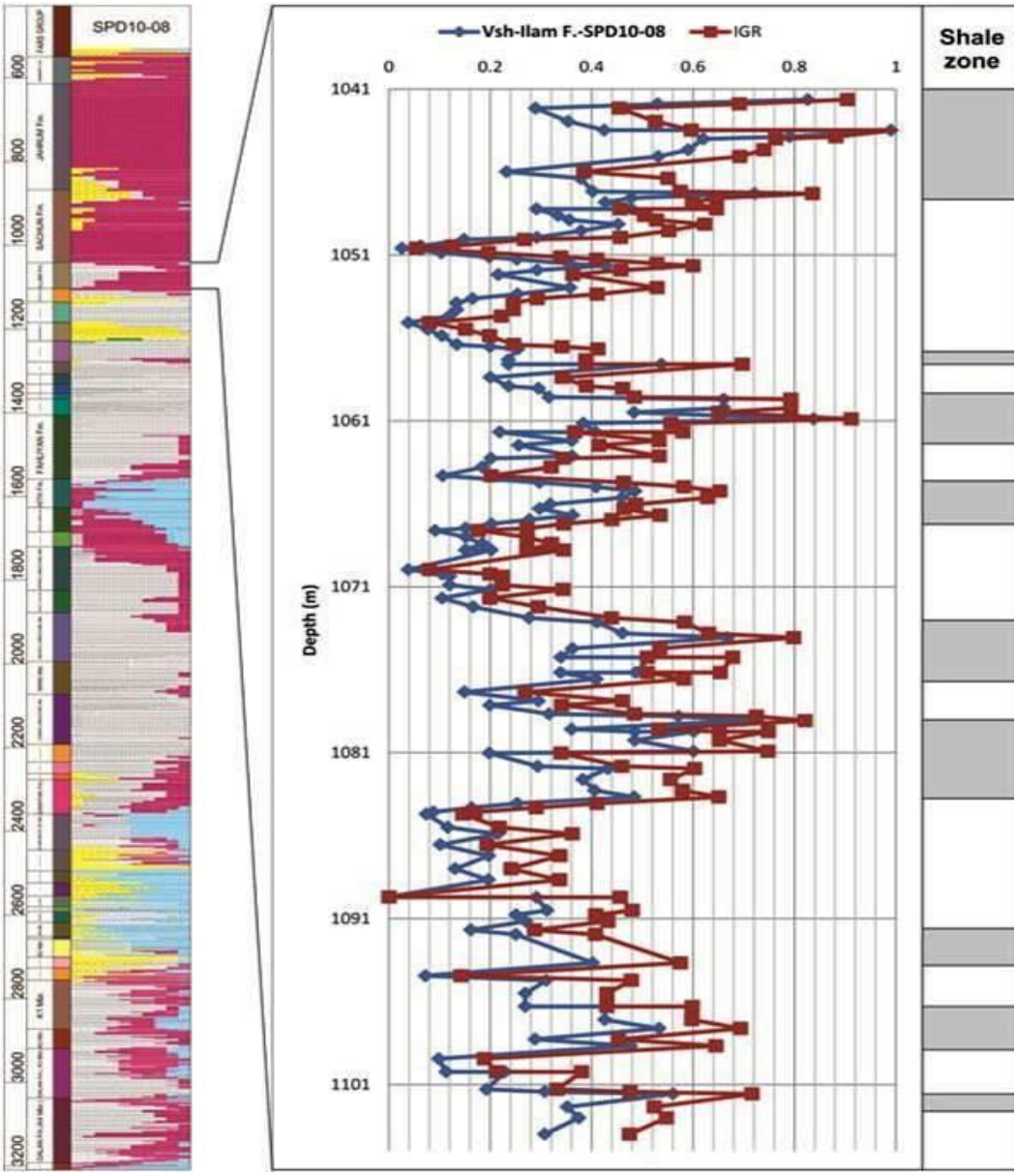
$$Ø_{Sonic}= (\Delta t_{log}-\Delta t_{ma})/(\Delta t_f-\Delta t_{ma})$$

در این فرمول $Ø_{Sonic}$: تخلخل به دست آمده از لاگ صوتی، Δt_{ma}: زمان عبور امواج از زمینه سنگ، Δt_{log}: زمان عبور امواج از درون سازند و Δt_f: زمان عبور امواج از سیال درون چاه است که این مقدار برای گل حفاری آب شیرین ۱۸۹ و گل آب شور ۱۸۵ می‌باشد و در این مطالعه از مقدار گل آب شور استفاده شده است.

5 Sonic Log, DT
6 Formation matrix velocity

جدول ۲: نمونه‌ای از محاسبات حجم شیل سازند ایلام در چاه X (SPD) با استفاده از رابطه Dresser (1979).

Depth	GR	IGR	2IGR	Vsh	Depth	GR	IGR	2IGR	Vsh
1041.6	55.8	0.9	1.8	0.8	1067.6	36.1	0.2	0.4	0.1
1041.9	50.0	0.7	1.4	0.5	1068.0	38.7	0.3	0.5	0.2
1042.2	43.6	0.5	0.9	0.3	1068.4	40.0	0.3	0.6	0.2
1043.0	45.5	0.5	1.1	0.4	1068.8	38.7	0.3	0.5	0.2
1043.5	47.5	0.6	1.2	0.4	1068.8	40.6	0.3	0.7	0.2
1043.5	58.4	1.0	2.0	1.0	1070.0	33.5	0.1	0.2	0.0
1043.9	55.2	0.9	1.8	0.8	1070.2	36.7	0.2	0.4	0.1
1044.0	51.9	0.8	1.5	0.6	1070.4	37.4	0.2	0.4	0.1
1044.7	51.3	0.7	1.5	0.6	1070.9	37.4	0.2	0.4	0.1
1045.1	50.0	0.7	1.4	0.5	1071.2	40.6	0.3	0.7	0.2
1046.0	41.7	0.4	0.8	0.2	1071.7	36.7	0.2	0.4	0.1
1046.4	46.2	0.6	1.1	0.4	1072.2	39.3	0.3	0.6	0.2
1047.2	46.9	0.6	1.1	0.4	1072.9	43.2	0.4	0.9	0.3
1047.3	53.9	0.8	1.7	0.7	1073.1	47.1	0.6	1.2	0.4
1047.6	48.8	0.6	1.3	0.5	1073.8	48.4	0.6	1.3	0.5
1047.8	47.5	0.6	1.2	0.4	1074.1	52.9	0.8	1.6	0.7
1048.2	48.8	0.6	1.3	0.5	1074.7	45.8	0.5	1.1	0.4
1048.2	43.7	0.5	0.9	0.3	1075.2	45.1	0.5	1.0	0.3
1048.6	44.9	0.5	1.0	0.3	1075.2	49.6	0.7	1.4	0.5
1048.9	45.6	0.5	1.1	0.4	1076.2	49.0	0.7	1.3	0.5
1049.1	48.2	0.6	1.2	0.5	1076.2	45.1	0.5	1.0	0.3
1049.5	46.2	0.6	1.1	0.4	1076.6	47.0	0.6	1.2	0.4
1049.9	43.7	0.5	0.9	0.3	1077.3	38.6	0.3	0.5	0.1
1050.1	38.5	0.3	0.5	0.1	1077.9	43.8	0.5	0.9	0.3
1050.5	34.7	0.1	0.3	0.1	1078.1	40.5	0.3	0.7	0.2
1050.6	32.8	0.1	0.1	0.0	1078.7	44.4	0.5	1.0	0.3
1050.9	36.6	0.2	0.4	0.1	1078.8	50.9	0.7	1.4	0.6
1051.1	40.5	0.3	0.7	0.2	1079.1	53.5	0.8	1.6	0.7
1051.3	42.4	0.4	0.8	0.3	1079.6	45.7	0.5	1.1	0.4
1051.5	45.6	0.5	1.1	0.4	1079.7	49.0	0.7	1.3	0.5
1051.7	47.5	0.6	1.2	0.4	1079.7	51.6	0.7	1.5	0.6
1051.9	43.7	0.5	0.9	0.3	1080.2	48.9	0.7	1.3	0.5
1052.2	41.1	0.4	0.7	0.2	1080.9	51.5	0.7	1.5	0.6
1053.0	45.6	0.5	1.1	0.4	1081.0	40.5	0.3	0.7	0.2
1053.4	42.4	0.4	0.8	0.3	1081.8	43.7	0.5	0.9	0.3
1053.6	39.2	0.3	0.6	0.2	1082.0	47.6	0.6	1.2	0.4
1053.9	37.9	0.2	0.5	0.1	1082.6	46.3	0.6	1.1	0.4
1054.3	38.0	0.2	0.5	0.1	1083.3	47.0	0.6	1.2	0.4
1054.7	37.3	0.2	0.4	0.1	1083.7	48.9	0.7	1.3	0.5



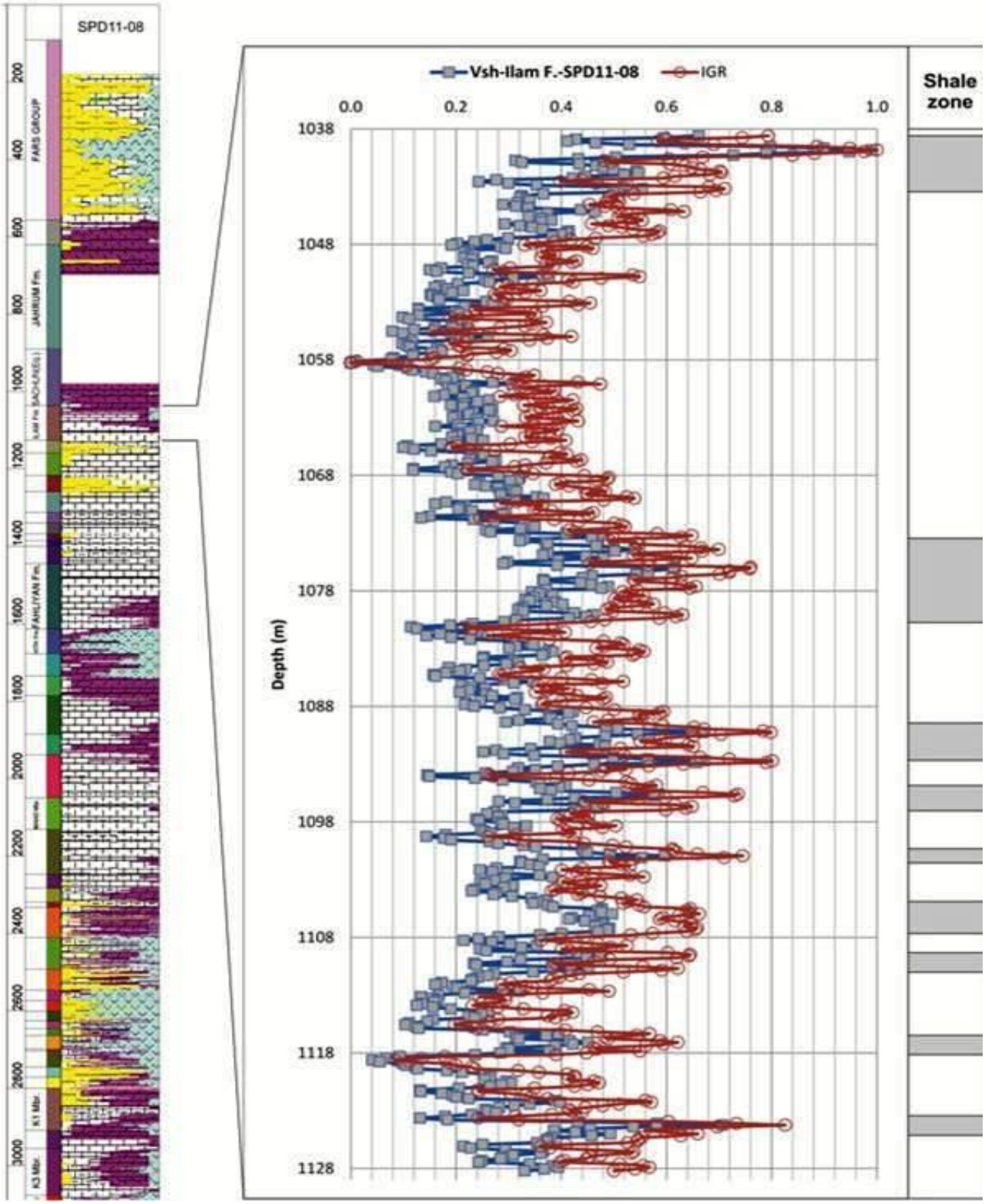
شکل ۱۳: محاسبه حجم شیل در سازند ایلام در چاه X (SPD).

از این فرمول می‌توان برای محاسبه تخلخل در سازندهای سخت نظیر ماسه‌سنگ‌ها و سنگ‌آهک‌های با تخلخل بین دانه‌ای (گرینستون‌ها) یا بین بلوری (دولومیت‌های دانه شکری) استفاده کرد. با وجود این، در کربنات‌های با تخلخل حفره‌ای و شکستگی‌های زیاد، مقدار تخلخل محاسبه شده از فرمول Wyllie (1985) کمتر از میزان مورد انتظار است. علت این امر آن است که لاگ صوتی تنها تخلخل ماتریکس را محاسبه می‌کند و تخلخل‌های حفره‌ای و شکستگی را لحاظ نمی‌کند. برای محاسبه این تخلخل‌ها لازم است مقادیر تخلخل لاگ صوتی را از تخلخل کل کم نمود. تخلخل کل با استفاده از لاگ‌های چگالی یا نوترون محاسبه می‌گردد. در مطالعات پتروگرافی سازند ایلام در چاه‌های مورد مطالعه تخلخل‌های عمده شامل تخلخل‌های میکروسکپی بین دانه‌ای و بین بلوری می‌باشند و تخلخل‌های حفره‌ای و شکستگی، فراوانی چندانی ندارند. از این رو بهترین روش برای محاسبه تخلخل در این سازند

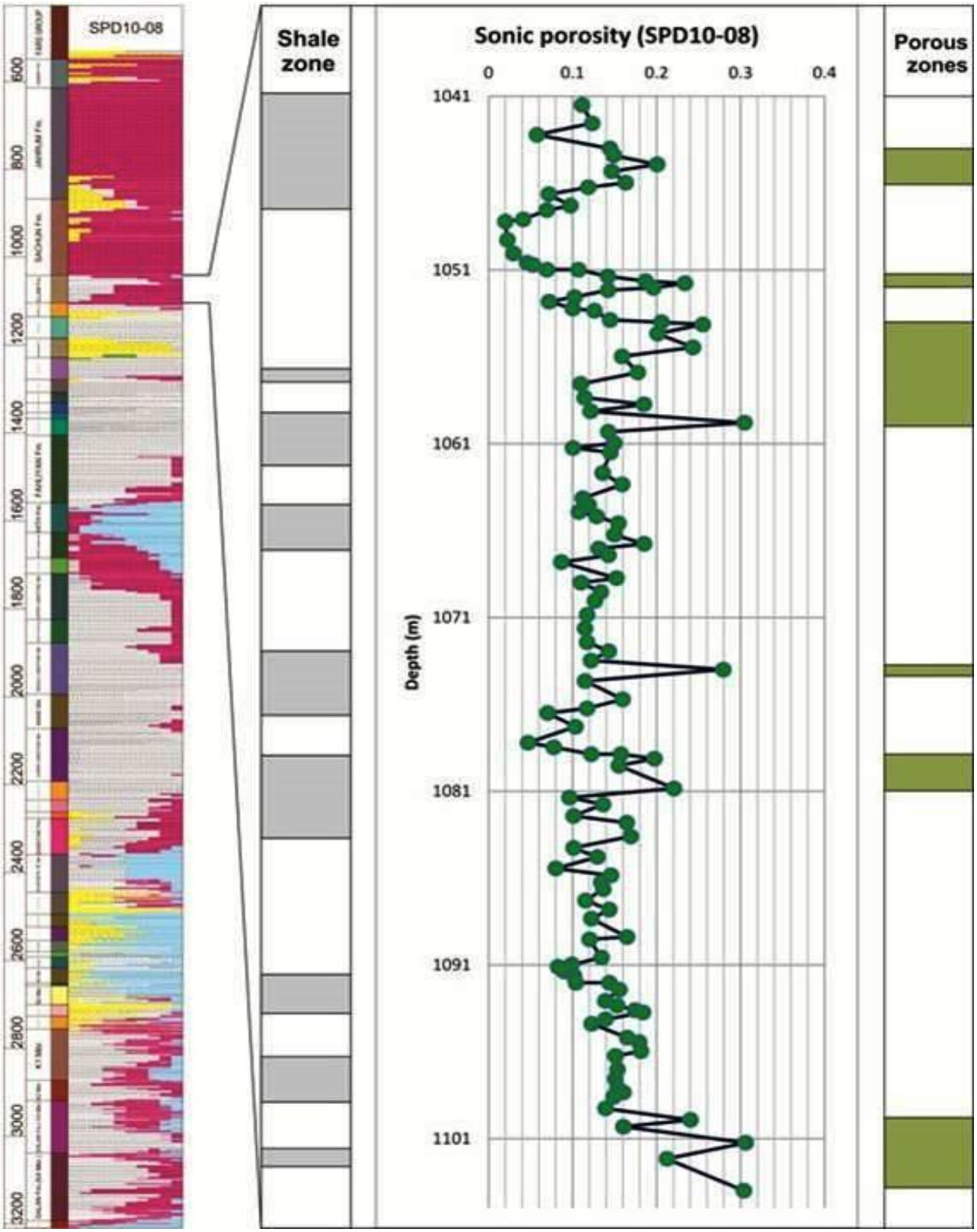
با استفاده از لاگ صوتی به دست می‌آید. برای محاسبه تخلخل صوتی در رسوبات سخت نشده باید عامل فشردگی محاسبه گردد. تخلخل‌های به دست آمده از لاگ صوتی، پهنه‌های متخلخل سازند ایلام و مقایسه آن‌ها با پهنه‌های شیلی در چاه Y و X در میدان پارس جنوبی در شکل‌های ۱۵ و ۱۶ نمایش داده شده است.

جدول ۳: نمونه‌ای از محاسبات حجم شیل سازند ایلام در چاه Y (SPD) با استفاده از رابطه Dresser (1979).

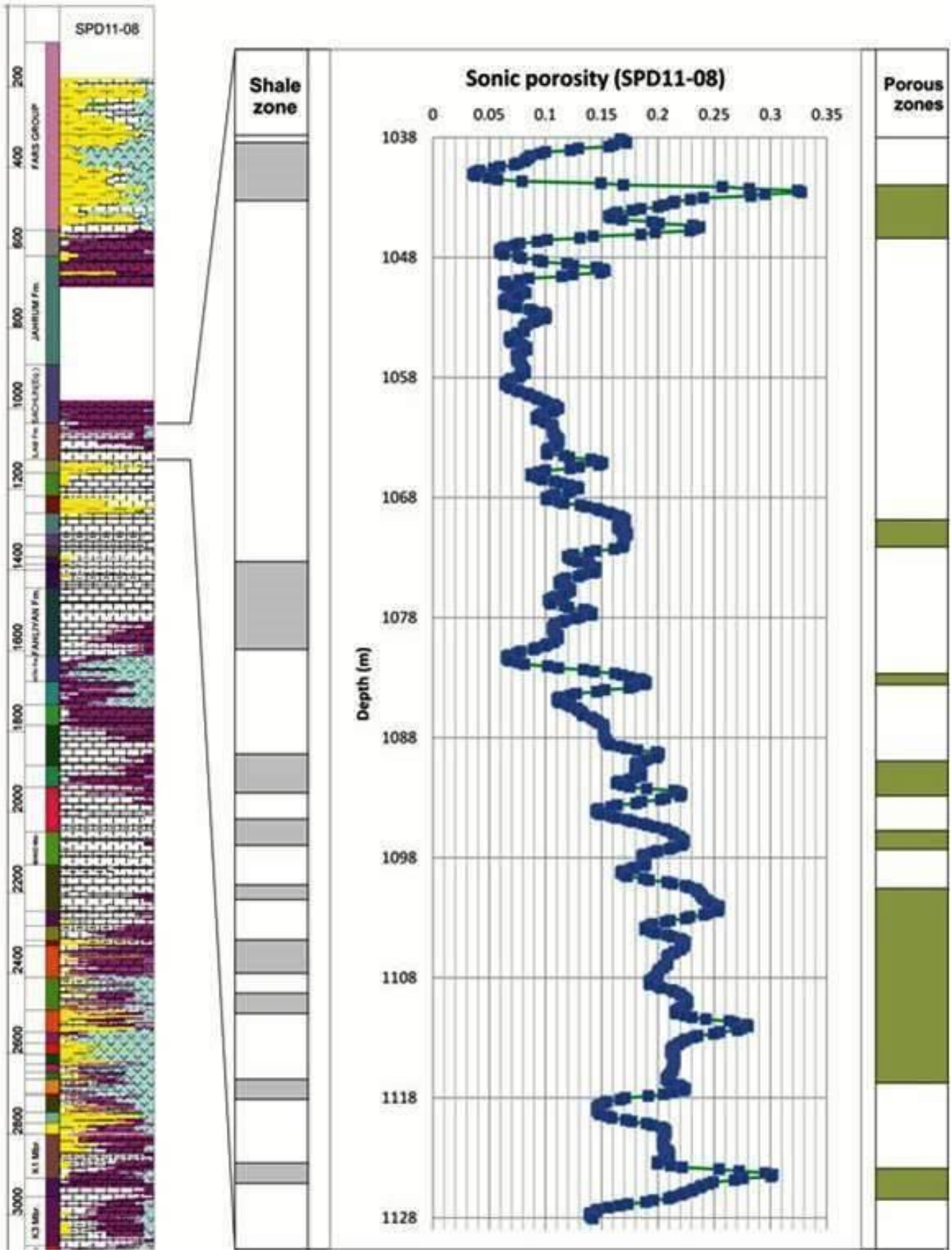
Depth	GR	IGR	2IGR	Vsh	Depth	GR	IGR	2IGR	Vsh
1038.6	59.9	0.8	1.6	0.7	1044.6	51.3	0.5	0.9	0.3
1038.8	58.7	0.7	1.5	0.6	1044.7	52.0	0.5	1.0	0.3
1038.9	55.0	0.6	1.2	0.4	1044.9	52.7	0.5	1.0	0.3
1039.1	54.6	0.6	1.2	0.4	1045.0	55.2	0.6	1.2	0.4
1039.2	55.9	0.6	1.3	0.5	1045.2	55.8	0.6	1.3	0.5
1039.4	57.3	0.7	1.4	0.5	1045.3	53.6	0.5	1.1	0.4
1039.5	62.3	0.9	1.8	0.8	1045.5	52.8	0.5	1.0	0.3
1039.7	63.9	0.9	1.9	0.9	1045.6	52.7	0.5	1.0	0.3
1039.8	65.2	1.0	2.0	1.0	1045.8	53.4	0.5	1.1	0.4
1040.0	64.6	1.0	2.0	0.9	1045.9	53.8	0.6	1.1	0.4
1040.1	62.2	0.9	1.8	0.8	1046.1	53.3	0.5	1.1	0.4
1040.3	61.1	0.8	1.7	0.7	1046.2	51.4	0.5	0.9	0.3
1040.4	56.7	0.7	1.3	0.5	1046.4	52.2	0.5	1.0	0.3
1040.6	55.1	0.6	1.2	0.4	1046.5	52.9	0.5	1.0	0.3
1040.7	52.0	0.5	1.0	0.3	1046.7	53.4	0.5	1.1	0.4
1040.9	52.3	0.5	1.0	0.3	1046.8	54.7	0.6	1.2	0.4
1041.0	55.2	0.6	1.2	0.4	1047.0	54.6	0.6	1.2	0.4
1041.2	55.9	0.6	1.3	0.5	1047.1	54.3	0.6	1.1	0.4
1041.3	56.2	0.6	1.3	0.5	1047.3	53.9	0.6	1.1	0.4
1041.5	56.6	0.7	1.3	0.5	1047.4	51.6	0.5	0.9	0.3
1041.7	57.6	0.7	1.4	0.5	1047.6	50.4	0.4	0.8	0.3
1041.8	57.7	0.7	1.4	0.5	1047.8	49.6	0.4	0.8	0.2
1042.0	57.1	0.7	1.4	0.5	1047.9	48.5	0.3	0.7	0.2
1042.1	55.4	0.6	1.2	0.4	1048.1	48.1	0.3	0.7	0.2
1042.3	54.9	0.6	1.2	0.4	1048.2	51.2	0.4	0.9	0.3
1042.4	50.9	0.4	0.9	0.3	1048.4	51.4	0.5	0.9	0.3
1042.6	49.9	0.4	0.8	0.2	1048.5	49.3	0.4	0.7	0.2
1042.7	51.6	0.5	0.9	0.3	1048.7	49.0	0.4	0.7	0.2
1042.9	53.1	0.5	1.0	0.4	1048.8	49.4	0.4	0.8	0.2
1043.0	57.1	0.7	1.4	0.5	1049.0	49.6	0.4	0.8	0.2
1043.2	57.8	0.7	1.4	0.6	1049.1	49.0	0.4	0.7	0.2
1043.3	57.4	0.7	1.4	0.5	1049.3	49.5	0.4	0.8	0.2
1043.5	56.6	0.7	1.3	0.5	1049.4	50.7	0.4	0.9	0.3
1043.6	53.4	0.5	1.1	0.4	1049.6	50.5	0.4	0.8	0.3
1043.8	52.3	0.5	1.0	0.3	1049.7	49.2	0.4	0.7	0.2
1043.9	52.2	0.5	1.0	0.3	1049.9	49.5	0.4	0.8	0.2
1044.1	52.6	0.5	1.0	0.3	1050.0	47.5	0.3	0.6	0.2
1044.2	52.7	0.5	1.0	0.3	1050.2	46.6	0.3	0.5	0.2
1044.4	52.1	0.5	1.0	0.3	1050.3	47.1	0.3	0.6	0.2



شکل ۱۴: محاسبه حجم شیل در سازند ایلام در چاه Y (SPD).



شکل ۱۵: تخلخل لاگ صوتی، پهنه‌های متخلخل سازند ایلام و مقایسه با پهنه‌های شیلی در چاه X میدان پارس جنوبی.



شکل ۱۶: تخلخل لاگ صوتی، پهنه‌های متخلخل سازند ایلام و مقایسه با پهنه‌های شیلی در چاه Y میدان پارس جنوبی.

جدول ۴: مقادیر بازه زمانی عبور امواج صوتی برای سنگ‌شناسی‌های مختلف؛ مقادیر مورد استفاده در این مطالعه در جدول مشخص شده‌اند. این مقادیر با توجه به سنگ‌شناسی غالب سازند ایلام در دو چاه مورد مطالعه (سنگ آهک و دولومیت) انتخاب شده‌اند (Schlamberger., 2009).

Lithology	V_{ma} (ft/sec)	ΔT_{ma} (µsec/ft)	ΔT_{ma} (µsec/ft)
Sandstone	18.00 to 19.50	55.5 to 51.0	55.5 to 51.0
Limestone	21.00 to 23.00	47.6 to 43.5	47.6
Dolomite	23.00 to 26.00	43.5 to 38.5	43.5
Anhydrite	20.00	50.00	50.00
Salt	15.00	66.70	67.00
Casing (Iron)	17.50	57.00	57.00

نتیجه‌گیری

آنالیزهای عنصری صورت گرفته بر روی ۱۸ نمونه سنگ آهک مادستونی از سازند ایلام (که کمتر دچار دگرسانی شده‌اند) و ترسیم عناصر در مقابل یکدیگر بیانگر کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی در بخش‌های کم عمق تا کانی شناسی اولیه کلسیتی در بخش‌های عمیق این نهشته‌ها و تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی بر آن‌ها در سیستم دیاژنتیکی بسته تا باز می‌باشد.

ترسیم مقادیر Na در برابر Mn و تغییرات Mn در برابر Na برای نمونه‌های کربناته سازند ایلام، همچنین Sr/Na بیشتر از یک برای نمونه‌های آراگونیتی و مقادیر Sr/Na کمتر از یک برای نمونه‌های کلسیتی و Mn پایین می‌باشند که حاکی از کانی‌شناسی اولیه مخلوط آراگونیتی و کلسیتی است. مقادیر Sr/Ca مقابل Mn برای کربناته‌های سازند ایلام به دلیل بالا بودن مقادیر Sr/Ca در بعضی نمونه‌ها و پایین بودن این مقادیر در نمونه‌های دیگر بیانگر این است که این نمونه‌ها تحت تأثیر دیاژنز غیردریایی در سیستم دیاژنتیکی بسته تا باز قرار گرفته‌اند. پهنه‌های شیلی در هر دو چاه تقریباً شبیه به هم است و در مرز زیرین هر دو چاه به دلیل شیل بالای سازند لافان، حجم شیل به بیشترین میزان خود رسیده است. کاهش جزئی مقدار API نمودار پرتو گاما در هر دو چاه از پایین به بالا با روند ثابت نشان دهنده کاهش مقدار شیل (کانی‌های رسی) و کاهش مقدار مواد آلی و در نتیجه کاهش شرایط احیایی است. افزایش ناگهانی در بالا و پایین محدوده سازند ایلام نشانگر تغییر سازند و مرز سازند با سازندهای بالایی و زیرین است.

تغییرات جزئی نمودارهای صوتی در هر دو چاه نشان‌دهنده تغییرات بسیار کم لیتولوژی است و جاهایی که نمودار صوتی افزایش می‌یابد با پهنه‌های متخلخل معادل است که در صورت تلفیق با نتایج پتروگرافی این تخلخل بیشتر حاصل انحلال و همچنین تخلخل بین بلوری دولومیت‌های ثانویه است.

منابع

آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی. *انتشارات آرین زمین*، ۵۰۴ ص.

مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. زمین شناسی ایران، زمین شناسی نفت زاگرس ۱ و ۲. *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۱۰۰۹ ص.

نجم آبادی، س.، ۱۳۷۲. گزارش نهایی زمین‌شناسی چاه شماره یک میدان گازی پارس جنوبی. *گزارشات داخلی شرکت ملی نفت ایران.*

Adabi, M.H., & Asadi Mehmandosti, E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-e- Rashid area, Izeh, S.W. Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 267-277.

Adabi, M.H., & Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation) Sarakhs area, Iran. *Journal of Sedimentary Geology*, 72: 253-267.

Bailey, T.K., Rosenthal, Y., McArthur, J.M., Van de Schootburge, B., & Thirlwall, M.F., 2003. Paleoceanographic changes of the late Pliensbachian-early Toarcian interval. a possible link to the genesis of Oceanic Anoxic Events. *Earth Planatry Science Letter*, 212: 307-32.

Bathurst, R.G.C., 1975. Carbonate Sediments and their Diagenesis. *Developments in Sedimentology. Elsevier*, Amsterdam, 658 p.

Brand, U., & Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II, stable isotopes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 987-997.

Brand, U., Azmy, K., & Veizer, J., 2006. Evaluation of the salinic I tectonic, Cancaniri glacial and Ireviken biotic events, Biochemostratigraphy of the Lower Silurian succession in the Niagara Gorge area. *Canada and U.S.A. journal of Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241: 192-213.

Budd, D.A., 1992. Dissolution of high-Mg calcite fossils and the formation of biomolds during mineralogical stabilization. *Journal of Carbonates and Evaporites*, 7: 74-81.

Cantrell, D.L., 2006. Cortical fabrics of Upper Jurassic ooid, Arab Formation, Saudi Arabia, Implication for original carbonate mineralogy. *Journal of Sedimentary Geology*, 186: 157-170.

Dresser Atlas, Log Interpretation Charts, Dresser Industries, Houston, TX (1979) 107 p.

Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section, *Nature*, v.205, 587 p.

Flugel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks. *Springer-Verlag*, Berlin, 1006 p.

Ghazban, F., 2007. Petroleum Geology of the Persian Gulf. *Tehran University and National Iranian Oil Company*, Tehran, 244-269.

Hood, S.D., Nelson, C.S., & Kamp, P.J.J., 2004. Discriminating cool-water from warm-water carbonates and their diagenetic environments using element geochemistry, the Oligocene Tikorangi Formation (Taranaki Basin) and the dolomite effect, New Zealand. *Journal of Geology and Geophysics*, 47: 857-869.

Khatibi Mehr, M., & Adabi, M.H., 2013. Microfacies and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of a foraminifera-dominated carbonate ramp system in the late Paleocene to middle Eocene, Alborz basin, Iran. *Journal of Carbonates and Evaporites*, 146-163.

Land, L.S., & Hoops, G.K., 1973. Sodium in carbonate sediments and rocks, Apossible index to salinity of diagenetic solution. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43: 614-617.

Milliman, J.D., 1974. Marine Carbonates Recent Sedimentary Carbonates. Part 1, *Springer-Verlag*, Berlin, 375 p.

Morse, J.W., & Mackenzie, F.T., 1990. Geochemistry of Sedimentary Carbonates, Development in Sedimentology, Amsterdam, *Elsevier*, 48:707 p.

Morrison J.O., & Brand U., 1986. Geochemistry of Recent marine invertebrates. *gournal of Geoscience Canada*, 13: 237-254.

Motiei, H., 1993. Geology of Iran, the stratigraphy of Zagros. *Geological Survey of Iran*, Tehran. (in Persian), 572 p.

Pingitore, N.E., 1978. The behavior of Zn and Mn during carbonate diagenesis theory and application. *Journal of Petroleum Geology*, 48: 799- 814.

Robinson, P., 1980. Determination of calcium, magnesium, manganese, strontium and iron in the carbonate fraction of limestones and dolomites. *Journal of Chemical Geology*, 28: 135–146.

Rao, C.P., 1996. Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Polar. *Introduction to Sedimentology and Geochemistry, Hobart*, Tasmania.206 p.

Rao, C.P., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temprate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia. *Journal of Carbonates and Evaporites*, 10: 114-123.

Rao, C.P., & Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia. *Journal of Marine Geology*, 103: 249-272.

Rao, C.P., & Amini Z.Z., 1995. Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, western Tasmania, Australia. *Journal of Carbonates and Evaporites*, 10: 114-123.

Rosales, I., Robles, S., & Quesada, S., 2004. Elemental and oxygen isotope composition of Early Jurassic Belemnites, salinity vs.temperature signals. *Journal of Sedimentary Research*, 74: 342-354.

Schlumberger, 1972. Schlumberger Log Interpretation, Principles/Applications. *July, Houston, Texas*, 237 p.

Veizer, J., 1983. Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates. *In*: Reeder, R.J., (ed.), carbonates: *journal of Mineralogy and Chemistry*, *Reviews in Mineralogy*, Blacksburg, 11: 265-299.

Shanmugam, G., & Benedict III, G.L., 1983. Manganese distribution in the carbonate fraction of shallow to deep marine lithofacies, Middle Ordovician, eastern Tennessee. *Journal of Sedimentary Geology*, 35: 159-175.

Wierzbowski, H., & Joachimiski, M., 2007. Reconstraction of late Bajocian-Bathonian marine palaeoenvironments using carbon and oxygen isotope ratios of calcareous fossils from the Polish Jura Chain (Central Poland). *Journal of Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254: 523-540.

Winefield, P.R., Nelson, C.S., & Hodder, A.P.W., 1996. Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry, a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones. *Journal of Carbonates and Evaporites*, 11: 19–31.

نشریه علمی ـ پژوهشی رخساره‌های رسوبی
بهار و تابستان ۱۳۹۶، ۱۰ (۱): ۱۲۱-۱۴۲

Sedimentary Facies
Spring & Summer 2017, 10 (1): 121-142
DOI: 10.22067/sed.facies.v10i1.54020

پالینوفاسیس و میکروفاسیس سازند کلات در برش دره چهل کمان (شمال شرق خراسان رضوی)

محسن علامه[1*]، محمد جوانبخت[2]، فائزه ژیانی نوغانی[3]

۱- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد، مشهد، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد ، مشهد، ایران

۳- کارشناسی ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: allameh.1345@yahoo.com

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۲ **تاریخ پذیرش: ۹۶/۲/۱۷**

چکیده

سازند کلات به سن کرتاسه پسین یکی از نهشته‌های کربناته حوضه رسوبی کپه داغ است. به منظور بررسی این سازند برشی در دره چهل کمان انتخاب گردید. سازند کلات در این برش ۳۱۰ متر ضخامت دارد و از تناوب شیل و سنگ آهک تشکیل شده است. به منظور مطالعه پالینوفاسیس و میکروفاسیس، از سنگ‌آهک‌ها ۳۶ نمونه و از نهشته‌های شیلی ۲۲ نمونه برداشت شده است. بررسی و مطالعه پتروگرافی نمونه‌های سنگ آهکی این سازند به شناسایی سه گروه رخساره‌ای رسوبی A، B و C وابسته به محیط‌های شول‌های پراکنده، لاگون نیمه محصور و پهنه جزر و مدی منجر شده که شامل ۱۲ رخساره سنگی است. این رخساره‌ها در دو گروه کربناته و هیبرید قرار گرفته‌اند. بررسی رخساره‌های شیلی به تفکیک دو رخساره A و B منجر گردید. رخساره شیلی نوع A معادل پالینوفاسیس نوع I و رخساره شیلی نوع B معادل پالینوفاسیس نوع II می‌باشد. بررسی و تعیین درصد سه گروه اصلی عناصر پالینولوژیکی و همچنین بررسی عوامل حفاظت از مواد ارگانیکی نشان می‌دهد که شرایط اکسیژن متغیر و عمق کم بر محیط رسوب‌گذاری سازند کلات حاکم بوده است به طوری که رخساره شیلی نوع A در محیط لاگونی نیمه محصور به سمت ساحل و رخساره شیلی نوع B در محیط عمیق‌تر لاگون نیمه محصور به سمت شول و در ارتباط با دریای باز گذارده شده است. بررسی‌های صورت گرفته حاکی از نهشته شدن رخساره‌های سازند کلات در یک رمپ کربناته از نوع هموکلین است.

واژه‌های کلیدی: سازند کلات؛ میکروفاسیس؛ پالینوفاسیس؛ محیط رسوبی؛ رمپ هموکلین.

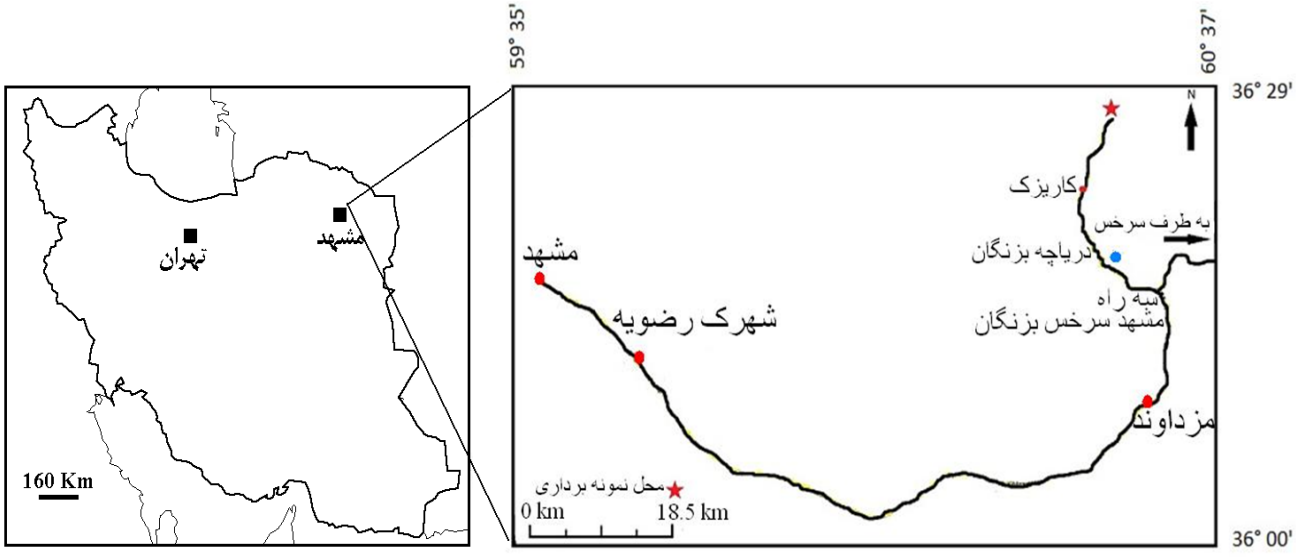
مقدمه

حوضه رسوبی کپه داغ در شمال شرق ایران، بخش وسیعی از ترکمنستان و شمال افغانستان را دربرمی‌گیرد. سازند کلات آخرین واحد سنگ چینه‌ای به سن کرتاسه (ماستریشتین پسین) در این حوضه رسوبی است که بیشترین گسترش را در نواحی مرکزی تا غربی کپه داغ دارد (افشار حرب، ۱۳۷۳). تا کنون مطالعات مختلفی بر روی این سازند صورت گرفته است، به طور مثال علامه و همکاران (۱۳۸۶) بر مبنای پالینومورف‌ها، وحیدی نیا و همکاران (۱۳۸۶) و سعیدی رضوی و همکاران (۱۳۸۹) بر اساس روزن‌داران شناور و کف‌زی شناسایی شده سن سازند کلات را در نواحی شرقی کپه داغ ماستریشتین تا ماستریشین پسین تعیین کرده‌اند. بررسی بریوزوئرهای سازند کلات توسط

محمودی و همکاران (۱۳۹۱) در برش تنگ چهچهه سن ماستریشتین پسین را برای برش فوق پیشنهاد داده است. Moheghi *et al.* (2013) با مطالعه نانوفسیل‌های آهکی مرز بین سازند آبدراز و سازند کلات، سن کامپانین پسین ـ ماستریشتین پسین را برای این مقطع پیشنهاد کرده اند. علامه و همکاران (۱۳۹۳) با مطالعه استراکودهای سازند کلات در برش چهچهه، سن ماستریشتین را برای لایه‌های شیلی اول و دوم این سازند در نظر گرفتند. از دیدگاه محبوبی و همکاران (۱۳۷۴) و ندافان و همکاران (۱۳۸۴) رسوبات کربناته سازند کلات در محیط‌های مردابی (کولابی)، سد و دریای باز بر جای گذاشته شده است. در این تحقیق بخش‌های شیلی سازند کلات از دیدگاه پالینولوژی (پالینوفاسیس) و بخش‌های آهکی آن از جنبه میکروفاسیس در برش دره چهل کمان مورد بررسی قرار گرفته و محیط دیرینه آن بر مبنای این مطالعات تفسیر می‌گردد.

مختصات جغرافیایی و چینه سنگی

سازند کلات در برش دره چهل کمان در فاصله ۱۶۳ کیلومتری شهر مشهد با مختصات جغرافیای ″۸ ′۲۸ °۳۶ عرض شمالی و ″۴/□۴۲ ۲۳ °۶۰ طول شرقی، دارای ۳۱۰ متر ضخامت می باشد (شکل۱). سازند کلات از دیدگاه چینه سنگی از ۵ بخش تشکیل شده است که شامل سنگ‌آهک زیرین (به صورت هم‌شیب بر روی سازند نیزار قرار دارد) به ضخامت ۱۶۲ متر، شیل زیرین به ضخامت ۷۴ متر، سنگ‌آهک میانی به ضخامت ۱۴ متر، شیل فوقانی به ضخامت ۳۲ متر و تناوبی از شیل و سنگ‌آهک به ضخامت ۲۸ متر است که به صورت هم‌شیب در زیر سازند پسته لیق قرار دارد (شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به سازند کلات در برش دره چهل کمان.

روش مطالعه

به منظور مطالعات پالینولوژیکی این سازند در برش دره چهل کمان، ۲۲ نمونه از بخش‌های شیلی برداشت شد. نمونه ها به روش Traverse (2007) آماده سازی شدند. از هر نمونه حدود ۱۵۰ گرم انتخاب و به منظور انحلال ترکیبات کربناته به مدت ۲۴ ساعت در اسید کلریدریک ۱۰٪ قرار گرفتند. پس از خنثی سازی، نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت در اسید فلوریدریک ۳۰٪ قرار داده شد تا ذرات سیلیسی آن‌ها نیز حل شوند. پس از خنثی کردن HF و جوشاندن نمونه‌ها در اسید کلریدریک ۱۰٪ و عبور از

الک‌های ۲۰۰ میکرون و ۲۰ میکرون، نمونه‌ها با استفاده از محلول کلرید روی ($ZnCl_2$) با وزن مخصوص ۱/۹ تا ۲ سانتریفوژ شده و پالینومورف‌ها از عناصر سنگین و سایر مواد جدا گردید. از هر نمونه ۲ اسلاید پالینولوژیکی تهیه شد و در نهایت پالینومورف‌ها و خرده‌های پالینولوژیکی در هر اسلاید شناسایی، شمارش و درصدگیری شدند. برای مطالعات پالینولوژیکی و پالینوفاسیس تعداد ۴۰۰ ذره به طور تصادفی در هر اسلاید شمارش شده است. سپس برای رسم نمودار سه گانه Tyson (1993) سه گروه اصلی عناصر پالینولوژیکی درصدگیری شدند و بر روی این نمودار قرار گرفتند. برای تعیین شرایط محیط رسوبی عوامل معمول، مانند حفاظت از مواد ارگانیکی[1]، نسبت AOM شفاف به AOM تیره، نسبت AOM شفاف و تیره به پالینومورف‌های دریایی و نسبت پالینوماسرال‌های تیره هم بعد به تیره تیغه‌ای شکل محاسبه گردیده است. مطالعه و عکس‌برداری اسلایدهای پالینولوژیکی توسط میکروسکپ دوچشمی Nikon با عدسی‌های ۱۰، ۲۵، ۴۰ و ۱۰۰ در محل آزمایشگاه دانشکده علوم دانشگاه آزاد اسلامی مشهد صورت گرفته است.

به منظور بررسی میکروفاسیس سازند کلات از بخش‌های غیر شیلی سازند ۵۰ نمونه جمع آوری گردید. با در نظر گرفتن ویژگی‌های فیزیکی نمونه‌ها نام‌گذاری آن‌ها در صحرا به روش Grabu (1904) انجام گرفت. از نمونه‌های برداشت شده تعداد ۳۶ نمونه برای تهیه مقطع نازک انتخاب شد که این مقاطع توسط میکروسکپ پلاریزان مورد مطالعه دقیق قرار گرفت. برای هریک از نمونه‌ها درصد خرده‌های اسکلتی و غیر اسکلتی، سیمان، ماتریکس و ذرات آواری محاسبه شد و بر اساس طبقه بندی Dunham (1962) و Folk (1959) نام‌گذاری گردید. برای بررسی و تفسیر شرایط رسوب‌گذاری با استفاده از تعیین رخساره‌ها و رسم ستون تغییرات رخساره‌ای مدل رسوبی این سازند تفسیر گردید.

پالینولوژی

از آن جا که بخشی از تحلیل محیط بر مبنای مطالعات پالینولوژیکی بوده در ابتدا اطلاعات به دست آمده از اسلایدهای پالینولوژیکی تهیه شده از شیل‌های سازند کلات ارائه می‌گردد. بر اساس این مطالعات در برش مذکور ۵۲ گونه متعلق به ۳۶ جنس از داینوفلاژله‌ها شناسایی شد (شکل ۲ و پلیت‌های ۱، ۲ و ۳) که عبارتند از: *Achomosphaera ramulifera*, *Achomosphaera sagena*, *Achomosphaera* sp., *Alterbidinium varium*, *Amphorosphaeridium fenestratum*, *Andalusiella dubia*, *Andalusiella gabonensis*, *Andalusiella polymorpha*, *Andalusiella rhomboids*, *Andalusiella* sp., *Caligodinium aceras*, *Callaiosphaeridium asymmetricum*, *Cannosphaeropsis utinensis*, *Cerodinium diebelii*, *Cerodinium obliquipes*, *Cerodinium* sp., *Cerodinium speciosum*, *Chytroeisphaeridia baetica*, *Cribroperidinium orthoceras*, *Circulodinium distinctum*, *Cleistosphaeridium multifurcatum*, *Conosphaeridium striatoconum*, *Cribroperidinium* sp., *Cyclonephelium compactum*, *Cyclonephelium membraniphorum*, *Cyclonephelium* sp., *Cymososphaeridium* sp., *Deflandrea damasii*, *Deflandrea galeata*, *Deflandrea* sp., *Disphaerogena lemniscata*, *Disphaerogena* sp., *Ellipsodinium* sp., *Exochosphaeridium bifidum*, *Exochosphaeridium* sp., *Florentinia buspina*, *Florentinia deanei*, *Florentinia mantellii*, *Florentinia* sp., *Glaphyrocysta marlboroughensis*, *Glaphyrocysta* sp., *Godavariella venkatachalae*, *Hystrichodinium pulchrum*, *Hystrichosphaeropsis ovum*, *Hystrichosphaeridium* sp., *Hystrichosphaeridium tubiferum*, *Kalyptea aceras*, *Kleithriasphaeridium truncatum*, *Odontochitina operculata*, *Oligosphaeridium abaculum*, *Oligosphaeridium albertense*, *Oligosphaeridium asterigerum*,

1 Lability

Oligosphaeridium buciniferum, Oligosphaeridium pulcherrimum, Oligosphaeridium sp., *Oligosphaeridium totum, Palaeocystodinium bulliforme, Palaeocystodinium golzowense, Palaeocystodinium lidiae, Palaeocystodinium* sp., *Palambages morulosa, Pervosphaeridium* sp., *Phelodinium kozlowskii, Pterodinium* sp., *Spiniferites perforatus, Spiniferites ramosus, Spiniferites* sp., *Thalassiphora delicata, Thalassiphora patula, Thalassiphora pelagica.*

علاوه بر داینوفلاژله‌ها، اسپور و پولن‌های دو باله، اسپور قارچ و آستر داخلی روزن‌داران نیز مشاهده شده است.

رخساره‌ها

با توجه به این که سازند کلات در برش مذکور از دو رخساره شیلی و کربناته تشکیل شده است. مطالعات رخساره‌ای این سازند نیز به دو بخش پالینوفاسیس (رخساره‌های شیلی) و میکروفاسیس (رخساره‌های کربناته) تفکیک شده است.

پالینوفاسیس‌ها (رخساره‌های شیلی)

بر اساس مطالعات Tayson (1993) و با توجه به ویژگی‌های پالینولوژیکی (خرده‌های آلی یعنی پالینومورف‌ها، فیتوکلست‌ها یا پالینوماسرال‌ها و موادآلی بی‌شکل (AOM)) دو رخساره در این سازند شناسایی گردید.

پالینوفاسیس A

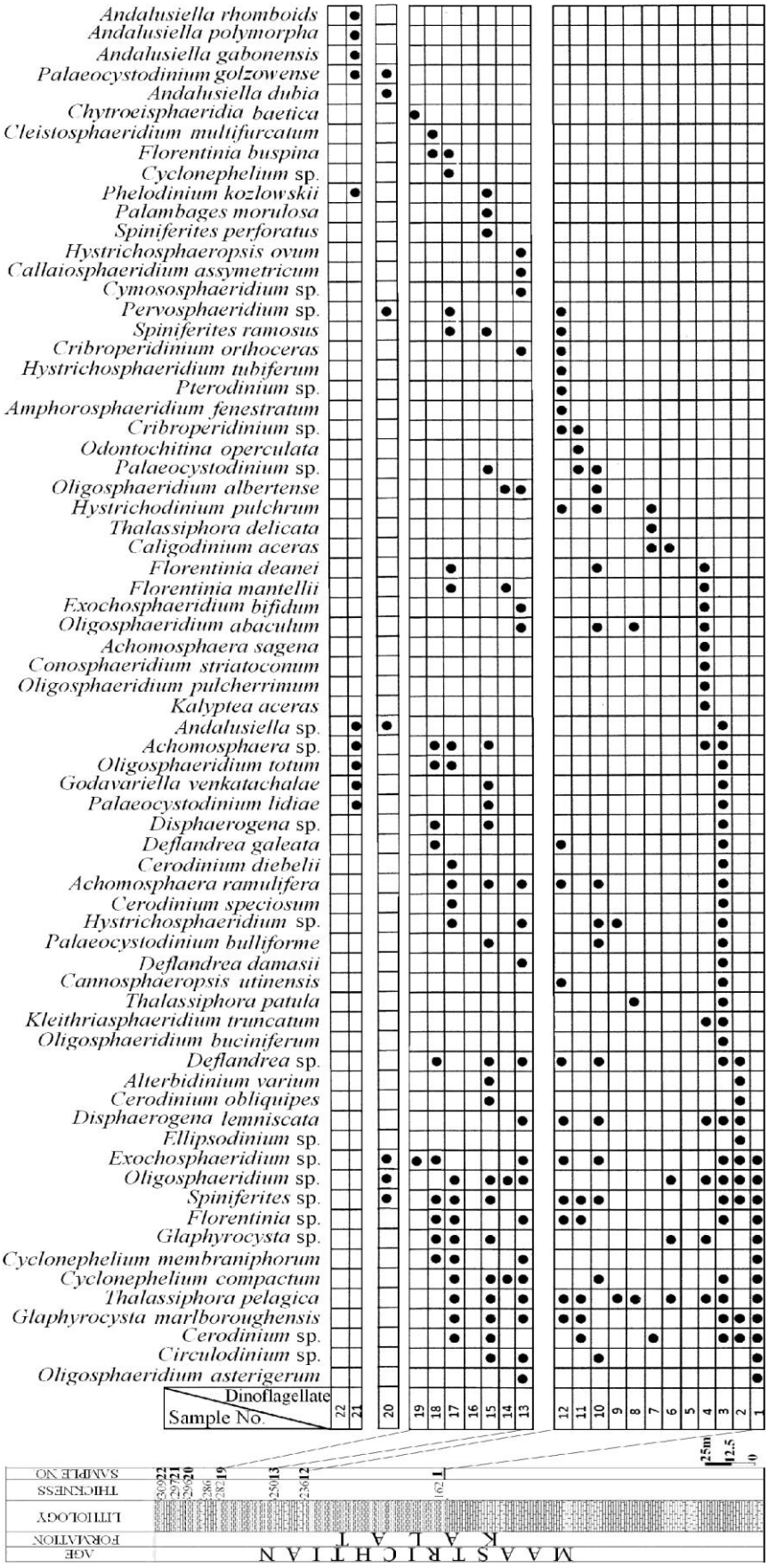
ذرات غالب در این نوع رخساره، پالینوماسرال‌های تیره هستند که بیش از ۹۰ درصدکل ذرات را شامل می‌شوند و مقدار AOM بین صفر تا ۵ درصد می‌باشد. پالینومورف‌ها نیز حداکثر ۵ درصد فراوانی دارند. این رخساره منطبق بر پالینوفاسیس نوع I تقسیم‌بندی Tayson (1993) است (شکل‌های۳، ۴، ۵ و جدول ۱).

پالینوفاسیس B

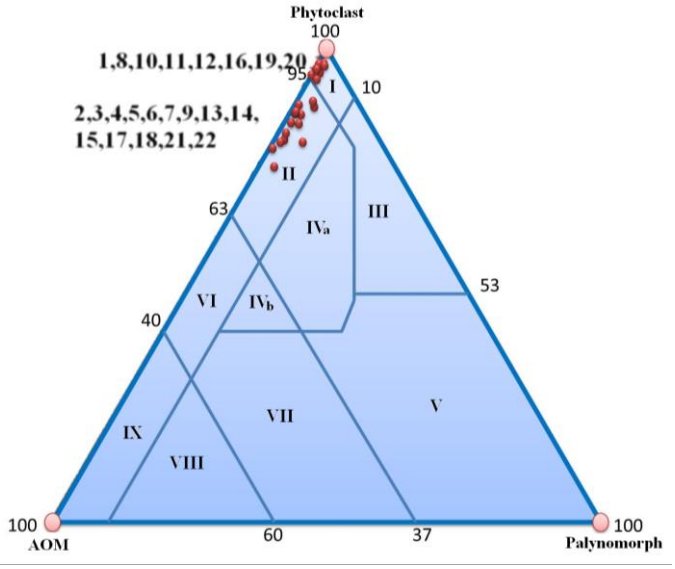
ذرات غالب در این نوع پالینوفاسیس، پالینوماسرال‌های تیره هستند که بین ۶۵ تا ۹۰ درصد کل ذرات را شامل می‌شوند. مقدار AOM حداکثر ۲۰ تا ۳۰ درصد و پالینومورف‌ها ۱۰ درصد را در این پالینوفاسیس تشکیل می‌دهند (جدول ۱). این رخساره منطبق بر پالینوفاسیس نوع II تقسیم‌بندی Tayson (1993) است (شکل‌های۳، ۴، ۵ و جدول ۱). همچنین در تعداد کمی از نمونه‌ها آستر داخلی روزن‌داران مشاهده می‌شود. وجود آستر داخلی روزن‌داران هر چند بسیار اندک در برخی از اسلایدها نشان می‌دهد که محیط کاملاً فاقد اکسیژن نبوده است (Van Der Zwan, 1990).

جدول ۱. فراوانی ذرات آلی در نمونه های شیلی سازند کلات در برش دره چهل کمان.

Sample No.	AOM%	Maceral%	Palynomo.%
1	1.5	96.5	2
2	20	77.75	2.25
3	30	67.25	2.75
4	9	90.25	0.75
5	16	84	0
6	13.75	86.25	0
7	17.25	82.75	0
8	4.25	95.75	0
9	14.25	85.25	0.5
10	2.75	96.25	1
11	2.75	96	1.25
12	1.25	97.75	1
13	10.5	88.25	1.25
14	11.25	87.5	1.25
15	26.5	73.5	0
16	8	98	0
17	8.5	88	3.5
18	8.5	89	2.5
19	7.75	92.25	0
20	4	95.75	0.25
21	18.5	80.5	1
22	24.25	75.75	0

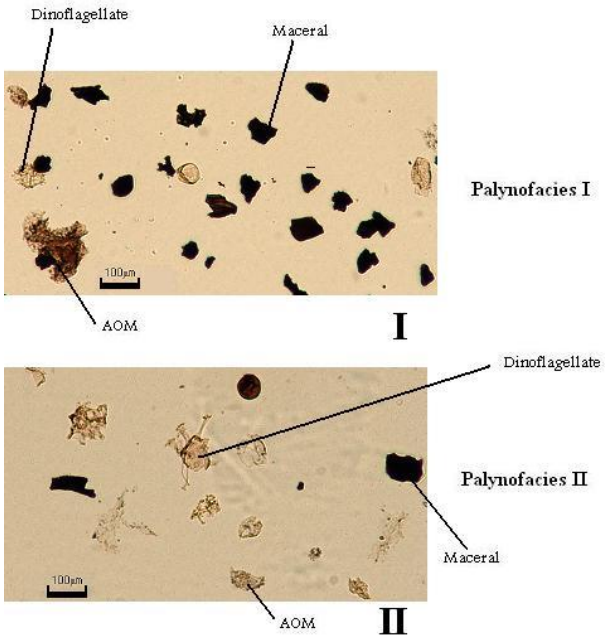


شکل ۲: گسترش چینه‌شناسی داینوفلاژله‌های شناسایی شده سازند کلات در برش چینه‌شناسی دره چهل کمان.



I: Highly proximal shelf or basin; II: Marginal dysoxic - anoxic basin; III: Heterolithic oxic shelf (proximal shelf); IV: shelf to basin transition;
V: Mud - dominated oxic shelf (distal shelf); VI: Proximal saboxic - anoxic shelf; VII: Distal dysoxic - anoxic shelf; VIII: Distal anoxic shelf; IX: Distal suboxic - anoxic basin.

شکل ۳. قرارگیری نمونه های سازند کلات بر روی نمودار Tyson (1993) بر مبنای عناصر پالینولوژیکی، در برش دره چهل کمان.



شکل۴: پالینوفاسیس‌های شناسایی شده ساز ند کلات در برش دره چهل کمان

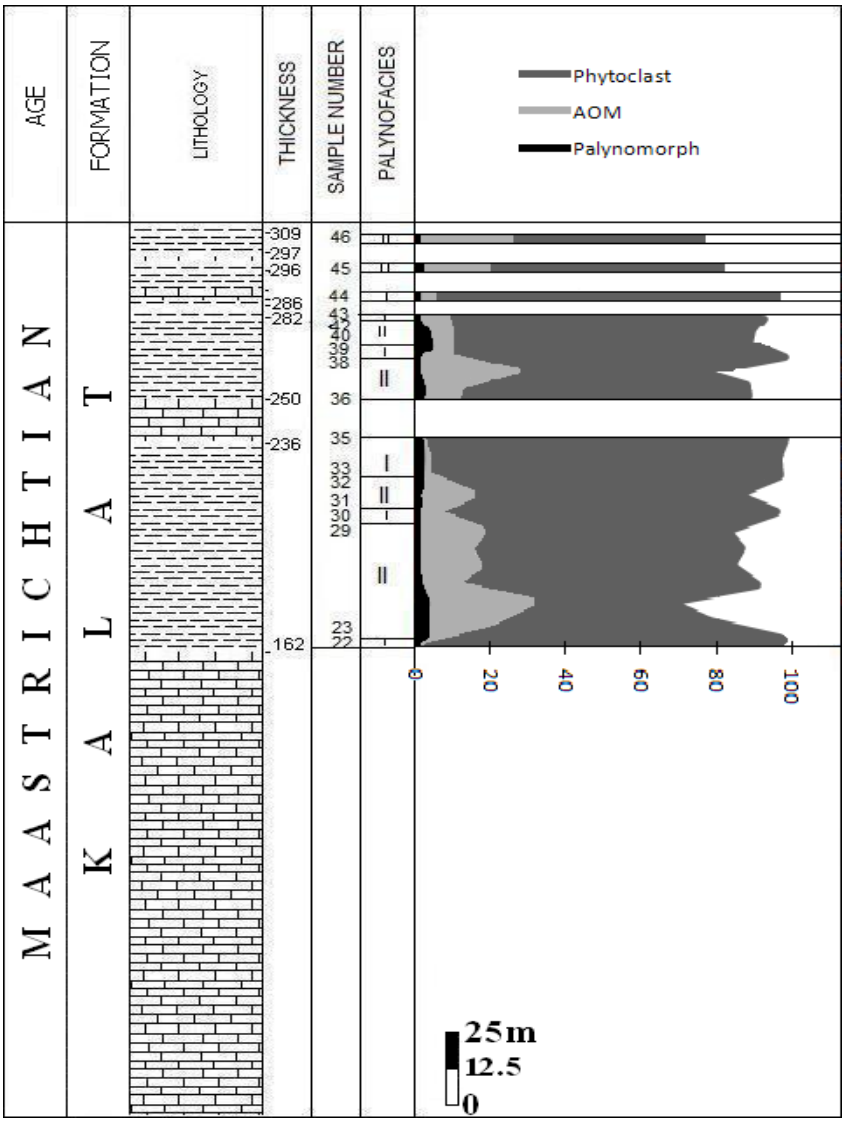
تفسیر پالینوفاسیس‌ها

پارامترهای پالینولوژیکی رخساره‌های شیلی این سازند نشان می‌دهد که عامل حفاظت از مواد ارگانیکی در این برش کمتر از ۱ می‌باشد. از آن جا که کاهش این عامل نشان از افزایش میزان اکسیژن محیط رسوبی می‌باشد (Waveren & visscher, 1994; Bombardier & Gorin, 2000; Schioler, 2002) احتمالاً شرایط نیمه اکسیژن‌دار در زمان نهشته شدن این رخساره‌ها حاکم بوده است. البته با توجه به اعداد به دست آمده میزان اکسیژن در پالینوفاسیس نوع A بیشتر از نوع B است (جدول ۲ و شکل ۶). از طرفی نسبت AOM شفاف به AOM تیره نشان می‌دهد که علی رغم وجود اکسیژن میزان این عنصر زیاد نبوده (عدد به دست آمده بیشتر از ۱ است) و بیانگر شرایط کم اکسیژن در بخش‌های شیلی در زمان رسوب‌گذاری سازند است (Tyson, 1993; Waveren & Visscher 1994; Bombardier & Gorin 2000) که البته باز هم میزان اکسیژن در پالینوفاسیس نوع A بیشتر از نوع B است (جدول ۲ و شکل ۶). برای تعیین دقیق‌تر میزان اکسیژن و شاخص رسوب‌گذاری از یک عامل مکمل (نسبت AOM شفاف و تیره به پالینومورف‌های دریایی) استفاده گردید. بهترین درجه حفظ شدگی پالینومورف‌های دریایی خصوصاً داینوفلاژله‌ها، در شرایط فاقد اکسیژن و آهنگ رسوب‌گذاری بالاست (Zonneveld *et al.*, 1997). چنانچه سرعت رسوب‌گذاری پایین و میزان اکسیژن محیط کم باشد پالینومورف‌ها به AOM شفاف و در عکس این حالت پالینومورف‌ها به AOM تیره تبدیل می‌شوند (Tyson, 1993; Bombardier & Gorin, 2000). با توجه به اندازه‌گیری نسبت درصد AOM شفاف به پالینومورف دریایی در طول ستون چینه‌شناسی، این میزان بالا بوده که بیانگر شرایط کم اکسیژن است و از طرفی نسبت درصد AOM تیره به پالینومورف دریایی پایین می‌باشد که نشان

دهنده شرایط اکسیژن کم و سرعت رسوب‌گذاری بالا (Tyson, 1993; Zonneveld *et al.*, 1997; Bombardier & Gorin, 2000) برای پالینوفاسیس‌های سازند کلات است. البته اعداد به دست آمده حاکی از اکسیژن بیشتر و سرعت رسوب‌گذاری بالاتر پالینوفاسیس‌های نوع A نسبت به نوع B است (جدول ۲ و شکل ۶). نسبت پالینوماسرال‌های تیره هم بعد به تیره تیغه‌ای شکل به همراه عامل حفاظت از مواد ارگانیکی میزان انرژی حاکم بر محیط را بیان می‌کند. پالینوماسرال‌های تیره تیغه‌ای شکل به علت شناوری بالا می‌توانند مسافت زیادی را طی کنند و اساساً در محیط‌های دور از ساحل فراوانند (Boulter & Riddick, 1986). با توجه به نتایج به دست آمده از مطالعه اسلایدهای پالینولوژیکی برش مذکور، پالینوماسرال‌های تیره هم بعد بیشتر تیغه‌ای اند که نشان دهنده نزدیک به ساحل بودن بخش‌های شیلی سازند کلات است و اعداد به دست آمده حاکی از کم عمق بودن پالینوفاسیس‌های نوع A نسبت به نوع B است (جدول ۲ و شکل ۷). حضور گونه‌هایی نظیر *Cannosphaeropsis utinensis*، *Kleithriasphaeridium truncatum*، *Spiniferites ramosus* و *Oligosphaeridium buciniferum* شاخص دریای باز است (Downie *et al.*, 1971؛ Bujak, 1984؛ Mahmoud & Moawad, 2000؛ Roncaglia, 2002؛ Sluijs, *et al*. 2005؛ Heimhofer *et al.*, 2005؛ Quattrocchio *et al.*, 2006؛ علامه و همکاران، ۱۳۸۷). فراوانی نمونه‌های فوق در پالینوفاسیس نوع B احتمالاً ارتباط با محیط دریای باز را برای این رخساره نشان می‌دهد. از طرفی گونه‌هایی نظیر *Alterbidinium varium*، *Andalusiella gabonensis*، *Andalusiella dubia*، *Andalusiella polymorpha*، *Circulodinium distinctum*، *Cerodinium diebelii*، *Godavariella venkatachalae*، *Palaeocystodinium bulliforme*، *Phelodinium kozlowskii* و *Palaeocystodinium lidiae* مؤید شرایط کم عمق می‌باشند (Wilpshaar & Leereveld, 1994؛ Smelror & Lereeveld, 1989؛ Mohamoud & Moawad 2000؛ Sluijs *et al.*, 2005؛ Chiaghanam *et al.*, 2013؛ Soronnandi *et al.*, 2014). عوامل پالینولوژیکی و حضور گونه‌های فوق و همچنین وجود اسپور و پولن‌های دو باله در پالینوفاسیس نوع A مؤید شرایط کم عمق‌تر این نهشته‌ها می‌باشد.

جدول ۲: عوامل حفظ مواد ارگانیکی در نمونه های شیلی سازند کلات در برش دره چهل‌کمان.

Sample No.	AOM_T/AOM_{Op}	BP/OP	AOM_T/M_P	AOM_{Op}/M_p	M_{gr}/M_{bl}
1	6	0.456	0.85	0.14	0
2	10	0.4	4	0.3	10
3	16.14	0.328	9.81	0.63	12.8
4	8	0.7	7	30	80
5	0.08	1.080	5	59	162
6	26.5	0.061	53	2	64
7	33.5	0.107	67	2	26.1
8	16	0.136	16	1	32.7
9	3.38	0.138	22	6.5	17.75
10	10	0.096	2.5	0.25	18.4
11	10	0.075	2	0.2	43.5
12	5	0.156	2.5	0	9.2
13	36	0.675	9	0	17.8
14	44	0.168	8.8	0.2	210
15	102	1.601	106	0	27.2
16	8	0.113	10	0	352
17	34	0.128	2.42	0	62.6
18	4.6	0.101	2.8	0.6	31.3
19	1.58	0.213	19	12	7.4
20	3	0.119	12	4	27.5
21	36	0.308	18	0.5	17.0
22	0.94	0.207	47	50	30.3



شکل ۵: نمایش چگونگی تغییرات ذرات آلی در طول ستون چینه‌شناسی سازند کلات در برش دره چهل کمان.

میکروفاسیس‌ها

بر اساس مطالعات میکروفاسیس و تلفیق آن‌ها با داده‌های صحرایی، ۱۲ رخساره میکروسکپی کربناته و یک رخساره هیبریدی در سازند کلات شناسایی شده‌اند. این رخساره‌ها در سه کمربند رخساره‌ای بر جای گذاشته شده‌اند که به ترتیب دور شدن از ساحل عبارتند از:

کمربند رخساره‌ای A (رخساره‌های جزر و مدی)

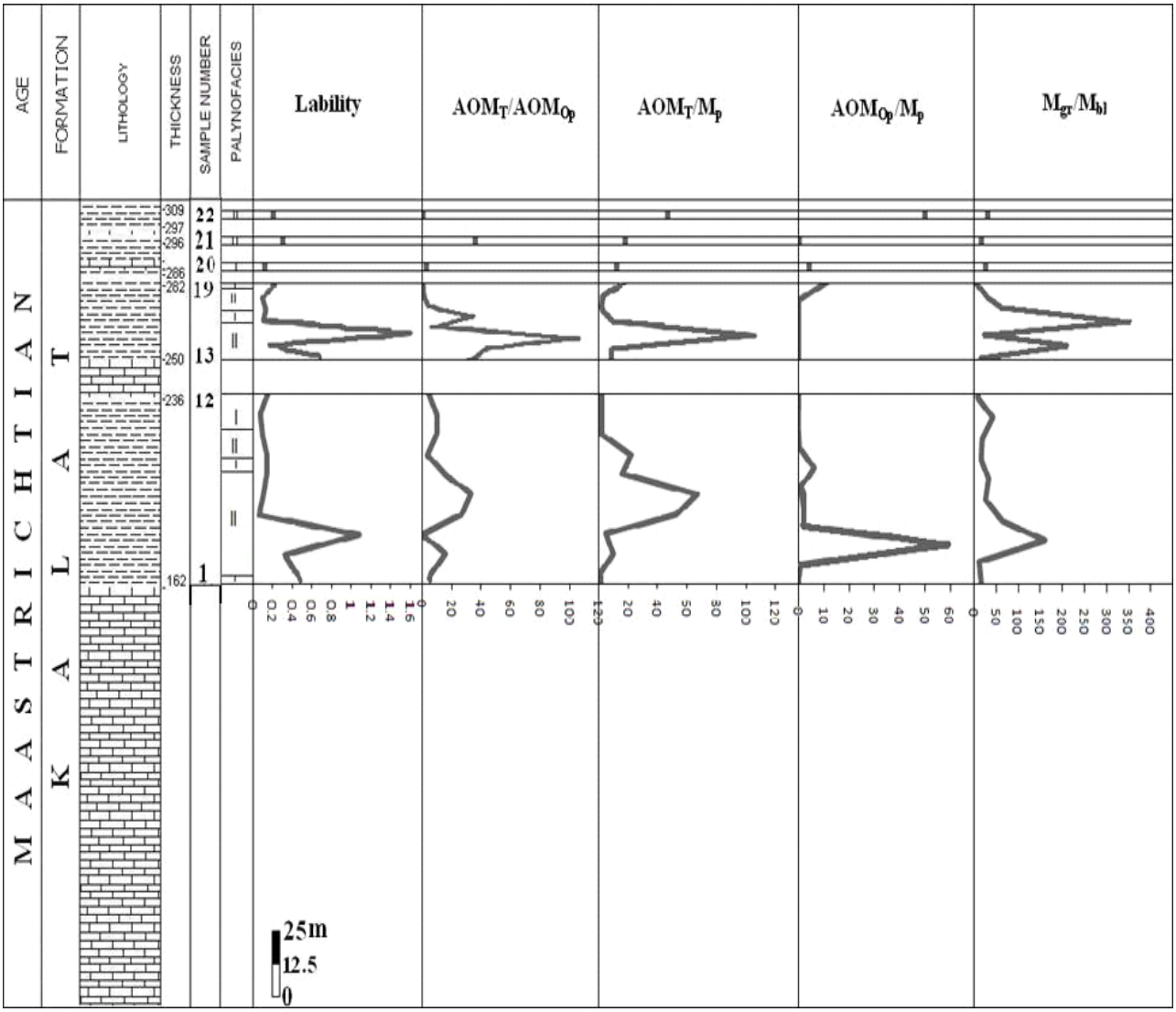
A1- گرینستون اووئیدی پلوئیدی: در این رخساره اووئید با ۳۰ درصد فراوانی و اندازه بین ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر فراوان‌ترین خرده است. ساخت اووئیدها به صورت شعاعی، مماسی و یا ترکیبی از هردو است و هسته آن‌ها اغلب پلوئید یا خرده‌های کوارتز می‌باشد. علاوه بر این، پلوئید با ۲۰ درصد فراوانی که غالباً زاویه‌دار بوده و قطری در حدود ۰/۸ میلی‌متر دارد، از دیگر ذرات مهم محسوب می‌شود (شکل ۸-۱). فضای بین دانه‌ها در این رخساره توسط سیمان پر شده است.

A2- گرینستون اووئیدی بایوکلستی: مهمترین ویژگی این رخساره وجود اووئید فراوان (قطر ۰/۴ تا ۱ میلی‌متر و فراوانی ۳۵ درصد) است. این دانه ها بیشتر از نوع مماسی است (شکل ۸-۲). سایر اجزای تشکیل دهنده شامل قطعات

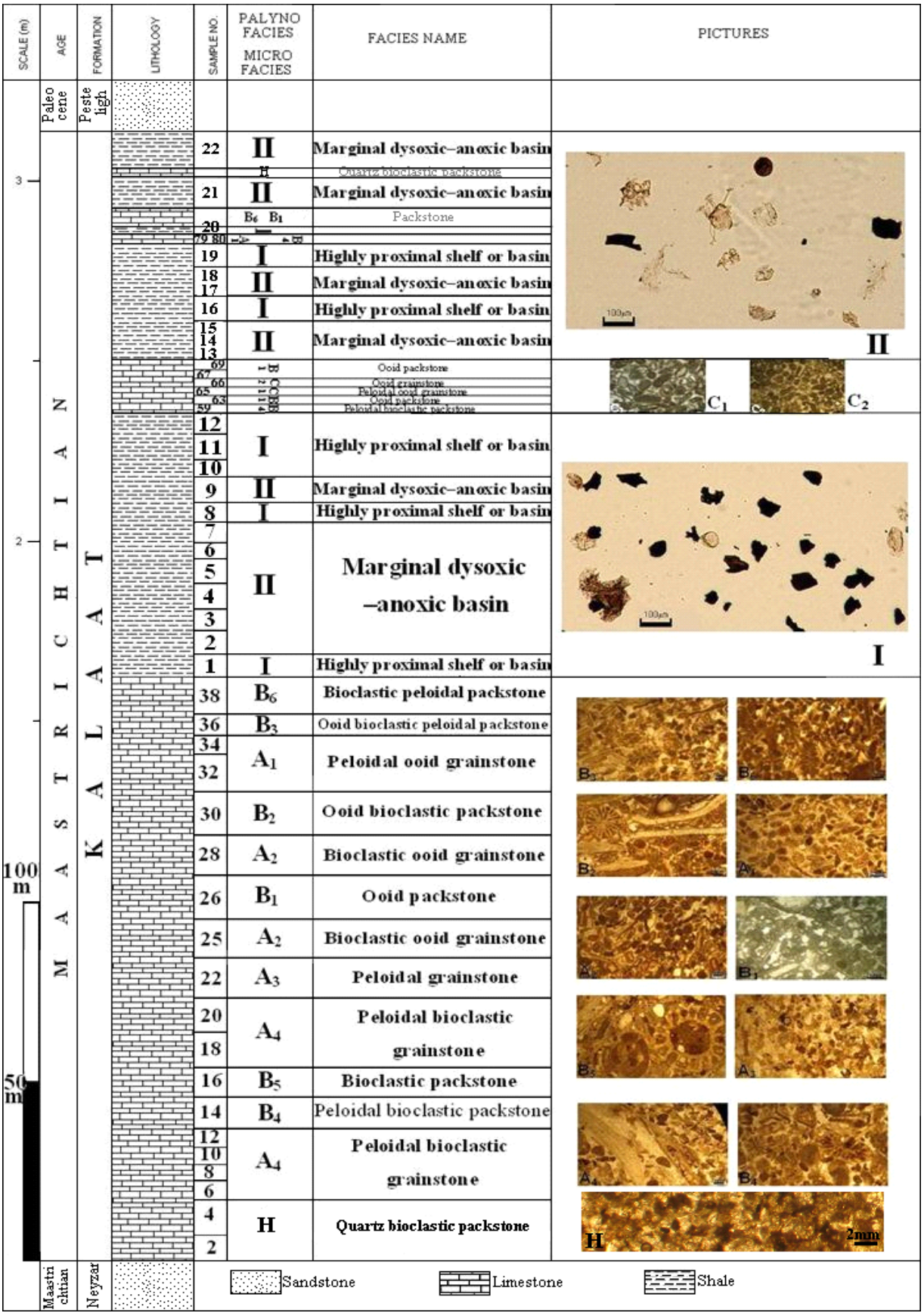
شکسته دوکفه‌ای با اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر، شکم‌پایان با اندازه ۰/۸ میلی‌متر و میلیولیده با اندازه ۰/۶ میلی‌متر است که فراوانی این ذرات در حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد است. فضای بین دانه‌ها در این رخساره توسط سیمان پر شده است. درصد کمی کوارتز (۸ درصد) با قطر ۲ میلی‌متر نیز در این رخساره قابل مشاهده است.

A3- گرینستون پلوئیدی: پلوئیدها با ۴۵ درصد فراوانی و قطری در حدود ۰/۴ تا ۰/۵ میلی‌متر دانه اصلی این رخساره هستند (شکل ۸-۳). پلوئیدها اغلب زاویه‌دار و احتمالاً از نوع سنگی هستند. علاوه بر این، اووئید با فراوانی ۸ تا ۱۰ درصد با اندیس تخریبی ۰/۸تا ۱/۵ میلی‌متر، خرده‌های اسکلتی دوکفه‌ای و شکم‌پایان در حدود ۴ تا ۵ درصد فراوانی از دیگر اجزای این رخساره می‌باشند. اکثر فضاهای خالی توسط سیمان متوسط بلور پر شده است.

A4- گرینستون بایوکلستی پلوئیدی: در این رخساره خرده‌های اسکلتی بیشتر شکسته و شامل بازوپایان با فراوانی ۲۵ تا ۳۵ درصد و اندازه ۱/۵ تا ۲/۷ میلی‌متر، دوکفه‌ای با فراوانی ۸ درصد و اندازه ۰/۹ میلی‌متر و جلبک سبز با فراوانی ۶ درصد و بزرگی ۰/۵ میلی‌متر هستند. علاوه بر آن، پلوئید با فراوانی ۱۵ درصد و اندیس تخریب ۰/۶ میلی‌متر که اغلب از نوع سنگی است نیز وجود دارد (شکل ۸-۴). فضای بین دانه‌ها توسط سیمان پر شده است.



شکل ۶: نمایش تغییرات عوامل حفاظت از مواد ارگانیکی در طول ستون چینه‌شناسی سازند کلات در برش دره چهل کمان.



شکل ۷: نمایش انواع رخساره‌های شناسایی شده بر روی ستون چینه‌شناسی سازند کلات در برش دره چهل کمان.

جورشدگی خوب به خصوص در رخساره اووئیدی و اندیس تخریب نسبتاً بالا در اکثر رخساره‌ها و نبود گل کربناته باعث شده که این مجموعه رخساره‌ای را به محیط پرانرژی نسبت دهیم (Flugel, 2010). از آن جا که خرده‌های اسکلتی مربوط به دریای باز نظیر بازوپایان و دوکفه‌ای نیز در این کمربند مشاهده می‌گردند احتمالاً نشان دهنده نبود شول و یا ناپیوسته بودن آن‌ها است که باعث شده این خرده‌ها توسط جریان‌های دریایی به بخش‌های کم عمق‌تر آورده شوند (عبدالمالکی و همکاران، ۱۳۹۲). از طرفی هر چه به رخساره‌های عمیق‌تر این کمربند نزدیک می‌شویم پلوئید افزایش می‌یابد که خود شاهدی بر محیط جزر و مدی است (Tucker, 2001). قرارگیری رخساره‌های لاگونی در ستون رخساره‌ای بین رخساره‌های جزر و مدی این تفسیر را تأیید می‌کند. از طرفی در ستون چینه‌شناسی، این رخساره‌ها در مجاورت پالینوفاسیس نوع A مشاهده می‌گردد که بر اساس اطلاعات ارائه شده عمق کم و سرعت رسوب‌گذاری بالاتر را نشان می‌دهند. مجموعه این شواهد بیانگر تشکیل مجموعه رخساره‌ای A در محیط جزر و مدی است. کمربند رخساره‌ای A معادل کمربند رخساره‌ای شماره ۷-۸ مدل Wilson (1975) بوده و در ناحیه Z مدل Irwin (1965) قرار می‌گیرد.

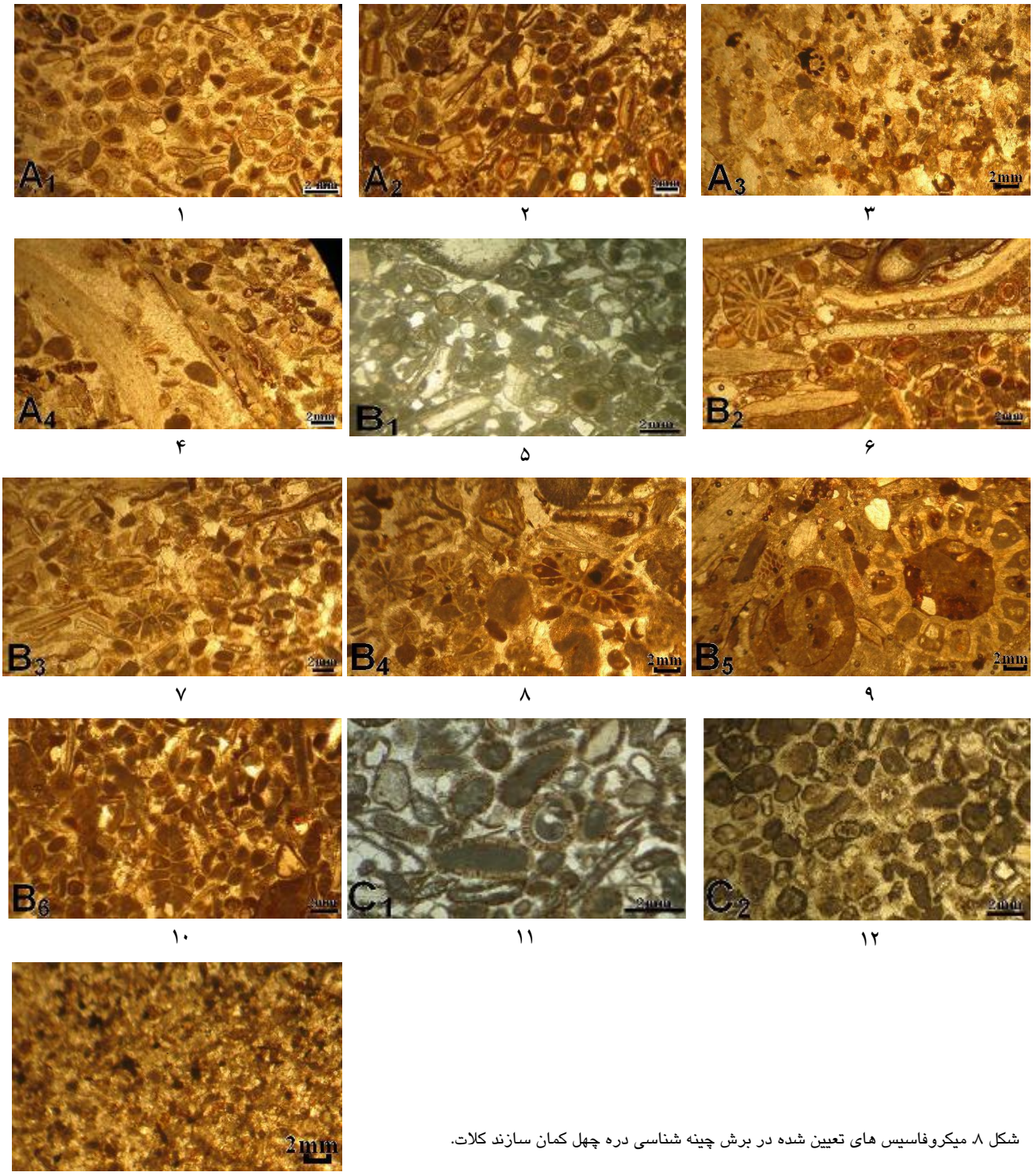
کمربند رخساره‌ای B (رخساره‌های لاگونی)

B1- پکستون اووئیدی: مهمترین ویژگی این رخساره وجود اووئید فراوان (۲۵ تا ۳۰ درصد) است (شکل ۸-۵). متوسط اندازه دانه‌ها در این رخساره ۱/۵ میلی‌متر است. اووئیدها هم از نوع مماسی و هم‌مرکز است. و هسته آن‌ها بیشتر توسط کوارتز یا خرده‌های اسکلتی پر شده است. علاوه بر اووئید، پلوئید (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۵ میلی‌متر) نیز دیده می‌شود. فضای بین دانه‌ها در این رخساره نیز توسط گل کربناته و سیمان پر شده است.

B2- پکستون بایوکلستی اووئیدی: حضور بیوکلست‌ها با فراوانی ۳۵ تا ۴۰ درصد از خصوصیات این رخساره است (شکل۸-۶). اجزای اسکلتی عمده در این رخساره شامل بازوپایان در اندازه ۲ تا ۲/۵ میلی‌متر و فراوانی۱۳ درصد، دوکفه‌ای در اندازه ۱ میلی‌متر و فراوانی ۱۱ درصد، بریوزوئر در اندازه ۰/۸ میلی‌متر و فراوانی ۸ درصد و درصد کمی جلبک سبز و شکم‌پایان است. علاوه بر این اووئید در اندازه ۰/۸ تا ۰/۹ میلی‌متر و فراوانی ۸ تا ۱۰ درصد و پلوئید در اندازه ۰/۵ تا ۰/۷۵ میلی‌متر و فراوانی ۴ تا ۵ درصد نیز در این رخساره دیده می‌شود. فضای بین دانه اغلب توسط گل آهکی پر شده است.

B3- پکستون پلوئیدی بایوکلستی اووئیدی: اجزای غیر اسکلتی این زیر رخساره را پلوئیدها با فراوانی ۳۵ درصد و اووئیدها با فراوانی ۱۰ درصد تشکیل می‌دهند. اندازه پلوئیدها به ۰/۵ میلی‌متر و اووئیدها ۲ میلی‌متر است. پلوئیدها بیشتر از نوع گوشه‌دار و سنگی می‌باشد و بعضی پلوئیدها هماتیتی شده‌اند. در بعضی موارد خرده‌های صدف دوکفه‌ای به عنوان هسته اووئید قرار گرفته و اووئیدی کشیده را تشکیل می‌دهند. اجزای اسکلتی این رخساره را بریزوئرها با فراوانی ۸ درصد و با اندازه تقریبی ۶ میلی‌متر، خرده‌های صدف دوکفه‌ای با فراوانی ۸ درصد و اندازه تقریبی ۱ میلی‌متر، پوسته روزن‌داران با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۲ میلی‌متر، و جلبک با فراوانی ۳ درصد و اندازه تقریبی ۱ سانتی‌متر تشکیل می‌دهند. قطعات بریوزوئر و خرده‌های دوکفه‌ای به طور ضعیفی دارای جهت یابی هستند. اجزای این رخساره در ترکیبی از سیمان و گل آهکی قرار گرفته‌اند (شکل ۸-۷).

B4- پکستون بایوکلستی پلوئیدی: اجزای اسکلتی بیشترین بخش این رخساره را تشکیل داده و شامل خرده‌های بزرگ بازوپایان با فراوانی ۱۵ درصد با اندازه ۱میلی‌متر، قطعات بریوزوئر با فراوانی۲۰ درصد و بزرگتر از ۵ میلی‌متر،



۱ ۲ ۳

۴ ۵ ۶

۷ ۸ ۹

۱۰ ۱۱ ۱۲

۱۳

شکل ۸. میکروفاسیس های تعیین شده در برش چینه شناسی دره چهل کمان سازند کلات.

خارپوستان با فراوانی ۱۰ درصد به اندازه بزرگ‌تر از ۵ میلی‌متر، پوسته روزن‌داران با فراوانی ۵ درصد به اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر، جلبک با فراوانی ۱۵ درصد و درشتی بیش از ۴ میلی‌متر و شکم‌پایان با فراوانی ۵ درصد با درشتی ۸ میلی‌متر می‌باشند. اجزای غیر اسکلتی این زیررخساره را پلوئید با فراوانی ۱۲ درصد و در اندازه ۰/۵ میلی‌متر که اغلب مدور می‌باشند و اووئیدها با فراوانی ۵ درصد با درشتی ۲ میلی‌متر تشکیل می‌دهند. اجزای این زیررخساره

در ترکیبی از سیمان و گل آهکی قرار گرفته‌اند که نسبت گل آهکی به مراتب بیشتر است (شکل ۸-۸).

B5- پکستون بایوکلستی: عمده‌ترین بخش این زیررخساره اجزای اسکلتی می‌باشند که شامل بریوزوئر با فراوانی ۱۸ درصد و درشتی ۶ میلی‌متر، خرده‌های صدف بازوپایان با فراوانی ۱۰ درصد به اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر، روزن‌داران با فراوانی ۲۰ درصد به درشتی ۲ تا ۳ میلی‌متر، خارپوست با فراوانی ۱۰ درصد و به درشتی ۰/۸ میلی‌متر می‌باشند. اجزای غیر اسکلتی در این زیررخساره محدود بوده و تنها شامل ۵ درصد پلوئید از نوع سنگی به درشتی ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر، مقدار ۴ درصد اووئید با اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر و مقدار بسیار ناچیز خرده‌های کوارتز است. اجزای این زیررخساره در ترکیبی از سیمان و گل آهکی قرار گرفته‌اند که مشابه رخساره قبلی نسبت گل آهکی به مراتب بیشتر است (شکل ۸-۹).

B6- پکستون پلوئیدی بایوکلستی: اجزای غیر اسکلتی این زیررخساره شامل پلوئیدها با فراوانی ۴۵ درصد غالباً مدور، با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر و اووئید ها با فراوانی ۵ درصد در حد ۱ تا ۲ میلی‌متر می‌باشند. اجزای اسکلتی این رخساره را بریزوئرها با فراوانی ۱۰ درصد با اندازه ۴ تا ۶ میلی‌متر، خرده‌های صدف دوکفه‌ای با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر، پوسته روزن‌داران با فراوانی ۸ درصد و اندازه ۰/۸ تا ۱/۵ میلی‌متر و جلبک با فراوانی ۱۰ درصد با اندازه ۴ تا ۶ میلی‌متر تشکیل می‌دهند. اجزای این رخساره در سیمان و گل آهکی قرار گرفته‌اند (شکل ۸-۱۰).

در این مجموعه رخساره‌ای آلوکم‌هایی نظیر پلت، جلبک سبز و شکم‌پایان به همراه مقدار بالای گل آهکی در بین ذرات و میکریتی شدن خرده‌ها مشاهده می‌شود که حاکی از ته‌نشست این رخساره‌ها در یک محیط آرام، کم انرژی و دور از دسترس امواج می‌باشد (Tucker, 1991). وجود اووئیدهای هم‌مرکز به همراه پلوئیدهای مدفوعی فراوان نیز چنین محیطی را تأیید می‌نماید(Samanckassou *et al.*, 2005; Palma *et al.*, 2007). فراوانی شکم‌پایان را معمولاً به محیط‌های لاگونی پشت شول نسبت می‌دهند (Wisler *et al.*, 2003). از طرفی فراوانی شکم‌پایان و بعضاً دوکفه‌ای‌ها باعث می‌گردد که منشأ احتمالی این دانه‌ها را از نوع مدفوعی دانست. پلت‌های مدفدعی معمولاً در آب‌های کم انرژی، گرم و فوق اشباع از کربنات کلسیم (Flugel, 2010) و مناطق لاگونی پشت شول‌ها که از تأثیر امواج دور مانده از فراوانی زیادی برخوردار هستند (Wright, 1992; Burchette & Adachi *Et. al.*, 2004). وجود مقدار کمی از موجودات استنوهالین نظیر خارپوست و بازوپایان مؤید این موضوع است که لاگون تشکیل شده در ارتباط با دریای باز بوده است و حالت نیمه محصور دارد. در ستون چینه‌شناسی برش مذکور، این مجموعه رخساره‌ای اغلب در ارتباط با پالینوفاسیس‌های شناسایی شده می‌باشند لذا احتمالاً شرایط تشکیل نزدیک به هم داشته‌اند و می‌توان دو مجموعه را به یک محیط نسبت داد و پالینوفاسیس‌ها را نیز مربوط به محیط لاگون در نظر گرفت. با توجه به اطلاعات به دست آمده در پشت شول‌های پراکنده که انرژی محیط کمتر است پالینوفاسیس‌ها و در بین شول‌ها رخساره‌های کربناته نهشته شده‌اند (Flugel, 2010). مجموعه رخساره‌ای B معادل کمربند رخساره‌ای شماره ۷ مدل Wilson (1975) و در ناحیه Z مدل Irwin (1965) قرار می‌گیرد.

کمربند رخساره‌ای C (رخساره‌های شول)

C1-گرینستون اووئیدی اینتراکلست‌دار: اجزای غیر اسکلتی این زیر رخساره شامل اووئید با فراوانی ۳۰ درصد با درشتی ۱/۸ تا ۲ میلی‌متر و اینتراکلست با فراوانی۱۵ درصد به صورت مدور و بعضاً گوشه‌دار با درشتی ۲/۵ تا ۲/۱ میلی‌متر است. اووئیدها دارای هسته نامشخص بوده

ولی در بعضی موارد پوسته دوکفه‌ای، جلبک و یا قطعاتی از پوسته بازوپایان در هسته اووئید قرار می‌گیرند. اجزای این رخساره در سیمان کربناته قرار گرفته‌اند (شکل ۸-۱۱).

C2- گرینستون اووئیدی: اجزای غیر اسکلتی این رخساره شامل ۴۵ درصد اووئید با درشتی ۱ تا ۲ میلی‌متر و ۱۰ درصد پلوئید از نوع گوشه‌دار و بعضاً مدور با اندازه ۰/۸ تا ۱ میلی‌متر است. تقریباً هسته اکثر اووئیدها را پلوئید تشکیل می‌دهد. علاوه بر این دو خرده، قطعات دیگر مانند پوسته بازوپایان و دوکفه‌های با ۸ درصد فراوانی نیز در این رخساره دیده می‌شوند. اووئیدها اغلب میکرایتی شده‌اند و لایه‌های اطراف اووئید به نسبت زیر رخساره C1 بسیار باریک و غیر واضح هستند. اجزای این رخساره در سیمان قرار گرفته‌اند (شکل ۸-۱۲).

مجموعه رخساره‌ای C از رخساره‌های گرینستون که دانه فراوان و فاقد گل بوده تشکیل شده است حاکی از نهشته شدن در یک کمربند پرانرژی است (Hafmann *et al.*, 2004; Flugel, 2010). وجود رخساره‌های اووئیدی که در آب‌های گرم، تلاطم نسبتاً شدید، درجه شوری نرمال و عمق کمتر از ۲ متر تشکیل می‌شوند به همراه اینتراکلست حاکی از یک محیط پرانرژی می‌باشد (Tucker, 2001). از آنجا که در توالی چینه‌شناسی این رخساره‌ها با پالینوفاسیس‌های شناسایی شده در ارتباط هستند و بعضاً میان لایه‌های نازکی از شیل در آن‌ها دیده می‌شود که بر عکس کمربند جزر و مدی بیشتر از نوع پالینوفاسیس B می باشند و از طرفی همان طور که عنوان گردید این رخساره‌ها حاوی گونه‌هایی نظیر *Cannosphaeropsis utinensis*، *Kleithriasphaeridium truncatum*، *Spiniferites ramosus* و *Oligosphaeridium buciniferum* شاخص محیط‌های در ارتباط با دریای باز است (Downie *et al.*, 1971؛ Bujak, 1984؛ Mahmoud & Moawad, 2000؛ Roncaglia, 2002؛ Sluijs, *et al*. 2005؛ Heimhofer *et* Quattrocchio *et al.*, 2006؛ *al.*, 2005؛ علامه و همکاران، ۱۳۸۷) لذا این رخساره‌ها از کمربند رخساره‌ای جزر و مدی جدا گردیده است. با توجه به شواهد ارائه شده برای رخساره‌های دو کمربند قبلی که هر دو حاکی از وجود شول‌های پراکنده هستند، احتمالاً این رخساره‌ها در چنین پشته‌هایی نهشته شده‌اند.

توجه به این که پلوئید با فابریک دانه پشتیبان در رخساره‌های گرینستونی، در محیط کم انرژی نهشته می شوند، بیانگر جابه‌جایی آن‌ها از یک محیط کم انرژی به سمت محیط‌های پرانرژی از راه کانال‌های قطع کننده شول است (Tucker & Wright, 1990). کمربند رخساره‌ای C معادل کمربند رخساره‌ای شماره ۶ مدل Wilson (1975) و در ناحیه Y مدل Irwin (1965) قرار می‌گیرد.

رخساره هیبریدی یا نامتجانس

رخساره آهک ماسه‌ای (پکستون بیوکلستی کوارتزدار): از آن جا که مرز سازند کلات و سازند پستلیق به صورت تدریجی است شرایط لازم جهت تشکیل این رخساره‌ها فراهم می‌گردد. این سنگ‌ها غالباً شامل ۴۰ درصد خرده‌های اسکلتی به خصوص پوسته‌های بازوپایان به همراه ۱۰ درصد کوارتز بیشتر از نوع منوکریستالین در اندازه ماسه متوسط تا ریز و ۸ تا ۱۰ درصد خرده سنگ از نوع چرت می‌باشند (شکل ۸-۱۳). در صحرا این رخساره متوسط لایه و به رنگ قرمز متمایل به خاکستری مشاهده می‌شود.

باتوجه به دانه بندی دانه متوسط تا ریز و وجود سیمان کربناته بین ذرات، جورشدگی متوسط تا خوب و مچوریتی بالا نشان دهنده نهشته شدن این رخساره آواری در یک محیط حدواسط تا کم عمق ساحلی است (El-Azabi *et al.*, 2005).

محیط رسوبی

پس از مطالعه مقاطع نازک و تعیین رخساره‌های مختلف با استفاده از استانداردهای ارائه شده (Tyson, 1993; Carozzi, 1989; Flugel, 2010) و مقایسه با محیط‌های امروزی، می‌توان محیط رسوبی سازند کلات را یک پلاتفرم کربناته کم عمق از نوع رمپ تفسیر کرد که سنگ‌های این سازند در سه کمربند رخساره‌ای شول، لاگون نیمه محصور و پهنه جزر و مدی بر جای گذاشته شده‌اند. با توجه به تغییر تدریجی رخساره‌ها به یکدیگر، نبود کورتوئید، پیزوئید و دانه‌های تجمعی که شاخص شلف کربناته بوده یا به ندرت در رمپ‌های کربناته مشاهده می‌شوند و نیز نبود و گزارش رخساره‌های ریزشی و لغزشی که بیانگر شیب بالای محیط رسوبی در زمان ته‌نشت رسوبات می‌باشند (Tucker & Wright, 1990; Burchette & Wright, 1992; Einsele, 2000, Flugel, 2010)، رسوب‌گذاری در یک رمپ کربناته را مورد تأیید قرار می‌دهد. بنابراین بر اساس تقسیم‌بندی Read (1985) می‌توان این رمپ را از نوع هموکلینال در نظر گرفت. به طوری که با توجه به تقسیم‌بندی شش گانه Read (1985) رمپ هموکلینال دارای شول پراکنده می‌باشد (Masse *et al.*, 2003; Bachman & Hirsch, 2006; Aurell *et al.*, 2009) (شکل ۹).

نتیجه‌گیری

سازند کلات در برش دره چهل کمان ۳۱۰ متر ضخامت داشته و از دیدگاه چینه سنگی از ۵ بخش تشکیل گردیده است. سنگ‌شناسی اصلی این سازند سنگ آهک و شیل است که تناوب آن‌ها این بخش‌ها را ایجاد کرده است. رخساره‌های کربناته در قالب ۱۲ رخساره و در محیط‌های جزر و مدی، لاگون نیمه محصور و شول‌های پراکنده نهشته شده است. علاوه بر این یک رخساره هیبریدی (پکستون بیوکلستی کوارتزدار) مربوط به محیط‌های حدواسط تا کم عمق ساحلی نیز شناسایی گردید. با مطالعه بخش‌های شیلی، بر مبنای داینوفلاژله‌های شاخص محیط و عوامل حفاظت از مواد ارگانیکی، شیل‌های سازند کلات به دو نوع پالینوفاسیس A و B تقسیم می‌شوند. پالینوفاسیس نوع A با توجه به اطلاعات به دست آمده کم عمق‌تر از پالینوفاسیس‌های نوع B است. پالینوفاسیس نوع B محیط لاگونی رو به شول و در ارتباط با محیط دریای باز را نشان می‌دهد و پالینوفاسیس نوع A مؤید شرایط کم عمق‌تر لاگونی و نزدیکی این شیل‌ها به رخساره‌های جزر و مدی است. با بررسی‌های صورت گرفته بر روی رخساره‌های این سازند و تغییرات عمودی آن‌ها، محیط تشکیل سازند کلات در این برش یک پلاتفرم کربناته کم عمق از نوع رمپ تشخیص داده شده است.

منابع

افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی کپه داغ، *انتشارات سازمان زمین شناسی کشور*، ۲۷۶ ص.

ژیانی، ف.، علامه، م.، جوانبخت، م.، ۱۳۹۴. پالینوفاسیس سازند کلات در برش دره چهل کمان (خراسان رضوی). *نهمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران*، دانشگاه فردوسی مشهد.

سعیدی رضوی، ب.، خسروتهرانی، خ.، آقانباتی، ع.، موسوی حرمی، ر. ، آریایی، ع.ا.، ۱۳۸۹. نظری اجمالی بر قسمت فوقانی سازند کلات در حوضه رسوبی کپه داغ. *فصلنامه زمین شناسی کاربردی*، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان، ۲۸۶ ـ ۲۷۸.

عبدالمالکی، ج.، رحیم پور بناب، ح.، توکلی،و.، اسدی اسکندر، ا.، ۱۳۹۲. محیط رسوبی، دیاژنز و چینه‌نگاری سکانسی بخش دالان زیرین در میدان گازی گلشن، خلیج فارس، *پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی*، شماره ۵۲ (۳): ۲۷.

علامه، م.، قاسمی نژاد، ا.، سعیدی، ع.، ۱۳۸۶. پالینولوژی و محیط دیرینه سازند کلات در شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ. *فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی*، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان، ۱۸۷-۲۰۰.

علامه، م.، موسوی فرد، ه.، ۱۳۹۳. دیرینه بوم‌شناسی بخشهای شیلی سازند کلات بر مبنای استراکودها در حوضه رسوبی کپه‌داغ برش چهچهه (خراسان رضوی). *مجله دیرینه‌شناسی*، ۲ (۱): ۶۳-۷۶.

علامه، م.، جوانبخت، م.، ژیانی، ف.، ۱۳۹۴. پالینولوژی و پالئواکولوژی سازند کلات در برش دره چهل کمان (خراسان رضوی). *دومین کنگره بین المللی زمین‌شناسی کاربردی*، مشهد.

محبوبی، ا.، لاسمی، ی.، موسوی حرمی، ر.، ۱۳۷۴. بررسی رخساره‌های آهکی و تفسیر محیط رسوبگذاری سازند کلات (کرتاسه فوقانی) در شرق حوضه کپه داغ در شمال شرق ایران. *مجله علوم دانشگاه تهران*، ۲۴-۳۷.

محمودی، س.، حسنی عروس محله، آ.، وحیدی نیا، م.، ۱۳۹۱. معرفی بریوزوآهای سازند کلات در برش تنگ چهچهه، شمال شرق مشهد. *اولین همایش زمین‌شناسی فلات ایران*، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته.

ندافان، ت.، وحیدی نیا، م.، عاشوری، ع.، ۱۳۷۴. بررسی میکروفاسیس و محیط رسوبگذاری سازند کلات در برش تنگ دو برادر شمال شرق مشهد. *شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران*، دانشگاه شیراز.

وحیدی نیا، م.، صادقی، ع.، شمیرانی، ا.، آریایی، ع.، آدابی، م.، ۱۳۸۶. میکروبایواستراتیگرافی و محیط رسوبی سازند کلات در برش تنگ چهچهه (شمال شرق مشهد) و مقایسه آن با برش الگو. *مجموعه مقالات یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران*، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۸۱۵-۱۸۲۳.

Adachi, N., Ezaki, Y., & Liu, J., 2004. The origins of peloids immediately after the end-permian extinction, Guizhou Province, South China. *Sedymentary Geology*, 164: 161-178.

Aurell, M., Badenas, B., Ipas, J., & Ramajo, J., 2009. Sedimentary evaloution of an Upper Jurassic carbonate ramp (Iberian Basin, NE Spain). *In*: Van Buchem, F., Gerdes, F.K, & Esteben, M., (eds,), Refrence models of Mesozoic and Cenozoic carbonate systems in Europe and the Middel East – strtigraphy and diagenesis. *Geology socaity London Special Publish*, 153: 138-161.

Bachman, M., & Hirsch, F., 2006. Lower cretaceous carbonate platform of estern Levant (Galilee and the Golan Heights), Stratigraphy and second-order sea level change. *Cretaceous Research*, 27: 487-512.

Bombardier, L., & Gorin, G.E., 2000. Stratigraphic and distribution of sedimentary organic matter in Upper Jurassic Carbonates of SE France. *Sedimentary Geology*, 132: 177-203.

Boulter, M.C., & Riddick, A., 1986. Classification and analysis of palynodebris from the palaeocene sediments of the Forties Field. *Sedimentology*, 33: 871- 886.

Bujak, J.P., 1984. Cenezoic dinoflagellate cysts and acritarch from the Bering Sea and northern North Pacific, DSDP Leg 19. *Micropaleontology*, 30: 180- 212.

Burchette, T.P., & Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional Systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.

Carozzi, AV., 1989. Carbonate Rock Depositional Modle. *A Microfacies Approach, Prentice-Hall*, 604 p.

Chiaghanam, O.I., Nwozor, K.K., Chiadikobi, K.C., Omoboriowo, A.O., Soronnadi-Ononiwu, C.G., Onuba, L.N., & Ofoma, A.E., 2013. Lithofacies, Palynology and Paleoenvironmental Study of Early Campanian to Mid-Maastrichtian Deposits of Udi and Environs in the Anambra Basin, South Eastern Nigeria. *International Journal of Science and Technology*, 2: 453- 470.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In*: Ham, W.E., (ed.), Classification of Carbonate Rocks. *American Association of Petroleum Geologists*, 1: 108–121.

Downie, C., Hussain, M.A., & Williams, G.L., 1971. Dinoflagellate cyst and Acritarch association in the Paleogene of Southeast England. *Geoscience*, 3: 29- 35.

El-Azabi, M.H. & El-Araby, A., 2005, Depositional facies, environments and sequence stratigraphic interpretation of the Middle Triassic–Lower Cretaceous (pre-Late Albian) succession in Arif El-Naga anticline, northeast Sinai, Egypt, *Journal of African Earth Sciences*, 41: 119-143.

Einsele, G., 2000. Sedimentary Basin Evolution, Facies, and Sediment Budget (2 ndedition). *Springer-Verlag*, 292 p.

Folk, R.L., 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 43 (1): 1-38.

Flugel, E., 2004. Microfacies of Carbonate rocks, *Springer-Verlage*, 1st edition, 976 p.

Flugel, E., 2010. Microfacies Analysis Of Carbonate Rocks, Analyses. *Interpretation and Application, Springer-verlag, Berlin*, 976 p.

Grabau, A.W., 1904. On the classification of sedimentary rock, *American Geology*, 33: 228-247.

Hafmann, A., Dirks, P.H.G.M., & Jelsma, H.A., 2004. Shallowing upward carbonate cycles in the Blingwe Greenston belt, Zimbabwe: A record of Archeansea level oscillation. *Journal Sedimentary Research*, 74: 64-81.

Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Herrle, J.O.N., & Weissert, H., 2005. Contrasting origins of Early Cretaceous black shales in the Vocontian basin: Evidence from Palynological and calcareous nannofossil records. *Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology*, 235 p.

Irwin, M.L., 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 445.

Mahmoud, M.S., & Moawad, A.R.M.M., 2000. Jurassic- Cretaceous (Bathonian to Cenomanian) Palynology and stratigraphy of the west Tiba- 1 berehole, Northern Western Desert Egypt. *Journal of Africa Earth Science*, 30: 401- 416.

Masse, J.P., Fenerci, M., & Pernarcic, E., 2003. Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates, Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200: 65-81.

Moheghi, M., Hadavi, F., Rahimi, B., 2013. Investigation of the Boundary between Abderaz and Kalat Formation Based on Calcareous Nannofossils in West Kopet- dagh (NE IRAN). *Scientific research (Open Jurnal of Geology)*, 178- 186.

Palma, R., López-Gómez, J., Piethé, R., 2007. Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina. *Facies and depositional sequences Sedimentary Geology*, 195: 113-134.

Quattrocchio, M.E., Martinez, M.A., Carpinelli, P.A., & Volkheimer, W., 2006. Early Cretaceous palynostratigraphy, palynofacies and palaeoenvironments of well section in northeastern Tierra del Fuego, Argentina. *Cretaceous Research*, 27: 584-602.

Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *American Association Petrolume Geology Bulletin*, 69: 1-12.

Roncaglia L., 2002. Lower Maastrichtian dinoflagellates from the Viano Clay Formation at Viano, northern Apennines, Italy. *Cretaceous Research*, 23: 65–67.

Samanckassou, E, Tresch, J., & Strasser, A., 2005. Origin of Peloides in Early Cretaceous deposits, Dorest, South England. *Facies*, 51: 264-273.

Schioler, p., 2002. Palynofacies and sea-level changes in the Middle Coniacian- Late Campanian (Late Cretaceous) of the East Coast Basin, New Zeland. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 188: 101-125.

Sluijs, A., Pross, J., & Brinkhuis, H., 2005. From greenhouse to icehouse organic- walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the paleogene. *Earth Science Reviews*, 68: 281- 315.

Smelror M., & Leereveld, H., 1989. Dinoflagellates and acritarch assemblage from late Bathonian to early Oxfordian of Montagne Crussol, Rhone Nalley Southern France. *Palynology*, 13: 121- 141.

Soronnandi-Ononiwu, G.C., Omoboriowo, A.O., Yikarebogha Y., & Chiaghanam O.I., 2014. Palynology & Paleoenviromental Study Of Akukwa-1 Well, Niger Delta and Anambra Basins, Nigeria. *International Journal of Scientific & Technology Research*, 3: 297-304.

Traverse, A., 2007. Paleopalynology. *2nd Edition, Springer*, 813 p.

Tucker, M.E., 1991. Sedimentary Petrology. *Blackwell Scientific Publication*, 260 p.

Tucker, M.E., & Wright, P., 1990. Carbonate Sedimentology. *Blackwell Scientific Pubublications*, Oxford, 482 p.

Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks, 2nd edition. *Blackwell Scientific Publication*, London, 262 p.

Tyson, R.V., 1993. Palynofacies analysis. *Applied Micropaleontology*, 153-191.

Van Der Zwan, C.J., 1990. Palynostratigraphy and palynofacies reconstruction of the Upper Jurassic to Lowermost Cretaceous of the Dra field, offshore Mid Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 62: 157-186.

Waveren, I., & Visscher, H., 1994. Analysis of the composition and selective preservation of organic matter in surfical deep-sea sediment from a high productivity area (Bandasa, Indonesia). *Palaepgeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 112: 85-111.

Wilpshaar. M., & Leereveld, H., 1994. Palaeoenvironmental change in the Early Cretaceous Vocontian Basin (SE France) reflected by dinoflagellate cysts. *Review of palaeobotany and Palynology*, 84 (1-2): 121-128.

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

Wisler, L., Funk, H., & Weissert, H., 2003. Response to Early Cretaceous carbonate platform to change in atmospheric carbonate dioxide level. *Paleaogeography, Paleaoclimatology, Paleaoecology*, 200: 187-205.

Zonneveld, K., Versteegh, G., & Lange, G., 1997. Preservation of organic-Walled dinoflagellate cyst in defferent oxygen regies: a 1000 year natural experiment. *Marine Micropaleontology*, 29: 393-405.

Plate 1

1. *Achomosphaera ramulifera*; **2.** *Achomosphaera sagena*; **3.** *Achomosphaera* sp.; **4.** *Alterbidinium varium*; **5.** *Amphorosphaeridium fenestratum*; **6.** *Andalusiella dubia*; **7.** *Andalusiella gabonensis*; **8.** *Andalusiella polymorpha*; **9.** *Andalusiella rhomboids*; **10.** *Andalusiella* sp.; **11.** *Caligodinium aceras*; **12.** *Callaiosphaeridium asymmetricum*; **13.** *Cannosphaeropsis utinensis*; **14.** *Cerodinium diebelii*; **15.** *Cerodinium obliquipes*; **16.** *Cerodinium* sp.; **17.** *Cerodinium speciosum*; **18.** *Chytroeisphaeridia baetica*; **19.** *Cribroperidinium orthoceras*; **20.** *Circulodinium distinctum*; **21.** *Cleistosphaeridium multifurcatum*; **22.** *Conosphaeridium striatoconum*; **23.** *Cribroperidinium* sp.; **24.** *Cyclonephelium compactum*; **25.** *Cyclonephelium membraniphorum.*

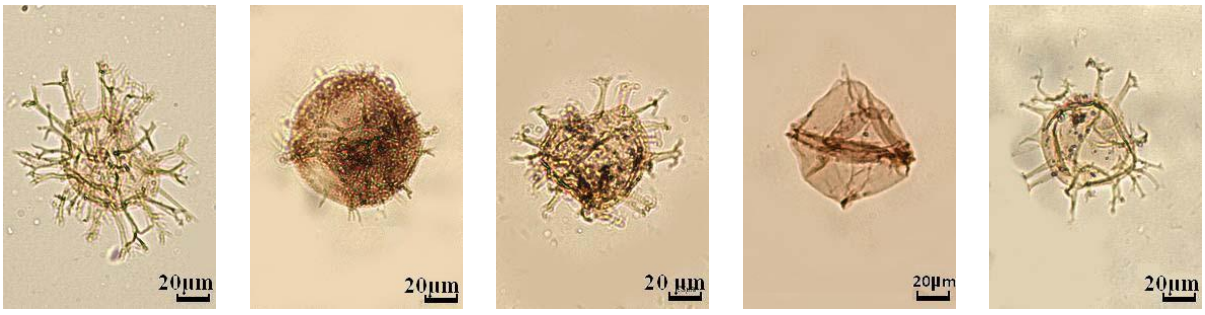
Plate 2

1. *Cyclonephelium* sp.; **2.** *Cymososphaeridium* sp.; **3.** *Deflandrea damasii*; **4.** *Cerodinium* sp.; **5.** *Cerodinium* sp.; **6.** *Disphaerogena lemniscata*; **7.** *Ellipsodinium* sp.; **8.** *Exochosphaeridium bifidum*; **9.** *Exochosphaeridium* sp.; **10.** *Florentinia buspina*; ***11.*** *Florentinia deanei*; **12.** *Florentinia mantellii*; **13.** *Florentinia* sp.; **14.** *Glaphyrocysta marlboroughensis*; **15.** *Glaphyrocysta* sp.; **16.** *Godavariella venkatachalae*; **17.** *Hystrichodinium pulchrum*; **18.** *Hystrichosphaeropsis ovum*; **19.** *Hystrichosphaeridium* sp.; **20.** *Hystrichosphaeridium tubiferum*; **21.** *Kalyptea aceras*; **22.** *Kleithriasphaeridium truncatum*; **23.** *Odontochitina operculata*; **24.** *Oligosphaeridium abaculum*; **25.** *Oligosphaeridium albertense.*

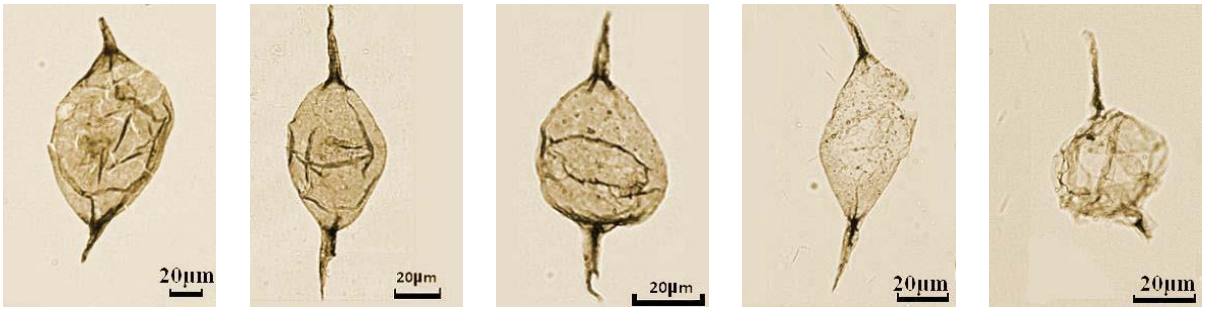
Plate 3

1. *Oligosphaeridium asterigerum*; **2.** *Oligosphaeridium buciniferum*; **3.** *Oligosphaeridium pulcherrimum*; **4.** *Oligosphaeridium* sp.; **5**. *Oligosphaeridium totum*; **6.** *Palaeocystodinium bulliforme*; **7.** *Palaeocystodinium golzowense*; **8.** *Palaeocystodinium lidiae*; **9.** *Palaeocystodinium* sp.; **10.** *Palambages morulosa*; **11.** *Pervosphaeridium* sp.; **12.** *Phelodinium kozlowskii*; **13.** *Pterodinium* sp.; **14.** *Spiniferites perforatus*; **15.** *Spiniferites ramosus*; **16.** *Spiniferites* sp., **17.** *Thalassiphora delicata*; **18.** *Thalassiphora patula*; **19.** *Thalassiphora pelagica*; **20.** Foraminiferal test lining; **21.** Bisaccate pollen; **22, 23.** Spore; **24.** Woody fragment; **25.** Fungal spore.

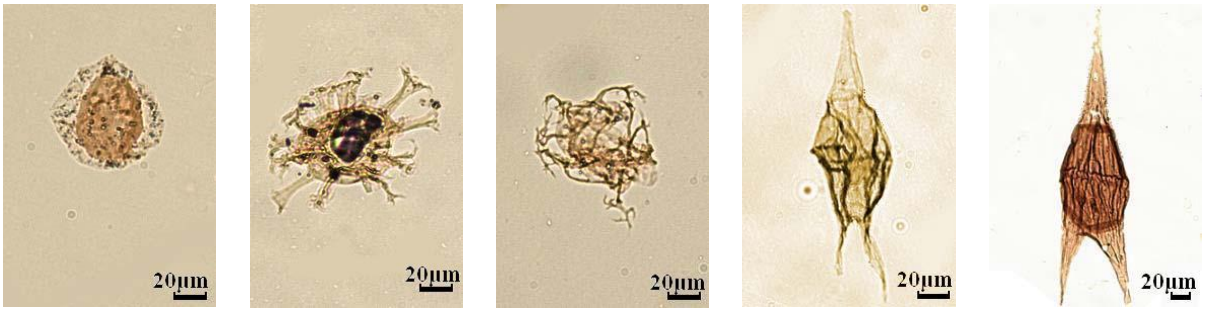
Plate 1



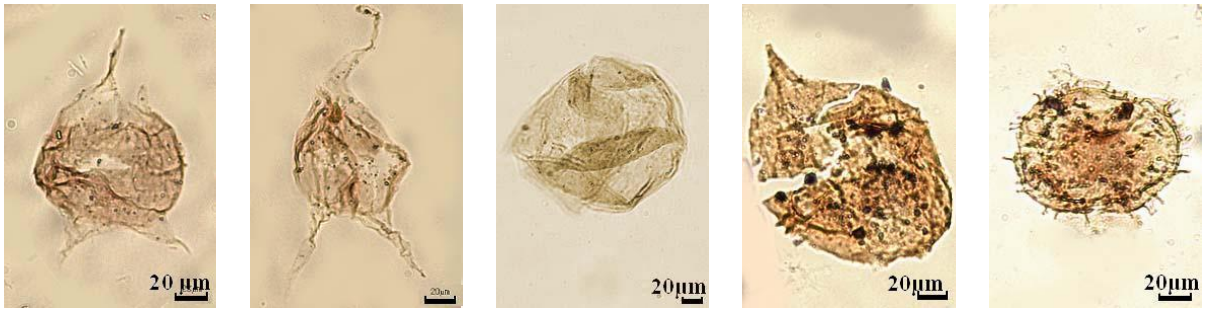
1 2 3 4 5



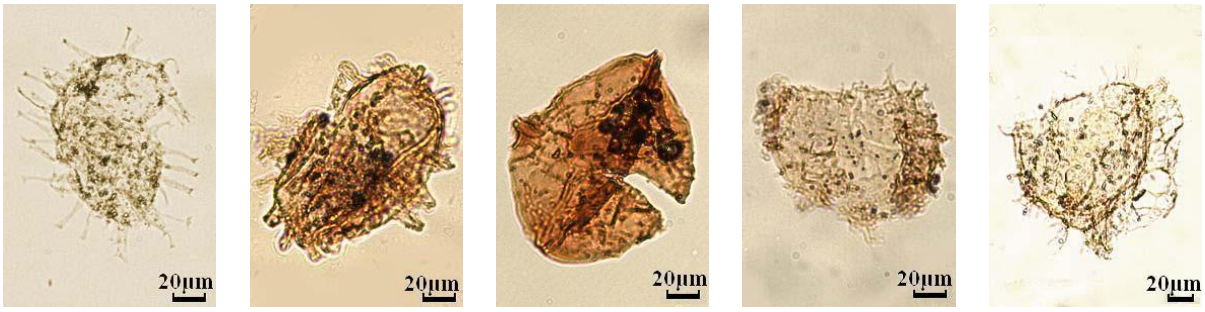
6 7 8 9 10



11 12 13 14 15



16 17 18 19 20



21 22 23 24 25

Plate 2

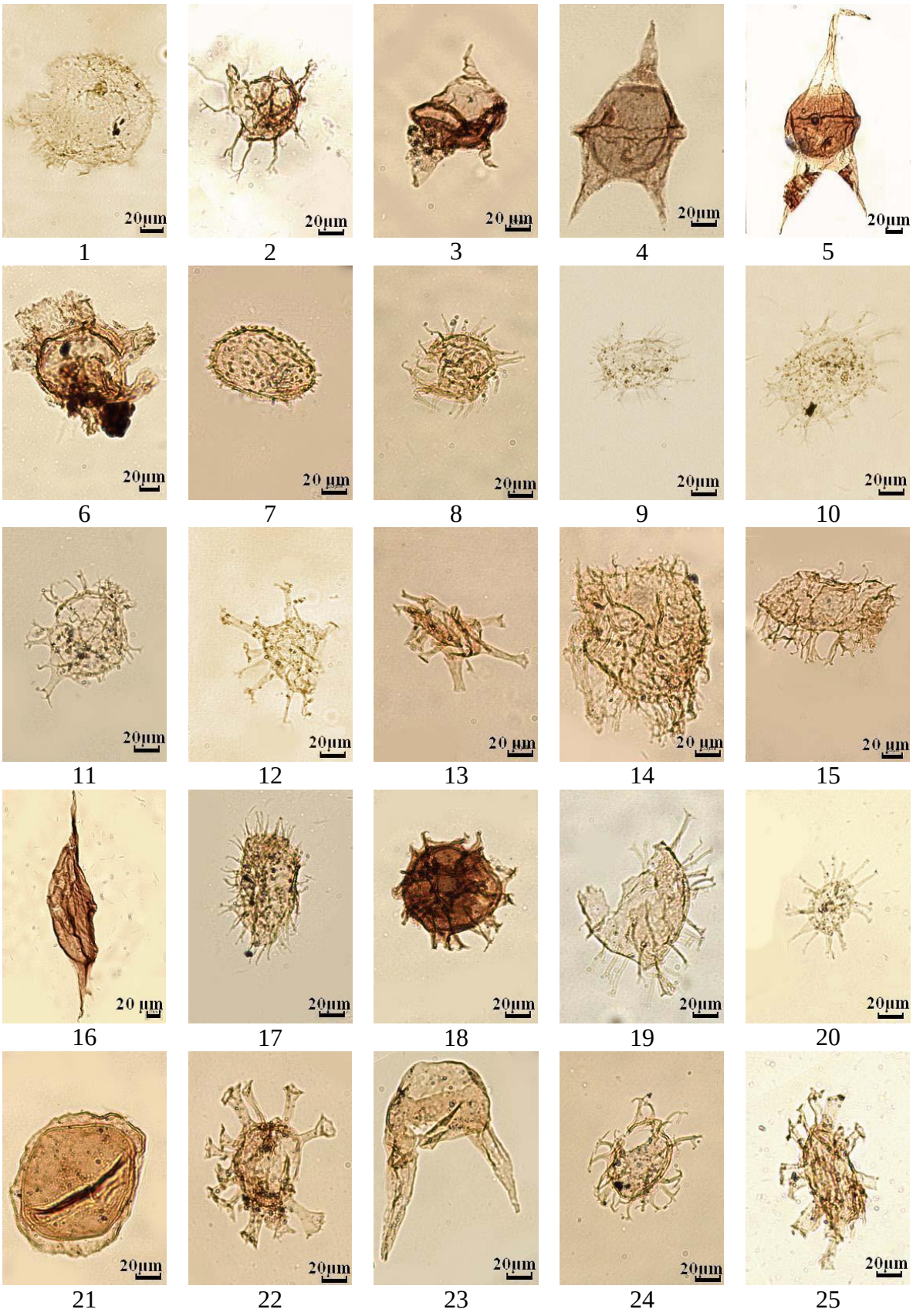
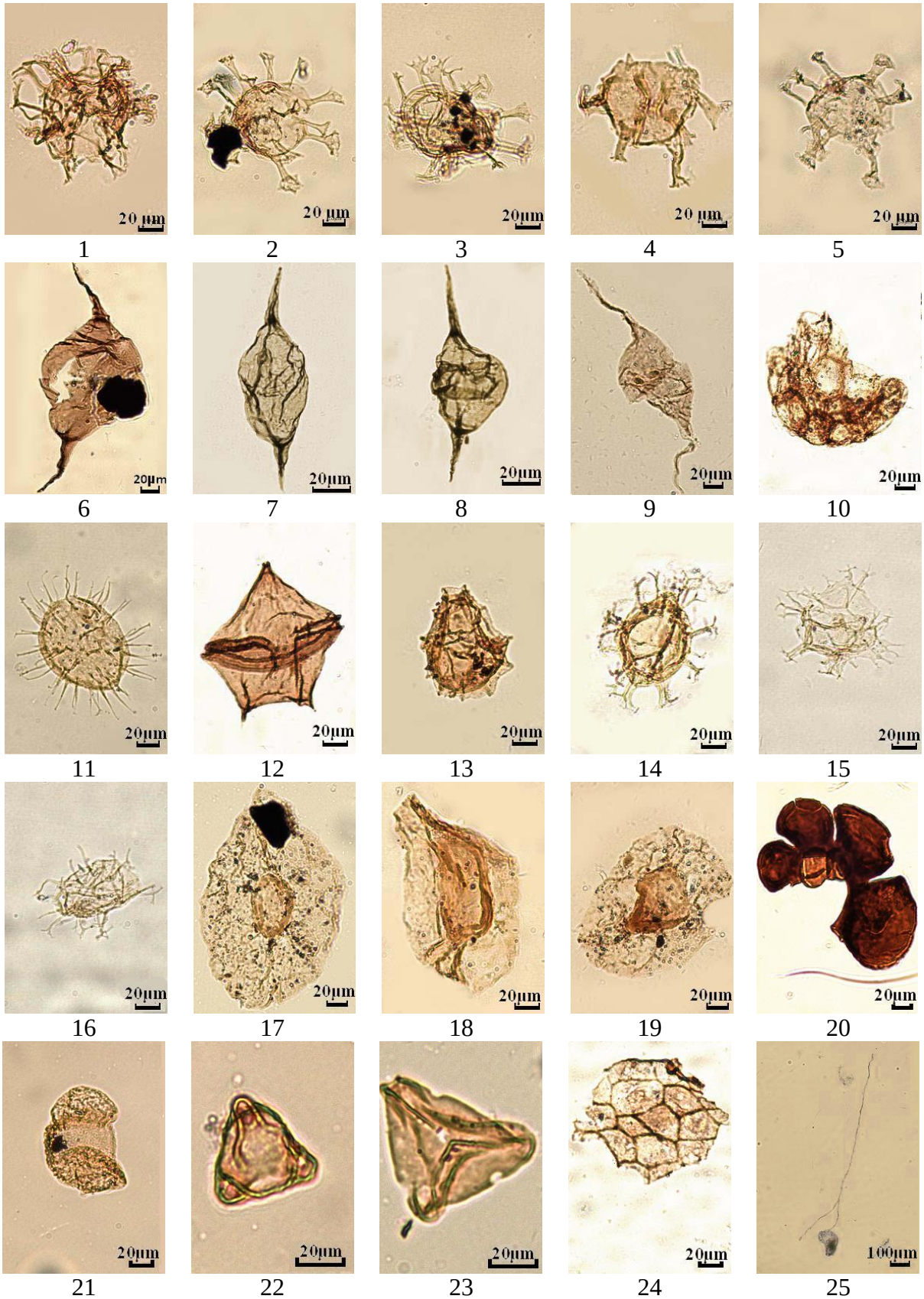


Plate 3


20 µm
1
20 µm
2
20µm
3
20 µm
4
20 µm
5
20µm
6
20µm
7
20µm
8
20µm
9
20µm
10
20µm
11
20µm
12
20µm
13
20µm
14
20µm
15
20µm
16
20µm
17
20µm
18
20µm
19
20µm
20
20µm
21
20µm
22
20µm
23
20µm
24
100µm
25

نشریه علمی ـ پژوهشی رخساره‌های رسوبی
بهار و تابستان ۱۳۹۶، ۱۰ (۱): ۱۴۳-۱۵۵

Sedimentary Facies
Spring & Summer 2017, 10 (1): 143-155
DOI: 10.22067/sed.facies.v10i2.54623

سکانس پیش‌رونده قاعده سیستم پرمین، شواهدی بر عملکرد حرکات قائم هرسی‌نین در برش‌های مختلف ایران

مهدی یزدی[۱]، علی یهرامی[۲*]، علیرضا پروانه[۳]، مهدی هویدا[۴]

۱ـ استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲ـ استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲ـ کارشناسی ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد طبس، طبس، ایران

۳ـ کارشناسی ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

*پست الکترونیک: meh.yazdi@gmail.com

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۲۶ **تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۰/۹**

چکیده

شواهد سنگ چینه‌نگاری، زیست چینه‌نگاری، حضور ناپیوستگی و ماگماتیسم محلی در قاعده سکانس پیش‌رونده سیستم پرمین ایران گویای عملکرد حرکات قائم خشکی‌زایی هرسی‌نین در برش‌های مختلف ایران است. آنالیز یکسان ژئوشیمی افق‌های سیلیکاکلاستیک قاعده پرمین در برش‌های مختلف مانند گهکم، فراقون، زردکوه و سورمه در زاگرس، چیروک طبس، یزد، لکرکوه و جام سمنان گویای این واقعیت است که این افق پیش‌رونده دارای شرایط دیرینه یکسان بوده و از یک منشأ تغذیه می‌شده است. قرارگیری نهشته‌های سیستم پرمین بر روی نهشته‌های قدیمی‌تر با سن‌های مختلف و حضور ناپیوستگی زمانی در این زمان حاکی از آن است که این دوره بر روی یک بستر ناهموار و با شرایط فرازمین و فروزمین پیش‌روی کرده است. ناپیوستگی قاعده‌ای پرمین که حاصل عملکرد خشکی‌زایی یا اپیروژنتیک در اواخر دوره کربنیفر بوده در برش‌هایی از ایران مانند نایبندان، نطنز، سه، چاه‌ریسه، زفره، آباده، رامشه، کردستان، آذربایجان، جام سمنان، سورمه، گهکم، فراقون، لکرکوه و بسیاری از نقاط ایران قابل مشاهده و پی‌گیری است. ظهور و انقراض جانوران و گیاهان دست کم در سه تراز در اواخر کربنیفر و ابتدای پرمین ایران نیز گویای عملکرد حرکات قائم هرسی‌نین است. تخریب و انباشت نهشته‌های پیش از وستفالین (کربنیفر) از فرازمین‌ها با آغاز گرم شدن آب و هوا در فروزمین‌ها (کنگلومرای سردر و رخداد البرزین) دلیلی دیگر بر عملکرد حرکات قائم هرسی‌نین می‌تواند باشد. تشابه مجموعه فسیل‌های جانوری وگیاهی نزدیک مرز کربنیفر و پرمین در شرق ایران (ارتفاعات شتری)، منطقه رامشه، اردکان و بعضی نقاط ایران نیز شاهدی بر این واقعیت است. اطلاعات به دست آمده از این تحقیق می‌تواند در شناخت بهتر حوادث دیرینه (زیستی و جغرافیایی) و بازسازی خرد قاره‌های ایران در آن زمان کمک نماید.

واژه‌های کلیدی: حرکات قائم هرسی‌نین؛ فرازمین و فروزمین؛ نهشته‌های سیلیکاکلاستیک؛ سکانس پیش‌رونده پرمین.

مقدمه

در پالئوزوئیک پسین در نتیجه برخورد قاره گندوانای شمالی با قاره اروپا کوه‌های هرسی‌نین به وجود آمد (Berberian & King, 1981; Haq & Al-Qahtani, 2005)، اغلب زمین‌شناسان و محققان نظیر Stocklin

(1974)، Berberian (1976) و Stampfli (1978) و نبوی (۱۳۵۵) تأثیر مرحله هرسی‌نین در ایران را از نوع خشکی‌زایی می‌دانند ولی مطالعات جدید، شواهدی حاکی از حرکات کوه‌زایی هرسی‌نین در ایران را به اثبات رسانده است (شکل ۱). در سنگ‌های دگرگونی منطقهٔ گشت در نواحی ماسوله، گرانیت‌هایی نفوذ کرده‌اندکه سن برخی از این گرانیت‌ها مزوزوئیک و قسمت‌هایی پالئوزوئیک زیرین تا فوقانی است. شیست‌های دگرگون شده ناحیهٔ ماسوله سن مطلق ۳۷۵ میلیون سال را نشان می‌دهند که می‌تواند مرتبط با هرسی‌نین یاکالدونین پسین باشد. در ایران مرکزی منطقه پشت بادام واحدهای پرموتریاس بدون اثر دگرگونی روی سنگ‌های دگرگونی با سن ۳۰۰ میلیون سال قرار گرفته‌اند. سینیت‌های شمال غرب تبریز و ناحیه جلفا و همچنین سینیت‌های آجری رنگ ناحیه مرند بعد از دونین و قبل از پرمین نشانگر حرکات هرسی‌نین در شمال غرب ایران است. تشکیل سازند تبخیری گچال در منطقه طبس را می‌توان از نتایج حرکات خشکی‌زایی هرسی‌نین محسوب است. عضو ۴ این سازند از شیل، دولومیت ژیپس‌دار و لایه‌های ژیپس تشکیل شده است. عملکرد فاز خشکی‌زایی هرسی‌نین سبب نبود رسوبات کربنیفر در استان اصفهان شده است (آقانباتی، ۱۳۸۷). تخریب و انباشت نهشته‌های پیش از وستفالین (کربنیفر) از فرازمین‌ها با آغاز گرم شدن آب و هوا در فروزمین‌ها (کنگلومرای سردر و رخداد البرزین) دلیلی دیگر بر عملکرد حرکات قائم هرسی‌نین می‌تواند باشد. تشابه مجموعه فسیل‌های جانوری وگیاهی نزدیک مرز کربنیفر و پرمین شرق ایران (ارتفاعات شتری)، منطقه رامشه، اردکان و بعضی نقاط ایران نیز شاهدی بر این واقعیت است (Yazdi, 2001; Yazdi & Archbold, 2002; Boncheva *et al*., 2007; Webster *et al*., 2011). به کارگیری اطلاعات به دست آمده از این تحقیق می‌تواند در شناخت بهتر حوادث دیرینه (زیستی و جغرافیایی) و بازسازی خرده قاره‌های ایران در آن زمان کمک نماید.

مقدمه

مطالعه زمین‌شناسی ارتفاعات شتری اولین بار توسط Furon (1941)، Gansser (1955) و Stocklin *et al*. (1965) انجام گرفته است. Stocklin *et al*. (1965) گروه ازبک کوه که شامل سازندهای بهرام، شیشتو و سردر می باشد را برای نهشته‌های قبل از پرمین در شرق ایران بنیان گذاری نموده‌اند. یزدی و همکاران (۱۳۶۸) به منظور شناخت منابع ماسه ریخته‌گری در ایران، کوارتزیت رأسی سازند سردر را با بسیاری از برش‌های دیگر در ایران از دیدگاه ژئوشیمی مقایسه و با مطالعه ژئوشیمیائی دقیق بر روی این واحد سنگی و اهمیت اقتصادی آن این افق را به نام قاعده پیش‌رونده پرمین نام‌گذاری کرده‌اند (Yazdi, 1999). همچنین یزدی و همکاران (۱۳۸۳)، پروانه و همکاران، (۱۳۸۳)، Yazdi (1965)، Rabiey & Yazdi (2001) و Yazdi & Archbold (2002) با معرفی فونای جانوری و گیاهی در ارتفاعات شتری و نقاط دیگر ایران به بررسی حوادث دیرینه در این فاصله زمانی پرداخته‌اند. حضور سه افق زیستی در کربنیفر بالایی ـ پرمین زیرین شامل:

۱) لاله‌وشان و گونیاتیت‌ها در شرق ایران در برش‌های دارچاله و رامشه در شهرضا (نامورین).

۲) بازوپایان پرمین زیرین در ارتفاعات شتری و کویر چهارآباده (اشکوب‌های آتونین تا آسیلین) و اردکان به همراه گیاهان استفانین (کربنیفر بالایی) تا آسیلین.

۳) سومین افق که با گیاهان پرمین زیرین در نهشته‌های سیلیکاکلاستیک قاعده پیش‌رونده پرمین در حوض دوراه طبس، البرز و پاره‌ای از نقاط ایران مشخص می‌گردد، گویای به دست آمدن اطلاعات جدید در مورد حوادث دیرینه مرز کربنیفر و پرمین در ایران است (Yazdi, 2001;

Boncheva *et al*., 2007; Webster *et al*., 2011). این تحقیق علاوه بر تمرکز نمودن بر روی تشابه‌های زیست دیرینه‌شناسی و سنگ چینه‌نگاری مرز دوره‌های کربنیفر و پرمین به حوادث دیرینه این مرز از دیدگاه تکتونیک و حرکات قائم خشکی‌زایی هرسی‌نین در ایران نیز می‌پردازد.

بحث

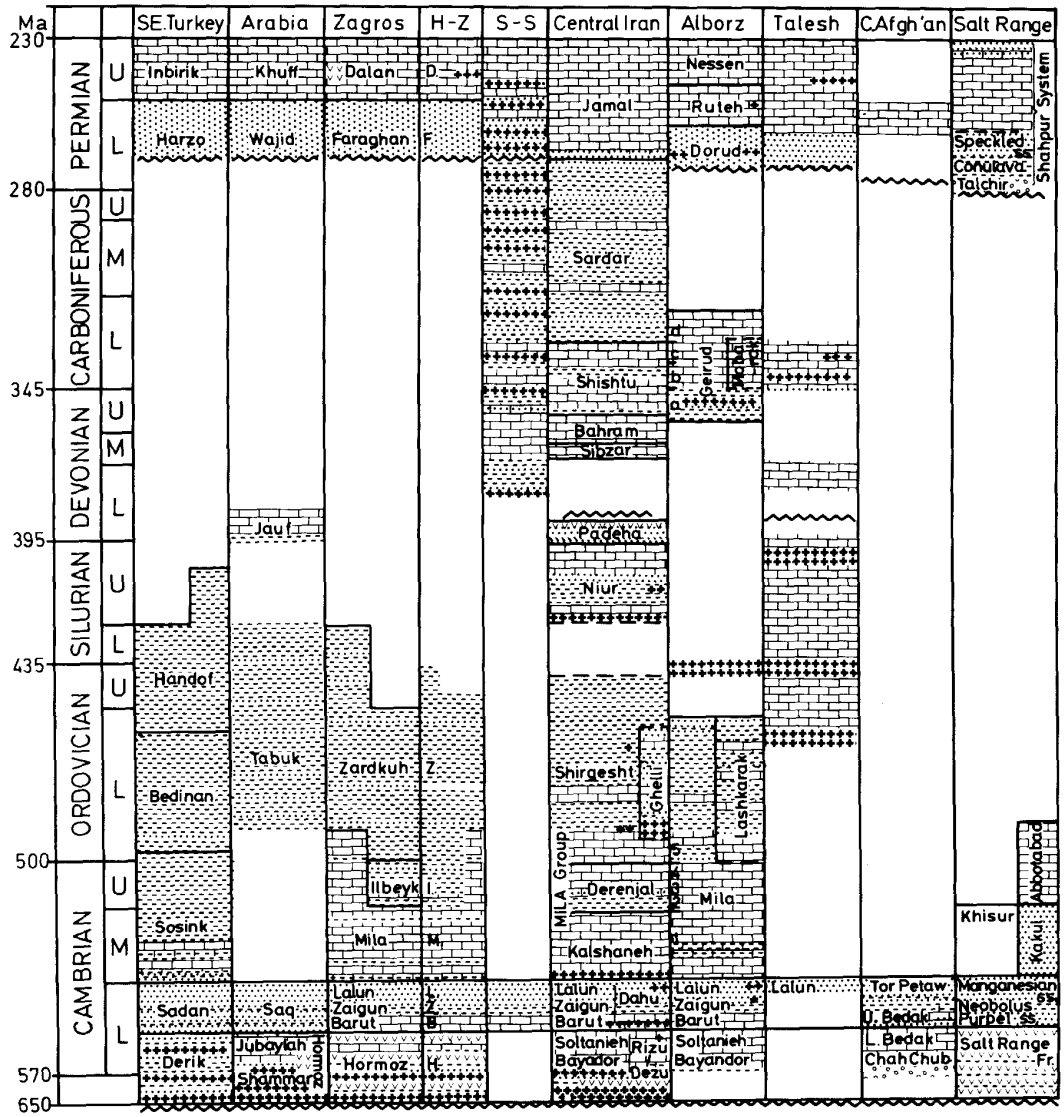
نهشته‌های سیلیکاکلاستیک قاعده پیش‌رونده پرمین و برش‌های دارای افق‌های ماسه سیلیسی در ایران توسط یزدی و همکاران (۱۳۶۸، ۱۳۸۰) به منظور اکتشاف ماسه ریخته‌گری نمونه برداری و از دیدگاه ژئوشیمی و ساختار زمین‌شناسی مطالعه گردیده است. نقاط نمونه برداری شده در این طرح شامل ماسه تخریبی گرانیتی استبرق سیرجان و ماسه سیلیسی قاعده پرمین زاگرس در برش‌های گهکم، فراقون، سورمه، زردکوه و دشتک (زردکوه زاگرس)، چیروک طبس و جام سمنان می‌باشد (جدول ۱). نمونه‌های برداشت شده از برش‌های قاعده پرمین ایران در آزمایشگاه ژئوشیمی شرکت تهیه و تولید مواد معدنی مورد نیاز فولاد ایران (پیربکران، اصفهان) مورد مطالعات آزمایشگاهی آنالیز درصدی، وزنی، حجمی، دانه بندی یا گرانولومتری و نقطه ذوب قبل از شست و شو و بعد از شست و شو به صورت آزمایشگاهی، نیمه صنعتی و صنعتی قرار گرفت (جدول ۱). با توجه به عددهای به دست آمده از آنالیز هفت برش مطالعه شده مخصوصاً درصد سیلیس و مواد فرار و آب میان بافتی (درصد افت پس از حرارت دیدن یا L.O.I) از قاعده پیش‌رونده پرمین می‌توان قضاوت نمود این واحد سنگ چینه‌ای در ایران یک منشأ دارد و در زمان آتونین ـ آسیلین در یک محیط دیرینه یکسان رسوب‌گذاری نموده است.

Alavi-Naini (1972) و Boncheva *et al*. (2015) حدود ۲۰ متر کوارتزیت سفید در قاعده پرمین منطقه جام، ارتفاعات شوراب و رضاآباد گزارش کرده‌اند. حضور افق‌های ماگمایی در سازند بهرام که مشابه افق‌های برش دالمه اردکان می‌باشد (Hairapetian & Yazdi, 2003) در این منطقه نیز دیده می شود، از طرفی در برش شوراب در حد فاصل دونین و پرمین افق‌های خاک قرمز همانند بسیاری از برش‌های ایران به همراه فعالیت‌های ماگمایی قبل از پرمین مشاهده می‌شود.

جدول ۱: آنالیز شیمیایی نمونه‌های افق سیلیکاکلاستیک پرمین بالایی در برش‌های مورد مطالعه.

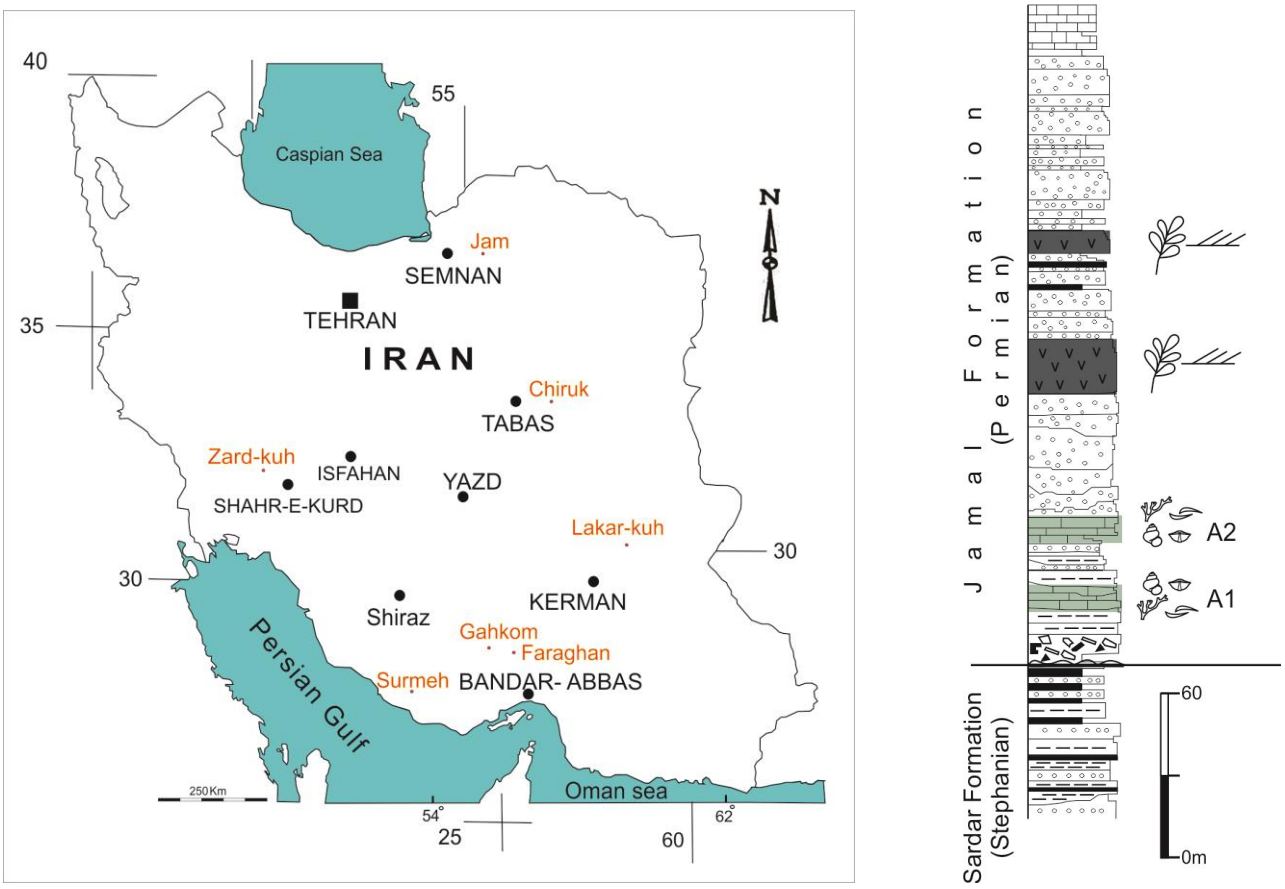
برش مورد مطالعه / آنالیزشیمیایی	چیروک طبس شتری	برش جام سمنان شوراب	برش لکرکوه کرمان	برش زردکوه بختیاری	برش فراقون بندر عباس	برش گهکم بندر عباس	برش سورمه فارس
Sio2	۹۷/۵۷	۹۵/۲۵	۹۵/۵۴	۹۸/۰۸	۹۲/۲۴	۹۶/۰۰	۹۴/۸۵
Fe2o3	./۶۱	۰/۲۷	۰/۳۹	۰/۷۹	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۴۷
Tio2	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۳۵	-	-	-	۰/۱۳
Al2o3	۱/۰۶	۱/۳۳	۱/۶۳	-	-	-	۱/۴۷
Cao	۰/۶۳	۱/۰۱	۰/۲۱	۰/۲۸	۱/۱۵	۱/۱۷	۰/۳۵
Na2o	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	-	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۰۴
K2o	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۱۸	-	۰/۰۴	۰/۵۰	۰/۲۲
L.O.I	۰/۴۲	۰/۴۲	۰/۵۵	۰/۵۲	۰/۳۰	۰/۳۸	۰/۷۱

نبود کربنیفر در این منطقه (Alavi-Naini, 1972) همانند نبود کربنیفر در برش چاه‌ریسه (Yazdi, 2001)، برش‌های زفره و سه (Adhamian, 2003, Brice *et al.*, 2006, Bahrami *et al.*, 2015) و برش ورکمر کرکس کاشان (اعلائی و همکاران، ۱۳۹۱) و لکرکوه کرمان (Klyver *et al.*, 1983) نیز گزارش شده است. وجود ناپیوستگی و نبود نهشته‌های کربنیفر، فعالیت ماگمایی و سیلیکاکلاستیک پیش‌رونده را می‌توان به فرسایش بعد از وستفالین مربوط دانست و یا این که در بعضی نقاط به علت خروج ازآب و یا پدید آمدن فرازمین‌ها و فروزمین‌ها به طور کل هیچ گونه نهشته‌های کربنیفر بر روی فرازمین‌ها رسوب‌گذاری ننموده است. یزدی (۱۳۷۵) و ابراهیمی خان‌آبادی و یزدی (۱۳۸۷) بر اساس کنودونت‌های به دست آمده از قطعات تخریبی کنگلومرای سازند سردر و مقایسه آن با پاپرونتو اسلوونیا زمان رسوب‌گذاری این واحد سنگ چینه‌ای را دقیقاً بعد از وستفالین A گزارش کرده‌اند. بر اساس اطلاعات و نمونه برداری‌های دقیق که در نزدیک قاعده پیش‌رونده پرمین از دهکده چیروک طبس (ارتفاعات شتری) تا آخر بلوک F در جاده سرند و مودر در حوض دوراه انجام گرفته است، در اولین بلوک در شرق دهکده چیروک دو افق فسیل‌دار به نام های A1 و A2 نام‌گذاری شده است (شکل ۲) (یزدی و همکاران، ۱۳۸۶).



شکل۱: تطابق واحدهای سنگی پالئوزویک و ناپیوستگی‌های رسوبی در نواحی ایران و کشور های مجاور (Berberian & King, 1981).

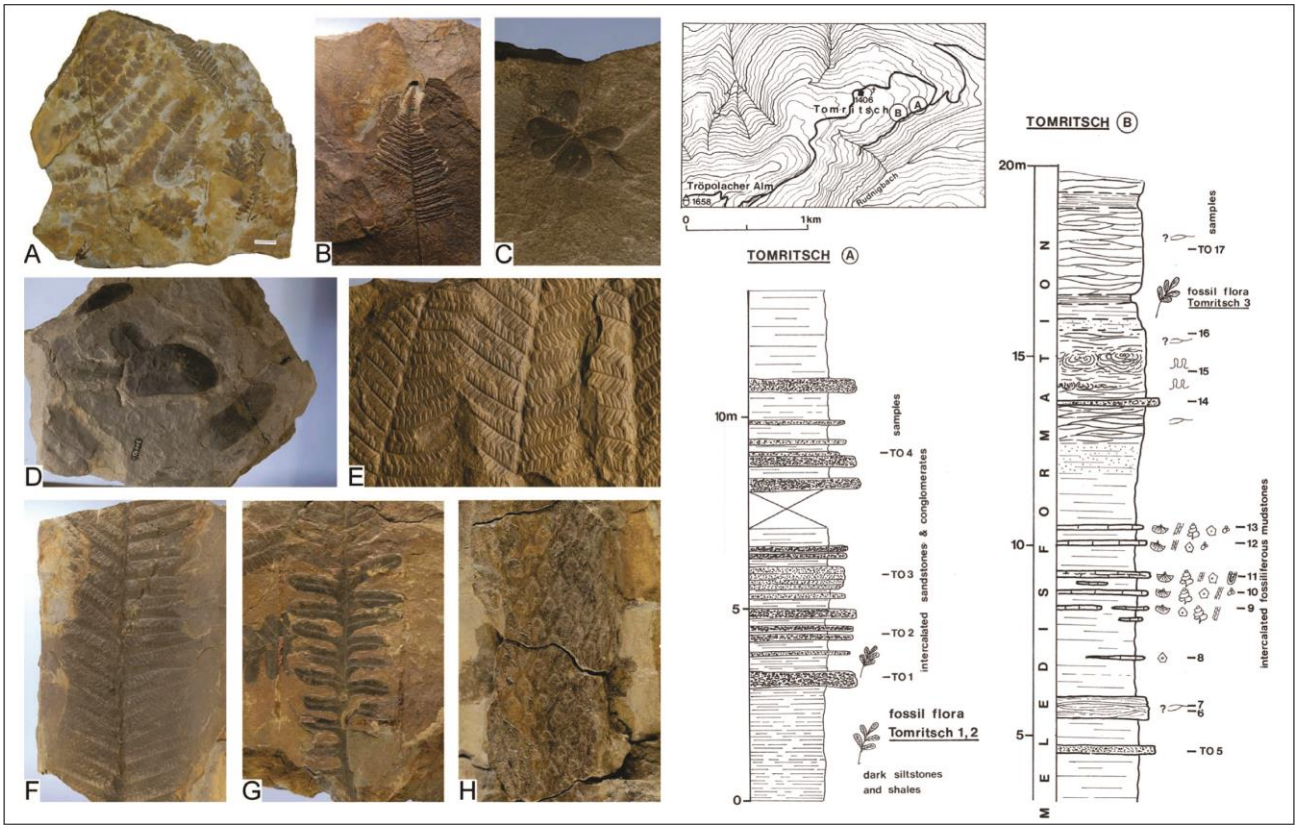
این دو افق ۲۵ و ۳۰ متر بالاتر از افق کلیدی دارای جنس *Gasterioceras* sp. قرار گرفته‌اند. در بالای این دو افق اولین ماکروفسیل‌های پرمین زیرین وجود دارند. قابل ذکر است Yazdi (1999) سن این دو افق را وستفالین تا آتونین یا زیست زون کنودونتی *Sinuatus-corrugatus-sulcatus* تعیین نموده است. حضور *Gasterioceras* sp. در منابع مختلف معادل اوایل وستفالین می‌باشد (Manger & Sutherland, 1991. P. 346-348). با توجه به حضور *Gasterioceras* در برش حوض دوراه (Yazdi, 1999)، شش انگشت (Hairapetian *et al.*, 2006; Webster *et al.*, 2011) و کال سردر (Stocklin *et al.*, 1965) می‌توان چنین نتیجه گرفت که نهشته‌های استفانین تا آسیلین (مرز کربنیفر ـ پرمین) باید در حدود ۱۰ تا ۱۵ متر نهشته قاره‌ای، رودخانه‌ای باشند که بعضاً عدسی‌های زغال‌سنگ نارس دارند و در زیر افق سیلیکاکلاستیک و در زیر افق A1 قرار گرفته‌اند. شناسایی افق شیل سیاه حاوی بازوپایان پرمین زیرین که اولین افق با سن پرمین زیرین در چیروک طبس است (شکل ۷) با حضور گونه‌های *Beecheria* sp.، *Cratispirifer nuraensis*، *Chapuranisa* sp.، *Spirelytha* sp.، *Fusispirifer* sp.، *Martinia* sp.، *Puctospirifer* sp.، *Magniplicatina* sp.، *Neospirifer*، *Latispirifer* sp.، *Trigonotreta* sp.، Terebratulidae، *Spirelytha ptaliformis*، *foordi* مشخص می‌شود (Yazdi & Archbold, 2002).



شکل۲: نقشه جغرافیایی و موقعیت برش‌های مورد مطالعه، ستون سنگ چینه‌ای بخش سیلیکاکلاستیک پیش‌رونده پرمین زیرین، موقعیت افق‌های فسیل‌دار A1 و A2 و افق‌های دارای فسیل‌های گیاهی در برش حوض دوراه و چیروک طبس.

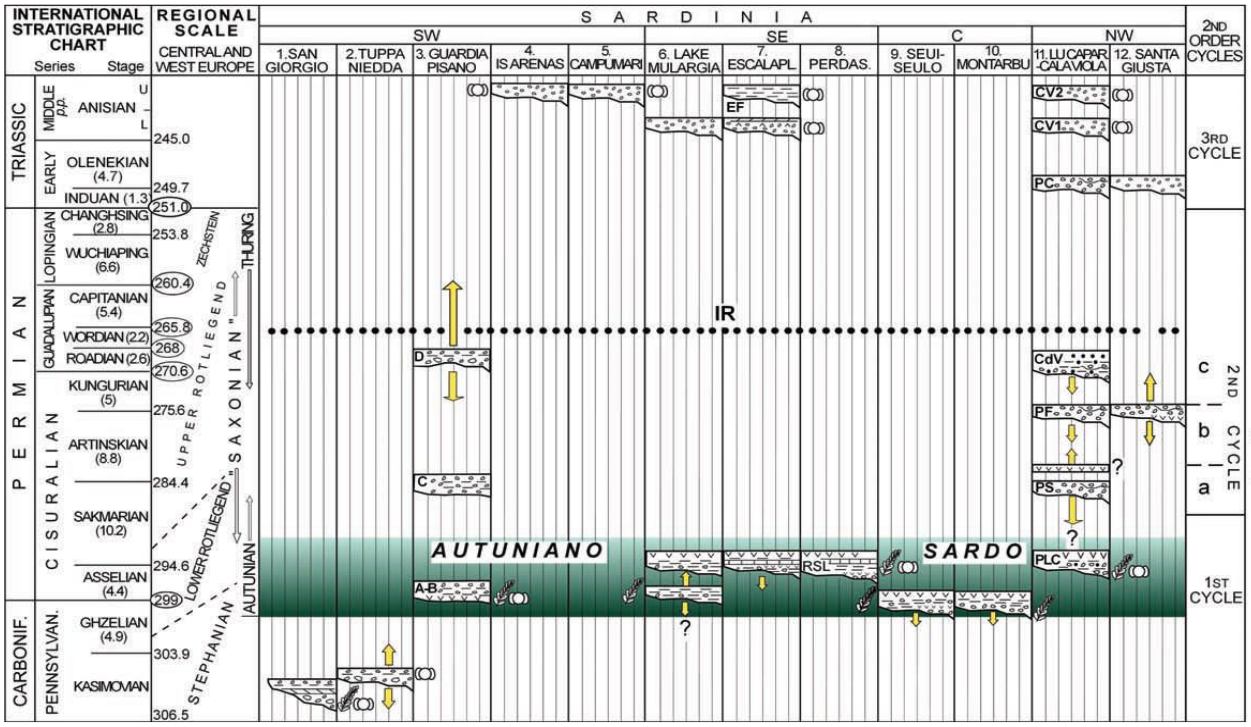
با توجه به حضور این مجموعه فسیلی می‌توان گفت از محل لایه A1 که حضور Spiriferida پرمین دیده می‌شوند سن نهشته‌ها پرمین است. در مطالعات انجام شده بر روی توالی‌های پرمین قرقوروم در پاکستان (Gaetani *et al.*, 1995)، قاعده برش‌های مورد مطالعه کوارتزیت قاعده‌ای با سن آسیلین در نظر گرفته شده است. همچنین در این برش‌ها مجموعه فسیلی مشابه شیل سیاه چیروک طبس را گزارش نموده و متعلق به پرمین زیرین می دانند (Gaetani *et al.*, 1995, p. 113-114, pl. 1). در بخش میانی افق سیلیکاکلاستیک پیش‌رونده پرمین زیرین یک لایه با ضخامت حدود ۲ متر در حین استخراج ماسه ریخته‌گری حوض دوراه ظاهر شده که به کشف گیاهان پرمین زیرین منجر گردید (پروانه و همکاران، ۱۳۸۳؛ یزدی و همکاران، ۱۳۸۳). مهمترین بقایای گیاهی کشف شده از این تراز *Annularia stellate*، *Pecoteris miltoni*، *Pecoteris*، *Archaeocalmites* می‌باشند (شکل ۶). Fresia *et al.* (2005) جنس *Annularia* را از ونزوئلا و Laya & Reyes (2004) از ارتفاعات آند در پرمین زیرین گزارش نموده‌اند. این جنس از کلمرد طبس در پرمین زیرین نیز گزارش شده است (Leven *et al.*, 2011).

Annularia و *Archaeocalmites* از اسفنوفیتال‌های محیط باتلاقی از مناطق دیگر جهان مانند ایتالیا (شکل ۳ و ۴) (Ronchi *et al.*, 2012)، چین (Wang, 2010)، ارتفاعات High Atlas مراکش (Saber *et al.*, 2007) و اسپانیا (Sopena *et al.*, 1974) گزارش شده است. در برش‌های منطقه توسکانی و ساردنیا در ایتالیا (شکل ۳ و ۴) شباهت فلور گیاهی و سنگ‌شناسی مرز پرمین ـ کربنیفر این نواحی با مناطق مورد مطالعه در این تحقیق گویای یکسان بودن حوادث این مرز در سایر نقاط جهان نیز می‌باشد.



شکل ۳: فسیل گیاهان کربنیفر پسین (اواخر پنسیلوانین) نواحی توسکانی و ساردنیا ایتالیا

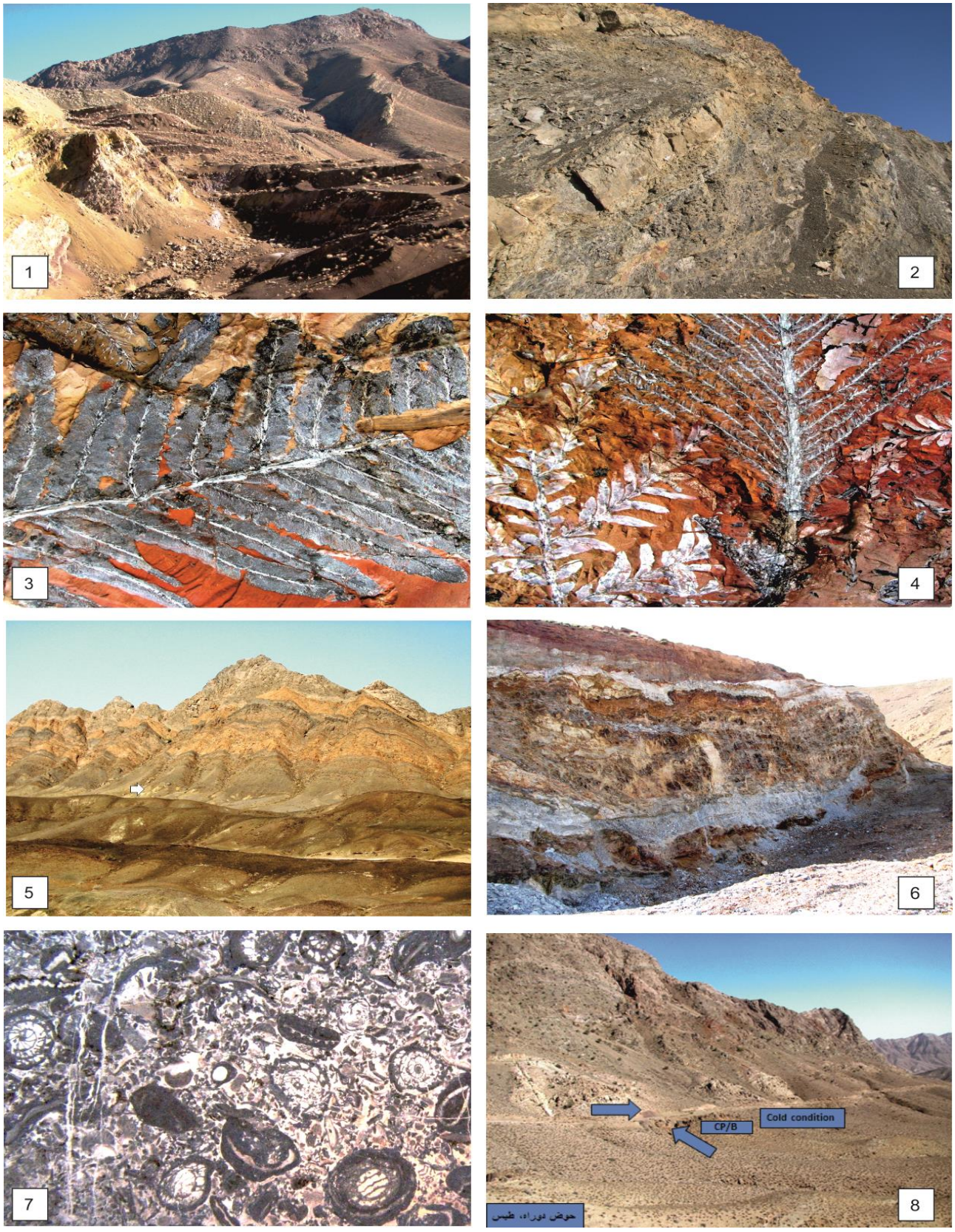
A. *Annularia carinata*; B. *Pecopteris* sp.; C. *Lilpopia raciborskii*; D. *Paripteris* cf. *linguaefolia*; E., F. *Acitheca polymorpha*, G. *Alethopteris* sp.; H. *Lepidodendron* cf. *subdichotum* (determinations S. Opluštil). Specimens A, B, E, F, H from Mt. Corona (Pontebba, Udine); C from Casera Cordin Grande (Paularo, Udine); D and G from Casera Auernig (near the old landslide, Ponteb ba; Udine).



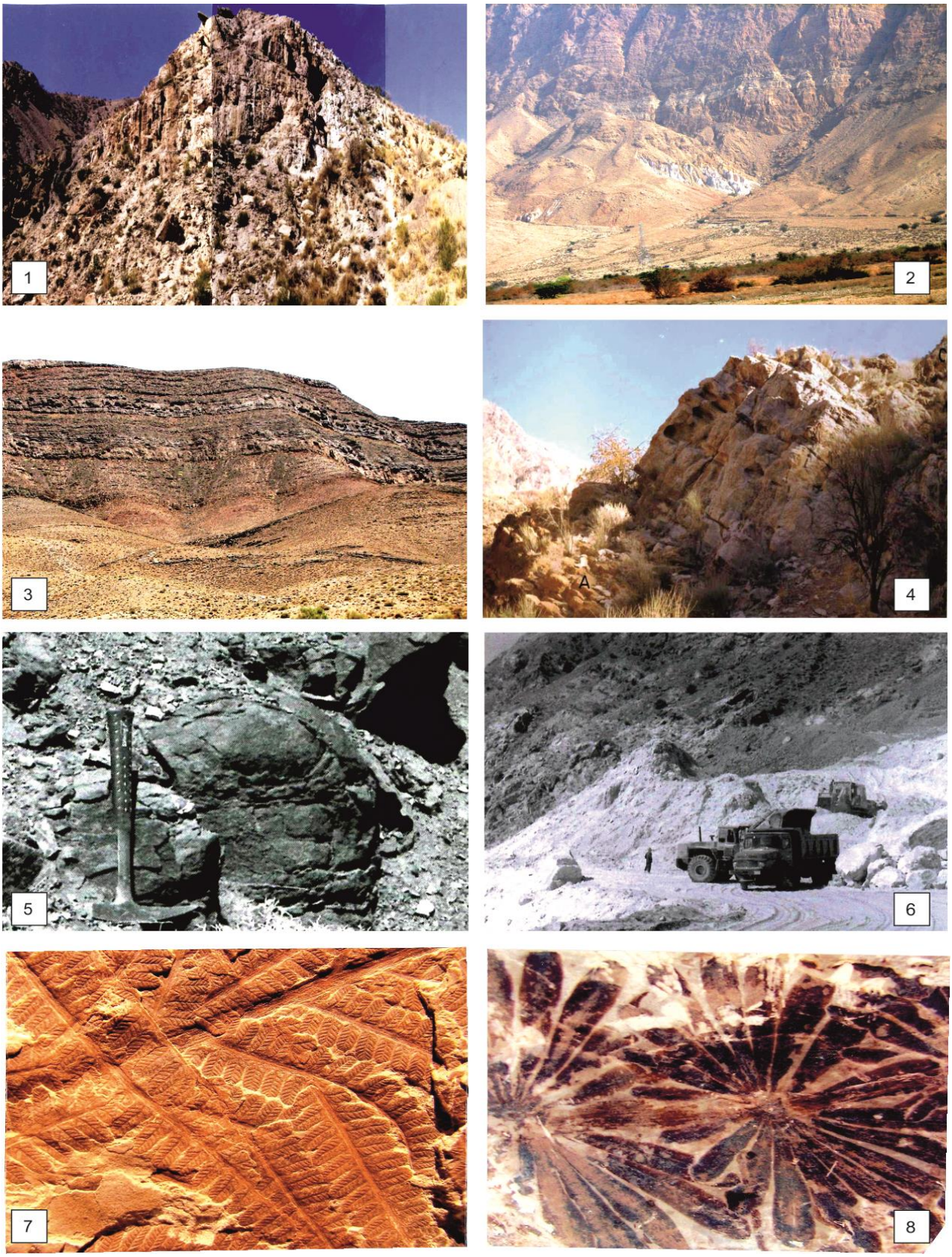
شکل ۴: تطابق افق‌های فسیل‌دار گیاهی مرز پرمین ـ کربنیفر ساردنیا ایتالیا (Ronchi *et al*., 2012).

پیرامون عملکرد حرکات قائم هرسی‌نین می‌توان به چند نکته توجه کرد، اولین مسأله این که چرا در بعضی نقاط ایران مانند ارتفاعات شتری، گرگان، ازبک کوه و رامشه نهشته‌های کربنیفر تا حوالی ابتدای استفانین ادامه می‌یابد (آقانباتی، ۱۳۸۷)، ولی در بسیاری از برش‌های دیگر نهشته‌های کربنیفر بر روی نهشته‌های مختلف از کامبرین تا وستفالین با ناپیوستگی و نبود رسوب‌گذاری همراه است. حضور تخریبی‌ها، سیلیکاکلاستیک‌ها و افق‌های انکولیتی در البرز، چاه‌ریسه اصفهان و رامشه (بهرامی و یزدی، ۱۳۸۶)که در هسته بعضی آن‌ها فوزولیناسه‌ها دیده می‌شوند (پرتو آذر، ۱۳۷۴)، همه گویای پیش‌روی دریای پرمین در ابتدای آسیلین با یک محیط قاره‌ای، نزدیک ساحل و پرانرژی است (Odin, 1988). می‌توان گفت با ادامه تغییرات آب و هوایی در این زمان (Veevers & Powell, 1987)، پس از بالا آمدگی و تقسیم شدن صفحه ایران و تخریب فرازمین‌ها و انباشت در فروزمین‌ها (کنگلومرای سردر و رخداد البرزین) در حد فاصل وستفالین A تا آتونین پیش‌روی ادامه یافته است. ناپدید شدن این گیاهان در ارتفاعات شتری، کلمرد، کویر ۴ آباده و دالمه اردکان در اواخر آسیلین به دلیل ادامه پیش‌روی در پرمین می‌باشد. لازم به ذکر است در کویر ۴ آباده بقایای گیاهان اواخر کربنیفر (استفانین) و ابتدای پرمین (آتونین) در بین افق‌های خاک نسوز به دست آمده است که این گیاهان شامل جنس *Aletoptreis* از سرخس‌ها و *Lebachia* از کاج‌ها می‌باشد. این افق گیاهی در منطقه آباده می‌تواند معادل افق فسیل گیاهی ماسه ریخته‌گری در طبس باشد.

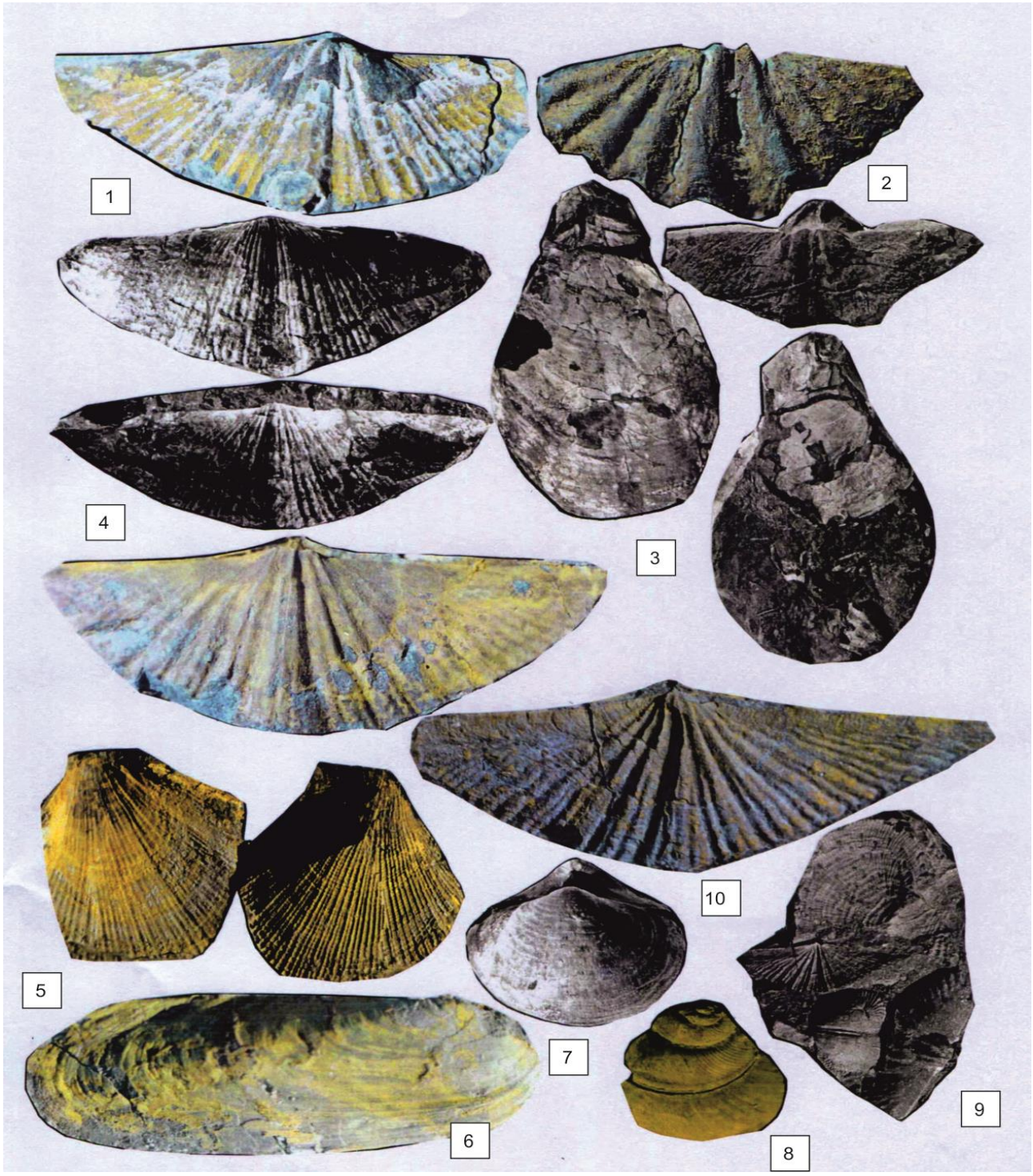
Eyles (1993) معتقد است دگرشیبی هرسی‌نین در عربستان سعودی، عمان و ترکیه و نهشته‌های سیلیکاکلاستیک کربنیفر بالایی تا پرمین زیرین (وستفالین تا ساکمارین)، به علت بالا آمدن قاعده و پی‌سنگ سپری شده این منطقه است.



شکل۵: برون‌زدهای کربنیفر بالایی تا پرمین زیرین در کویر ۴ آباده؛ ۱و ۲) شمال غرب آباده؛ ۳) فسیل گیاهی *Aletopteris* sp. کویر چهار آباده، اندازه تصویر ۲۰×۲۵ سانتی‌متر؛ ۴) فسیل گیاهی کاج *Lebachia* sp. کویر چهار آباده، اندازه تصویر ۲۰×۲۵ سانتی‌متر؛ ۵) نمای مرز کربونیفر - پرمین در برش شش انگشت شیرگشت شرق ایران؛ ۶) مرز دونین ـ پرمین در سه، شمال اصفهان؛ ۷) انکولیت قاعده پرمین در برش رامشه اندازه، تصویر ۱×۲ سانتی‌متر؛ ۸) مرز کربنیفر ـ پرمین در ارتفاعات شتری، برش حوض دوراه؛ بلوک F جاده سرند و مودر.



شکل۶: ۱) سیلیکاکلاستیک یا قاعده پیش‌رونده در برش فراقون شمال بندر عباس؛ ۲) قاعده پیشرونده در برش گهکم در شمال بندر عباس؛ ۳) نهشته‌های پرمین بر روی دونین در برش چاه‌ریسه در شمال اصفهان؛ ۴) قاعده پیشرونده در برش سورمه فارس؛ ۵) رگه ماگمایی درون کافتی در برش کوه شوراب جام سمنان (بعد از دونین و قبل از پرمین)؛ ۶) قاعده پیشرونده پرمین در برش حوض دوراه، ارتفاعات شتری، شرق ایران؛ ۷) سرخس *Pecopteris miltoni* از بین سیلیکاکلاستیک حوض دوراه (۱۰×۸ سانتی‌متر)؛ ۸) اسفنوفیتال یا دم اسب *Annularia stellata* از افق فسیل گیاهی ماسه ریخته گری (۸×۵ سانتی‌متر).



شکل ۷: ۱) *Trigonotera* ؛ ۴ و ۱۰) : *Latispirifer*؛ ۲) *Punctospirifer*؛ ۳) *Terebratulid*، ۵) *Indopecten*؛ ۶) دوکفه‌ای؛ ۷) *Martinia*؛ ۸) شکم‌پا؛ ۹) بازوپایان مختلف از شیل سیاه زیر افق ماسه ریخته‌گری در برش شیب چیروک به سد کریت در بلوک A چیروک طبس؛ اندازه نمونه‌ها در حد سانتی‌متر.

Alsharhan & Narin (1995) معتقدند که مشابه سیلیکاکلاستیک‌های پرمین زیرین ایران در منطقه سپری شده عربستان نیز وجود داشته است. از طرفی Leven & Gorgij (2004) معتقدند قزلین و مرز کربنیفر و پرمین در ایران (برش‌های انارک، ازبک کوه، آباده و البرز) فقط بالاترین بخش قزلین بالایی را شامل شده و یک وقفه از

کازیموین تا آخرین بخش قزلین را شامل می‌شود (صفحه ۲۶ شکل ۳). با توجه بر مستندات فوق و این واقعیت که حرکات قائم کربنیفر بالایی و پرمین زیرین (هرسی‌نین) در اروپا کوه‌زایی بوده و به سمت ایران خروج از آب و حرکات قائم را ایجاد نموده است، می‌توان چنین نتیجه‌گیری نمود که پیش‌روی آب در حوالی بالاترین بخش‌های قزلین در ایران شروع شده است.

نتیجه‌گیری

به علت وجود افق‌های ماگمایی، ناپیوستگی و از طرفی رسوب‌گذاری کنگلومرای سردر در زمان بعد از وستفالین، پیش‌روی مجدد دریای پرمین بر روی یک بستر ناهموار، احتمالاً باید سیستم هورست و گرابن و یا فرازمین و فروزمین در فاصله بین وستفالین A تا اواسط استفانین عمل کرده باشد. بخش‌های وسیعی از ایران قبل از پیش‌روی پرمین تخریب شده و در فروزمین‌ها انباشت گردیده، البته شدت تخریب در برخی از نقاط کمتر از مناطق دیگر بوده است. همچنین بعضی از مناطق مانند منطقه سه اصفهان از دیر باز فرازمین یا هورست بوده است. وجود کنگلومرای سردر و رخداد البرزین در زمان پس از وستفالین، وجود افق‌های دارای لاله‌وشان در اواخر نامورین و قبل از وستفالین در ارتفاعات شتری، دارچاله شهرضا، بناریزه آباده و سیاه کوه انارک گویای اولین چرخه ظهور و انقراض فونای پالئوتتیس در ۳۳- درجه جنوبی می‌باشد. چرخه دوم ظهور فلور گیاهی در آغاز پرمین است که در مناطق ارتفاعات شتری، کلمرد، اردکان و کویر ۴ آباده قابل مشاهده است.

منابع

ابراهیمی خان آبادی، ا.، یزدی، م.، ۱۳۸۷. یافته‌های جدید زیست چینه‌نگاری کنگلومرای سردر، شرق ایران، طبس (بر اساس کنودونت). *دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب*، اهواز، ۲۷۳- ۲۸۰.

اعلائی، م.، یزدی، م.، داستانپور، م.، بهرامی، ع.، ۱۳۹۱. پیامدهای هرسی نین در برش ورکمر و مقایسه با البرز وایران مرکزی. *سی امین گردهمائی علوم زمین. سازمان زمین‌شناسی کشور*، ۱-۷.

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۷. فرهنگ چینه‌شناسی ایران. جلد دوم (دونین تا پرمین). *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۱۲۹۷ ص.

بهرامی، ع.، یزدی، م.، ۱۳۸۶. بیواستراتیگرافی نهشته‌های کربنیفر در ناحیه رامشه، جنوب شرق شهرضا ـ جنوب غرب ایران مرکزی، بر اساس کنودونت‌ها. *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان*، ۲۹ (۳): ۱۴۵- ۱۵۶.

پرتو آذر، ح.، ۱۳۷۴. سیستم پرمین در ایران. *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۳۴۰ ص.

پروانه، ع.ر.، یزدی، م.، مسعودی، ش.، ۱۳۸۳. کشف و معرفی اولیه گیاهان پرمین زیرین از ارتفاعات شتری، شرق ایران. *هفتمین هفته پژوهش دانشگاه اصفهان و پنجمین هفته پژوهش جمهوری اسلامی ایران*. معاونت پژوهشی دانشگاه اصفهان. دانشکده علوم، ۵۵.

نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۱۰۹ ص.

نورالدینی، م.، رحمتی، س.، یزدی، م.، ۱۳۸۹. مقایسه نهشته‌های کربنیفر بالائی ـ پرمین بر مبنای کنودونت‌ها در ناحیه آباده (برش بناریزه و استقلال) با مناطق همجوار. *فصلنامه علوم زمین*، ۷۷: ۱۸۰- ۱۷۵.

یزدی، م.، ۱۳۷۵. تجدید نظر در سن کنگلومرای سردر (طبس، خاور ایران)، مروری بر جغرافیای دیرینه آن و مقایسه استراتیگرافی و ساختار چینه شناسی رسوبات پالئوزوئیک بالائی در پاراپرونتو اسلوونیا با کنگلومرای سردر. *فصلنامه علوم زمین*، ۱۹: ۳۲-۴۱.

یزدی، م.، پرخیده، ه.، دقاق زاده، ف.، ۱۳۶۸. گزارش اکتشافی منابع ماسه ریخته گری در ایران. *شرکت ملی فولاد ایران، شرکت تهیه مواد غیر فلزی اصفهان (پیربکران)*، گزارش داخلی منتشر نشده، ۱۵۵ ص.

یزدی، م.، ترابی، ح.ا.، صفری، ا.، ۱۳۸۰. گزارش پایانی طرح پژوهشی شماره ۷۵۰۸۳۲ مطالعه مرز کربنیفر و پرمین در ایران مرکزی. *معاونت پژوهشی دانشگاه اصفهان*، طرح درون دانشگاهی، ۴۳ ص.

یزدی، م.، رشیدی، ک.، پروانه، ع.ر.، ۱۳۸۳.کشف گیاهان پرمین زیرین از ارتفاعات شتری، شرق ایران. *بیست و سومین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۱۶۹.

Adhamian, A., 2003. Middle Devonian (Givetian) conodont biostratigraphy in the Soh area, North of Isfahan, Iran. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 245:183-193.

Alavi-Naïni, M., 1972. Etude géologique de la region de Djam. *Ministry of Economy. Geological Survey of Iran. Report*, 23: 288 p.

Alsharhan, A.S., Narin, A.E.M., 1995. Stratigraphy and sedimentology of the Permian in the Arabian Basin and adjacent areas: A critical review. *In:* Scholle, P.A., Peryt, T.M., & Ulmer-Scholle, D.S., (eds.), the Permian of Northern Pangea. *Sedimentary Basins and Economic Resources*, Germany, 2: 187-214.

Bahrami, A., Königshof, P., Boncheva, I., Sadat Tabatabaei, M., Yazdi, M., & Safari, Z., 2015. Middle Devonian (Givetian) conodonts from the northern margin of Gondwana (Soh and Natanz regions, north-west Isfahan,Central Iran): biostratigraphy and palaeoenvironmental implications. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 95: 555-577.

Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.

Berberian, M., 1976. The important deformational and metamorphic phases in the belt North east of the Zagros thrust line (Iran). *Geology Survey of Iran, International Report*, 13 p.

Boncheva, I., Bahrami, A., Königshof, P., Yazdi, M., Hoveida, M., & Razi Allipour, B., 2015. Devonian deposits of Bahram Formation in the Kuh-e-Reza-Abad and the Kuh-e-Shorab sections (southwest Damghan), Central Iran. *Strata*, 16: 18-19.

Boncheva, I., Bahrami, A., Yazdi, M., & Torabi, H., 2007. Carboniferous conodont biostratigraphy and late Paleozoic depositional evolution in south central Iran (Asad-abad section – SE Isfahan). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 113 (3): 329- 356.

Brice, D., Yazdi, M., Torabi, H., & Maleki, M., 2006. Devonian brachiopods from the Zefreh section (central Iran). *Annates de la Societe Geologique du Nord*, 13 (2): 141-155.

Eyles, N., 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. Earth-Science Reviews, *Elsevier Sciences Publishers B. V., Amsterdam*, 35: 1-248.

Fresia, R.B., Oscar, R., & Oscar, O., 2005. La Flora Euroamericana de Carache (Carbonifero Tardio-Permico Temprano), Municipio de Carache, Noroeste de Venezuela. *Plantula*, 3 (3): 153-167.

Furon, R., 1941. Geologie du plateau Iranien (Perse-Afghanistan-Beloutchistan). *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*, Nouvelle Serie, Paris, 7 (2): 177–414.

Gaetani, M., Angiolini, L., Garzanti, E., Jadoul, F., Leven, E.Y.A., Nicora, A., & Sciunnach, D., 1995. Permian stratigraphy in the northern Karakorum, Pakistan. *Rivisita Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 101 (2): 107-152.

Gansser, A., 1955. New aspects of the geology in Central Iran. Proc. *4th World Petroleum Congerss*, Rome, sect. I/A/5, paper 2, 279-300.

Hairapetian, V., & Yazdi M., 2003. Late Devonian conodonts from the Dalmeh section, Northeastern Ardekan, Central Iran. *Courier Forshungsinstitut Senckenberg*, 245: 209-225.

Hairapetian, V., Korn, D., & Bahrami, A., 2006. Viséan and Bashkirian ammonoids from central Iran. *Acta Geol Polonica*, 56: 229-240.

Haq, B.U., & Al-Qahtani, A.M., 2005. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia*, 10 (2): 127-160.

Klyver, H.M., Tirrul, R., & Chance, P.N., 1983. Explanatory text of the Naybandan Quadrangle maps 1:250000, Geological Survey of Iran. *Geology Quadrangle*, J.8, 143 p.

Laya, J.C., & Reyes, J., 2004. Implication in a Carboniferous – Permian sedimentary sequences from the Venezuelean Andes. *In:* Rui Pena dos Reis, Pedro Callapenz & Pedro Dinis (eds.), abstract book. *23th International Association of Sedimentologiest, Meeting of Sedimentology*. Coimbra – Portugal, 164 p.

Leven, E.Ja, & Gorgij, M.N., 2004. Gzhelian Fusulinids First Discovered in Central Iran. *Stratigraphy and Geological correlation*, 14 (1): 19-29.

Leven. E.Ja., Naugolnykh, S.V., & Gorgij, M.N., 2011. New finding of Permian marine and terrestrial fossils in central Iran (The Kalmard block) and their significance for correlation of the Tethyan, Uralian, and West European scales. *Rivisita Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 117 (3): 355-374.

Manger, W.L., & Sutherland, P.K., 1991. Comparative Ammonoid/Conodont-Based and Foraminifer-Based Carboniferous correlation. *Courier Forshungsinstitut Senckenberg*, 130: 345-350.

Odin, G.S., 1988. Green Marine Clays, Oolithic Ironstone Facies, Verdine Facies. Glaucony Facies and Celadonite-bearing Facies. A Comparative Study. Developments in Sedimentology. *Elsevier, Amesterdam*, 45: 441 p.

Rabiey, Z., & Yazdi, M., 2001. Parallic sedimentary basin and mass extinction close to the Carboniferous-Permian boundary in Darchsleh section (South of Isfahan, Iran). *In*: Yan, J., & Pen, Y., (eds.) Proceedings of the International symposium on the global stratotype of the Permian-Triassic boundary and the Paleozoic-Mesozoic events. *Changxing, Zhejiang, August*, China, 8 p.

Ronchi, A., Kustatscherm, E., Pittau P., & Giuseppe, S., 2012. Pennsylvanian floras from Italy: an overview of the main sites and historical collection. *Geologia Croatica*. 63(3): 299-322.

Saber, H., Wartiti, M.El., Hmich, D., & Schneider, J.W., 2007. Tectonic evolution from the Hercynian Shortening to the Triassic extension in the Late Paleozoic Sediments of Western High Atlas (Morocco). *Journal of Iberian Geology*, 33 (1): 31-40.

Sopena, A., Doubinger, J., & Virgill, C., 1974. El Permico Inferior de Tamajon Retiendas, Valdesotos Y Tortuero (Borsdes sel Sistema central). *Tecniterrae revista espanola de geologia y mineria*, 1: 8-16.

Stampfli, G.M., 1978. Étude géologique generale de l'Elbourz oriental au sud de Gonbad-e-Qabus (Iran NE). *Ph.D. Thesis, University Genève*, 1868: 329 p.

Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margine in Iran. *In*: Burk, C.A., & Drak, C.L., (eds.), The Geology of Continental Margins. *Springer,NewYork*, 873-887.

Stocklin, J., Eftekhkar-Nezhad, J., & Hushmand-Zadeh, A., 1965. Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran). *Geological Survey of Iran*, 3:1-69.

Veevers, J.J. & Powell, C.Mc. A., 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in Transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geological Society of American Bulletian*, 98: 475-487.

Wang, J., 2010. Late Paleozoic macro flora assemblages from Weibei Coalfield with reference to vegetetional change through the Late Paleozoic Ice-age in the north China Block. *International Journal of Coal Geology*, 83: 292-317.

Webster, G.D., Maples, C.G., Yazdi, M., Marcus, S. & Waters, J.A., 2011. Early Pennsylvanian, Bashkirian, echinoderms from eastern Iran, a potential transitional fauna between Laurentia/Avalonia and the Paleotethys, and a Permian cromyocrinid from central Iran. *Senckenberg Gesellschaft fur Naturforschung and Springer. Special paper.* 1-61.

Yazdi, M., & Archbold, N.W., 2002. Late Carboniferous to Early Permian mass extinction in east and central Iran. *In:* Brock, G. A., & Talent, J. A., (eds.), *First International Palaeontological Congress, Geological Society of Australia. July, Macquarie University, N.S.W. Australia,* 68:177- 178.

Yazdi, M., 1999. Late Devonian-Carboniferous conodonts from Eastern Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 105: 167-200.

Yazdi, M., 2001. Late Devonian faunal events and sea level changes in east and central Iran: correlation with global patterns of change. *Historical Biology*, 15: 83-89.

Yazdi, M., 2001. Post-Westphalian (Carboniferous) to Early Permian mass extinction and Palaeogeographical features in east and central Iran. *In:* J., Yan, & Y., Peng, (eds.), Proceedings of the International symposium on the Global Stratigraphy of the Permian-Triassic boundary and the Paleozoic-Mesozoic events. *Changxing, Zhejiang, August*, China, 120 p.

Yazdi, M., 2002. Late Carboniferous to Early Permian flora from central Iran (Abadeh and Isfahan). *In:* Brock, G.A., & Talent, J.A., (eds.) *First International Palaeontological Congress, Geological Society of Australia. July, Macquarie University, N.S.W. Australia,* 68: 295.

Zahedi, M., 1973. Ètude gèologique de la règion de Soh (W de l'Iran central). *Geological Survey of Iran, Report*, 27:1-197.

Green Algae (Dasycladales) from Paleocene deposits in Western Birjand (Grong section)

Barani, F.[1], Rashidi, K.[2*], Raisolssadat, S.N.[3], Khazaee, M.[4]

1- M.Sc. Student in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Payame Noor University, Birjand, Iran
2- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Yazd University, Yazd, Iran
3- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran
4- Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

*****E-mail: koo.rashidi@gmail.com

Introdaction

The study area is located between Lut and Helmand blocks. This area is named Eastern Iran Flysch Basin. This basin is surrounded between Nehbandan fault in the west and Harirrud fault in the east (Stöcklin, 1968). Post Cretaceous deposits of Birjand area are composed of different facies with variations thickness. Paleogene deposits in Birjand area formed after Laramid orogeny phase in Paleocene and ended in late Middle Eocene (Eftekharnezhad, 1986).

The studied section is located about 60 kilometers west of Birjand. Access to the outcrop is along Birjand-Kerman road. After passing through Khusf city and Dastgerd village, a gravel road separated from Birjand-Kerman road. The measured section is near Gorong village. The geographical position of the section is 32o 52′ north latitude and 58o 52′ east longitude. This section is about 26 kilometers North West of Khusf City.

Paleocene deposits in the study area include sandstone and conglomerate at the base, then changes to sandy limestone, marly limestone, thick bedded to massive limestone in middle and upper parts, and marly limestone and conglomerate in uppermost part.

In order to study algae in carbonate beds, samples collected from different intervals. Sampling interval is between 1/5 meters and 3 meters, which in clastic beds the intervals are greater than carbonate beds. Ninety samples have been collected in the field and thin sections prepared from all samples.. The photomicrograph of fossils prepared and based on references, genera and species of algae, identified, described and introduced.

Discussion

The thickness of measured stratigraphical section is 342/5 meters and could be divided into four units. There are conglomerate beds above the boundary (unit A and B). In uppermost part of unit D also there are conglomerate beds. It seems the lower and upper boundaries are disconformable. The lithology of units are as follows:

Unit A- The lower part of this unit is covered, then 53 meters of marl and with thin intercalated limestone beds are present.

Unit B- This unit include 111 meters of conglomerate at the base, then changes to sandstone and massive limestone.

Unit C- This unit is composed of 144.5 meters of thick bedded limestone with marly limestone.

Unit D- This unit is composed of 34 meters marly limestone in lower part and conglomerate and sandstone in upper part.

After studing thin sections of units B and C, the following algae are identified; *Clypeina occidentalis, Clypeina* aff. *dragastani*, *Clypeina* cf. *haglani*, *Clypeina elliotti, Clypeina* cf. *elliotti Clypeina* cf. *lucana, Cymopolia* cf. *frugifera, Cymopolia edwarsi, Cymopolia* cf. *mayaensis, Cymopolia drobneae, Cymopolia satyavanti, Dissocladella* aff. *longijangensis,* ?*Broeckella* sp.*, Orioporella villattai, and Ovulites* cf. *arabica.* In all identified genera and species, all parameters such as outer and inner diameters, branch diameter in proximal and distal, number of branches in every verticil were measured.

Results and Conclusion

Although the Paleocene deposits in western Birjand consist of clastic and carbonate sequences, the carbonate deposits contain a good variety of algae especially green algae. The most important identified genera and

species are *Clypeina occidentalis, Clypeina* aff. *dragastani*, *Clypeina* cf. *haglani*, *Clypeina elliotti*, *Clypeina* cf. *elliotti Clypeina* cf. *lucana*, *Cymopolia* cf. *frugifera*, *Cymopolia edwarsi*, *Cymopolia* cf. *mayaensis, Cymopolia drobneae, Cymopolia satyavanti*, *Dissocladella* aff. *longijangensis,* ?*Broeckella* sp., *Orioporella villattai*, *Ovulites* cf. *arabica.* The assemblage algae confirm Paleocene age and foraminifera such as *Kathina* sp., *Mississippiana binkhorsti*, *Mississippiana* sp., *Rotorbinella detrecta, Rotalia* sp. also support this age.

Keywords: Lut block; East Iran; Paleocene; algae; dasycladacean; Birjand.

Reference

Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonic of Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.

Eftekharnezhad, J. (1986) 1:100000 Geological Map of Birjand. *Iran's Geological Survey and Mineral Explorations Publications*, Tehran, Iran.

Nannostratigraphy of the Pliocene deposits in Kharchang section (Eastern Paratethys of South Caspian Sea)

Barari, A.[1*], Hadavi, F.[2]

1- Ph.D. Student in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
2- Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

* E-mail: adel.barari@gmail.com

Introduction

In this research, Calcareous Nannofossils of the Kharchang section have been studied. The area under study is located in the eastern Paratethys and the section with 260 meters thickness is located 10 kilometers far in south of Sari city and in the north of the Kharchang village. The lithology of the deposits consists of soft, yellow fine grained sandstones, gray, blue and yellow sandstone, and yellow and brown sandy claystone.

Material and Methods

In this study, 35 samples from the Kharchang section have been studied. Samples were prepared as smear slide method. In order to study of the thin sections and the prepared slides, Olympus Optical Microscope (BH2) with an object lens with a magnification of 100 was used and the gypsum plate was used for distinguishing certain species. In general, 23 genera and 43 species of the calcareous nannofossils have been recognized in this section.

Discussion

Nannofossils are suitable for biostratigraphical studies since they are abundant, planktonic, rapidly evolving and largely cosmopolitan. These fossils are found abundantly in the section and they are well preserved, especially *Discoasters*, which are protected from excess growth and dissolution and have a fairly large variety of species. The coccoliths in this section have relatively high diversity and good preservation. The biostratigraphic studies are done based on Martini (1971) zoning. In this zonation, the NN abbreviation represents Neogene nanoplanktons (Nannoplankton Neogene).

Based on the identified nannofossils, age of the lower part of this section is Early Pliocene (Zanclean) corresponding to NN14 (Martini, 1971).

In the known fossil assemblage, a number of reworked Mesozoic fossils are seen such as *Braarudosphaera bigelowii, Calculites obscurus, Calculites ovalis, Eiffellithus gorkae, Eiffellithus turriseiffelii, Micula concava, Watznaueria barnesae and Watznaueria biporta* and some Palaeogene species such as *Chiasmolithus bidens, Chiasmolithus nitidus, Coccolithus pelagicus, Cribrocenrum martini, Cruciplacolithus tenuis, Discoaster deflandrei, Discoaster kuepperi, Discoaster kugleri, Ellipsolithus lajollaensis, Ericsonia staerkeri, Fasciculithus tympaniformis, Helicosphaera reticulata, Helicosphaera seminulum, Neochiastozygus concinnus, Neochistozygus imbriei, Prinsius martini, Sphenolithus ciperoensis, Sphenolithus radians* and *Triquetrorhabdulus carinatus* present and species commonly associated with the Neogene are *Catinaster coalitus, Helicosphaera ampliaperta, Helicosphaera sellii, Pseudoemiliania lacunosa, Reticulofenestra pseudoumbilica, Sphenolithus belemnos and Sphenolithus heteromorphus.*

The age that have been suggested for the studied section are introduced as follows:

DISCOASTER ASYMMETRICUS ZONE (NN14)

Definition: From the first occurrence of *Discoaster asymmetricus* to the last occurrence of *Amaurolithus tricorniculatus*

Author: Gartner (1969)

Age range: Early Pliocene (Zanclean)

The mentioned zone is 28 meters thick in the Kharchang section and the biozone was identified in the base of the section.

Considerations: Because the species belonging to the mentioned genera are present in almost all specimens, their attribution to Neogene is ascertained. For example, the species *Sphenolithus belemnos*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Amaurolithus tricorniculatus* , *Ceratolithus acutus*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster calcaris*, *Discoaster druggii*, *Discoaster exilis*, *Discoaster kugleri*, *Discoaster pentaradiatus*, *Discoaster surculus* and *Discoaster asymmetricus* were observed. It should be noted that due to the presence of the *Amaurolithus* and *Ceratolithus* genera in the Late Miocene and the presence of the *Amaurolithus tricorniculatus* species in the first specimen, which is present at the basis of the studied deposits, it is indicative of the absence of deposits older than Late Miocene, but the *Discoaster asymmetricus* species appearing in the Lower Pliocene and at the base of the studied thickness indicates the age of Pliocene is the beginning of this sedimentary sequence. Since the species has been present throughout the studied section, the age of these deposits can be attributed to the Early Pliocene, which is compatible with the NN14 zone of the Standard Zoning of Martini (1971). Regarding the fact that the NN15 biozone begins with the last occurrence of *Amaurolithus tricorniculatus*, and the species is found in the last sample, unfortunately we cannot currently determine the age of the top of these deposits.

Conclusion

In this research, Calcareous Nannofossils of the Kharchang section have been studied. The section with 260 meters thickness consists of soft, yellow fine grained sandstones, gray, blue and yellow sandstone, and yellow and brown sandy claystone. Based on the current studies, 23 genera and 43 species have been identified in the 35 studied samples and the age of these deposits is the Early Pliocene, which corresponds with the NN14 zone of the standard zoning of Martini (1971)..

Keywords: Paratethys; Caspian Sea; Kharchang; calcareous nannofossils.

References

Gartner, S., 1969. Correlation of Neogene planktonic foraminifera and calcareous nannofossil zones. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 19: 585-599.

Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proceeding Planktonic Conference*, 739-785.

Biostratigraphy of Late Devonian deposits (Famennian) of Kuh-e-Kaftar section (northeast Isfahan) based on conodont fauna

Bahrami, A.[1*], Yazdi, M.[2], Parsa-Nejad, H.[3]

1- Assistant professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran
2- Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran
3- M.Sc. student, Department of geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

*****E-mail: bahrami_geo@yahoo.com

Introduction

The main Paleozoic sequences of Isfahan Province cropped out in the northern part of Isfahan e.g: Soh and Natanz (Najhaf, Neqeleh, Varcamar, North Tar and west Kesheh section) (Zahedi, 1973; Adhamian, 2003, Ghobadipour *et al.*, 2013; Bahrami *et al.*, 2015); Zefreh, Chahriseh and Dizlu areas (Brice *et al.*, 2006; Gholamalian, 2003; Habibi *et al.*, 2013). Kuh-e-Kaftar section (Chahriseh area) is one of the most complete sequence of Upper Devonian deposits in north Isfahan (central Iran), which have been devoted many papers by different researchers on the fossils content of these deposits (Ghavidel-syooki, 2001; Hamedani, 1996; Brice and Kebriae, 2000; Djafarian, 2000; Mistian and Gholamalian, 2000; Mistian *et al.*, 2000; Yazdi *et al.*, 2000; Turner *et al.*, 2002؛ Safari and kangazian, 2003; Gholamalian, 2003, 2007; Webster *et al.*, 2007 and Hairapetian *et al.*, 2000). This paper focused on the Famennian deposits of Kuh-e-Kaaftar section to establish precise age of the lower and upper boundary of sequence, as well as the lithostratigraphic characteristics.

Materials and Methods

Forty-four samples (3-4 kg each) were collected from Kuh-e-Kaftar section, the samples were processed with conventional acetic/formic acid technique. All collected samples were prolific and yielded more than 1613 conodont elements which helped in erecting the stratigraphic framework of biozonation of the Shishtu I subformation. Although the abundance of conodont elements is scarce, but the acceptable diversity and presence of Zonal index taxa let to establish the age framework of the studied interval. The state of preservation of the conodonts is generally excellent, where many specimens are complete without contamination. The color of conodonts is dark black (C.A.I. 4.5- 5) in total elements of sampled section. All the studied conodont specimens are coded under acronym of EUIC and redeposit in the Department of Geology, University of Isfahan, I.R. Iran

Discussion

The studied deposits of Kuh-e-Kaftar section, which is located in southwest of Chah-riseh village 55 km northeast of Isfahan, comprises Famennian deposits equivalent to the Shishtu Formation (Shishtu I subfromation). The thickness of the studied and measured profile is about 110 meters, including 4 lithostratigraphic units (limestone, sandy limestone, marly limestone, shale and sandstone levels) including: bivalve, bryozoan, crinoids stems, brachiopod, trilobite, goniatite, conodonts and vertebrate micro-fauna. Alternation of medium bedded limestone and shale can be seen at the basal levels of the section. Basal level overlies on Frasnian stage sediments and underlines with an eroded surface (red clays) can be dated to Permian system. In order to establish the biostratigraphical framework for the Shishtu I subfromation, 44 samples were collected systematically and the examined samples contain 1613 conodont elements. Twenty conodont species and subspecies belong to eight genera have been identified as follows: *Bispathodus aculeatus aculeatus, Bispathodus aculeatus plumulus, Bispathodus costatus, Bispathodus stabilis, Branmehla bohlenana, Icriodus cornutus, Icriodus* sp., *Mehlina strigosa, Pandorinellina insita, Pelekysgnathus inclinatus, Polygnathus delicatulus, Polygnathus deplanatus, Polygnathus nodocostatus, Polygnathus brevilaminus, Polygnathus semicostatus, Polygnathus* sp., *Neopolygnathus communis group, and Scaphignatus velifer velifer.* The abundance and distribution of conodont elements as well as the sedimentary record suggest marine conditions of an inner shelf environment. The conodonts are related to

the following conodont biozones as: Upper *marginifera*, Uppermost *marginifera* to Upper *trachytera*, Middle *expansa*, and Upper *expansa* zones. In terms of biofacies, the conodonts can be assigned to the icriodid–polygnatid, polygnatid– bispathodid and bispatodid–polygnatid biofacies.

Acknowledgment
This study undertaken at the Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan. The financial supports by the Vice Chancellor for Research and Technology, University of Isfahan highly appreciated.

Keywords: Shishtu Formation; northeast Isfahan; conodonts; biostratigraphy; Upper Devonian.

References

Adhamian, A., 2003. Middle Devonian (Givetian) conodont biostratigraphy in the Soh area, north of Esfahan, Iran. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 245, 183–193.

Bahrami, A., Königshof, P., Boncheva, I., Tabatabaei, M., Yazdi, M., & Safari, Z., 2015. Middle Devonian (Givetian) conodonts from the northern margin of Gondwana (Soh and Natanz regions, north-west Isfahan, Central Iran): biostratigraphy and palaeoenvironmental implications. *Palaeobio Palaeoenv*, 95: 555–577.

Brice, D., & Kebria-ee, M., 2000. New species of Leiorhynchiidae Rhynchonellid brachiopod from the Frasnnian of Chahriseh, Isfahan province, Central Iran. *Annales de la Sociėtė Gėologique du Nord*, 8: 61-66.

Brice, D., Yazdi, M., Torabi, H., & Maleki, M., 2006. Devonian brachiopods from the Zefreh section (Central Iran). *Annales de la Sociètè gèologique du Nord T, 13(2ème série)*, 141-155.

Djafarian, M. A., & Brice, D., 1973. Biostrtigraphic des Brachiopods dans le Famennian supoerieur de lareogion d'Ispahan (Iran central). *Comptes rendus del Academic des sciences*, 276: 2125-2128.

Djafarian, M.A., 2000. Late Devonian index brachiophoda of northeast Isfahan in correlation with other regions. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 11: 221-231.

Ghavidel-syooki, M., 2001. Palynostratigraphy and Paleogeography of the Late Devonian in northeastern Isfahan city, Central Iran. *Proceeding of the IX International Palynology Congress, Houston,* Texas.AASP, 37-51.

Ghobadipour, M., Popove, L.E., Hosseini, M., Adhamian, A., & Yazdi, M. 2013. Late Devonian (Frasnian) trilobites and brachiopods from Soh area, Central Iran. *Memoire Association Australian Paleontology*, 44: 149–158.

Gholamalian, H., 2003. Age-implication of Late Devonian Conodonts from the Chahriseh area, northeast of Isfahan, Central Iran. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 24: 201-207.

Gholamalian, H., 2005. New data on the Famennian conodonts from Esfahan area, central Iran. *Iranian International Journal of Sciences*, 6 (1): 27-45.

Gholamalian, H., 2007. Conodont biostratigraphy of the Frasnian-Famennian boundary in Isfahan and Tabas areas, Central Iran. *Geological Quarterly*, 51: 453-476.

Habibi, T., Yazdi, M., Zarepoor, S., & Parvanehnejad Shirazi, M., 2013. Late Devonian Fish micro-remains from Central Iran. *JGeope*, 3 (1): 25-34.

Hairapetian, V., Yazdi, M., & Long, J.A., 2000. Devonian vertebrate biostratigraphy of central Iran: M. Yazdi, and J. A. Long, 2000, Devonian vertebrate biostratigraphy of Central Iran. *Records of the Western Australian Museum, Supplement*, 58: 241-247.

Hamedani, A., 1996. Neue Biostratigraphische Daten aus dem Palaozoikum (Devon-Karbon) von Isfahan, Iran. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie*, Monatshefte, 309-323.

Mistian, B., & Gholamalian, H., 2000. Stromatoporoids and some tabulate corals from Chahriseh area (Isfahan province, Central Iran). *Annales de la Sociėtė Gėologique du Nord*, 8: 81-91.

Mistian, B., Golamalian, H., Gourvennec, R., Plusquellc, Y., Bigey, F., Brice, D., Feist, M., Ghobadipiur, M., Kebria-ee, M., Milhau, B., Nicollin, J. P., Rihart, J. C., Vachard, D., & Yazdi, M., 2000. Preliminary data on the Upper Devinian (Frasnian -Famennian) and Permian fauna and flora fram the Chahriseh area (Esfahan province, Central Iran). *Annales de la Sociėtė Gėologique du Nord*, 8: 93-102.

Safari, A., & Kangazian, A., 2003. Microfacies and sedimentary environment of Upper Devonian sedimentary rocks in the Chahriseh area (in Persian with English abstract). *Research Bulletin of Isfahan University (Science*), 18: 117-144.

Turner, S., Burrow, C.J., Gholamalian, H., & Yazdi, M., 2002. Late Devonian (Early Frasnian) microvertebrates and Conodonts from the Chahriseh area near Isfahan, Iran. *Memoirs of the Association of Australian Palaeontlogist*, 27: 149-159.

Webster, G.D., Maples, C.G., & Yazdi, M., 2007. Late Devonian and Early Mississippian Echinoderms from central and northern Iran. *Journal of Paleontology*, 81: 1101-1113.

Yazdi, M., & Turner, S., 2000. Late Devonian and carboniferous vertebrates from the Shishtu and Sardar formations of the Shotori Range, Iran. *Records of the Western Australian Museum, Supplement*, 58: 223-240.

Yazdi, M., Ghobadipour, M., & Mawson, R., 2000. Late Devonian conodonts from the Chahriseh area, central Iran. *Records of the Western Australian Museum Supplement*, 58: 179-189.

Zahedi, M., 1973. Ètude gèologique de la règion de Soh (W de l'Iran central). *Geological Survey of Iran*, Report, 27: 1-197.

Lithofacies analysis and sedimentary link in sediments of Talkhab watershed (west of Ilam Province)

Rafighdoust, Y.[1], Moussavi-Harami, R.[2*], Mahmudy-Gharai, M.H.[3], Mahboubi, A.[2]

1-Ph.D. student in Sedimentology & Sedimentary Petrology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdwsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
2- Professor of Geology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
3- Associate professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

*****Email: moussavi@um.ac.ir

Introduction

Talkhab watershed is located in the southwestern parts of Iran, longitude 45 50 '00' 'and 46 00', and latitude 33 40 'and 33 48', and has two branches in the northwest (Chaman) and northeast (Srachamlu) that are joined together and form the main Talkhab river. The basin area is covered an area of 161 square kilometers and is elongated in shape. According to The geological division of the Zagros structural zone which is location in the Lurestan in SW Iran, this basin contains a relatively thick sequence of sedimentary rocks including Ilam, Gurpi, Pandeh, Asmari and Gachsaran formations. In this study, the Arc GIS software used to evaluate the geomorphology and physiography studies on order to evaluate the distribution of different geological units in this area. Therefore, the map shows that most geologic units are carbonate (Gurpi and Pabdeh) and evaporate rocks (Kalhor and Gachsaran) that are most abundant rocks in this region and they are very sensitive to erosion. The purpose of this study is to identify different lithofacies that form in this watershed and evaluate the sedimentary link toward downstream.

Method and Materials

In this study, 21 sediment samples from Srachamlu, 17 samples from Chaman and 32 samples from Talkhab Rivers have been collected for grain size analysis (coarser grains based on Lewis and McConchie, 1994; finer grains based on Coates and Hulse, 1985) in order to evaluate the finning to grain size toward downstream. Lithofacies were identified in the field based on Miall (2006). Textural parameters calculated based on Folk (1980).

Result and Discussion

The results indicate that grain size decreases toward downstream is not exponential and has discontinuities and isolated sedimentary links in Talkhab river. Based on the sedimentary analysis, four discontinuities and five continuities in sediments of the Sarcham, five discontinuities and six continuities in sediments of the Chaman and three discontinuities and four continuities of sediment in the main river of Talkhab have been detected. Our results show that hydraulic sorting has more effective role in downstream fining of the particle size in each of sedimentary links. Particle size parameters indicate that the studied sediments consist mainly of poorly to very poorly sorting grain size, positive skewness and flattened and elongated kurtosis. This indicates that discontinuities resulted from laterally input of coarse grain sediments from banks and tributaries (Marren et al., 2006; Simon and Rinaldi,, 2013), increasing the bed slope, exposed bedrock, changes in lithologic units along the stream bed and structural activities such as joints and faults. The lithofaceis recognized along the studied rivers consist of three coarse-grain gravely lithofaceis (Gmm, Gcm, Gmg) and one medium sandy lithofaceis (Sh). These lithofaceis have formed two architectural elements including gravity flow deposits (SG), gravel bars and bed forms (GB). Based on identified facies associations and architectural elements, the sedimentary model of Talkhab watershed is proposed as gravelly-bed braided river with sediment-gravity flow deposits in upstream and toward downstream shallow gravel-bed braided river system. Finally, we believe that this study can help in a better understanding of erosion and sediment yield patterns in such a basin for better water and soil preservation and watershed management.

Key word: Sedimentary link, Talkhab watershed, lithofacies, Ilam Province, finning downstream

References

Coates, G.F., & Hulse, C.A., 1985. A comparation of four methods of size analysis of fine grained sediments. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 28: 329-380.

Folk, R.L., 1980.Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publishing*, Austin, TX, 182 p.

Lewis, D.W., & McConchie, D., 1994. Analytical Sedimentology. *Chapman & Hall, London*, 197 p.

Marren, P.M., McCarthy, T.S., Tooth, S., Brandt, D., Stacey, G.G., Leong, A., & Spottiswoode, B., 2006. A comparison of mud and sand dominated meanders in a downstream coarsening reach of the mixed bedrock-alluvial Klip River, eastern Free State, South Africa. *Sedimentary Geology*, 190: 213- 26.

Miall, A.D., 2006. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. *Springer-Verlag*, Berlin. 582 p.

Simon, A., & Rinaldi, M., 2013. Incised channels: disturbance, evolution and the role of excess transportcapacity and boundary materials in controlling channel response. *In*: Shroder, J., (ed.), Treatise on Fluvial Geomorphology. *Elsevier*, Amsterdam, 574–594 p.

The Ichnoassemblages and their environmental Importance in Geirud Formation, SW Shahroud and north Shahmirad, Central Alborz

Sharafi, M.[1*], Mahboubi, A.[2], Moussavi-Harami, R.[2], Mosaddegh, H.[3]

1- Ph.D. in Sedimentology and Sedimentary Petrology, Department of Geology, Faculty of Science, Zanjan University, Zanjan, Iran
2- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
3- Associate professor, Department of Geology, Faculty of Science, Kharazmi University, Karaj, Iran

*E-mail: sharafi2262@gmail.com

Introduction

The silisiclastic-carbonate sediments of the Geirud formation (Upper Devonian) are deposited in the Central Alborz Basin, northern Iran. Generally, these sediments display four depositional systems as follow: fluvial (alternation of red-purple shale, sandstone and conglomerate), estuary (thick-bedded, white sandstone with bi- to multiple-directional planar cross bed and herringbone), shoreface (alternation of thin to thick-bedded sandstone with trough and planar cross bed and HCS and gray-black, fissile shale) and shallow shelf or offshore (fossiliferous limestone with HCS and tempestite and black, fissil shale) that indicate a deepening up-ward trend. A prevailed stressful and unsuitable condition with respect to salinity led to preservation of the ichnoassemblages with low diversity and small size of the trace fossils in the studied sediments (Gingras *et al.*, 2008). The studied sediments indicate remarkable changes in sedimentation rate, water circulation and salinity level during the Late Devonian time. Ichnological analysis has become a valuable tool in basin analysis, especially for recognizing and interpreting genetically related sedimentary packages (e.g., Tovar *et al.*, 2007; Sharafi *et al.*, 2012 & 2014). The primary controls on the distribution of different burrowing behaviors and lifestyle of the existing fauna and the trace markers in the marine realm are nutrient supply, hydrodynamic energy, salinity, sedimentation rate, oxygen level, water turbidity (Seilacher,1967; Bromley & Ekdale, 1984; Pemberton & Wightman, 1992; MacEachern & Burton, 2000; Gingrass *et al.*, 2008, 2012; Sharafi *et al.*, 2014).

Discussion

The Alborz Mountains with a E-W trend is one of the structural zones in the northern Iran (Stöcklin, 1968). This structural zone is sub-divided into the east, central, and west parts and the study area is located in the central part. The Geirud Formation crops out at the Dehmolla, and the Shahmirzad sections, geographical coordinates are 36º 21' 53" N and 54º 45' 28" E and 35º 46' 12" N and 53º 19' 25" E, respectively. In the studied areas, the Geirud Formation disconformably overlies the marine shale of the Milla Formation (Ordovician) and is conformably overlain by the black limestone-shale of the Mobarak Formation (Lower Carboniferous). Various paleontological studies on brachiopods (Bozorgnia, 1964), Palynomorphs (Ghavidel-Syooki, 1995) and Goniatites (Dashtban, 1995) indicate the age of the Geirud Formation is Late Devonian (Frasnian–Famennian).

Tow stratigraphic sections measured in the Alborz mountain north of Iran for the purpose of this research. Tow hundreds and Eighty thin sections were examined to identify fine-scale sedimentological and textural characteristics such as grain size and sedimentary structures that are recorded in the studied successions. Both sedimentological and trace fossils features were examined on fresh and weathered surfaces in the field. Degree of bioturbation is assessed according to Taylor and Goldring (1993) and is done with using of comparative charts. The bioturbation index (BI) aims to relate the degree of bioturbation to the preservation of primary bedding features (Taylor & Gawthorpe, 1993). In this scheme, a BI is defined, ranging from 0 (no bioturbation) to 6 (complete bioturbation, total biogenic homogenization of sediments).

Results and Conclusion

Nine ichnoassemblages are identified in the studied successions that indicate considerable environmental changes (e.g. salinity, nutrient supply, hydrodynamic energy, sedimentation rate, oxygen

level) within a generally deepening up-ward sequence from fluvial-estuary depositional setting to open marine environment (shoreface, shallow shelf). Alternation of the red-purple, thick-bedded sandstone-conglomerate and red shale of the fluvial system in the lower part of the formation with low diversity of vertical trace fossils and low bioturbation index (B.I.= 0-1) (*Skolithos-Arenicolites* ichnoassemblage) indicate high sedimentation rate of the silisiclastic sediments in a high energy and agitated setting with unstable and mobile substrate. White, medium-thick bedded sandstone in the lower part of the successions with a few shell fragments and *Skolithos-Arenicolites* and *Thalassinoides-Rhiocorallium* ichnoassemblages displayed by mainly vertical burrow elements and low B.I. (1-4) indicate high energy, unstable substrate and periodically water circulation in a beach setting with high sedimentation rate. In the middle part of the studied successions thin-medium bedded fossiliferous sandstone with planar and trough cross beds and HCS and *Thalassinoides-Rhizocorallium-Palaeophycus*, *Arenicolites-Thalassinoides* and *Arenicolites* ichnoassemblages with medium B.I. (3-4) and a mixed vertical (suspension feeders) and horizontal (deposit feeders) burrow elements, display the various life style of the trace markers from suspension feeding during high energy phase with high sedimentation rate and deposit feeding during low energy periods with low sedimentation rate and more stable substrate, in a shoreface setting. Diversity and abundance of the trace fossils and shells in these sediments indicate a suitable marine condition with respect to salinity, light and water circulation. The High diversity and abundance of the trace fossils and the skeletal elements of the *Arenicolites-Diplocraterion*, *Thalassinoides-Rhizocorallium-Palaeophycus*, *Arenicolites-Protovirgularia* and *Protovirgularia* ichnoassemblages within the black, thin bedded fossiliferous limestone in the upper part of the formation display establishment a fully marine condition (e.g., light, water circulation, and salinity) along with a decrease in hydrodynamic level and turbulence in a shelf setting

Keyword: Geirud Formation; ichnoassemblages; ichnofacies; shoreface; shelf; estuary.

Reference

Aguirre, J., Gibert, J.M. & Puga-Bernabéu, A., 2010. Proximal–distal ichnofabric changes in a siliciclastic shelf, Early Pliocene, Guadalquivir Basin, southwest Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291: 328–337.

Buatois, L.A., Mangano, M.G., Alissa, A., & Carr, T.R., 2002. Sequence stratigraphic and sedimentologic significance of biogenic structures from a Late Paleozoic marginal- to open-marine reservoir, Morrow Sandstone, subsurface of southwest Kansas, USA. *Sedimentary Geology*, 152: 99-132.

Dalrymple, R.W., & Choi, K., 2007. Morphology and facies trends through the fluvial marine- transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence stratigraphic interpretation. *Earth Science Reviews*, 81: 135-174.

Gingras, M.K., MacEachern, J.A., & Dashtgard, S.E., 2012. The potential of trace fossils as tidal indicators in bays and estuaries. *In*: Modern and ancient depositional systems: perspectives, models and signatures (Eds. S.G. Longhitano, D. Mellere and R.B. Ainsworth). *Sedimentary Geology, Special Issue* 279: 97-106.

Gingras, M.K., Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., & Bann, K.L., 2008. A conceptual framework for the application of trace fossils. *In*: MacEachern, J.A.,Bann, K.L., Gingras, M.K., & Pemberton, S.G. (eds.), Applied Ichnology. *SEPM* Short Course Notes, 52: 1–27.

Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Ashuri, M., & Rahimi, B., 2013. Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Aitamir Formation (Albian–Cenomanian), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 67-68: 171-186.

Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Mosaddegh, H., & Gharaie, M.H.M., 2014. Trace fossils analysis of fluvial to open marine transitional sediments: Example from the Upper Devonian (Geirud Formation), Central Alborz, Iran. *Palaeoworld*, 23: 50–68.

Petrophysical evaluation and geochemical evidences for recognition of original carbonat mineralogy of Ilam Formation in the Asaluyeh cross section and South Pars Gas Field

Shirooye-Nasab, N.[1*], Fallah-Bagtash, R.[2], Adabi, M.H.[3], Moussavi, M.R.[4]

1- M.Sc. in Sedimentology & Sedimentary petrology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
2- Ph.D. student in Sedimentology & Sedimentary petrology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
3- Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
4- Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

*Email**:** nazilashn@gmail.com

Introduction

In this research, we tried to study the Ilam Formation using petrography (thin sections) and geochemical analysis (major and trace elements). Petrophysical studies have also been used to identify the characteristics and diagenetic environment, and to determine the sedimentary environment and evaluation of reservoir quality.

Materials and Methods

500 thin sections prepared from cutting samples in X and Y wells and 80 thin sections from Asaluyeh section have been studied to identify, evaluate facies and type of sedimentary environment beside diagenetic processes of The Dalan Formation. For classification and texture descriptions, the classification schemes of Dunham (1962) used. The method of Dickson (1965) used to differentiate calcite from dolomite, with Alizarin (Red-S) and potassium Ferosianid. Types of dolomites were identifies (Adabi, 2009). For description of the microfacies and interpretation of depositional environment model, Flügel (2010) scheme was used. Study of Petrophysical Properties of Ilam Formation in the South Pars Gasfield have been done based on petrophysical logs (gamma, sonics and acoustic), geological reports and reservoir data.

Discussion and Conclusions

Major and trace elements analysis and especially their diagenesis are the important part of carbonates studies. According to the major and trace elements studies and the ratio of these elements in the limestone samples of Ilam Formation, the original aragonite mineralogy in shallow parts and original calcite mineralogy in deeper parts of these deposits were interpreted. Comparison of the Ilam limestone samples with ranges that presented to aragonitic limestone of other fields and plotting the samples in this area confirmed the mixed aragonite-calcite mineralogy. High contents of Sr and Na, low Mn content and high Sr/Na ratio for aragonitic samples and low Sr/Na ratio for calcite samples show that the limestone samples have been stabilized by fluids in a closed to open diagenetic system. The shale zones are almost similar in both wells, and the shale volume has peaked at the lower boundary of both wells due to the high percentage of shale in the Lafan Formation. The sharp changes in the upper and lower limits of the Ilam Formation represents a change in the boundary of this formation with upper and lower formations.

Keywords: Original carbonate mineralogy; gheochemistry; reservoir quality; Ilam Formation.

Reference

Adabi, M.H., & Asadi Mehmandosti, E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-e- Rashid area, Izeh, S.W. Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 267-277.

Adabi, M.H., & Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation) Sarakhs area, Iran. *Journal of Sedimentary Geology*, 72: 253-267.

Bailey, T.K., Rosenthal, Y., McArthur, J.M., Van de Schootburge, B., & Thirlwall, M.F., 2003. Paleoceanographic changes of the late Pliensbachian-early Toarcian interval. a possible link to the genesis of Oceanic Anoxic Events. *Earth Planatry Science Letter*, 212: 307-32.

Bathurst, R.G.C., 1975. Carbonate Sediments and their Diagenesis. *Developments in Sedimentology. Elsevier*, Amsterdam, 658 p.

Brand, U., & Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II, stable isotopes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 987-997.

Brand, U., Azmy, K., & Veizer, J., 2006. Evaluation of the salinic I tectonic, Cancaniri glacial and Ireviken biotic events, Biochemostratigraphy of the Lower Silurian succession in the Niagara Gorge area. *Canada and U.S.A. journal of Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241: 192-213.

Budd, D.A., 1992. Dissolution of high-Mg calcite fossils and the formation of biomolds during mineralogical stabilization. *Journal of Carbonates and Evaporites*, 7: 74-81.

Cantrell, D.L., 2006. Cortical fabrics of Upper Jurassic ooid, Arab Formation, Saudi Arabia, Implication for original carbonate mineralogy. *Journal of Sedimentary Geology*, 186: 157-170.

Dresser Atlas, Log Interpretation Charts, Dresser Industries, Houston, TX (1979) 107 p.

Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section, *Nature*, v.205, 587 p.

Flugel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks. *Springer-Verlag*, Berlin, 1006 p.

Ghazban, F., 2007. Petroleum Geology of the Persian Gulf. *Tehran University and National Iranian Oil Company, Tehran*, 244-269.

Hood, S.D., Nelson, C.S., & Kamp, P.J.J., 2004. Discriminating cool-water from warm-water carbonates and their diagenetic environments using element geochemistry, the Oligocene Tikorangi Formation (Taranaki Basin) and the dolomite effect, New Zealand. *Journal of Geology and Geophysics*, 47: 857-869.

Khatibi Mehr, M., & Adabi, M.H., 2013. Microfacies and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of a foraminifera-dominated carbonate ramp system in the late Paleocene to middle Eocene, Alborz basin, Iran. *Journal of Carbonates and Evaporites*, 146-163.

Palynofacies and microfacies of Kalat Formation at Chehel-Kaman Valley section (north east Khorasan Razavi)

Allameh, M.[1*], Javanbakht, M.[2], Zyhani Noghani, F.[3]

1- Associate Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran
2- Assistant Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran
3- M.Sc in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

***** Email: allameh.1345@yahoo.com

Introduction

The Kopet-Dagh Basin formed on the southern margin of the Eurasian Plate since the Jurassic up to the Tertiary. The Kopet-Dagh Basin marks the northern boundary of the Alpine-Himalayan Orogeny in northeastern Iran and also corresponds to the morphological boundary between Turkmenistan and Iran. The Kopet-Dagh Basin is an intracontinental basin and its topography dies out toward southeast in the Afghanistan, indicating a tectonically stable part of the basin. Kalat Formation (Late Cretaceous) is one of carbonate unit in the Kopet-Dagh sedimentary basin (Afshar-Harb, 1994). So far, various studies have been done on this formation, but for the first time, the microfacies and palynofacies of the Kalat Formation have been carried out simultaneously.

In order to study Kalat Formation, one section is measured in the Chehel-Kaman valley. Kalat Formation in this section is located about 163 km from Mashhad with a geographic coordinates of 36˚ 28′ 8″ North and 60˚ 23′ 42.4″ East and is 310 meters thick and consists of shale and limestone alternation. In order to study palynofacies and microfacies in Chehel-Kaman section (310 m shale and limestone), 36 samples of limestone and 22 samples of shale have been studied. The description of the limestone textures follows the Dunham (1962) classification and shales Tyson charts (1993).

Discussion and Results

Study of limestone thin sections led to identification of three sedimentary facies, A, B, C, including barrier, restricted lagoon and tidal flat that are composed of 12 subfacies. These facies can be classified in two group, carbonates and hybrid. Studying of shale led to identify two facies, A and B. Facies A is equivalent to type I Palynofacies and facies B is equivalent to type II Palynofacies. Shale facies A shows semi restricted lagoon into tidal flat and shale facies B shows deeper semi restricted lagoon to shoal and open marine environment. In the basis of microfacies and palynofacies studies, we can say that Kalat Formation has been deposited in a homoclinal carbonate ramp (Flugle, 2010).

Because the palynofacies and paleo-sedimentary environments of the shale parts of Kalat Formation were based on palynomorphs (dinoflagellates), 52 species of 36 genera of dinoflagellates were identified. In addition to dinoflagellates, spores and bisaccate pollen grains, fungal spores and foraminiferal test linings are also observed.

The palynological parameters of the shale facies of this formation indicate that the lability factor in this section is less than one. Decreasing this factor indicates an increasing the amount of oxygen in the sedimentary environment. Therefore, it is possible that semi-oxygenated conditions dominate during the time of the deposition of these facies. However, according to the numbers obtained, the oxygen content in type palynofacies (A) is more than type (B). On the other hand, the ratio of AOM trans to dark AOM indicates that despite the presence of oxygen, the amount of this element is not high (the number obtained is greater than one), which indicates low oxygen conditions in the parts of shale at the time of sedimentation. However, the amount of oxygen in type palynofacies (A) is more than type (B) (Boulter & Riddick, 1986).

To determine more precisely the amount of oxygen and sedimentation rate from a complementary factor (transparent and dark AOM ratio to marine palynomorphs), the best conservation degree of marine palynomorphs (especially dinoflagellates) is in high oxygen saturation and sedimentation rhythms.
If the low sedimentation rate and the low oxygen content transmitted are of the palynomorphs to the transparent AOM, and in the opposite case, palynomorphs into a dark AOM. According to the measurement of the percentage of transparent AOM percent to marine palynomorph along the stratigraphic column, this is high which indicates low oxygen conditions, and the ratio of the percentage of dark AOM to marine marine palynomorph is low, which indicates low oxygen conditions and high sedimentation rate for palynofacies of the Kalat Formation. Of course, the numbers indicate higher oxygen content and higher precipitation rates for type palynofacies (A) than type (B) (Bombardier & Gorin, 2000).
The ratio of the equal dark palynomaceral to the blade - shaped dark, along with the labilatory factor, expresses the amount of energy governing the environment. Blade - shaped dark palynomaceral can travel a long distance due to high flotation, and are abundant in remote areas. According to the results obtained from the study of palynological slides, the equal dark palynomaceral is also greater than the blade, indicating the close proximity to the coast of the shale parts of the Kalat Formation and the resulting numbers indicate the shallowness of the type Palynofacies (A) than type (B), *Kleithriasphaeridium truncatum*. The presence of species *Cannosphaeropsis utinensis Oligosphaeridium buciniferum* and *Spiniferites ramosus* is an open sea. The abundance of the above examples in Palynofacies type (B) is likely to be related to open sea environment for this facies (Chiaghanam *et al*., 2013).
On the other hand, species like *Alterbidinium varium, Andalusiella dubia, Andalusiella gabonensis, Andalusiella polymorpha, Circulodinium distinctum, Cerodinium diebelii*, *Godavariella venkatachalae, Palaeocystodinium bulliforme, Phelodinium kozlowskii* and *Palaeocystodinium lidiae* show shallow conditions. The palynological factors and the presence of the above species, as well as the presence of spores and bisaccate pollen in Palynofacies type (A), are indicative of the shallow conditions of these deposits.

Key word: Kalat formation; microfacies; palynofacies; depositional environment; homoclinal ramp.

References

Afshar-Harb, A., 1994. Kopet dagh geology, *Geological Survey of Iran publishers*, 276 p.

Bombardier, L., & Gorin, G.E., 2000. Stratigraphic and distribution of sedimentary organic matter in Upper Jurassic Carbonates of SE France. *Sedimentary Geology*, 132: 177-203.

Boulter, M.C., & Riddick, A., 1986. Classification and analysis of palynodebris from the palaeocene sediments of the Forties Field. Sedimentology, 33: 871- 886.

Chiaghanam, O.I., Nwozor, K.K., Chiadikobi, K.C., Omoboriowo, A.O., Soronnadi-Ononiwu, C.G., Onuba, L.N. & Ofoma, A.E., 2013. Lithofacies, Palynology and Paleoenvironmental Study of Early Campanian to Mid-Maastrichtian Deposits of Udi and Environs in the Anambra Basin, South Eastern Nigeria. *International Journal of Science and Technology*, 2 (6): 453- 470.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In*: Ham, W.E., (eds.), Classification of Carbonate Rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.

Flugel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application. *Springer-Verlage*, Berline, Heidelberg. 976 p.

Tyson, R.V., 1993. Palynofacies analysis. *Applied Micropaleontology*, 153-191.

Transgressive sequence of basal Permian System: An evidence to the Hercynian vertical movements in different studied sections of Iran

Yazdi, M. [1*], Bahrami, A.[2], Parvaneh, A.R.[3], Hoveida, M.[4]

1- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran
2- Associate professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran
3- M.Sc. Paleontology & Stratigraphy, Islamic Azad University, Tabas Bracnch, Iran
4- M.Sc. Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

* E-mail: meh.yazdi@gmail.com

Introduction

During the Late Paleozoic, as a result of the north Gondwana continental collision of the Europe, Hercynian Mountains have created (Berberian & King, 1981; Haq & Al-Qahtani, 2005). Most geologists and researchers e.g.: Stöcklin (1974), Nabavi (1976), Berberian (1976) and Stampfli (1978), believed Hercynian phase has influenced the Iranian platform on the type of epeirogenesis, but new studies has proved evidence of Hercynian orogenic movements in Iran. Furon (1941), Gansser (1955), and Gansser *et al.* (1965) for the first time studied the geology of the Shotori range in the frame of the general geology, sedimentology and the mapping geology.

Stöcklin *et al*. (1965) assigned the Ozbak -Koh Group deposits to the Late Paleozoic (Devonian and Carboniferous) in the Central Iran which includes the Bahram, Shishtu and Sardar formations to the pre-Permian and the Jamal Formation with Permian age. This study conducts the effects of the Hercynian movements and the related evidences in the north, west and central Iran on the base of sedimentology and geochemistry of the basal Permian siliceous sandstone and the fossils (fauna and flora).

Yazdi et al (1989) compared the "top quartzite of the Sardar Formation" with many other sections of Iran to identify the sources of sands with detailed geochemical study and its economic uses of this horizon which has been named "transgressive basal Permian sandstone" (Yazdi, 1999).

Yazdi *et al.* (2004), Parvaneh *et al.* (2004), Rabiey & Yazdi (2001), Yazdi & Archbold (2002) and Yazdi (2001) also studied the Paleo-events in Upper Carboniferous - Early Permian with emphasizing on the plants fossils at the topmost Carboniferous which were the markers to the epirogenetic movements and the sea level fall at the Carboniferous – Permian boundary.

Materials and Methods

Several siliceous sandstone samples were collected from eight sections for this research include: Stabragh Sirjan destructive sand granitic, silica sand base of the Permian Zagros in sections Gahkom, Faraghon, Surmeh, Zardkuh and Dashtak (Zard kuh-e-Zagros), Chiruk-e- Tabas and DJam Semnan. Samples studied using semi industrial and industrial analysis for percentage, weight, volume, granulometry and melting point, based on the obtained results this siliceous sandstone has the same source and paleoenvironment condition.

Discussion

According to plant fossil remains, conglomerate unit, crinoidal beds and the siliceous sandstone at the transition zone of the C/P boundary, also lack of Carboniferous and different thickness and age of the pre-Permian deposits in Tabas, Zagros, Isfahan and Alborz areas reveal the act of Hercinan movements in Iranian platform. Presence of Permian marine deposits show the privilege of the deeper marine condition at beginning of Permian in comparison to the Late Carboniferous time interval (Bahrami *et al.*, 2015a; Bahrami *et al.*, 2015b; Yazdi, 1999; Webster *et al.*, 2011; Rabiey & Yazdi, 2011; Yazdi & Archbold, 2002; Leven & Gorgij, 2004).

Acknowledgement

This research undertaken at Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan. Financially and logistically supported by the Vice chancellor for Research and Technology office at University of Isfahan which deeply appreciated.

Keywords: Hercynian vertical movements, siliceous sandstone deposits, transgressive sequence of basal Permian.

References

Bahrami, A., Königshof, P., Boncheva, I., Sadat Tabatabaei, M., Yazdi, M., & Safari, Z., 2015. Middle Devonian (Givetian) conodonts from the northern margin of Gondwana (Soh and Natanz regions, north-west Isfahan,Central Iran): biostratigraphy and palaeoenvironmental implications. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 95: 555-577.

Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.

Berberian, M., 1976. The important deformational and metamorphic phases in the belt North east of the Zagros thrust line (Iran). *Geology Survey of Iran, International Report*, 13 p.

Boncheva, I., Bahrami, A., Königshof, P., Yazdi, M., Hoveida, M., & Razi Allipour, B., 2015. Devonian deposits of Bahram Formation in the Kuh-e-Reza-Abad and the Kuh-e-Shorab sections (southwest Damghan), Central Iran. *Strata*, 16: 18-19.

Boncheva, I., Bahrami, A., Yazdi, M., & Torabi, H., 2007. Carboniferous conodont biostratigraphy and late Paleozoic depositional evolution in south central Iran (Asad-abad section – SE Isfahan). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 113 (3): 329- 356.

Furon, R., 1941. Geologie du plateau Iranien (Perse-Afghanistan-Beloutchistan). *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*, Nouvelle Serie, Paris, 7 (2): 177–414.

Gansser, A., 1955. New aspects of the geology in Central Iran. Proc. *4th World Petroleum Congerss*, Rome, sect. I/A/5, paper 2, 279-300.

Hairapetian, V., & Yazdi M., 2003. Late Devonian conodonts from the Dalmeh section, Northeastern Ardekan, Central Iran. *Courier Forshungsinstitut Senckenberg*, 245: 209-225.

Haq, B.U., & Al-Qahtani, A.M., 2005. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia*, 10 (2): 127-160.

Leven, E.Ja, & Gorgij, M.N., 2004. Gzhelian Fusulinids First Discovered in Central Iran. *Stratigraphy and Geological correlation*, 14 (1): 19-29.

Rabiey, Z., & Yazdi, M., 2001. Parallic sedimentary basin and mass extinction close to the Carboniferous-Permian boundary in Darchsleh section (South of Isfahan, Iran). *In*: Yan, J., & Pen, Y., (eds.) Proceedings of the International symposium on the global stratotype of the Permian-Triassic boundary and the Paleozoic-Mesozoic events. *Changxing, Zhejiang, August*, China, 8 p.

Stampfli, G.M., 1978. Étude géologique generale de l'Elbourz oriental au sud de Gonbad-e-Qabus (Iran NE). *Ph.D. Thesis, University Genève*, 1868: 329 p.

Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margine in Iran. *In*: Burk, C.A., & Drak, C.L., (eds.), The Geology of Continental Margins. *Springer,NewYork*, 873-887.

Stocklin, J., Eftekhkar-Nezhad, J., & Hushmand-Zadeh, A., 1965. Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran). *Geological Survey of Iran*, 3:1-69.

Webster, G.D., Maples, C.G., Yazdi, M., Marcus, S. & Waters, J.A., 2011. Early Pennsylvanian, Bashkirian, echinoderms from eastern Iran, a potential transitional fauna between Laurentia/Avalonia and the Paleotethys, and a Permian cromyocrinid from central Iran. *Senckenberg Gesellschaft fur Naturforschung and Springer. Special paper.* 1-61.

Yazdi, M., 1999. Late Devonian-Carboniferous conodonts from Eastern Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 105: 167-200.

Yazdi, M., 2001. Late Devonian faunal events and sea level changes in east and central Iran: correlation with global patterns of change. *Historical Biology*, 15: 83-89.

Yazdi, M., 2001. Post-Westphalian (Carboniferous) to Early Permian mass extinction and Palaeogeographical features in east and central Iran. *In:* J., Yan, & Y., Peng, (eds.), Proceedings of the International symposium on the Global Stratigraphy of the Permian-Triassic boundary and the Paleozoic-Mesozoic events. *Changxing, Zhejiang, August*, China, 120 p.

Yazdi, M., 2002. Late Carboniferous to Early Permian flora from central Iran (Abadeh and Isfahan). *In:* Brock, G.A., & Talent, J.A., (eds.) *First International Palaeontological Congress, Geological Society of Australia. July, Macquarie University, N.S.W. Australia,* 68: 295.

بسمه تعالی

فرم اشتراک مجله رخساره‌های رسوبی

نام و نام خانوادگی (یا نام موسسه):.....

نشانی:..... پلاک:.....

کد پستی :..... تلفن:.....

بدینوسیله خواهشمند است به مدت ..... سال از تاریخ ..... لغایت ..... مجله را به آدرس فوق ارسال نمایید. ضمناً رسید بانکی به حساب جاری شماره ۵۰۴۹۴ بانک تجارت شعبه دانشگاه فردوسی مشهد کد ۴۲۵۰ به نام مجله رخساره‌های رسوبی (مطالعات زمین شناسی) به مبلغ ..... ریال طی فیش شماره ..... به پیوست ارسال شده است.

* حق اشتراک سالانه مجله با احتساب هزینه پست برای اشخاص و مؤسسات دانشگاهی ۲۰۰۰۰ ریال است.

لطفاً فرم اشتراک را به آدرس زیر ارسال فرمایید:

مشهد ـ پردیس دانشگاه فردوسی ـ دانشکده علوم پایه ـ دفتر مجله رخساره‌های رسوبی
صندوق پستی ۱۴۳۶-۹۱۷۷۵

امضاء و تاریخ

بسمه تعالی

فرم اشتراک مجله رخساره‌های رسوبی

نام و نام خانوادگی (یا نام موسسه):.....

نشانی:..... پلاک:.....

کد پستی :..... تلفن:.....

بدینوسیله خواهشمند است به مدت ..... سال از تاریخ ..... لغایت ..... مجله را به آدرس فوق ارسال نمایید. ضمناً رسید بانکی به حساب جاری شماره ۵۰۴۹۴ بانک تجارت شعبه دانشگاه فردوسی مشهد کد ۴۲۵۰ به نام مجله رخساره‌های رسوبی (مطالعات زمین شناسی) به مبلغ ..... ریال طی فیش شماره ..... به پیوست ارسال شده است.

* حق اشتراک سالانه مجله با احتساب هزینه پست برای اشخاص و مؤسسات دانشگاهی ۲۰۰۰۰ ریال است.

لطفاً فرم اشتراک را به آدرس زیر ارسال فرمایید:

مشهد ـ پردیس دانشگاه فردوسی ـ دانشکده علوم پایه ـ دفتر مجله رخساره‌های رسوبی
صندوق پستی ۱۴۳۶-۹۱۷۷۵

امضاء و تاریخ

نحوه نگارش و ارسال مقاله

مقالاتی برای داوری ارسال خواهند شد که برابر با چارچوب پیشنهادی مجله تنظیم شوند.

ـ مقاله باید در نرم افزار Word Xp یا Word 2003 تایپ شود.

ـ مقاله باید با قلم مشخص و استاندارد Times New Roman تایپ شود.

ـ مقاله حداکثر در ۲۰ صفحه با توجه به منابع، جداول و شکلها تنظیم شود.

ـ فاصله متن از هر چهار طرف ۳ سانتیمتر و فاصله سطرها ۱/۵ برابر تنظیم شود.

ـ مقاله شامل بخشهای زیر باشد:

۱. عنوان مقاله
۲. نام، نام خانوادگی، مرتبه دانشگاهی و آدرس کامل نویسنده یا نویسندگان به زبان فارسی
۳. چکیده و واژه‌های کلیدی به زبان فارسی (چکیده حداکثر ۳۰۰ کلمه و واژه‌های کلیدی ۴ تا ۶ واژه)
۴. عنوان مقاله، نام، نام خانوادگی، مرتبه دانشگاهی و آدرس کامل نویسنده یا نویسندگان به زبان انگلیسی
۵. چکیده و کلمه‌های کلیدی به زبان انگلیسی
۶. مقدمه
۷. زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (اختیاری)
۸. روش مطالعه
۹. بحث
۱۰. نتیجه‌گیری
۱۱. سپاس‌گزاری (اختیاری)
۱۲. منابع
۱۳. جدولها
۱۴. شکلها (با ذکر شماره و زیرنویس)

ـ عنوان فارسی مقاله با قلم Times New Roman 16 ضخیم و عنوان انگلیسی با قلم Times New Roman 14 ضخیم تایپ شوند.

ـ اسامی نویسنده یا نویسندگان با قلم Times New Roman 10 ضخیم، آدرس با قلم Times New Roman 10 نازک، تیترهای فارسی با قلم Times New Roman 13 ضخیم، تیترهای انگلیسی با قلم Times New Roman 11 ضخیم، چکیده فارسی با قلم Times New Roman 11 نازک، چکیده انگلیسی با قلم Times New Roman 10 نازک، متن و منابع فارسی با قلم Times New Roman 13 نازک، متن و منابع انگلیسی با قلم Times New Roman 11 نازک و زیرنویس شکلها با قلم Times New Roman 11 نوشته شوند.

عنوان و چکیده مقاله

ـ عنوان مقاله کوتاه و در بردارنده مضمون اصلی مقاله باشد.

ـ نام و آدرس کامل کلیه نویسندگان در زیر عنوان نوشته شده و مسؤول مکاتبات با علامت * مشخص گردد.

ـ شماره تلفن، نمابر و پست الکترونیک مسؤول مکاتبات در زیر آدرس ضروری است.

ـ در چکیده روش، مهمترین یافته‌ها و نتایج مطالعه ارائه و از ذکر منابع در متن چکیده پرهیز شود.

ـ واژه‌های کلیدی با علامت «ویرگول» از یکدیگر جدا شوند.

ـ عنوان، نام نویسندگان، آدرس، چکیده و واژه‌های کلیدی انگلیسی باید برابر متن فارسی ارائه گردند.

ـ آوردن عنوان، نام و آدرس نویسندگان، چکیده و واژه‌های کلیدی فارسی در مقالاتی که به زبان انگلیسی تهیه می شوند، ضروری است.

منابع

ـ منابع در متن اصلی به ترتیب سال انتشار و در لیست منابع به ترتیب حروف الفبا ذکر شوند. مثلاً (عاشوری ۱۳۶۷، ۱۳۶۸ الف؛ موسوی حرمی و محبوبی، ۱۳۶۶؛ هادوی و همکاران، ۱۳۶۵؛ Lashkaripour *et al.*, 1998؛ مظاهری و همکاران، ۱۳۸۳).

ـ در بخش منابع، ابتدا منابع فارسی و سپس منابع انگلیسی آورده شود. در مقاله‌هایی که هنوز چاپ نشده‌اند، در انتها به جای شمارگان مجله و صفحه‌ها، عبارت "زیر چاپ" برای منابع فارسی و "In press" برای منابع انگلیسی در داخل پرانتز ذکر شود. در صورتی که مقاله به انگلیسی نگارش شده باشد، زبان اصلی منبع مورد استفاده در انتهای آن در داخل پرانتز قید شود، مثلاً "in Persian" برای مقاله‌های فارسی. در مثالهای زیر به اطلاعات مورد نیاز برای صورتهای مختلف اصلی منبع نویسی توجه شود:

مقاله چاپ شده در مجله:

عاشوری، ع.ر.، ۱۳۷۷. مرز دونین ـ کربنیفر در ازبک کوه بر اساس کنودونتهای آن. *فصلنامه علوم زمین*، ۲۹: ۵۳-۴۶

مقاله ارائه شده در همایش:

غفوری، م.، لشکری پور، غ.ر.، طریق ازلی، ص.، ۱۳۸۳. بررسی ویژگیهای ساختاری و پارامترهای مقاومتی تودههای سنگی در امتداد مسیر تونل کلات. *هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود*، ص. ۳۴۱-۳۵۲.

کتاب:

کریم پور، م.ح.، سعادت، س.، ۱۳۸۱. زمین شناسی اقتصادی کاربردی. ویرایش دوم، *نشر مشهد، مشهد*، ۵۳۵ ص.

پایان نامه:

پوراسماعیل، الف.، ۱۳۸۳. بایواستراتیگرافی سازند نیزار بر مبنای نانوپلانکتونهای آهکی در برش الگو واقع در تنگ نیزار (جاده مشهد ـ سرخس). *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد*، ۱۲۹ ص.

نقشه:

علوی نائینی، م. ۱۳۵۹. نقشه زمین شناسی چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیرود. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور*.

Journal:

Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Lasami, Y., & Brenner, R.L., 2001. Sequence stratigraphy and relative sea level history of the Upper Paleocenesediments in the Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Bulletin of American Association of Petroleum Geoleologists*, 85: 839-859.

Editorial book:

Rahimpour-Bonab, H., Bone, Y., Moussavi-Harami, R., & Turnbull, K., 1997. Geochemical comparisons of modern cool-water calcareous biota, Lacepede Shelf, South Australia, with tropical counterparts. *In*: James, N.P., Clarke, J.A.D., (eds.), Cool-Water Carbonates. *SEPM Special Publication*, 56: 77-91.

Thesis:

Karimpour, M.H., 1982. Petrology, geochemistry, and genesis of the A.O. porphyry copper complex in Jackson and Grand Counties, northwestern Colorado. *Ph.D thesis, University of Colorado*, Boulder, 25l p.

Book:

Manutchehr-Danai, M., 2005. Dictionary of Gems and Gemology. 2nd edition, *Springer-Verlag*, Berlin, 879 p.

Map:

Taheri, J., & Ghaemi, F. 1996. Geological map of Mashhad, scale 1:100,000. *Geological Survey of Iran*.

شرح شکلها و جدولها

ـ در متن اصلی به شکلها به ترتیب ارجاع داده شود. کلیه تصویرها، نمودارها، نقشه ها و ... باید با عنوان شکل (در مقالههای با زبان انگلیسی Fig.) ارجاع داده شوند و از به کار بردن سایر عبارتها پرهیز گردد. شرح کلیه شکلها در پایان متن اصلی بلافاصله پس از منابع ذکر شود. جدولها به همراه توضیح آنها در بالای جدول پس از شرح شکلها قرار گیرند.

ـ کلیه شکلها با زیرنویس به ترتیب در انتهای متن قرارداده شوند. **با توجه به این که مجله به صورت سیاه و سفید چاپ می شود، شکلها باید از کیفیت مناسب برخوردار باشند.** نوشتههای روی شکلها به اندازهای درشت باشد که در صورت کوچک شدن در هنگام آماده سازی نهایی برای چاپ، خوانایی آنها حفظ شود.

نحوه ارسال مقاله

از آنجا که تمامی مراحل ارسال، داوری، انجام اصلاحات احتمالی و ارسال نهایی مقالات به صورت الکترونیک و از طریق اینترنت انجام خواهد گرفت، کلیه کاربران گرامی (نویسندگان، خوانندگان و داوران مقالات) باید ابتدا در پایگاه الکترونیک مجله به نشانی http://jm.um.ac.ir/index.php/earth ثبت نام نمایند. نویسندگان در یک روند پنج مرحلهای، آثار ارسالی خود را به نشریه ارائه میدهند. بعضی مراحل مانند بارگذاری فایل تکمیلی، اختیاری میباشد.

مقالههای ارسالی باید شامل موارد زیر باشد:

۱. فایل doc مقاله.

۲. فایل کلیه شکلها که با حداقل قدرت تفکیک 300 dpi با فرمت JPEG ذخیره شدهاند (ضروری است فایلهای وکتوری از قبیل DWG، DXF، CDR و ... با کیفیت مناسب در فرمت JPEG به رستر تبدیل شوند و از ارسال فایلهای وکتور پرهیز گردد).

کلیه مقالهها مورد داوری قرار میگیرند و در صورت پذیرش پس از اعمال تصحیحات لازم به صورت نهایی چاپ خواهند شد.

In the Name of God, the Beneficent, the Merciful

Sedimentary Facies

Vol. 10, No. 1; Spring & Summer 2017

In order to publishing the scientific papers and to extend of research and amplify the earth science, Sedimentary Facies journal of Ferdowsi University of Mashhad invite masters, researchers and students to submit their articles in Paleontology, Stratigraphy, Sedimentology and Sedimentary Petrology.

EDITOR IN CHIEF: Dr. ALIREZA ASHOURI

EDITORIAL BOARD:

Dr. Ali Reza Ashouri	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Ferdowsi University of Mashhad
Dr. Reza Moussavi Harami	Sedimentology & Petroleum Geology	Prof., Ferdowsi University of Mashhad
Dr. Fatemeh Hadavi	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Ferdowsi University of Mashhad
Dr. Mohammad Ali Jafarian	Stratigraphy & Paleontology	Prof., University of Isfahan
Dr. Mohammad Dastanpour	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Shahid Bahonar University of Kerman
Dr. Ebrahim Ghasemi-Nejad	Stratigraphy & Paleontology	Prof., University of Tehran
Dr. Mehdi Yazdi	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Uinversity of Isfahan
Dr. Mehdi Nadjafi	Stratigraphy & Paleontology	Asso.Prof., Ferdowsi University of Mashhad

EDITING CONSULTANT

Prof. R. Moussavi-Harami & Dr. A. Ghaderi

EXECUTIVE DIRECTOR

Dr. A. Ghaderi

Publisher: Department of Geology, College of Science, Ferdowsi University of Mashhad

Printed by: Ferdowsi University of Mashhad Press

Address: Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Iran
P.O.BOX: 91557-1436
Tel: +98-051-38804143
E-mail: gs@um.ac.ir
Web Site: http://jearth.um.ac.ir

SCIENTIFIC SEMIANNUAL

SEDIMENTARY FACIES

FERDOWSI UNIVERSITY OF MASHHAD

Vol. 10, No. 1, Spring & Summer 2017 , S.No. 18 ISSN: 2008 - 787X

CONTENTS

Green Algae (Dasycladales) from Paleocene deposits in Western Birjand (Grong section) 1
Barani, F., Rashidi, K., Raisolssadat, S.N., Khazaee, M.

Nannostratigraphy of the Pliocene deposits in Kharchang section (Eastern Paratethys of South Caspian Sea) 23
Barari, A., Hadavi, F.

Biostratigraphy of Late Devonian Deposits (Famennian) of Kuh-e-Kaftar section (Northeast Isfahan) based on conodont fauna 37
Bahrami, A., Yazdi, M., Parsa-Nejad, H.

Lithofacies analysis and sedimentary link in sediments of Talkhab watershed 61
Rafighdoust, Y., Moussavi-Harami, R., Mahmudy-Gharai, M.H., Mahboubi, A.

The Ichnoassemblages and their environmental Importance in Geirud Formation, SW Shahroud and north Shahmirad, Central Alborz 77
Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Mosaddegh, H.

Petrophysical evaluation and geochemical evidences for the recognition of original carbonat mineralogy of Ilam Formation in the asaluye cross section and South Pars Gas Field 99
Shirooye-Nasab, N., Fallah-Bagtash, R., Adabi, M.H., Moussavi, M.R.

Palynofacies and Microfacies of Kalat Formation at Chehel-Kaman Valley Section (North East Khorasan Razavi) 121
Allameh, M., Javanbakht, M., Zyhani Noghani, F.

Transgressive sequence of basal Permian System: An evidence to the Hercynian vertical movements in different studied sections of Iran 143
Yazdi, M., Bahrami, A., Parvaneh, A.R., Hoveida, M.