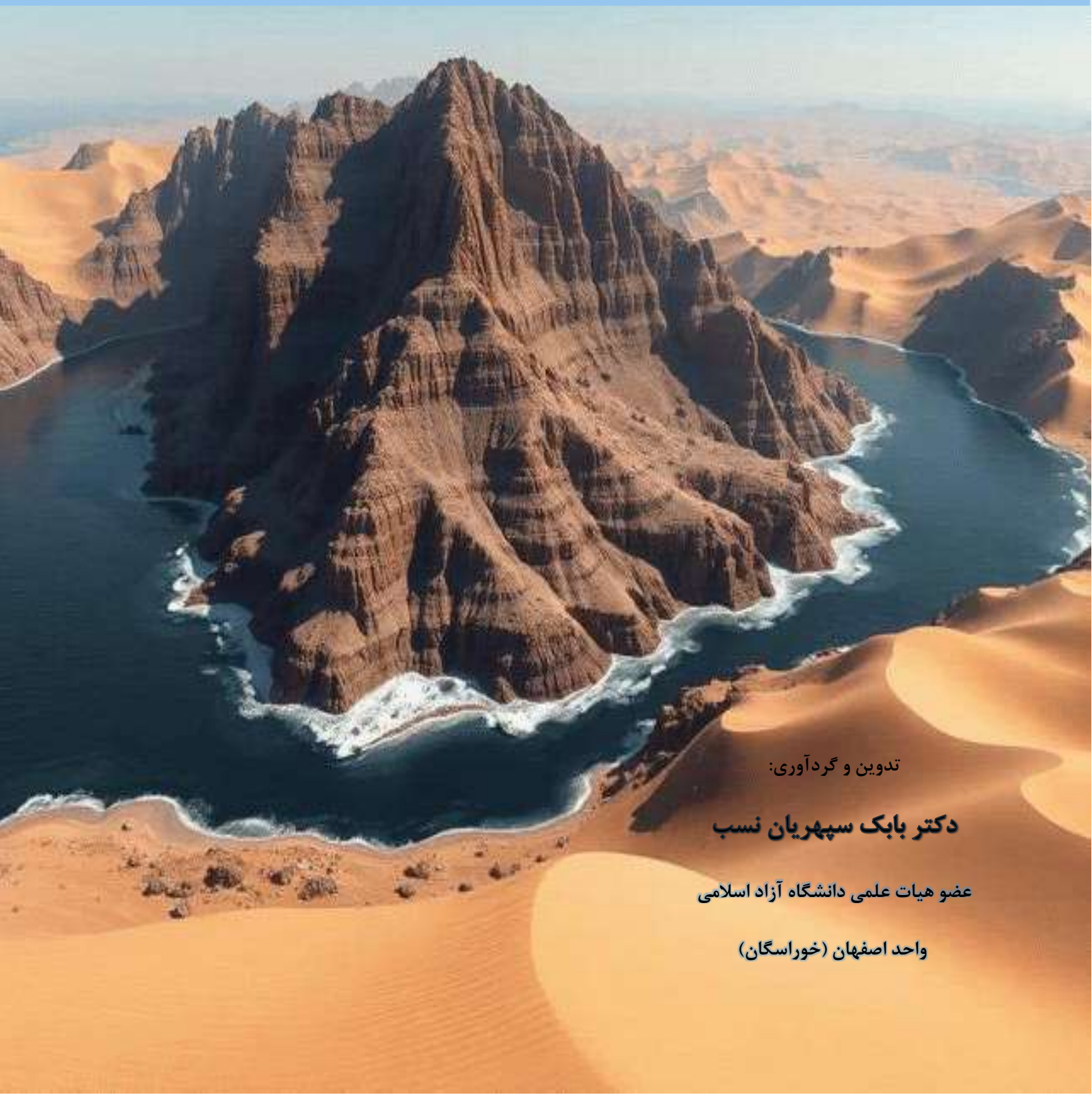
مجموعه مقالات دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران

۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴

دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان)



تدوین و گردآوری:

دکتر بابک سپهریان نسب

عضو هیات علمی دانشگاه آزاد اسلامی

واحد اصفهان (خوراسگان)

دهمین همایش ملی
انجمن رسوب شناسی ایران

و نخستین نشست تخصصی زمین گردشگری،
کلید ملی تاب آوری پس از بحران و توسعه پایدار

10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN / 17-18 Dec. 2025

کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۴۵۱

محورهای همایش:

- یافته های نوین رسوبی
- دیاژنز و ژئوشیمی رسوبی
- رخساره ها، چینه شناسی سکانسی و محیط های رسوبی
- اکینولوژی و محیط های دیرینه
- کانسار های رسوبی، فرایند های رسوب شناسی و محیط زیست
- مدلسازی منابع هیدروکربنی، شیلهای نفتی
- آبخوان ها و منابع آبهای کارستی
- کواترنر و انسان، زمین گردشگری

چاپ مقالات برتر در مجلات علمی معتبر

۲۶ و ۲۷ آذر ماه ۱۴۰۴
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان)

ارسال مقالات ۷ مهر تا ۱۵ آذرماه

سایت همایش:
Conf.khuisf.ac.ir/ssiesf10
E-Mail:
Isfahan.ssi@iau.ac.ir

به نام خداوند جان و خرد

خداوند متعال را شاکریم که دهمین دوره از سلسله همایش های ملی انجمن رسوب شناسی ایران نیز با موفقیت و دستاوردهای علمی مختلفی به پایان رسید. این مهم به انجام نمی رسید مگر با حمایت تمامی محققین، دانش پژوهان و دانشجویان محترم که با ارائه مقالات و آخرین دستاوردهای دانش خود برغنای علمی همایش افزودند. در این راستا، ارائه تعداد ۱۲۴ مقاله در یک همایش تخصصی از علوم زمین نشان از حمایت همیشگی جامعه رسوب شناسی کشور از سلسله همایش های انجمن رسوب شناسی ایران است. بر خود لازم می دانم که از روئسای پیشین انجمن، آقایان دکتر سید رضا موسوی حرمی و دکتر محمد حسین آدابی که نهال اولیه انجمن به همت والای این بزرگان کاشته و رشد کرد، کمال تشکر و قدردانی را داشته باشم و امید است رهنمودهای سازنده ایشان همواره چراغ راه انجمن باشد. همچنین مراتب قدردانی و سپاس خود را از تمامی همکاران محترم در هیات مدیره پیشین و جدید انجمن دارم و امیدوارم که به یاری یکدیگر بتوانیم انجمن را بیشتر از پیش به اهداف متعالی خود نزدیک سازیم. در این دوره آقای دکتر یعقوب لاسمی به عنوان چهره پیشکسوت علم رسوب شناسی کشور انتخاب شدند و از همت والای ایشان در شکوفایی علم رسوب شناسی کشور تقدیر به عمل آمد. به راستی که ایشان جزو پیشگامانی بودند که در ترویج علم رسوب شناسی در کشور اهتمام ورزیدند و از محضر عالمانه ایشان افرادی بهره مند شدند که اکنون جزو اساتید و پژوهشگران برتر کشور به شمار می روند. از درگاه خداوند متعال برای این فرهیخته بزرگوار طول عمر همراه با عزت از درگاه خداوند منان مسئلت داریم. دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران در حالی به میزبانی شایسته دانشگاه آزاد اسلامی اصفهان (خوراسگان) به انجام رسید که برگزاری اولین دوره همایش انجمن نیز بر عهده این دانشگاه بود. بر خود لازم می دانم که از مساعدت هیات رئیسه محترم دانشگاه آزاد اسلامی اصفهان و بالاخص ریاست محترم دانشگاه آقای دکتر پیام نجفی و همچنین از تلاش های ستودنی آقای دکتر سید حسن حجازی معاونت محترم آموزشی دانشگاه، آقای دکتر بابک سپهریان نسب دبیر محترم اجرائی همایش و آقای دکتر مهدی رضا پورسلطانی دبیر محترم علمی همایش کمال تشکر را داشته باشم و برای این عزیزان توفیق روز افزون از درگاه خداوند متعال خواستارم. از تمامی دانشجویان و دانش آموختگان دانشگاه آزاد اسلامی اصفهان که هر کدام به نوعی در برپایی هر چه بهتر همایش از هیچ تلاشی فروگذاری نکردند، سپاسگزاری و قدردانی می شود. به اطلاع می رساند که به یاری خداوند متعال و همچون سال های گذشته، مقالات منتخب این همایش که توسط کمیته محترم علمی انتخاب می شوند، پس از تکمیل در مجلات علمی-پژوهشی رسوب شناسی کاربردی و فصلنامه زمین شناسی ایران و برای اولین بار در مجله بین المللی Geovonservation Research به چاپ می رسد. در پایان امیدوارم که سلسله همایش های انجمن در سال های بعد نیز همچنان با شکوه تر از پیش ادامه یابد و اساتید، دانش پژوهان و دانشجویان محترم ما را آخرین دستاوردهای علمی خود بهرمند سازند.

با آرزوی توفیق الهی

حامد زندمقدم

رئیس انجمن رسوب شناسی ایران

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران

دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) آذر ماه ۱۴۰۴

اعضای اجرائی دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران

دکتر پیام نجفی

ریاست دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان)

دکتر سید حسن حجازی

معاونت آموزشی و مهارتی دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان)

دکتر بابک سپهریان نسب

دبیر اجرائی همایش

دکتر مهدی رضا پورسلطانی

دبیر علمی همایش

توجه:

مقالات بر اساس زمان دریافت توسط دبیرخانه همایش تنظیم شده اند

همچنین ابتدا مقالات کامل و در انتها مقالات به صورت چکیده مبسوط آورده شده است.

بخش اول

مقالات کامل

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

نقش چشمه سیاسرد بروجن در صنعت ژئوتوریسم استان چهارمحال و بختیاری

آیدا داودیان دهکردی[1*]، ندا ترابی فارسانی[2]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه موزه و گردشگری، دانشکده پژوهشهای عالی هنر و کارآفرینی، دانشگاه هنر اصفهان

۲- دانشیار گروه موزه و گردشگری، دانشکده پژوهشهای عالی هنر و کارآفرینی، دانشگاه هنر اصفهان

mail: aida.davoudian@gmail.com

چکیده

چشمه سیاسرد بروجن، به‌عنوان یکی از مهم‌ترین چشمه‌های کارستی استان چهارمحال و بختیاری، علاوه بر ارزش‌های زمین‌شناسی و هیدرولوژیکی، دارای ظرفیت‌های بالای ژئوتوریسمی است. موقعیت جغرافیایی ویژه، آب‌وهوای مطبوع، پوشش گیاهی متنوع و دسترسی آسان، این چشمه را به یک ژئوسایت شاخص در منطقه تبدیل کرده است. بررسی‌های میدانی و مطالعات کتابخانه‌ای نشان می‌دهد که چشمه سیاسرد می‌تواند هم در زمینه علمی و آموزشی (شناخت فرآیندهای زمین‌شناسی و زمین‌ساختی) و هم در زمینه فرهنگی-تفریحی (گردشگری)، و هم ژئوپروداکتها (تولیدات زمین شامل ژئوفود و ژئوسوغات) نقش‌آفرین باشد. کیفیت مناسب آب برای شرب و کشاورزی، همراه با چشم‌اندازهای طبیعی و فرهنگی، این چشمه را به یک مقصد جذاب برای گردشگران داخلی و بالقوه خارجی بدل کرده است. در نتیجه، مدیریت پایدار و معرفی علمی-فرهنگی این ژئوسایت می‌تواند به توسعه اقتصادی، ارتقای هویت محلی و حفاظت از میراث زمین‌شناسی استان کمک کند.

کلمات کلیدی: چشمه سیاسرد، ژئوتوریسم، چشمه کارستی، استان چهارمحال و بختیاری.

۱- مقدمه

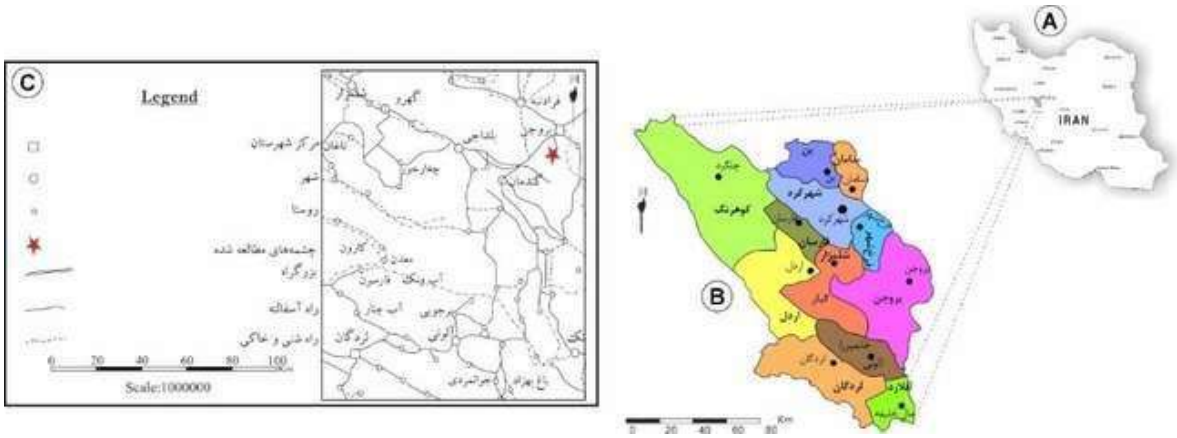
آب مهم‌ترین ماده حیاتی برای بشر است و بزرگ‌ترین منابع آب شیرین کره زمین در زیرزمین و به صورت آب‌های زیرزمینی است. به ظهور خود به خودی آب‌های زیرزمینی بر روی سطح زمین چشمه گویند. چشمه محل تلاقی سفره‌های زیرزمینی با سطح زمین است. بسته به ثبات منبع آب، یک چشمه می‌تواند موقتی، دائمی یا خودجوش (آرتزین) باشد (کریمی، ۱۳۸۹).

چشم‌انداز چشمه کارست: جریان طبیعی آب کارست زیرزمینی است و پدیده‌ای است که در آن آب‌های زیرزمینی از نقطه‌ای که سفره آب یا کانال آب سطح زمین را قطع می‌کند، جاری می‌شوند. چشمه کارستی نشان‌دهنده ویژگی‌های حجم آب، کیفیت آب و حرکت آب‌های زیرزمینی کارست است. چشمه‌های کارستی بر اساس خواص خود، طبقه‌بندی‌های مختلفی دارند (1) :چشمه‌های بالارونده و چشمه‌های پایین‌رونده، که به خواص هیدرودینامیکی چشمه اشاره دارند؛ (2) چشمه‌های با جریان ثابت، چشمه‌های متناوب یا چشمه‌های فصلی، چشمه‌های نامنظم یا چشمه‌های فروچاله‌ای، چشمه‌های سرریز و چشمه‌های دوره‌ای، که به دینامیک چشمه اشاره دارند؛ (3) چشمه‌های شکافی انحلالی، چشمه‌های غار کارستی، چشمه‌های بالارونده و چشمه‌های استخری انحلالی، که به شکل سر چشمه اشاره دارند؛ (4)چشمه‌های بستر رودخانه، چشمه‌های لبه دره، چشمه‌های ساحلی، چشمه‌های بستر دریا، چشمه‌های گسلی و چشمه‌های معلق؛ و (۵) چشمه‌های منبع خارجی و چشمه‌های منبع داخلی، که به منبع تغذیه چشمه اشاره دارند (Chen et al., 2020). از آنجایی که از نظر ژئوتوریسمی، چشمه‌ها می‌توانند هم در زمینه علمی و آموزشی (شناخت فرآیندهای

زمین‌شناسی و زمین‌ساختی) و هم تفریحی و درمانی (جذب گردشگر برای استفاده از مناظر طبیعی و خواص درمانی آب) مورد استفاده قرار گیرند، مدیریت و معرفی صحیح چشمه‌ها می‌تواند به حفظ میراث زمین‌شناسی و رونق اقتصادی و فرهنگی مناطق کمک بزرگی کند. لذا هدف ما در این مقاله ارزیابی چشمه سیاسرد در استان چهارمحال و بختیاری هم از نظر زمینه علمی و آموزشی و هم تفریحی و نقش آن در جذب گردشگر است.

۲- روش مطالعه

به منظور دست‌یابی به هدف مطالعه، علاوه بر مطالعات کتابخانه‌ایی، بازدید میدانی از چشمه و مناطق پیرامون صورت گرفت. چشمه سیاسرد در فاصله هفت کیلومتری شهرستان بروجن واقع شده و راه ارتباطی با این چشمه یک جاده آسفالته مناسب می‌باشد. این چشمه درطول جغرافیایی "۵۸/۲ ´۱۵ °۵۱ شرقی و عرض جغرافیائی "۳۲/۲ ´۵۴ °۳۱ شمالی قرار دارد و در پهنه زمین‌ساختاری سنندج-سیرجان واقع می‌باشد (شکل ۱).



شکل۱-A: موقعیت استان چهارمحال و بختیاری در کشور. B: نمایش تقسیمات سیاسی استان چهارمحال و بختیاری (۱۳۹۷) (برگرفته از وزارت کشور) C: راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (اقتباس با تغییراتی از اطلس راه‌های ایران، ۱۳۷۴).

۳- بحث

چشمه سیاسرد در دامنه شمالی کوه سیاسرد قرار دارد که ارتفاع آن از سطح آب حدود ۲۷۰۰ متر و ارتفاع آن از دامنه‌اش حدود ۴۵۰ متر است. چشمه سیاسرد یکی از جاذبه‌های طبیعی و گردشگری در نزدیکی شهر بروجن (در حدود ۴ تا ۵ کیلومتری شهر بروجن) در استان چهارمحال و بختیاری است که به‌دلیل آب و هوای مطبوع، وجود درختان کهنسال، قرارگیری در مسیر جاده بروجن به خوزستان و همچنین امکاناتی برای نشستن، گشت‌وگذار و تفریح به‌عنوان یک تفرجگاه از آن یاد می‌شود. طبیعت سرسبز و پر از شکوفه اطراف چشمه، مناسب برای عکاسی و گردش خانوادگی در فصل بهار است در حالی که هوای خنک و دلپذیر چشمه، پناهگاهی عالی در برابر گرمای شدید تابستان می‌باشد. از آنجا که شهر بروجن در ۲۲۰۰ متری از سطح دریا واقع شده (ملقب به بام ایران)، منطقه چشمه حتی در تابستان نیز به طور طبیعی خنک می‌باشد. بنابر گفته‌های مردمان محلی آب این چشمه نشاط‌آور است.

از نظر موقعیت ساختاری، چشمه سیاسرد در پهنه زمین‌ساختاری سنندج- سیرجان واقع می‌باشد. چشمه سیاسرد در حد فاصل آبرفت‌های Qt1 و آهک‌های کرتاسه واحد K_{12} قرار دارد (شکل ۳). این سازند احتمالاً معادل با داریان بوده و معمولاً توده‌ای و ضخیم لایه می‌باشد و از استعداد کارستی شدن بالایی برخوردار است. مظهر این چشمه در پای سنگ‌های آهکی سازند کرتاسه تحتانی واقع شده و از نظر مورفولوژی سنگ‌های مذکور بدون شیب و امتداد مشخصی به حالت خرد شده در قطعات با اندازه‌های مختلف در بالادست چشمه قرار دارند. آب چشمه سیاسرد از نظر پارامترهای کیفیت آب از حدود استاندارد ایران وWHO فراتر نرفته است و دارای کیفیت خوب جهت مصارف شرب و کشاورزی است (حسینی،۱۳۹۲).

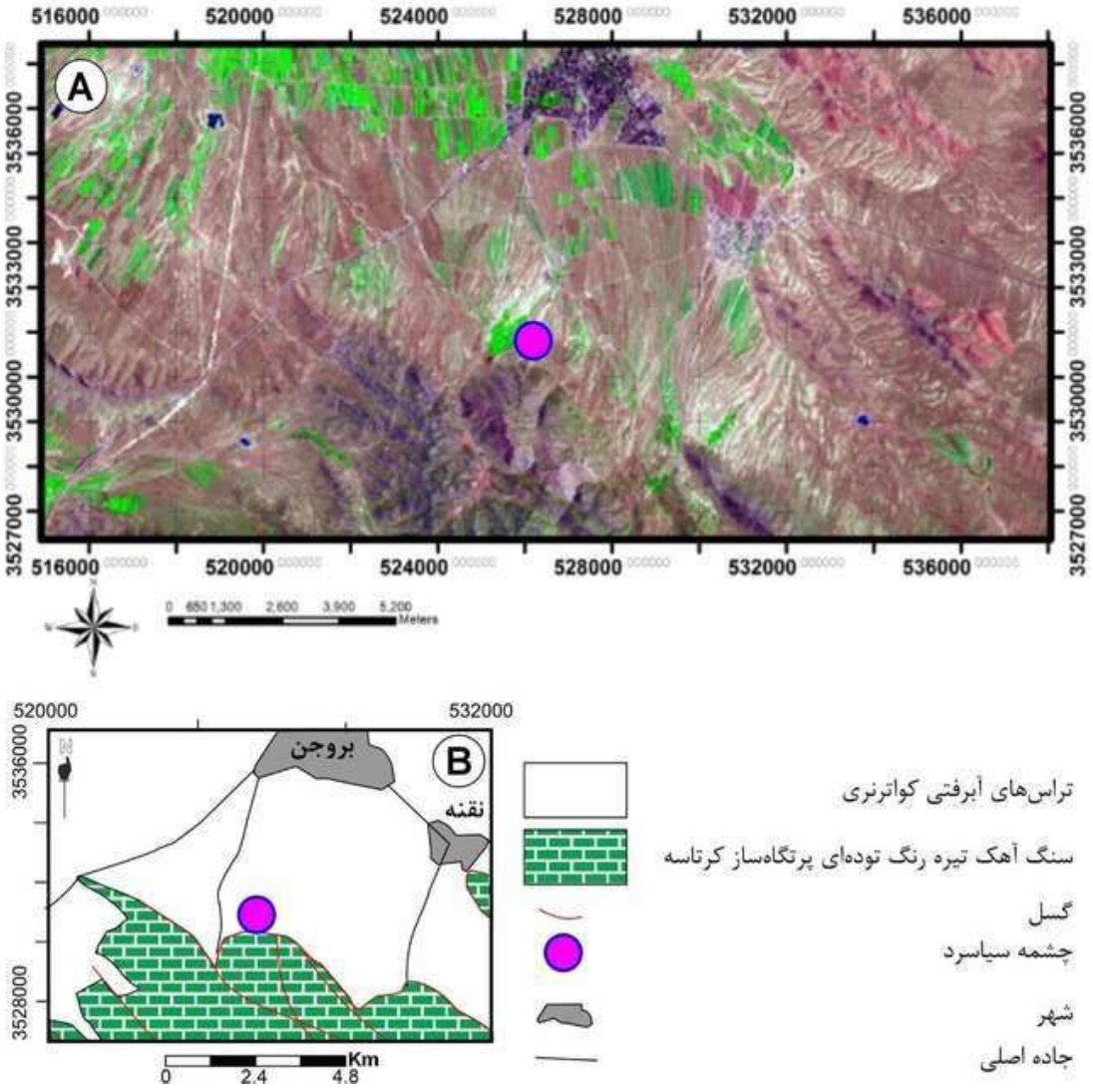
شکل ۲. نمایی از حوضچه آب پرشده با آب چشمه سیاسرد (عکس: نویسندگان)

این چشمه از دو دیدگاه ژئوتوریسمی می‌تواند مورد ارزیابی قرارگیرد:

ژئوفرهنگ (Geo- Culture) و آموزش زمین ظهور آب‌های زیرزمینی در زمین‌های کوهستانی که جنبه آموزشی برای مطالعات زمین‌شناسی و بوم‌گردی دارد (Dehkordi et al., 2025).

ژئوتوریسم فرهنگی-طبیعی (Geology cultural and geotourism): به عنوان مکانی برای گردهمایی مردم محلی و بازدیدکنندگان عمل می‌کند در این گردهمایی‌ها می‌توان از محصولات محلی (به صورت ژئوفود و زمین سوغاتی به عنوان نمادهای ناملموس (Dehkordi et al., 2025) منطقه در کنار زمین فعالیت (Geo-activity: کوهنوردی و طبیعت‌گردی) استفاده آموزشی و اقتصادی برد و میراث طبیعی را با سنت‌های اجتماعی ترکیب نمود که سبب جذب گردشگران داخلی گردیده و از مهمان‌نوازی و خدمات محلی حمایت می‌کند و دارای ارزش اقتصادی است. از ژئوفود (غذاهای محلی با پیوند به زمین و اقلیم) می‌توان به کشک (شکل ۴-A)و محصولات لبنی محلی (وابسته به دامداری سنتی در مراتع کوهستانی)، نان‌های محلی مثل نان تیری و کپچی (شکل ۴-B) یا

کاکولی (بازتاب فرهنگ روستایی و اقلیم سرد) و گیاهان خوراکی کوهی (اوشوم، چای کوهی و قارچ) نام برد. از ژئوپروداکت‌هایی که می‌توان به عنوان سوغات مرتبط با طبیعت و فرهنگ زمین استفاده نمود می‌توان به قالی، نمد و گلیم‌های عشایری (با نقش‌مایه‌های الهام‌گرفته از طبیعت منطقه، شکل ۵- A, B)، چوب‌تراشی و صنایع دستی (استفاده از منابع طبیعی پایدار)، محصولات گیاهی خشک‌شده (مثل گیاهان دارویی و خوراکی کوهی) و کیسه‌های خرید (شکل ۵-C) و ماگ با طرح چشمه (شکل ۵-D) و سایر چشم‌اندازهای طبیعی استان و یا سرکلیدی بانمادهای از طبیعت استان (شکل ۵-E,F) نام برد (داودیان، ۱۴۰۴).



شکل ۳- A: موقعیت چشمه سیاسرد بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۷ سنجنده+ETM ؛ B: و بر روی نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه.

یکی از اهداف ژئوتوریسم رسیدن به یک توسعه پایدار است که چشمه سیاسرد می‌تواند به عنوان یک چشم انداز طبیعی به دلایل زیر نقش مهمی را در کنار دیگر جلوه‌های طبیعی استان بازی کند:

- حفاظت محیط زیست که با مدیریت منابع طبیعی باعث جلوگیری از تخریب این زیستگاه و حفظ تنوع زیستی منطقه می‌گردد.
- اقتصاد محلی که با توسعه کسب‌وکارهای کوچک (اقامتگاه بوم‌گردی، صنایع دستی، راهنمایی گردشگران، تولید ژئوپرداکت‌ها به عنوان محصولات خلاق به هدف انتقال علوم زمین) سبب افزایش درآمد خانوارها، کاهش مهاجرت به شهرهای بزرگ‌تر همانند اصفهان و تهران می‌شود.
- زیرساخت گردشگری که سبب بهبود مسیرهای دسترسی، ایجاد امکانات پایدار (کم‌مصرف و سازگار با محیط) و در نهایت جذب گردشگران داخلی و چه بسا گردشگران خارجی گردد.
- آموزش و فرهنگ به سبب آموزش راهنمایان محلی ، معرفی میراث زمین‌شناسی و فرهنگی ارتقای آگاهی عمومی، تقویت هویت محلی را به همراه دارد.
- بازاریابی پایدار به سبب معرفی این ژئوسایت در سطح ملی و احتمالا بین‌المللی با تأکید بر پایداری باعث شهرت استان چهارمحال و بختیاری به عنوان یک مقصد ژئوتوریسمی می‌گردد.

۴- نتیجه گیری

چشمه سیاسرد بروجن نمونه‌ای بارز از پیوند میان میراث طبیعی و فرهنگی در صنعت ژئوتوریسم استان چهارمحال و بختیاری است. این چشمه با ویژگی‌های زمین‌شناسی منحصر به‌فرد، چشم‌اندازهای طبیعی دل‌انگیز و پیوند با فرهنگ و محصولات محلی، ظرفیت بالایی برای توسعه پایدار دارد. بهره‌گیری از ژئوفودها (مانند کشک و نان‌های محلی) و ژئوپروداکت (قالی، نمد، صنایع دستی و گیاهان کوهی) در کنار فعالیت‌های طبیعت‌گردی و آموزشی، می‌تواند به رونق اقتصاد محلی، کاهش مهاجرت، افزایش اشتغال و ارتقای جایگاه استان در سطح ملی و بین‌المللی منجر شود.

از سوی دیگر، حفاظت محیط زیست، آموزش راهنمایان محلی و بازاریابی پایدار، از الزامات مدیریت این ژئوسایت به شمار می‌رود. بنابراین، چشمه سیاسرد نه تنها یک جاذبه طبیعی، بلکه یک سرمایه فرهنگی-اقتصادی است که با برنامه‌ریزی صحیح می‌تواند به الگویی موفق در توسعه ژئوتوریسم ایران تبدیل گردد.

۵- منابع

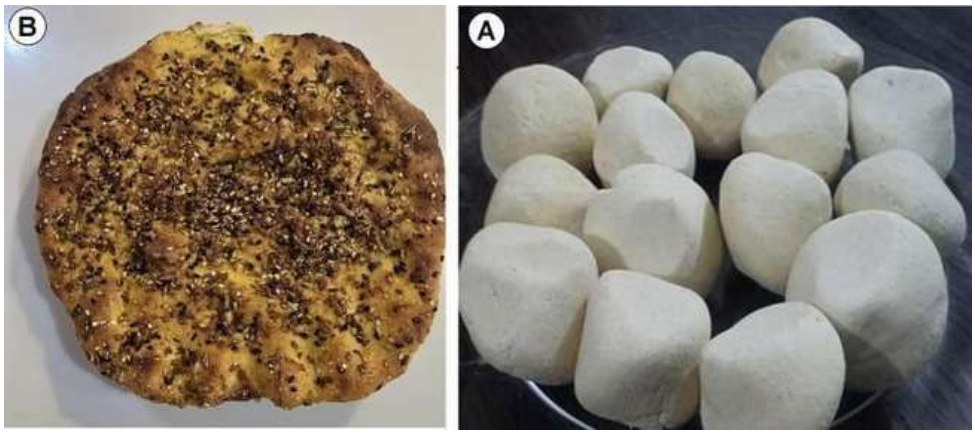
حسینی هفشجانی، س. ف.، ۱۳۹۲. تاثیر سازندهای زمین‌شناسی بر روی کیفیت آب برخی از چشمه‌های استان چهارمحال و بختیاری، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهرکرد، ۸۰ صفحه.

داودیان دهکردی، آ.، ۱۴۰۴. شناسایی ظرفیت های زمین گردشگری در زون زاگرس میانی" (مورد پژوهی: استان چهارمحال بختیاری)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه هنر اصفهان، ۱۲۴ صفحه.

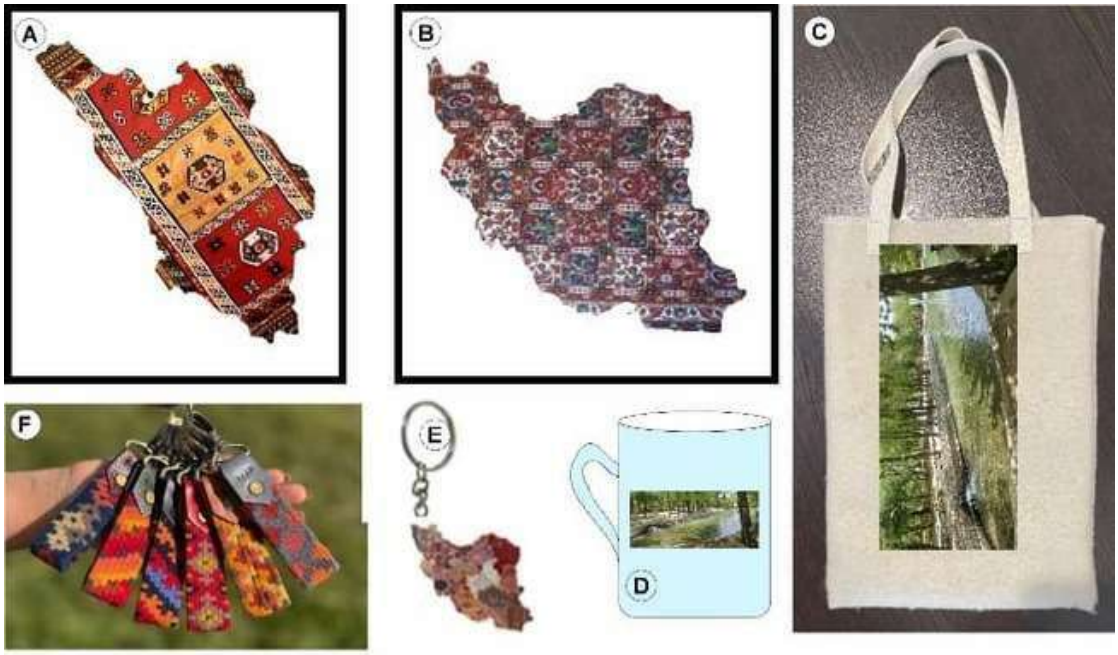
کریمی وردنجانی، ح.، ۱۳۸۹. هیدرولوژی کارست: مفاهیم و روش‌ها. انتشارات ارم شیراز،۴۱۴ص.

Chen, A., Ng, Y., Zhang, E., & Tian, M. (Eds.), 2020. Dictionary of geotourism. Singapore: Springer Singapore.

Dehkordi, A.D., Farsani, N.T. and Hairapetian, V., 2025. Geotourism Potential in the Zagros Simply Folded Zone: Chaharmahal and Bakhtiari Province. Geoconservation Research, 8(1).



شکل ۴-معرفی ژئوفودها A: کشک؛ B: نان محلی کپچی یا کاکولی (منبع: نویسندگان)



شکل ۵- A, B: نمایش تابلو فرش‌های با نقش‌مایه‌های الهام‌گرفته از طبیعت منطقه و کشور؛ C: کیسه خرید با طرحی از فضای پیرامون چشمه سیاسرد؛ D: ماگ با طرحی فضای پیرامون چشمه سیاسرد؛ E, F: سرکلیدی با نمادهایی از طبیعت استان چهارمحال و بختیاری (منبع: نویسندگان).

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

تحلیل شکستگی‌ها در سازند آسماری با استفاده از نمودارهای تصویری XRMI و EMI در یکی از میادین جنوب کشور

حافظ حسینی[۱]، امیر کریمیان طرقبه[۲*]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

۲- هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

*Email: amirkarimia@ferdowsi.um.ac.ir

چکیده

شکستگی‌ها نقش تعیین‌کننده‌ای در تولید از مخازن کربناته متراکم سازند آسماری دارند. در این مطالعه، سیستم شکستگی میدان مورد مطالعه در جنوب کشور، با استفاده از نمودارهای تصویری پیشرفته XRMI و EMI در چاه‌های کلیدی ۱۶ و ۱۸ مورد تحلیل قرار گرفت. پردازش داده‌ها در نرم‌افزار Techlog و تفسیر کمی شکستگی‌ها منجر به شناسایی ۱۲ شکستگی باز در چاه ۱۸ و ۱۴۶ شکستگی باز در چاه ۱۶ گردید. شکستگی‌ها عمدتاً در دو دسته اصلی طولی) امتداد (N70E/S70W و مورب) امتداد (N35E/S55E دسته‌بندی شدند. بیشترین چگالی شکستگی (۰,۲۵ شکستگی در متر) در زون ۳ چاه شماره ۱۸مشاهده شد. میانگین طول اثر شکستگی‌ها ۱۸۳ سانتیمتر و فاصله متوسط بین سطوح شکستگی ۲۸,۷ متر اندازه‌گیری گردید. آنالیز دهانه باز شکستگی‌ها محدوده ۰,۰۰۱۵ تا ۰,۱۰۶ سانتیمتر را نشان داد. این مطالعه اثبات می‌کند که تلفیق داده‌های نمودارهای تصویری مختلف، ابزار قدرتمندی برای توصیف سیستم شکستگی و شناسایی زون‌های دارای پتانسیل تولیدی بالا فراهم می‌کند.

کلمات کلیدی: شکستگی، سازند آسماری، نمودار تصویری، XRMI، EMI، چگالی شکستگی.

۱- مقدمه

مخازن کربناته سازند آسماری به دلیل تاریخچه پیچیده دیاژنزی و تکتونیکی، دارای سیستم‌های شکستگی پیچیده‌ای هستند که رفتار تولیدی میدان را کنترل می‌کنند .(Aguilera, 1998) میدان مورد مطالعه در حاشیه شمالی فروافتادگی دزفول با امتداد شرقی-غربی واقع شده است. تاکنون مطالعات معدودی به تحلیل کمی سیستم شکستگی در این میدان پرداخته‌اند. نمودارهای تصویری دیواره چاه با فراهم آوردن تصویری با وضوح بالا، انقلابی در مطالعه شکستگی‌ها ایجاد کرده‌اند (Prensky, 1999). هدف این مطالعه، استفاده از نمودارهای XRMI و EMI برای شناسایی، اندازه‌گیری و تحلیل پارامترهای هندسی شکستگی‌ها و تعیین زون‌های دارای پتانسیل تولیدی بالاتر در میدان قلعه‌نار است.

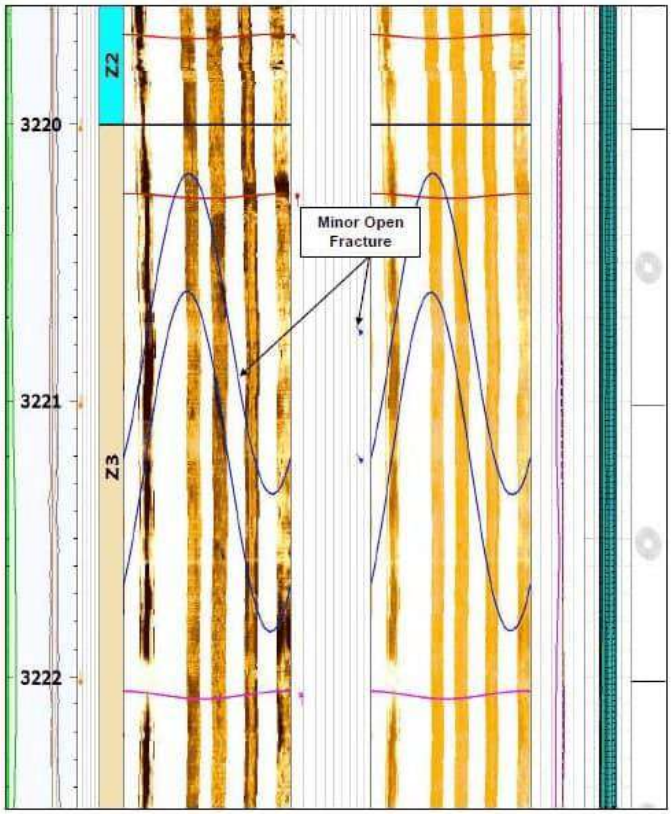
۲- روش مطالعه

داده‌های مورد استفاده در این پژوهش شامل نمودارهای تصویری XRMI چاه شماره ۱۸ و EMI چاه شماره ۱۶ از سازند آسماری میدان مورد مطالعه بود. محدوده عمقی مورد مطالعه برای چاه ۱۸، بازه ۲۰۱۲ تا ۳۳۵۵ متر و برای چاه ۱۶، بازه ۲۹۹۱ تا ۳۳۲۰ متر بود. پردازش اولیه داده‌ها در نرم‌افزار Techlog انجام شد که شامل مراحل تصحیح سرعت، جهت، برابرسازی پاسخ الکترودها و عادی‌سازی ایستا و پویا بود. پس از پردازش، کلیه شکستگی‌های قابل شناسایی ردیابی و پارامترهای هندسی آن‌ها شامل شیب، امتداد، طول ظاهری، فاصله و دهانه باز اندازه‌گیری شد. شکستگی‌ها بر اساس میزان بازشدگی دهانه و جهت‌یابی نسبت به لایه‌بندی دسته‌بندی و چگالی شکستگی برای هر زون محاسبه گردید.

۳- بحث

۳-۱ -آماری از شکستگی‌های شناسایی شده

تفسیر نمودارهای تصویری منجر به شناسایی ۱۲ شکستگی باز در چاه ۱۸ و ۱۴۶ شکستگی باز در چاه ۱۶ شد. این اختلاف چشمگیر نشان‌دهنده تغییرپذیری شدید سیستم شکستگی در مقیاس میدان است. از ۱۲ شکستگی چاه ۱۸، ۱۱ مورد از نوع کوچک (Minor) و ۱ مورد از نوع متوسط (Medium) بودند. نمونه‌ای از این شکستگی‌ها در شکل ۱ نمایش داده شده است.



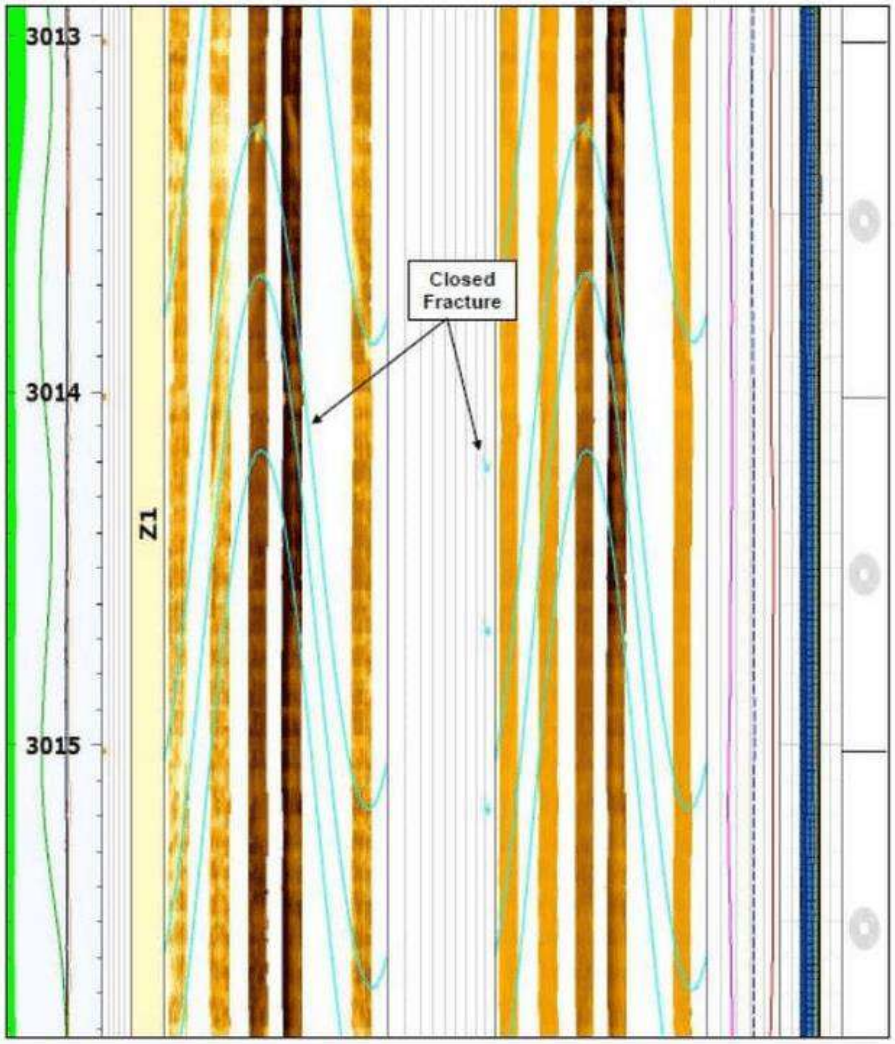
شکل ۱- نمونه‌ای از تصویر پردازش شده XRMI نشان‌دهنده شکستگی‌های باز

۲-۳ -دسته‌بندی شکستگی‌ها و جهت‌یابی

تحلیل جهت‌یابی شکستگی‌ها در چاه ۱۸ منجر به شناسایی دو دسته اصلی شد:

- **دسته اول (طولی) :**دارای امتداد N70E/S70W و شیب ۵۰-۶۰ درجه
- **دسته دوم (مورب) :**دارای امتداد N35E/S55E و شیب ۸۰-۹۰ درجه

این دسته‌بندی با الگوی شکستگی‌های مرتبط با چین‌خوردگی منطقه‌ای مطابقت دارد. در مقابل، شکستگی‌های بسته نیز شناسایی شد که نمونه‌ای از آن در شکل ۲ مشاهده می‌شود.



شکل ۲: نمونه‌ای از شکستگی‌های بسته در چاه شماره ۱۸

۳-۳ -توزیع فضایی شکستگی‌ها

توزیع شکستگی‌ها در بین زون‌های مختلف سازند آسماری یکنواخت نبود. در چاه ۱۸، زون ۳ با ضخامت ۲۸ متر، دارای ۷ شکستگی (چگالی ۰,۲۵ شکستگی در متر) بود، در حالی که زون‌های ۲ و ۵ فاقد هرگونه شکستگی بودند. این تغییرپذیری در چگالی شکستگی به وضوح در نمودار میله ای شکل ۳ قابل مشاهده است.

۴-۳ -پارامترهای هندسی شکستگی

بر اساس تفسیر کمی انجام شده بر روی نمودارهای تصویری XRMI و EMI در چاه‌های ۱۸ و ۱۶، پارامترهای کلیدی هندسی سیستم شکستگی به شرح زیر محاسبه و با یکدیگر مقایسه گردیدند. این مقایسه، تغییرپذیری قابل توجه سیستم شکستگی را در مقیاس میدان آشکار می‌سازد.

۱ .طول اثر شکستگی:(Fracture Trace Length)

میانگین طول اثر شکستگی‌های مشاهده‌شده بر روی دیواره چاه در چاه ۱۸، ۱۸۳ سانتیمتر اندازه‌گیری شد. این مقدار در چاه ۱۶ به ۷۶ سانتیمتر کاهش می‌یابد. این اختلاف نشان‌دهنده آن است که شکستگی‌های قطع شده توسط چاه ۱۸، از پیوستگی جانبی بسیار بیشتری برخوردار بوده و احتمالاً نقش مؤثرتری در ایجاد مسیرهای جریان ممتد در مخزن ایفا می‌کنند. داده‌های مربوط به هر کلاس شکستگی در جدول ۱ ارائه شده است.

۲ .فاصله بین سطوح شکستگی:(Fracture Spacing)

فاصله متوسط بین سطوح شکستگی‌های مجاور، معیار مستقیمی از تراکم شکستگی است. این پارامتر در چاه ۱۸، ۲۸,۷ متر و در چاه ۱۶، ۲,۳ متر محاسبه شد .فاصله به مراتب کمتر در چاه ۱۶، تأیید کننده چگالی شکستگی بسیار بالاتر (۰,۴۳ شکستگی در متر در مقایسه با ۰,۰۳ در چاه ۱۸) در این چاه است .

۳ .دهانه باز شکستگی:(Fracture Aperture)

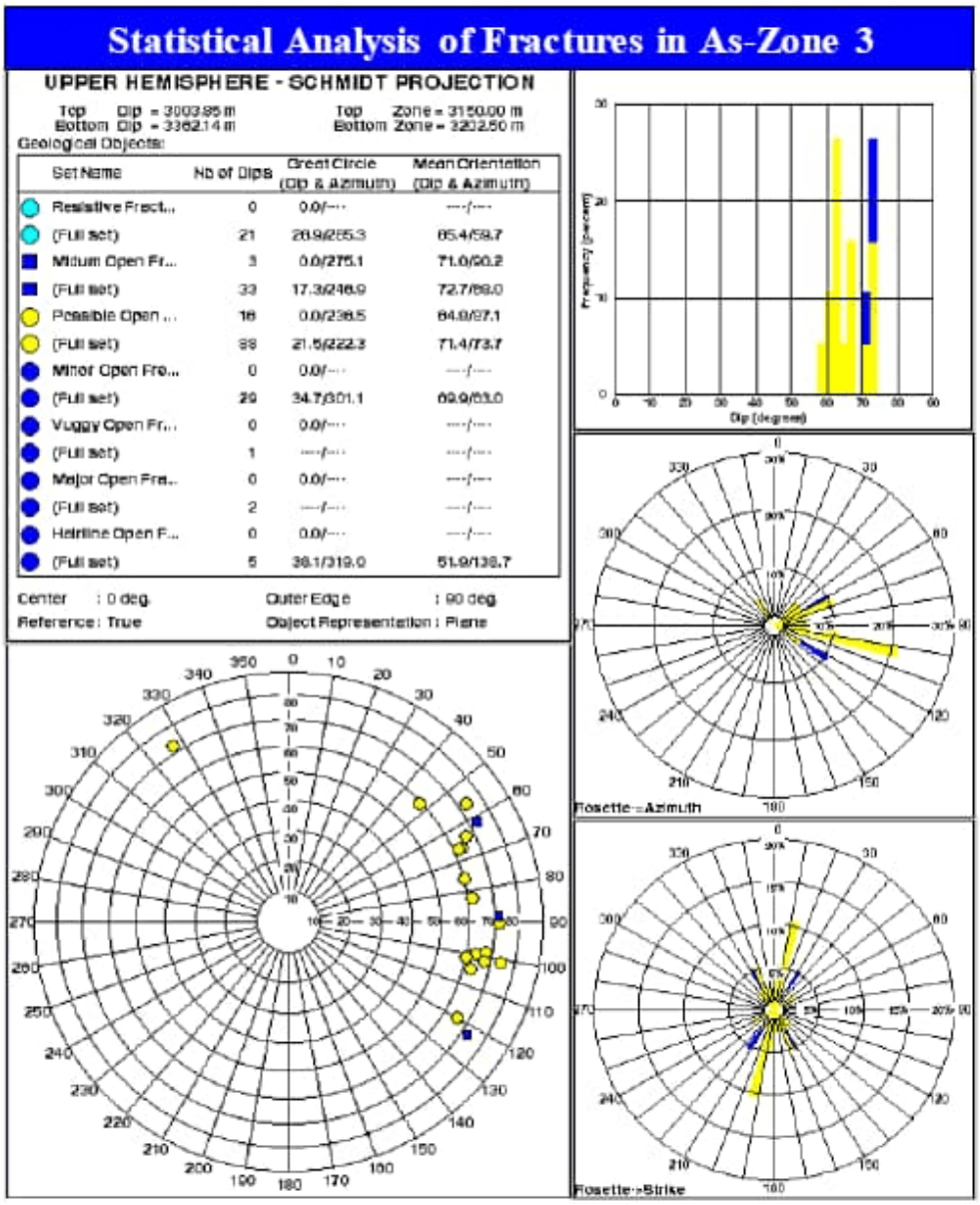
میزان بازشدگی دهانه شکستگی‌ها در چاه ۱۸ در محدوده ۰,۰۰۱۵ تا ۰,۱۰۶ سانتیمتر (۱۵ تا ۱۰۶۰ میکرون) متغیر بود. با توجه به طبقه‌بندی شکستگی‌ها به انواع اصلی، متوسط، کوچک و مویین، می‌توان استنباط کرد که دامنه مشابهی اما با توزیع فراوانی متفاوت در این چاه وجود دارد. در چاه ۱۶، شکستگی‌های با دهانه باز کوچک‌تر Minor) و (Hairline فراوانی بسیار بیشتری دارند.

تفسیر ترکیبی و اهمیت در مدل‌سازی مخزن:

مقایسه این دو چاه، دو الگوی کاملاً متمایز از سیستم شکستگی را نشان می‌دهد:

- الگوی چاه ۱۸ (گسسته-کاربردی) :سیستم شکستگی با تراکم کم اما شامل شکستگی‌های با طول اثر زیاد و دهانه باز نسبتاً عریض .این الگو باعث ایجاد تراوایی بسیار بالا در امتداد مسیرهای شکستگی خاصی می‌شود Behavior Dual) Porosity).
- الگوی چاه ۱۶ (فشرده-پیوسته) :سیستم شکستگی با تراکم بسیار بالا اما متشکل از شکستگی‌های با طول اثر کوتاه‌تر . این الگو می‌تواند منجر به ایجاد یک محیط مخزنی با تراوایی پایه بالاتر شود که بیشتر شبیه یک مدل تخلخل دوگانه با تبادل سریع (Dual Porosity) عمل می‌کند.

این تفاوت‌ها بر ضرورت مدل‌سازی مخزن مبتنی بر چاه (Well-Based Modeling)و درون‌یابی دقیق بین چاه‌ها با استفاده از داده‌های لرزه‌ای و زمین‌شناسی ساختاری تأکید می‌کند، چرا که رفتار تولیدی این دو چاه می‌تواند کاملاً متفاوت باشد.



شکل ۳. نمایش وضعیت شکستگی ها در نمودارهای گل سرخی، هیستوگرام و استریونت در زون ۳ سازند آسماری.

۴ -نتیجه‌گیری

۱ .تلفیق داده‌های نمودارهای تصویری XRMI و EMI ابزار قدرتمندی برای شناسایی و کمی‌سازی سیستم شکستگی در سازند آسماری میدان مورد مطالعه فراهم می‌کند.

۲ .سیستم شکستگی این میدان از دو دسته اصلی طولی و مورب تشکیل شده که با ساختار چین‌خوردگی منطقه مرتبط است.

۳ .توزیع شکستگی‌ها در مخزن بسیار ناهمگن است و زون ۳ در چاه شماره ۱۸ به عنوان اصلی‌ترین زون شکسته شده از نظر کیفیت و کمیت شناسایی شد.

۴ .توصیه می‌شود در برنامه‌ریزی‌های آتی توسعه میدان، تمرکز بر روی حفاری در راستای زون‌های پرتراکم شکستگی (مانند زون ۳) مدنظر قرار گیرد.

سپاس‌گزاری

از شرکت ملی نفت ایران و مدیریت میدان قلعه‌نار به جهت فراهم آوردن داده‌های مورد نیاز این پژوهش قدردانی می‌شود.

منابع

- Aguilera, R., 1998. Naturally Fractured Reservoirs. PennWell Books.
- Prensky, S., 1999. Advances in borehole imaging technology and applications. In: Borehole Imaging: Applications and Case Histories. Geological Society, London, Special Publications, 159, pp. 1–43.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

ارزیابی دیاژنز و تأثیر آن روی کیفیت مخزنی سازند آسماری در یکی از میادین جنوب کشور

حافظ حسینی[۱]، امیر کریمیان طرقبه [۲]*

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

۲- هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

*Email: amirkarimian@ferdowsi.um.ac.ir

چکیده

فرآیندهای دیاژنزی کنترل کننده اصلی کیفیت مخزن در سازندهای کربناته هستند. این مطالعه به بررسی تأثیر فرآیندهای دیاژنزی مختلف بر روی کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان مورد مطالعه واقع در فروافتادگی دزفول می‌پردازد. با تلفیق مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک و داده‌های پتروفیزیکی چاه‌های میدان، مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی شناسایی و تأثیر آن‌ها بر تخلخل و تراوایی کمی‌سازی شده است. نتایج نشان می‌دهد که فرآیندهای بهبوددهنده کیفیت مخزن شامل دولومیتی شدن و انحلال ثانویه بوده، در حالی که سیمانی شدن کلسیتی و انیدریتی و استیلولیتی شدن به عنوان عوامل اصلی تخریب مخزن عمل کرده‌اند. به‌طور مشخص، زون‌های ۳ و ۴ که تحت تأثیر هم‌زمان دولومیتی شدن و انحلال قرار گرفته‌اند، با داشتن میانگین تخلخل ۱۲-۱۴٪، بهترین کیفیت مخزنی را دارا هستند. در مقابل، زون‌های ۱ و ۵ به دلیل سیمانی شدن شدید، دارای کمترین تخلخل (کمتر از ۶٪) می‌باشند. این مطالعه نشان می‌دهد که درک پاراژنز دیاژنتیکی می‌تواند به طور مؤثری برای پیش‌بینی زون‌های با پتانسیل هیدروکربوری بالا در میادین مشابه به کار رود.

کلمات کلیدی :دیاژنز، سازند آسماری، کیفیت مخزن، دولومیتی شدن، سیمانی شدن.

۱- مقدمه

سازند آسماری به عنوان یکی از مهم‌ترین مخازن هیدروکربوری ایران، دارای تاریخچه دیاژنزی پیچیده‌ای است که کیفیت مخزنی آن را به شدت تحت تأثیر قرار داده است (Taghavi et al., 2006). این سازند در میدان مورد مطالعه واقع در حاشیه شمالی فروافتادگی دزفول با امتداد شرقی-غربی قرار دارد. ضخامت متوسط سازند آسماری در این میدان حدود ۴۰۰ متر بوده و از نظر سنگ‌شناسی شامل دولومیت آهکی، آهک دولومیتی، آهک و شیل می‌باشد.

فرآیندهای دیاژنزی می‌توانند باعث بهبود (مانند انحلال و دولومیتی شدن) یا تخریب (مانند سیمانی شدن و فشردگی) کیفیت مخزن شوند (Moore, 2001). درک این فرآیندها و تأثیر آن‌ها بر خصوصیات پتروفیزیکی برای پیش‌بینی رفتار مخزن و بهینه‌سازی استراتژی تولید ضروری است. هدف از این مطالعه، شناسایی فرآیندهای دیاژنزی مؤثر و تعیین میزان تأثیر هر یک از آن‌ها بر پارامترهای پتروفیزیکی در میدان مورد مطالعه است.

۲- روش مطالعه

این مطالعه بر اساس داده‌های چاه‌های ۱۶ و ۱۸ در میدان مورد مطالعه انجام شده است. روش کار به صورت زیر است:

۲-۱ -مطالعات پتروگرافی:

تعداد ۴۰ مقطع نازک از خرده‌های حفاری مربوط به زون‌های مختلف سازند آسماری با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شد. این مقاطع جهت شناسایی فرآیندهای دیاژنزی و تعیین ترتیب پاراژنز آن‌ها مورد بررسی قرار گرفتند.

۲-۲ -داده‌های پتروفیزیکی:

از نمودارهای چاه‌پیمایی شامل نمودارهای گاما، نوترون، چگالی و مقاومت برای محاسبه پارامترهای پتروفیزیکی شامل تخلخل، تراوایی و اشباع آب در زون‌های مختلف استفاده گردید.

۲-۳ -تلفیق داده‌ها:

ارتباط بین مشاهدات پتروگرافی و داده‌های پتروفیزیکی برای تعیین تأثیر هر فرآیند دیاژنزی بر کیفیت مخزن مورد تحلیل قرار گرفت. همچنین از داده‌های نمودارهای تصویری برای شناسایی شکستگی‌ها و ارتباط آن با فرآیندهای دیاژنزی استفاده شد.

۳- بحث

۳-۱ -فرآیندهای دیاژنزی شناسایی شده

مطالعات پتروگرافی وجود فرآیندهای دیاژنزی متعددی را در سازند آسماری این میدان تأیید کرد که مهم‌ترین آن‌ها به شرح زیر است:

الف) دولومیتی شدن:

این فرآیند به صورت دولومیت‌های ثانویه با بافت‌های هیپیدیوتوپیک و زئوتوپیک مشاهده شد. دولومیتی شدن عمدتاً در زون‌های ۳ و ۴ توسعه یافته و از طریق ایجاد تخلخل بین‌بلوری و کاهش اثر فشردگی، کیفیت مخزن را بهبود بخشیده است.

ب) انحلال ثانویه:

فرآیند انحلال در تمامی رخساره‌های سازند آسماری قابل مشاهده است. این فرآیند باعث تشکیل حفرات انحالی با اشکال نامنظم در دانه‌ها و سیمان‌ها شده است. انحلال ثانویه یکی از اصلی‌ترین عوامل ایجاد تخلخل در بخش‌های غیردولومیتی شده است.

ج) سیمانی شدن:

انواع مختلف سیمان‌ها شامل سیمان کلسیتی (هم‌ضخامت، بلوکی و دروزی) و سیمان انیدریتی در سازند شناسایی شدند. سیمان‌های انیدریتی به صورت پرکننده خلل و فرج، ندولی و رگچه‌ای مشاهده شدند.

د) استیلولیتی شدن:

تشکیل استیلولیت‌ها به عنوان نشانه‌ای از فشردگی شیمیایی در زون‌های پایینی سازند مشاهده شد. این عوارض به وضوح در مقاطع نازک و نمودارهای تصویری قابل شناسایی هستند.

ه) شکستگی و پرشدگی:

شکستگی‌ها در سازند آسماری این میدان به دو صورت باز و پر شده مشاهده شدند (شکل ۱). اکثر شکستگی‌ها با سیمان کلسیتی یا انیدریتی پر شده‌اند، اما شکستگی‌های باز نیز در بخش‌هایی مشاهده می‌شوند.

۳-۲ -ارتباط کمی دیاژنز و کیفیت مخزن

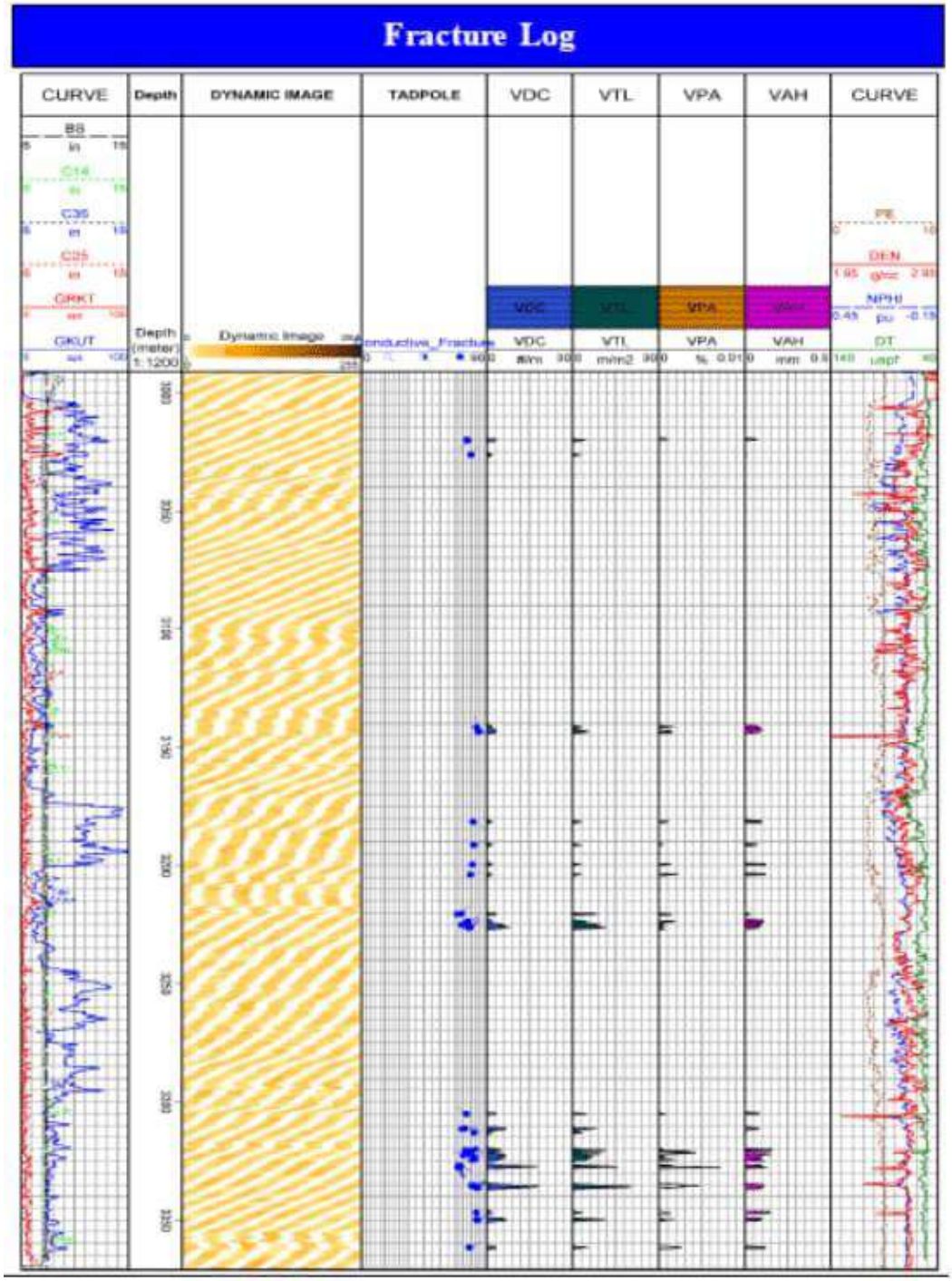
برای درک کمی تأثیر دیاژنز، پارامترهای پتروفیزیکی برای هر زون محاسبه و با فرآیند دیاژنزی غالب در آن زون مرتبط گردید (جدول ۱). یک همبستگی مستقیم بین شدت فرآیندهای بهبوددهنده (دولومیتی شدن و انحلال) و افزایش تخلخل وجود دارد.

جدول ۱: ارتباط بین فرآیندهای دیاژنزی غالب و پارامترهای پتروفیزیکی در زون‌های مختلف.

زون	فرآیند دیاژنزی غالب	میانگین تخلخل (%)	میانگین تراوایی (mD)	ضخامت مفید (متر)
۱	سیمانی شدن کلسیتی	۵.۸	۰.۵	۱۸.۷
۲	انحلال ثانویه	۱۲.۳	۸.۵	۱۰.۰
۳	دولومیتی شدن + انحلال	۱۴.۱	۲۵.۳	۳۶.۸
۴	انحلال + سیمانی شدن جزئی	۱۰.۲	۵.۷	۲۹.۲
۵	سیمانی شدن انیدریتی	۴.۵	۰.۳	۱۵.۴

۳-۳ -مدل دیاژنزی و پیش‌بینی زون‌های مطلوب

بر اساس نتایج، یک مدل مفهومی برای دیاژنز سازند آسماری در این میدان ارائه شده است. در این مدل، بهترین کیفیت مخزن مربوط به زون‌هایی است که تحت تأثیر هم‌زمان دولومیتی شدن و انحلال ثانویه قرار گرفته‌اند (زون‌های ۳ و ۴). این زون‌ها از نظر تخلخل و تراوایی بهترین شرایط را دارا بوده و هدف اصلی برای عملیات توسعه میدان هستند.



شکل ۱. پارامترهای محاسبه شده برای شکستگی های باز در فاصله عمقی ۲۹۸۴ تا ۳۳۷۰ متر.(چگالی شکستگی ها، طول شکستگی ها، تخلخل شکستگی و میزان بازشدگی شکستگی ها).

۴- نتیجه گیری

۱ .فرآیندهای دیاژنزی ثانویه عامل کلیدی در کنترل کیفیت مخزن سازند آسماری در میدان مورد مطالعه هستند.

۲ .دولومیتی شدن و انحلال ثانویه به عنوان مهم‌ترین فرآیندهای بهبوددهنده تخلخل و تراوایی شناسایی شدند. زون‌های تحت تأثیر این فرآیندها دارای تخلخل ۱۲-۱۴٪ و تراوایی ۵-۲۵ mD هستند.

۳ .سیمانی شدن کلسیتی و انیدریتی و همچنین استیلولیتی شدن، عوامل اصلی تخریب کیفیت مخزن هستند. زون‌های تحت تأثیر این فرآیندها دارای تخلخل کمتر از ۶٪ و تراوایی کمتر از ۰٫۵ mD می‌باشند.

۴ .تلفیق داده‌های پتروگرافی و پتروفیزیکی نشان داد که زون‌های ۳ و ۴ به دلیل برخورداری از دولومیتی شدن و انحلال، بهترین کیفیت مخزن را دارا هستند.

۵ .استفاده از این رویکرد تلفیقی می‌تواند دقت ارزیابی مخزن را در مراحل اکتشاف و توسعه میادین مشابه به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای افزایش دهد.

۵- منابع

- Moore, C.H., 2001. Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. Elsevier.
- Taghavi, A.A., Mørk, A., & Emami, M.A., 2006. Sequence stratigraphically controlled diagenesis governs reservoir quality in the carbonate Dehluran Field, southwest Iran. Petroleum Geoscience, 12(2), pp.115-126.
- Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. Blackwell Science.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

تلفیق داده‌های پتروفیزیکی و مطالعات دیاژنزی برای ارزیابی کیفیت مخزن در سازند آسماری در یکی از میادین جنوب کشور

حافظ حسینی[1]، امیر کریمیان طرقبه [2]*

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

۲- هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

*Email: amirkarimia@ferdowsi.um.ac.ir

چکیده

این مطالعه به ارزیابی کمی و کیفی کیفیت مخزن سازند آسماری با تمرکز بر تحلیل‌های پتروفیزیکی و دیاژنزی در چاه ۱۸ میدان مورد مطالعه می‌پردازد. داده‌های پتروفیزیکی دقیق این چاه همراه با مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک، امکان تلفیق سیستماتیک پارامترهای مخزنی و فرآیندهای دیاژنزی را فراهم کرده است. نتایج حاصل از پردازش نمودارهای چاه‌پیمایی نشان می‌دهد که زون ۳ با ضخامت مفید ۲۲,۷ متر، تخلخل مؤثر ۹,۰٪ و ستون هیدروکربنی ۲۳,۱ متر، به عنوان برترین زون مخزنی چاه شناخته می‌شود. در مقابل، زون ۶ با ضخامت مفید ۵,۹ متر و تخلخل مؤثر ۳,۰٪ ضعیف‌ترین کیفیت را داراست. آنالیزهای دیاژنزی رابطه مستقیمی را بین فرآیند دولومیتی شدن و بهبود پارامترهای پتروفیزیکی نشان می‌دهند، به طوری که در زون ۴ که تحت سلطه این فرآیند است، نسبت ضخامت مفید به کل به ۸۹,۳٪ رسیده است. همچنین، بر اساس شاخص کیفیت مخزن(RQI) ، زون‌های چاه به سه رده عالی (زون ۳ و ۴)، خوب (زون ۲) و ضعیف (زون‌های ۱، ۵ و ۶) تقسیم‌بندی شدند. این مطالعه نقش کلیدی تلفیق کمی داده‌ها را در شناسایی دقیق زون‌های پرپتانسیل یک چاه نشان می‌دهد.

کلمات کلیدی: پتروفیزیک کمی، دیاژنز، سازند آسماری، شاخص کیفیت مخزن.

۱- مقدمه

ارزیابی دقیق یک چاه اکتشافی یا توسعه‌ای، نیازمند درک کمی از ارتباط بین خصوصیات سنگ‌شناسی و پاسخ پتروفیزیکی آن است (تیاب و دونالدسون، ۲۰۱۵). چاه ۱۸ میدان موردمطالعه به عنوان یکی از چاه‌های کلیدی این میدان، دارای مجموعه داده‌های کاملی از نمودارهای پتروفیزیکی و تصویری است که امکان یک مطالعه یکپارچه را فراهم می‌کند. اگرچه وجود داده‌های باکیفیت در این چاه امری بدیهی است، اما خلأ اصلی در انجام یک تحلیل کمی سیستماتیک که ارتباط مستقیم بین دیاژنز و پتروفیزیک را در مقیاس زون‌بندی شده نشان دهد، احساس می‌شود (مور، ۲۰۰۱). این پژوهش با تمرکز بر چاه ۱۸، به دنبال پاسخگویی به این سوالات است: بر اساس داده‌های کمی، کدام زون این چاه از بهترین کیفیت مخزنی برخوردار است؟ سهم هر یک از فرآیندهای دیاژنزی در شکل‌گیری این کیفیت چقدر است؟ و چگونه می‌توان یک مدل کمی برای پیش‌بینی رفتار مخزن در این چاه ارائه داد؟

۲- روش مطالعه

این مطالعه به صورت متمرکز بر روی چاه ۱۸ میدان موردمطالعه انجام شده است. روش کار به شرح زیر است:

۲-۱ -پردازش داده‌های پتروفیزیکی چاه ۱۸:

کلیه نمودارهای چاه‌پیمایی این چاه شامل GR, RHOB, NPHI, RT, DT در نرم‌افزار تخصصی پردازش شدند. محاسبات کمی با دقت بالا بر روی بازه سازند آسماری (۲۰۱۲ تا ۳۳۵۵ متر) انجام و پارامترهای زیر برای هر ۶ زون به صورت مجزا محاسبه گردید:

- تخلخل کل (Φt) و تخلخل مؤثر(Φe)
- اشباع آب (Sw) با استفاده از مدل آرچی و تعیین دقیق پارامترهای سیمان‌شدگی(m, n)
- تراوایی (K) با استفاده از روابط مبتنی بر تخلخل و اشباع
- شاخص کیفیت مخزن (RQI) و شاخص جریان(FZI)

۲-۲ -مطالعات دیاژنزی چاه ۱۸:

مقاطع نازک تهیه شده از خرده‌های حفاری چاه ۱۸ مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفت و فرآیندهای دیاژنزی مؤثر در هر زون شناسایی و شدت آن‌ها به صورت نیمه‌کمی برآورد شد.

۲-۳ -تلفیق داده‌های چاه ۱۸:

داده‌های پتروفیزیکی کمی با مشاهدات دیاژنزی در هر زون به صورت جداگانه تلفیق و روابط علّی کمی بین آن‌ها استخراج شد.

۳- بحث

۳-۱ -ارزیابی کمی پارامترهای پتروفیزیکی چاه ۱۸

نتایج حاصل از پردازش دقیق داده‌های چاه ۱۸، تصویر روشنی از تغییرات کیفیت مخزن در عمق ارائه می‌دهد. همانطور که در **جدول ۱** مشاهده می‌شود، اختلاف قابل ملاحظه‌ای بین پارامترهای مخزنی زون‌های مختلف وجود دارد.

جدول ۱: خلاصه پارامترهای پتروفیزیکی محاسبه شده برای زون‌های مختلف سازند آسماری در چاه ۱۸

پارامتر	زون ۱	زون ۲	زون ۳	زون ۴	زون ۵	زون ۶
عمق ورود (متر)	۲۰۰۷/۵	۲۰۷۸/۵	۲۳۲۰	۲۲۴۸	۲۲۱۲/۵	۲۲۶۰/۵
ضخامت ناخالص (متر)	۷۱/۰	۱۴۱/۵	۲۸/۰	۶۴/۵	۴۴/۵	۲۹/۰
ضخامت مفید (متر)	۹/۳	۷/۸	**۲۲/۷**	۵۷/۶	۲۹/۰	۵/۹
نسبت ضخامت مفید به کل (%)	۱۳/۱	۵/۶	**۸۱/۰**	**۸۹/۳**	۶۵/۲	۲۰/۳
تخلخل کل (%)	۱۰/۷	۱۶/۱	۹/۹	۹/۰	۵/۴	۴/۰
تخلخل مؤثر (%)	۹/۳	۱۴/۲	**۹/۰**	۸/۸	۴/۸	۳/۰
اشباع آب (%)	۲۴/۳	۲۳/۰	۲۴/۳	۲۳/۰	۲۱/۷	۲۵/۸
ستون هیدروکربنی (متر)	۱۶/۴	۱۰/۷	**۲۳/۱**	۴۰/۰	۱۴/۰	۰/۳

۳-۲ -ارتباط دیاژنز و پتروفیزیک در چاه ۱۸

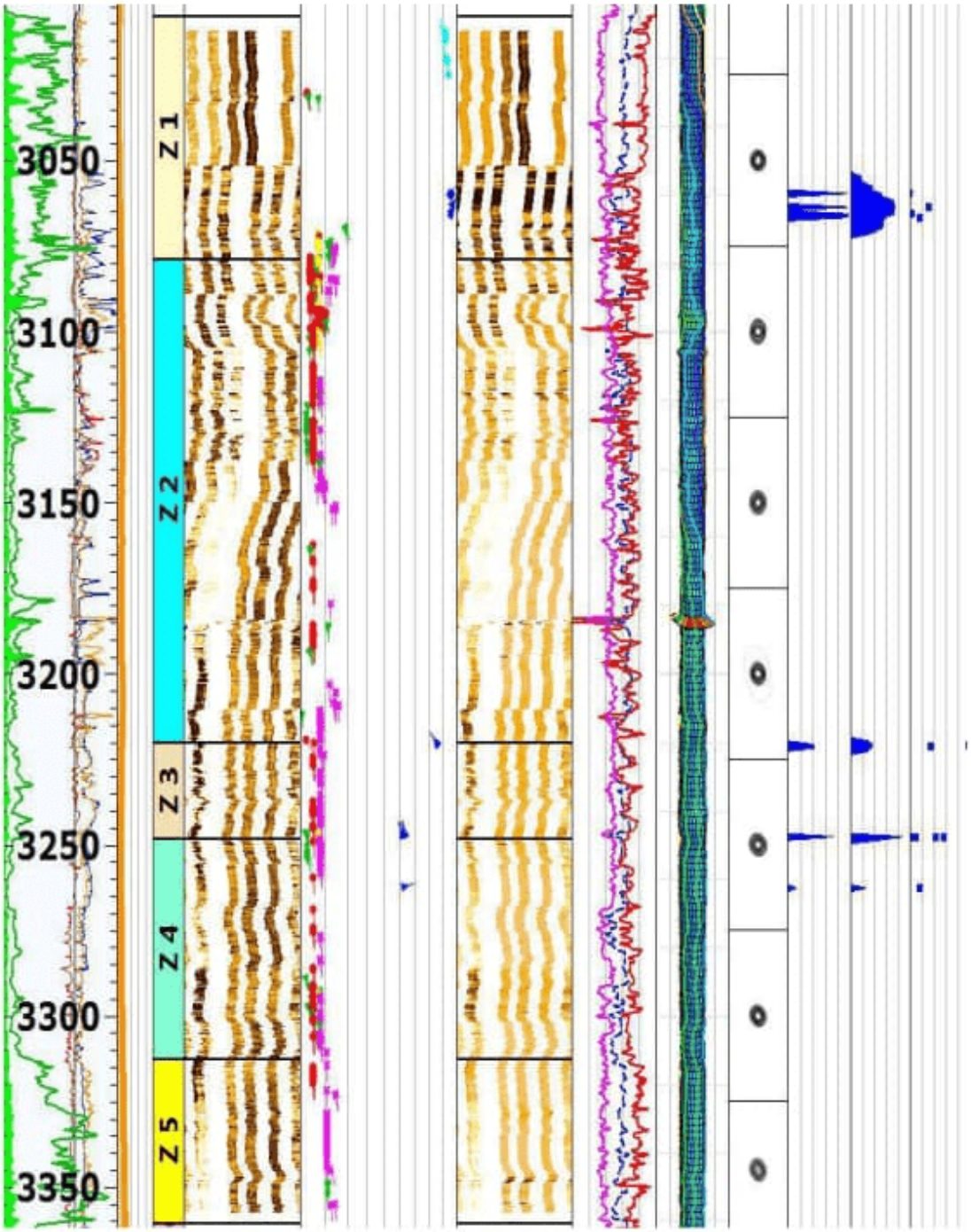
تلفیق داده‌ها در چاه ۱۸ رابطه واضحی را بین فرآیندهای دیاژنزی و پاسخ پتروفیزیکی نشان می‌دهد (جدول ۲). به عنوان مثال، زون ۳ که تحت تأثیر هم‌زمان دولومیتی شدن و انحلال ثانویه قرار گرفته، دارای بیشترین ضخامت مفید (۷/۲۲ متر) و یک ستون هیدروکربنی قابل توجه (۱/۲۳ متر) است. از سوی دیگر، زون ۴ که فرآیند غالب آن دولومیتی شدن است، با داشتن بالاترین نسبت ضخامت مفید به کل(٪۳/۸۹)، اثربخشی این فرآیند در ایجاد یک مخزن یکنواخت و با کیفیت را ثابت می‌کند (لوسیا، ۲۰۰۷). در مقابل، زون‌های ۱ و ۶ که تحت سلطه سیمانی شدن هستند، پایین‌ترین مقادیر تخلخل مؤثر و ضخامت مفید را به خود اختصاص داده‌اند.

زون	فرآیند دیاژنزی غالب	تاثیر کلی بر کیفیت مخزن	شاخص کیفیت مخزن (RQI)	رده‌بندی نهایی
۱	سیمانی شدن کلسیتی	تخریب	۰/۲۴	ضعیف
۲	انحلال ثانویه	بهبود	۰/۸۹	خوب
۳	دولومیتی شدن + انحلال	**بهبود شدید**	۱/۳۳	**عالی**
۴	دولومیتی شدن	**بهبود شدید**	۱/۰۵	**عالی**
۵	سیمانی شدن انیدریتی	تخریب	۰/۱۵	ضعیف
۶	سیمانی شدن شدید	تخریب شدید	۰/۰۹	ضعیف

۳-۳ -رده‌بندی نهایی زون‌های چاه ۱۸ بر اساس شاخص کیفیت مخزن(RQI)

بر اساس محاسبات انجام شده (شکل ۱)، زون‌های چاه ۱۸ در سه رده اصلی قرار می‌گیرند (آهر، ۲۰۰۸):

- **رده عالی :(RQI > 1.0)** زون ۳ و زون ۴. این زون‌ها اولویت اصلی برای تست و تولید در این چاه هستند.
- **رده خوب (۰,۵ :RQI < 1.0)**<زون ۲. این زون دارای پتانسیل قابل قبولی است.
- **رده ضعیف :(RQI < 0.5)** زون‌های ۱، ۵ و ۶. این زون‌ها از نظر اقتصادی کم‌صرفه هستند.



شکل ۱.کلیه عوارض مشاهده شده در تفسیر نمودار XRMI چاه شماره ۱۸ سازند اسماری در میدان موردمطالعه.

۴- نتیجه گیری

۱ .تحلیل متمرکز بر چاه ۱۸ میدان موردمطالعه نشان داد که زون ۳ با دارا بودن ترکیب بهینه‌ای از پارامترهای پتروفیزیکی، بهترین کیفیت مخزنی را در این چاه داراست.

۲ .دولومیتی شدن به عنوان کلیدی‌ترین فرآیند بهبوددهنده کیفیت مخزن در چاه ۱۸ شناسایی شد، به طوری که باعث ایجاد یکنواختی و کیفیت بالا در زون ۴ شده است.

۳ .رده‌بندی ارائه شده بر اساس شاخص RQI یک چارچوب کمی و سریع برای اولویت‌بندی زون‌های مختلف چاه ۱۸ برای عملیات تست و بهره‌برداری فراهم می‌کند.

۴ .تمرکز بر تحلیل یک چاه به صورت عمیق و کمی، می‌تواند الگویی برای ارزیابی دقیق‌تر دیگر چاه‌های میدان باشد.

۵- منابع

- Tiab, D., & Donaldson, E. C. (2015). Petrophysics: Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties. Gulf Professional Publishing.
- Moore, C. H. (2001). Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. Elsevier.
- Lucia, F. J. (2007). Carbonate reservoir characterization: an integrated approach. Springer Science & Business Media.
- Ahr, W. M. (2008). Geology of carbonate reservoirs: the identification, description, and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks. John Wiley & Sons.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

معرفی فسیل تروکاکتائون (Trochactaeon) در رسوبات کمپانین–ماسترچتین حوضهٔ زاگرس

مجید علیپور*[۱]، امیر حسین عماری [۲]، میرمحمد میری[۱]

۱- دانشیار گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکدهٔ علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

*Email: alipour@scu.ac.ir

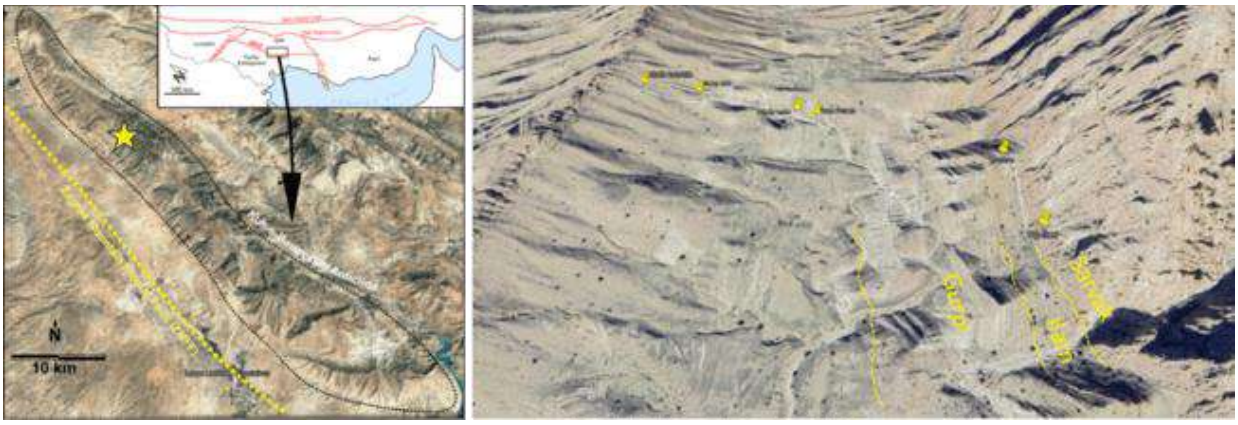
چکیده

تجمع بالایی از فسیلهای تروکاکتائون در توالی رسوبات کرتاسهٔ پسین در تاقدیس کوه بنگستان (۱۲۰ کیلومتری شمال‌شرق اهواز) مشاهده شده است. این مطالعه برای اولین بار، حضور این فسیلها را در حوضهٔ زاگرس گزارش می‌کند چراکه در کشورهای همجوار عربی هیچ گزارشی از آنها وجود ندارد. فسیلهای تروکاکتائون در محیط‌های کربناتهٔ کم‌عمق به همراه انواع مختلفی از رودیست‌ها در اقلیم گرم تتیس جوان زندگی می‌کرده‌اند. شناسایی این فسیلها در رسوبات حوضهٔ زاگرس، پنجرهٔ جدیدی به تکامل ژئودینامیکی تاقدیس کوه بنگستان و شرایط جغرافیایی دیرینهٔ آن در زمان *کنیاسین-ماستریچتین باز می‌کند. همچنین، یافته‌های این مطالعه برای اولین بار نشان می‌دهند که کمربند اکولوژیکی این فسیلها از بخشهای جنوبی اروپا تا بخش شمالی صفحهٔ عربی گسترش داشته است. علاوه بر این، با توجه به همزیستیِ نزدیک این موجودات با رودیست‌ها می‌توان بیان داشت که توالی* مورد مطالعه می‌تواند به‌عنوان کمربندهای رخساره‌ای با کیفیت مخزنی بالاتر شناسایی شده و در مطالعات زمین‌شناسی نفتی مورد استفاده قرار گیرد. همچنین معرفی این فسیلها می‌تواند از منظر چینه‌شناسی سکانسی نیز حائز اهمیت باشد و پیشنهاد می‌شود مطالعات دقیق‌تری بر روی ریزرخساره‌ها و شرایط محیط رسوبی توالی مورد مطالعه در آینده صورت گیرد.

کلمات کلیدی: فسیل تروکاکتائون، کرتاسه پسین، تاقدیس کوه بنگستان

۱- مقدمه

تاقدیس کوه بنگستان، یکی از تاقدیسهای مهم در حوضه زاگرس می‌باشد که در مرز فروافتادگی دزفول به زون ایذه واقع شده است (شکل ۱). در مرکز این تاقدیس رسوبات قدیمی‌تر با سن کرتاسهٔ پیشین (سازند داریان) برونزد دارد. این تاقدیس از بسیاری جهات قابل مطالعه و بررسی بوده و فرصتی کم‌نظیر برای بررسیِ تحولات تکتونواستراتیگرافی حوضهٔ زاگرس در زمان کرتاسه تا عهد حاضر را فراهم می‌کند.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی مقطع مورد مطالعه در تاقدیس کوه بنگستان و مرزبندی تقریبی سازندها در رخنمون مورد مطالعه.

فسیل تروکاکتائون نوعی گاستروپود از خانوادهٔ آستنولیدها (Acteonellidae) است که در زمان کرتاسه در حوضهٔ تتیس جوان گسترش فراوان داشته است (Kollmann, 2014). این موجودات در آبهای کم‌عمق مرتبط با سکوهای کربناته به همراه رودیست‌ها زندگی می‌کردند (Wagreich and Faupl, 1994; Hoşgör et al., 2023). حضور این فسیل‌ها در رسوبات کرتاسهٔ‌پسین (کنیاسین-ماستریچتین) در کشورهای واقع در حاشیهٔ شمالی تتیس جوان (اتریش، ایتالیا، اسپانیا، ارمنستان و آذربایجان) گزارش شده است (Wagreich and Faupl, 1994; Hoşgör et al., 2023). همچنین تجمع بالایی از این فسیل‌ها در رسوبات کرتاسهٔ مربوط به جنوب ترکیه گزارش شده است (Hoşgör et al., 2023). لیکن تا کنون هیچ گزارشی از این فسیل در ایران یا کشورهای همجوار عربی گزارش نشده است. در این مقاله، برای اولین بار به معرفی این فیل در حوضهٔ زاگرس (جنوب‌غرب ایران) پرداخته شده است.

۲- روش مطالعه

به منظور دست‌یابی به برش سطح‌الارضی مورد نظر، می‌توان از مسیر جادهٔ رامهرمز به بهبهان به سمت روستای لیکک رفته و در داخل تنگهٔ ترپر (Terir) به رخنمون سازندهای ایلام و گورپی دسترسی پیدا کرد. ضخامت سازند ایلام در حدود ۵۰ متر و ضخامت سازند گورپی در حدود ۲۰۰ متر اندازه‌گیری شده است (شکل ۱). نمونه‌برداری بصورت دستی از رخنمون مورد مطالعه صورت گرفته و نمونه‌های برداشته شده در آزمایشگاه مورد آماده‌سازی و مطالعه قرار گرفتند.

۳- نتایج و بحث

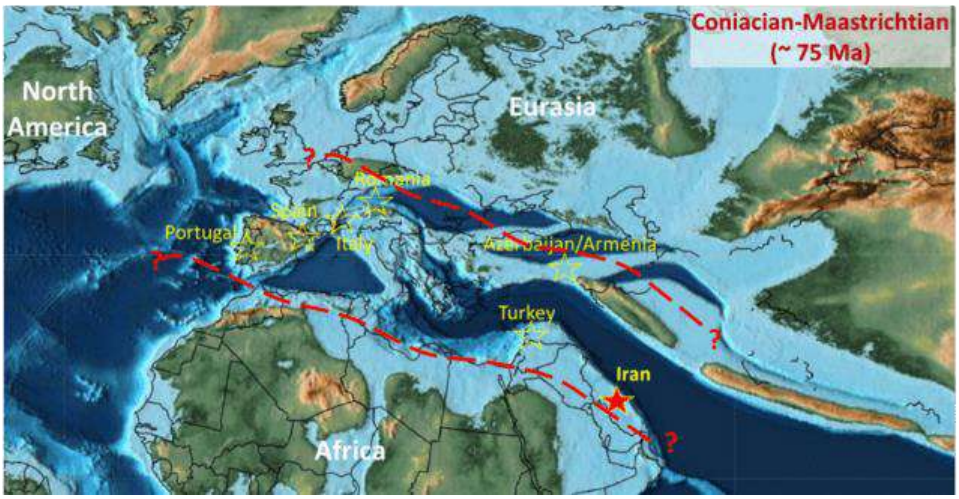
در حین بازدید از رخنمون سطحی مورد مطالعه، تجمع بالایی از فسیلهای تروکاکتائون در لایه‌های کربناتی مشاهده گردید (شکل ۲). در قدم نخست هیچ دانشی از نوع فسیل و سن تقریبی آن در دسترس نبود لیکن مطالعات کتابخانه‌ای نشان دادند که فسیلهای مورد نظر، از نوع تروکاکتائون هستند که دارای اهمیت بالایی در تعیین سن زمین‌شناسی لایه‌های رسوبی و همچنین تفسیر شرایط محیط رسوبی دیرینه می‌باشند (Kollmann, 2014).

شکل ۲- تجمع بالایی از فسیلهای تروکاکتائون در رخنمون سطحی مورد مطالعه در تاقدیس کوه بنگستان.

در برش عرضی، این فسیلها بهتر قابل شناسایی بودند (شکل ۳) و انطباق آنها با مطالعات پیشین چاپ شده از بخشهای مختلف دنیا بخوبی قابل انجام بود (Wagreich and Faupl, 1994; Kollmann, 2014; Hoşgör et al., 2023).

شکل ۳- برش عرضی از فسیلهای مشاهده شده در رخنمون مورد مطالعه از تاقدیس کوه بنگستان.

با معرفی این فسیل در تاقدیس کوه بنگستان، مشخص می‌شود که محدودهٔ گسترش این گونه از موجودات فقط محدود به کشورهای اورپایی و ترکیه نیست. این فسیلها توانسته‌اند در محدودهٔ جغرافیایی وسیعی در سکوهای کربناتهٔ تتیس زندگی کنند. با توجه به اینکه مطالعات پیشین نشان داده‌اند که این موجودات در آبهای کم‌عمق دریایی تا مردابی زندگی می‌کنند، می‌توان چنین نتیجه گرفت که شرایط مشابهی در تاقدیس کوه بنگستان در زمان کنیاسین-ماستریچتین برقرار بوده است. این نکته نشان از اهمیت یافته‌های این مطالعه در زمینهٔ بازسازی شرایط محیطی دیرینه دارد.



شکل ۴- نقشه جغرافیای دیرینه مربوط به زمان کنیاسین-ماستریچتین که نشان دهندهٔ محدودهٔ تقریبی محیط زندگی فسیل تروکاکتائون است. کشورهای مختلف که در آنها فسیل تروکاکتائون گزارش شده است، از رفرنس Hoşgör et al. (۲۰۲۳) برگرفته شده است.

۳- نتیجه گیری

برای اولین بار در این مطالعه، فسیل تروکاکتائون از رسوبات کرتاسهٔ پسین در تاقدیس کوه بنگستان گزارش شده است. معرفی این فسیل در حوضهٔ زاگرس به دلایل مختلف حائز اهمیت است: الف) با توجه به اینکه سن فسیلهای تروکاکتائون، مشخص می‌باشد می‌توان بر اساس این فسیلها اقدام به تمایز بخش بالاییِ سازند ایلام از سازند گورپی در منطقهٔ مورد مطالعه نمود، ب) شناسایی این فسیها می‌تواند به شناخت بهتر شرایط محیط رسوبی دیرینه در زمان کنیاسین-ماستریچتین کمک کند، و ج) شرایط پالئواکولوژی در زمان کنیاسین-ماستریچتین در حاشیهٔ شمالی صفحهٔ عربی بهتر شناخته می‌شود. با معرفی این فسیل، مطالعات پیشرفتهٔ فسیل‌شناسی لازم است تا ریزرخساره‌ها و شرایط محیط رسوبیِ‌دیرینه بهتر شناسایی شود. همچنین، مطالعات صحرایی بیشتری لازم است که محدودهٔ گسترش این فسیلها در حوضهٔ زاگرس بهتر شناخته شود. بدیهی است که این فسیلها می‌توانند به‌عنوان کمربندهای رخساره‌ای خاصی در نظر گرفته شوند که دارای خصوصیات مخزنیِ بهتری برای ذخیره و تولید هیدروکربن هستند (به‌دلیل همراهی با انواع فسیلهای رودیست).

۵- منابع

Hoşgör, I., Yılmaz, I. Ö., and Özer, S., 2023, The heterobranch subgenus Trochactaeon (Trochactaeon) in the Campanian (Late Cretaceous) of the northern Arabian Platform and its paleoenvironmental and paleobiogeographic implications: Journal of Paleontology, v. 97, no. 4, p. 853-864. DOI: https://doi.org/10.1017/jpa.2023.46.

Kollmann, H. A., 2014, The extinct Nerineoidea and Acteonelloidea (Heterobranchia, Gastropoda): a palaeobiological approach: Geodiversitas, v. 36, no. 3, p. 349-383. DOI: https://doi.org/10.5252/g2014n3a2.

Wagreich, M., and Faupl, P., 1994, Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, eastern Alps, Austria): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 110, no. 3-4, p. 235-254. DOI: https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90086-8.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

ارتباط سیکل‌های رسوبی با زون‌های زیستی در میدان نفتی مارون بر مبنای داده‌های سیکلولاگ و داده‌های فسیلی

محمد گودرزی
دانشجو دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان
Mohammadgoodarzi45@yahoo.com

چکیده

در پژوهش حاضر پس از بررسی ۱۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی و تعیین سن بخش بالایی سازند پابده و بخش پایینی سازند آسماری، سیکل‌های رسوبی شناسایی و با زون‌های زیستی مورد تطابق قرار گرفتند. مطالعات دیرینه شناسی قبلی سن چاه مورد مطالعه را ائوسن پسین – شاتین تعیین کرده و همچنین مشخص گردید مرز دو سازند به صورت تدریجی و پیوسته می‌باشد. مطالعه سیکل‌های رسوبی بر مبنای نرم افزار سیکلولاگ منجر به شناسایی پنج سطح مرزی منفی (NB) و چهار سطح مرزی مثبت (PB) گردید. بر اساس سطوح مرزی NB و PB چهار سیکل رسوبی شناسایی گردید. سیکل رسوبی اول بین سطوح NB1000-PB1000 ، در بازه زمانی ائوسن پسین- روپلین، شاتین و سیکل رسوبی دوم بین سطوح NB2000-PB2000 در محدوده روپلین، شاتین – شاتین نهشته شده‌اند. همچنین سیکل‌های رسوبی سوم (NB3000-PB3000) و سیکل رسوبی چهارم (NB4000-PB4000) نیز شناسایی شده ولی بخاطر عدم مطالعه بخش بالایی سازند آسماری تعیین سن نشده است.

کلمات کلیدی: میدان نفتی مارون، سیکلولاگ، داده‌های فسیلی، زون‌های زیستی، سیکل‌های رسوبی

۱-مقدمه

برش الگوی سازند پابده در تنگ پابده، در تاقدیس کوه گورپی، ۸۰ کیلومتری شمال شهرستان لالی می‌باشد(آقانباتی، ۱۳۸۵). در برش الگو ضخامت سازند پابده حدود ۸۰۰ متر بوده که از شیل و مارن‌های ارغوانی در قاعده و شیل‌های خاکستری و لایه‌هایی از سنگ آهک رسی و گاهی چرت‌دار در بخش‌های میانی و بالایی تشکیل شده است و بطور همشیب و تدریجی در زیر سنگ آهک‌های سازند آسماری قرار دارد. سن سازند پابده در نقاط مختلف زاگرس متفاوت است، بطوریکه در فارس و خوزستان سن این سازند پالئوسن تا الیگوسن بوده و در لرستان تا ابتدای میوسن می‌رسد. سازند پابده گاهی به عنوان یک سنگ منشا و گاه به عنوان سنگ مخزن از اهمیت ویژه‌ای در مطالعات نفتی و مواد هیدروکربوری برخوردار است(هداوند خانی، ۱۳۹۷ و گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸). بر مبنای مطالعات انجام گرفته بر روی سازند پابده مشخص شده که مشخصات سنگ شناسی، بایواستراتیگرافی، مرزهای زیرین و بالایی و سن آن در نقاط مختلف زاگرس متفاوت است (کریمی و پروانه نژاد شیرازی،۱۳۹۱)، هداوندخانی(۱۳۹۷، ۱۳۹۶، ۱۳۹۳) ، دانشیان و همکاران (۱۳۹۹)، سبکرو و همکاران (۱۳۹۹ و ۱۴۰۱) و مغفوری مقدم و همکاران (۱۴۰۰). سازند آسماری جوان‌ترین سنگ مخزن حوضه زاگرس به دلیل اهمیت اقتصادی آن در چرخه مواد هیدروکربوری مسبب انجام مطالعات گسترده و متنوعی شده است. این سازند در برش‌های کامل خود دارای دو عضوماسه سنگی اهواز در جنوب فروافتادگی دزفول و تبخیری کلهر

در شمال غرب فروافتادگی دزفول و جنوب غربی لرستان می‌باشد (آقانباتی،۱۳۸۵). به لحاظ چینه نگاری زیستی این سازند به سه واحد آسماری پایینی به سن الیگوسن، آسماری میانی به سن میوسن پیشین(آکی‌تانین) و آسماری بالایی به سن میوسن پیشین(بوردیگالین) تقسیم بندی شده که در همه جا دیده نمی‌شود آقانباتی (۱۳۸۵). مرزهای زیرین و بالایی سازند آسماری در نقاط مختلف حوضه زاگرس به دلیل تغییرات حوضه در زمان رسوبگذاری متفاوت بوده چنانچه در در اکثر نقاط، سازند پابده در مرز زیرین سازند آسماری قرار دارد ولی در نواحی لرستان مرکزی سازند کربناتی شهبازان و فارس داخلی سازند جهرم در مرز زیرین سازند آسماری نهشته شده است(آقانباتی ،۱۳۸۵). از طرفی مرز بالایی سازند آسماری در نقاط مختلف زاگرس یکسان نیست بطوریکه در اکثر نقاط زاگرس سازند گچساران بر روی آن نهشته شده و در بعضی نقاط سازند رازک بجای سازند گچساران نهشته شده است(آقانباتی ،۱۳۸۵). بخاطر اهمیت سازند آسماری در زمین شناسی ایران به عنوان یک پلاتفرم کربناته و نیز نقش آن به عنوان سنگ مخزن اصلی نفت زاگرس، باعث شده در سال‌های اخیر مطالعات جامعی بر روی آن انجام شود که مهمترین آنها عبارت‌اند از:

گودرزی و همکاران (۱۴۰۴-۱۴۰۳-۱۳۹۹-۱۳۹۸)، خلیلی و همکاران، (۱۴۰۰)، احمدی و همکاران (۱۴۰۰) و موسوی و همکاران(۱۴۰۱) و عظام پناه- گودرزی، (۱۴۰۴).

Wynd, (1965) ، Adams and Burgeois (1967). Ehrenberg et al.,(2007), Laursen et al., (2009), Mossadegh., (2009), van Buchem et al., (2010), Vaziri-Moghaddam et al., (2010), Allahkarampour Dill., (2012, 2018), Zabihi Zoeram et al, (2013, 2015), Nikfard et al, (2020).

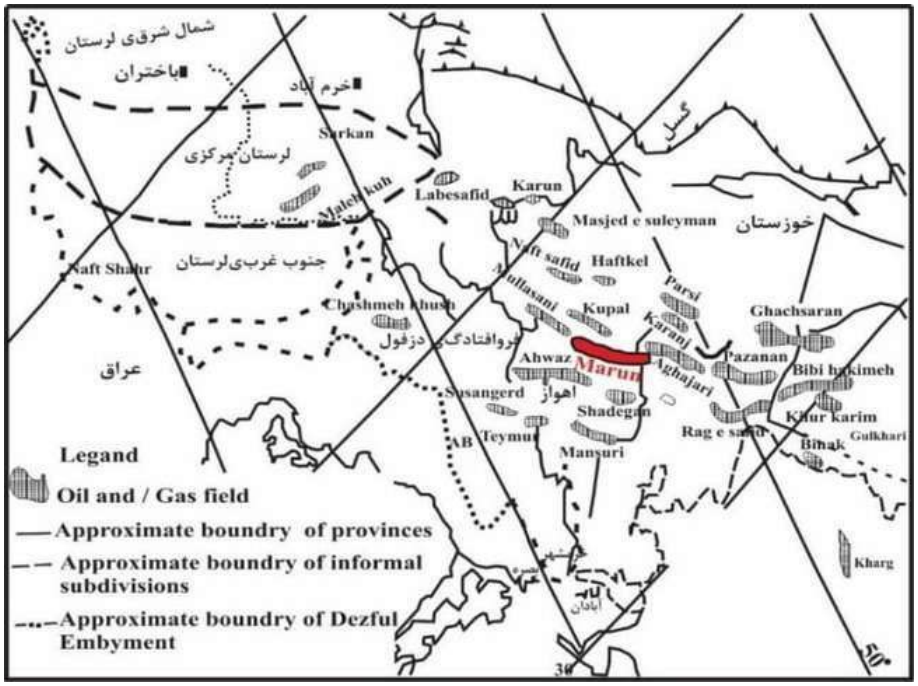
۲-موقعیت جغرافیایی میدان نفتی مارون

میدان نفتی مارون در چهل کیلومتری شمال شرق شهرستان اهواز، در جنوب فروافتادگی دزفول شمالی و در امتداد تاقدیس‌های آغاجاری و رامین قرار گرفته است. این میدان در افق آسماری دارای طول ۶۷/۵ کیلومتر و بطور متوسط ۵/۵ کیلومتر عرض می‌باشد که در بیشترین حالت ۷ کیلومتر و در کمترین حالت ۳/۵ کیلومتر عرض دارد. این میدان از شمال توسط میدان رامین، از جنوب توسط میدان رامشیر، از شرق توسط میدان کوپال و از غرب و شمال‌غرب توسط میادین اهواز و شادگان محدود شده است (شکل ۱).

۳-روش کار

به منظور تکمیل و انجام این پژوهش در ابتدا تعداد ۱۵۰مقطع نازک میکروسکوپی از۲۷۲,۵ متر از چاه میدان نفتی مارون، مورد مورد مطالعه قرارگرفت. در ابتدا فرامینیفرهای پلانکتون و بنتیک بر مبنای(Boudagher Fadel, 2008)–(Loeblich and Tappan, 1980)، (Adams and Bourgeois, 1967) و (Boudagher Fadel, 2015) شناسایی شدند. سپس زون‌های زیستی بر مبنای زون بندی (Laursen et al., 2009) و (Van Buchem et al., 2010) معرفی گردیدند. پس از شناسایی مرزهای زیستی – زمانی، گودرزی و همکاران(گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸) با داده‌های سیکلولاگ مقایسه و مورد تطابق قرار گرفتند. بدین ترتیب بعد از انجام

زون‌بندی زیستی و تعیین سن توالی‌های مورد مطالعه، ابتدا سطوح مرزی مثبت و منفی (NB – PB) با استفاده از نرم افزار سیکلولاگ شناسایی شده و سپس با مرز آشکوب‌ها مقایسه و در نهایت بر مبنای سطوح مرزی تعیین شده، سیکل‌های رسوبی چاه مورد مطالعه شناسایی و مورد تطابق قرار گرفتند.

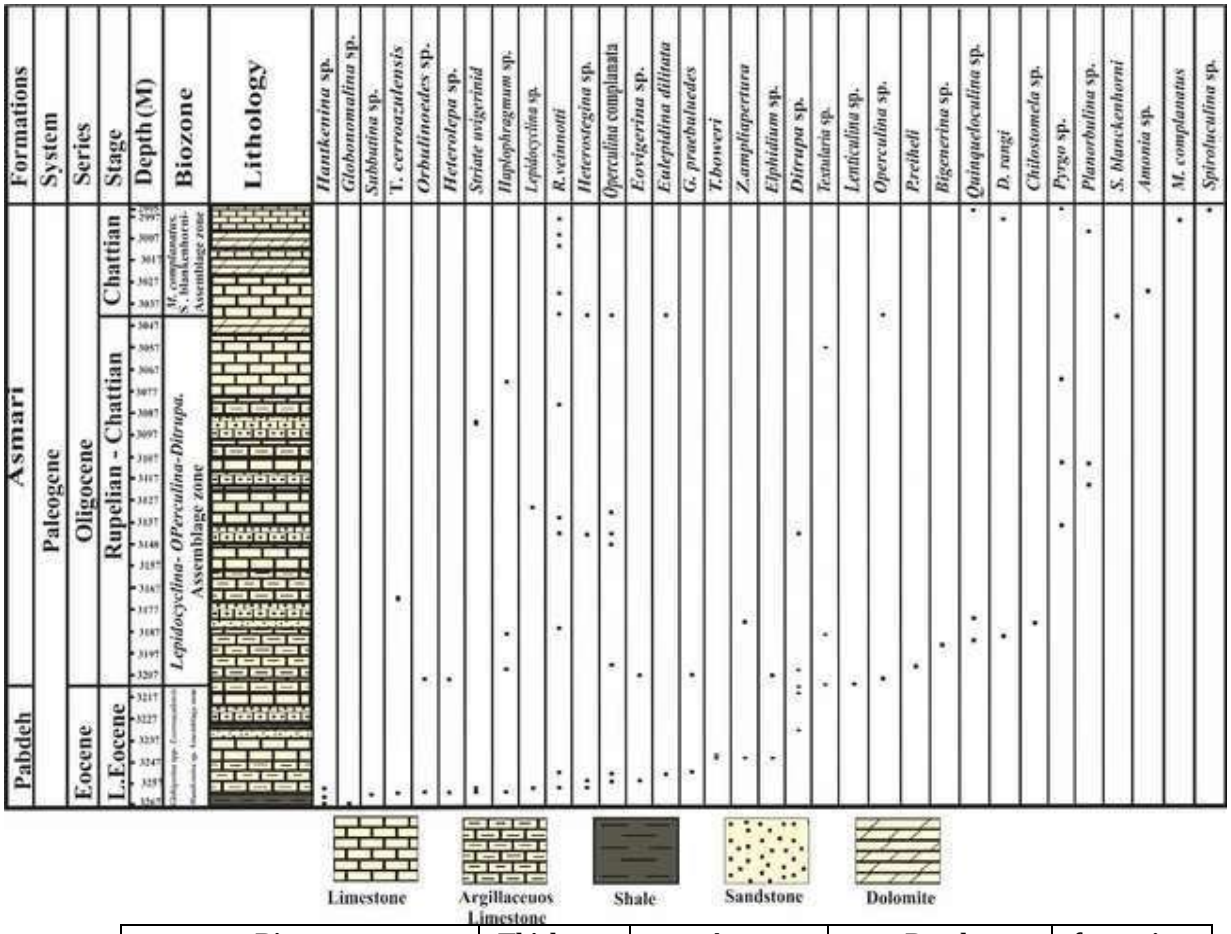


شکل ۱: موقعیت جغرافیایی میادین نفتی جنوب غرب ایران و از جمله میدان نفتی مارون که با چند ضلعی قرمز رنگ مشخص شده است.

۴-زیست چینه‌نگاری

پس از شناسایی فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتون در چاه مورد مطالعه و بر اساس پخش و پراکندگی عمودی آنها سه بایوزون تجمعی شناسایی گردید (جدول۱)، (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸). بر مبنای زون بندی (Laursen et al., 2009) و (Van Buchem et al., 2010) سن ائوسن پسین (بخش بالایی سازند پابده) و روپلین - شاتین (بخش زیرین سازند آسماری) تعیین گردیده است (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸) (جدول ۱ و شکل ۲).

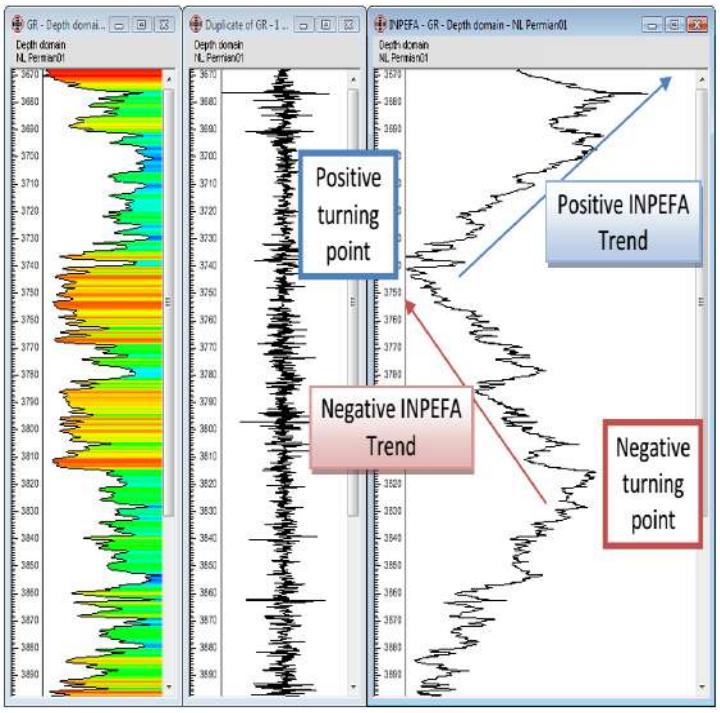
جدول ۱: زون‌های زیستی چاه مورد مطالعه (گودرزی و همکاران ۱۳۹۸).



Biozone	Thickness (m)	Age	Depth	formations
-*Globigerina* spp *Turborotalia cerroazulesis* - *Hantkenina* Assemblage Zone	59	L. Eocene	(3267.5 – 3208.5)	Pabdeh
Lepidocyclina – *Operculina* - *Ditrupa* Assemblage Zone	165.5	Rupelian - Chattian	(3208.5 – 3043)	Asmari
Archaias asmaricus -*Archaias hensoni*– *Miogypsinoides compalanatus* Assemblage Zone	48	Chattian	(3043 – 2995)	Asmari

شکل ۲: ستون زیست چینه‌نگاری بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری در چاه مورد مطالعه(گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸) .

سیکلواستراتیگرافی: سیکلواستراتیگرافی علمی است که بر اساس چرخه‌های رسوبی و شناخت آنها کمک شایانی در تفکیک زون‌های مخزنی می‌کند. رایج‌ترین و قدرتمندترین نرم افزار جهت شناسایی این چرخه‌ها سیکلولاگ می‌باشد. این نرم‌افزار به کمک نمودارهای پتروفیزیکی گرفته شده از درون حفره چاه و بویژه نمودار گاما(CGR , SGR) امکان تطابق زیر سطحی و تهیه چارت تطابقی را در چاه های انتخابی به ما می‌دهد. این نرم افزار بر پایه تغییرات چرخه‌ای آب و هوایی و تناوب در آنها استوار است(Perlmutter and mattewsn1990). این تغییرات و حوادث همگی در رسوبات ثبت می‌گردد که بخوبی بر روی نمودار گاما قابل پیگیری می‌باشد(Perlmutter et al 1998). داده‌های ورودی نرم‌افزار سیکلولاگ، شامل نمودارهای الکتریکی(مقاومت)، هسته‌ای طبیعی(گاما)، هسته‌ای القایی (نوترون و دانسیته) و نمودار صوتی می‌باشد. نمودار گاما دارای کمترین تاثیرپذیری از دیاژنز و دارای بیشترین عمق نفوذ جهت عبور از فیلتره گل حفاری می‌باشد لذا بخش عمده‌ای از تفسیرات بر مبنای این لاگ بنا شده است. این نرم افزار با استفاده از نمودار گاما نموداری به نام INPEFA می سازد. برای ملاحظهٔ تغییرات عمده در روند رخساره‌های رسوبی یا عدم رسوبگذاری و وجود ناپیوستگی در نهشته‌های مورد بررسی، نرم‌افزار سیکلولاگ آنالیز ویژگی‌های طیفی را برای تبدیل لاگ (PEFA) طراحی کرده است. تفسیر این نمودار سبب ارزیابی چینه شناسی توالی رسوبی می شود و با استفاده از آن می‌توان یک توالی رسوبی را از قاعده به سمت بالا در قالب بسته‌های رسوبی تقسیم نمود. تغییرات در روند نمودار INPEFA به دو صورت مثبت(PB) و منفی(NB) دیده می‌شود (شکل ۳).



شکل ۳: نمایش تغییرات در روند نمودار INPEFA.

به طور کلی تغییرات روند مثبت (PB) در مرزهای سکانسی و تغییرات منفی(NB) در سطوح حداکثر سیلابی(MFS) مشاهده می‌شوند (شکل ۳) (De Jong et al 2006) . برای تهیه نمودار تطابقی در نرم افزار سیکلولاگ ابتدا داده‌های رقومی لاگ گاما (CGR/SGR) در چاه‌های مورد مطالعه برر سی، یک سان سازی و وارد نرم افزار گردید. سپس در هر دو چاه نمودار INPEFA تهیه شد. نمودار INPEFA در واقع ن شان‌دهنده میزان انحراف تغییرات ف ضای ر سوبگذاری ا ست. این نمودار روند طیف طول موج‌های نمودار پرتو گاما بوده که تغییرات آن بصورت افزایشی و یا کاهشی می‌با شد. تغییرات ایجاد شده در این نمودارها حاکی از تغییرات آب و هوایی در چینه‌نگاری می‌باشد(De Jong et al 2006). همچنین اهمیت خاص نمودارINPEFA در برقراری انطباق بین چاه‌ها و وجود شکل‌های کلیدی مانند روند تغییر منحنی و نقاط برگ شت نمودار بین آنها می‌با شد(De Jong et al 2006). این ویژگی رژیم رسوبگذاری تغییرات آب و هوایی را نشان می‌دهد(De Jong et al 2006). نقاط برگشت نمودار معرف تغییر در روندهای رسوبگذاری بوده که بین چاه‌ها قابل تطابق و ارزش زمانی دارد(De Jong et al 2006). روند افزایش رو به بالای INPEFA را روند مثبت و روند کاهشی رو به پائین را روند منفی می‌نامند. روند مثبت معرف پیشروی دریا و روند منفی معرف پسروی دریا می‌با شد(De Jong et al 2006).

۵-مقایسه و تفسیر سطوح مرزی مثبت (PB) و منفی (NB) با مرز آشکوب‌ها در چاه‌های مورد مطالعه:

روند تغییرات سطوح مرزی منفی (NB) در چاه مورد مطالعه به شرح زیر می‌باشد(شکل ۴ و جدول ۲):

در چاه B, NB 1000 در عمق ۳۲۴۰ متری بوده و در محدوده ائوسن پسین از بخش فوقانی سازند پابده قرار دارد. مشخصات سنگ شنا سی این سطح مرزی شامل شیل آهکی، شیل با میان لایه‌های جزئی سنگ آهک و ما سه سنگ بوده (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸، ۱۳۹۹، ۱۴۰۴) و در بردارنده زیست‌زون شماره یک (Laursen et al., 2009) (*Globigerina* spp - *Turborotalia cerroazulesis* - *Hantkenina* Assemblage Zone) می‌باشد(گودرزی و همکاران،۱۳۹۸).

NB 2000 در چاه B در عمق ۳۱۴۵ متری واقع شده و در محدوده روپلین – شاتین قرار دارد. مشخصات سنگ شناسی این سطح مرزی شامل شیل آهکی، سنگ آهک با میان لایه‌های ما سه سنگ، دولومیت و شیل بوده (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸، ۱۳۹۹، ۱۴۰۴) و در بردارنده زیستزون شماره سه (Laursen et al., 2009) (*Lepidocyclina – Operculina - Ditrupa* Assemblage Zone) می‌باشد(گودرزی و همکاران،۱۳۹۸).

در چاه B, NB 3000 در عمق ۲۹۵۰ متری، NB 4000 در عمق ۲۸۶۵ متری و NB 5000 در عمق ۲۷۸۰ متری قرار دارد(با توجه به عدم مطالعه بخش بالایی چاه مورد مطالعه سن بخش بالایی سازند آسماری در این چاه تعیین نشده است).

سطوح مرزی مثبت (PB):

روند تغییرات سطوح مرزی مثبت (PB) در چاه مورد مطالعه به شرح زیر می‌باشد(شکل ۴ و جدول ۲):

PB 1000 در این چاه در عمق ۳۱۸۰ متری بوده و در محدوده‌ی روپلین- شاتین قرار دارد(شکل ۴ و جدول ۲). مشخصات سنگ شنا سی این سطح مرزی عمدتا شامل شیل آهکی، شیل با میان لایه‌های جزیی سنگ آهک و ما سه سنگ می‌با شد (گودرزی و

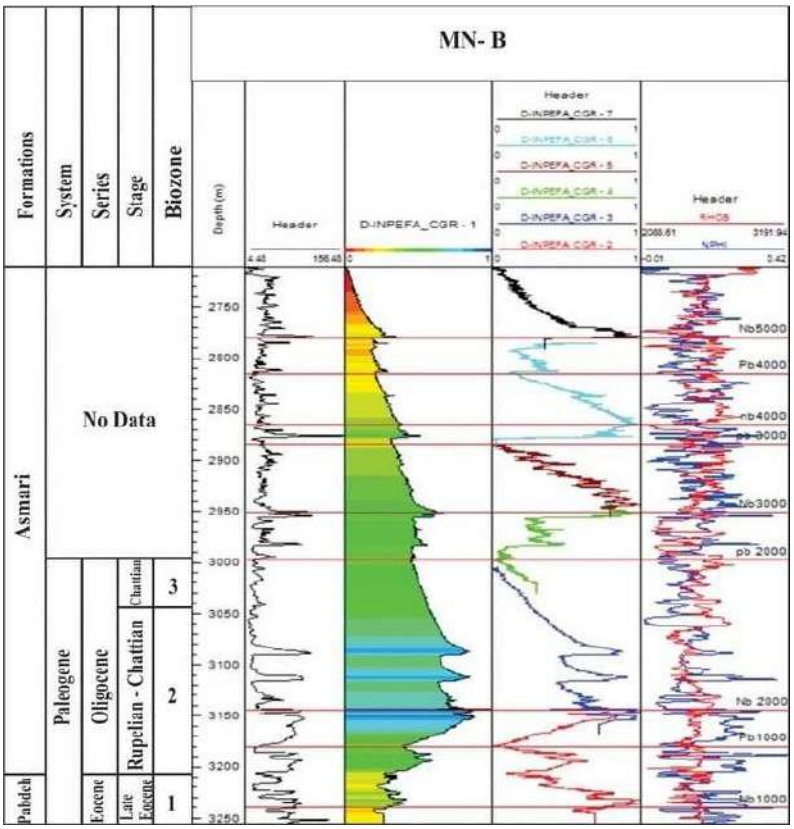
همکاران، ۱۳۹۸، ۱۳۹۹، ۱۴۰۴) و در بردارنده زیست‌زون شماره سه (Laursen et al., 2009) (*Turborotalia cerroazulesis* - *Hantkenina* Assemblage Zone) می باشد (گودرزی و هم کاران، ۱۳۹۸، ۱۳۹۹، ۱۴۰۴). بر اساس زون بندی فو نای فرامینیفری(گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸) گستره سن این محدوده روپلین- شاتین می‌باشد.

PB 2000 در این چاه در عمق ۲۹۹۷ متری بوده و این سطح مرزی در محدوده شاتین قرار دارد(شکل۴ و جدول ۲). م شخ صات سنگ شناسی این سطح مرزی عمدتا شامل سنگ آهک با میان لایه‌های شیل، شیل آهکی و دولومیت می‌باشد(گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸، ۱۳۹۹، ۱۴۰۴) و در بردارنده زیست‌زون شماره چهار (Laursen et al., 2009) *Archaias asmaricus* - *Archaias compalanatus* Assemblage Zone (*hensoni– Miogypsinoides*) می‌باشد(گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸، ۱۳۹۹، ۱۴۰۴). بر اساس زون بندی فونای فرامینیفری(گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸) گستره سن این محدوده شاتین می‌باشد.

PB 3000 در این چاه در عمق ۲۸۸۵ متری و PB 4000 در عمق ۲۸۱۵ متری قرار دارد(با توجه به عدم مطالعه بخش بالایی چاه مورد مطالعه سن بخش بالایی سازند آسماری در این چاه تعیین نشده است).

جدول ۲: مشخصات NB و PB در چاه مورد مطالعه بر مبنای عمق و سطوح زمانی آشکوب‌ها(گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸).

Well B	Depth (m)	Biozone	Stage
NB 1000	3240	1	L. Eocene
PB 1000	3180	3	Rupelian –Chattian
NB 2000	3145	3	Rupelian –Chattian
PB 2000	2997	4	Chattian
NB 3000	2950		
PB 3000	2885		
NB 4000	2865		
PB 4000	2815		
NB 5000	2780		
PB 5000	-		



شکل ۴: تعین مرزهای زمانی NB و PB **در چاه** B به همراه تغییرات سن و مرز آشکوب‌ها [۱۶] با استفاده از نمودار INPEFA.

۶-سیکل‌های رسوبی چاه مورد مطالعه

پس از بررسی و تعیین سطوح مرزی PB و NB سیکل‌های رسوبی در چاه مورد مطالعه به شرح زیر شناسایی شدند:

سیکل‌های رسوبی چاه مورد مطالعه:

سیکل ر سوبی اول: محدوده این سیکل ر سوبی در این چاه بین سطوح مرزی NB1000 – PB 1000 و در بین اعماق ۳۲۴۰ تا ۳۱۸۰ متری قرار دارد (شکل۴) بر اساس مطالعات زیست چینه‌نگاری محدوده سن این سیکل رسوبی ائوسن پسین – روپلین،شاتین تعیین گردیده(گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸) و در بردارنده زیست زون‌های شماره یک و سه (Laursen et al., 2009) می‌باشد.

سیکل رسوبی دوم: این سیکل رسوبی در بین سطوح مرزی NB2000 - PB 2000 و در بین اعماق ۳۱۴۵ تا ۲۹۹۷ متر قرار دارد (شکل۴). محدوده سن این سیکل رسوبی بر اساس مطالعات زیست چینه‌نگاری روپلین، شاتین - شاتین تعیین گردیده(گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸، ۱۳۹۹ و ۱۴۰۴) و در بردارنده زیست زون‌های شماره سه و چهار (Laursen et al., 2009) می‌باشد.

سیکل رسوبی سوم: این سیکل رسوبی در بین سطوح مرزی NB3000 تا PB 3000 و در بین اعماق ۲۹۵۰ تا ۲۸۸۵ متری قرار دارد (شکل ۴). محدوده سن این سیکل رسوبی مطالعه نشده است.

سیکل رسوبی چهارم: این سیکل رسوبی در بین سطوح مرزی NB4000 تا PB 4000 و در بین اعماق ۲۸۶۵ - ۲۸۱۵ متری قرار دارد (شکل ۴). محدوده سن این سیکل رسوبی مطالعه نشده است.

۷-نتیجه گیری

بر مبنای مطالعه زیست چینه‌نگاری سن بخش بالایی سازند پابده، ائوسن پسین و سن بخش زیرین سازند آسماری روپلین،شاتین-شاتین تعیین شده است.

بر مبنای مطالعه سیکلولاگ پنج سطح مرزی منفی و چهار سطح مرزی مثبت شناسایی گردید و بر اساس سطوح مرزی شناسایی شده چهار سیکل رسوبی شناسایی و معرفی گردید. سیکل رسوبی اول بین سطوح مرزی NB1000 – PB 1000 بوده و در محدوده ائوسن پسین – روپلین،شاتین واقع گردیده(گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸) و در بردارنده زیست زون‌های شماره یک و سه(Laursen et al., 2009) می‌باشد. سیکل رسوبی دوم در بین سطوح مرزی NB2000 - PB 2000 قرار دارد و محدوده سن این سیکل رسوبی بر اساس مطالعات زیست چینه‌نگاری روپلین، شاتین - شاتین تعیین گردیده است و در بردارنده زیست زون‌های شماره سه و چهار (Laursen et al., 2009) می‌باشد. سیکل رسوبی سوم در بین سطوح مرزی NB3000 تا PB 3000 و سیکل رسوبی چهارم در بین سطوح مرزی NB4000 تا PB 4000 قرار دارد.

۸-منابع

آقانباتی.، ع، ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران: سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

رحمانی، ع، ۱۳۹۱، آشنایی با نرم افزار سیکلولاگ و کاربردهای آن در صنعت نفت(مطالعات چینه نگاری سکانسی)، مطالعه موردی مخزن آسماری میدان نفتی پارسی (چاه شماره ۱۹): شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب.

سبکرو، م.، وحیدی نیا، م.، آدابی، م.ح.، هداوند خانی(۱۳۹۹) زیست چینه نگاری سازند پابده در میدان نفتی پارسی(فروافتادگی دزفول جنوب غرب ایران)، پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، سال سی و هفتم، شماره پیاپی ۸۳، شماره دوم، تابستان ۱۴۰۰، ص ۲۱- ۵۰.

سبکرو، م.، وحیدی نیا، م.، آدابی، م.ح.، هداوند خانی(۱۴۰۱) سنگ چینه نگاری، ریز رخساره ها و زیست چینه نگاری سازند پابده بر مبنای روزن داران شناور در میدان نفتی گچساران (فروافتادگی دزفول، جنوب باختر ایران)، نشریه علمی پژوهشی رسوب شناسی کاربردی، دوره ۱۰، شماره ۲۰، پاییز و زمستان ۱۳۹۸.

گودرزی، م.، وحیدی نیا، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر، ۱۳۹۸، مطالعات چینه شناسی و فسیل شناسی بخش فوقانی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری با تاکید بر مرز بین دو سازند در میدان نفتی مارون با استفاده از مطالعات چینه نگاری و نرم افزار سیکلولاگ: پایان نامه کارشناسی ارشد، ۳۲۸ ص.

گودرزی، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر، ۱۳۹۸، مقایسه مرز آشکوب‌های بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری در چاه A میدان نفتی مارون با سطوح مرزی NB و PB با استفاده از نرم افزار سیکلولاگ: پنجمین همایش انجمن رسوب شناسی ایران، اسفند ۱۳۹۸.

گودرزی، م.، وحیدی نیا، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر، ۱۳۹۸، زیست چینه‌نگاری، ریز رخساره‌ها و محیط رسوبگذاری سازند آسماری در یکی از چاه‌های میدان نفتی مارون و مقایسه آن با سایر نواحی زاگرس. نشریه علمی پژوهشی رخساره‌های رسوبی، جلد ۱۲، شماره ۲، ۱۳۹۸.

گودرزی، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر، ۱۳۹۸، دیرینه‌شناسی و محیط‌های رسوبی بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری در چاه‌های A و B میدان نفتی مارون، شمال شرق اهواز: نشریه علمی پژوهشی رسوب شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۱۳، بهار و تابستان ۱۳۹۸.

گودرزی، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر.، عظام پناه، ی.ا، ۱۳۹۹، ریزرخساره‌ها، دیرینه بوم شناسی، اجتماعات کربناته و بررسی سطوح مرزی NB، PB با مرز آشکوب‌های سازند آسماری با استفاده از نرم افزار سیکلولاگ در یکی از چاه‌های میدان نفتی مارون: نشریه علمی پژوهشی رسوب شناسی کاربردی دوره ۸، شماره ۱۵ ، بهار و تابستان ۱۳۹۹.

گودرزی، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر ۱۴۰۴، بررسی سیکل‌های رسوبی و انطباق با مرزهای زیستی – زمانی ائوسن پسین – الیگوسن، سازندهای پابده و آسماری در میدان نفتی مارون، جنوب غرب ایران، نشریه علمی – پژوهشی زمین شناسی نفت ایرن، سال چهاردهم، پاییز و زمستان ۱۴۰۳، صفحات ۸۰- ۹۵.

مطیعی، ه، ۱۳۷۲، چینه‌شناسی زاگرس: از انتشارات طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، ۵۳۶.

هداوند خانی، ن.، صادقی، ع.، آدابی، م.ح.، طهماسبی سروستانی، ع.ر (۱۳۹۶) چینه شناسی و معرفی زون‌های زیستی جدید دربرش‌تنگ‌حتی(زون ایذه)، پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب‌شناسی، سال سی و سوم، شماره پیاپی ۶۷، شماره دوم، تابستان ۱۳۹۶، ص ۱ – ۱۸.

-هداوند خانی، ن.، صادقی، ع.، آدابی، م . ح.، طهماسبی، ع. ر (۱۳۹۷) سنگ چینه نگاری و زیست چینه نگاری سازند پابده در برش روستای چهارده (پهنه ایذه، خوزستان)، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و هفتم، شماره ۱۰۷، ص ۱۳۷ – ۱۵۰.

Allahkarampour Dill M. Vaziri-Moghaddam H. Seyrafian A. Behdad (Ghabeishavi) A (2018) Oligo-Miocene carbonate platform evolution in the northern margin of the Asmari intra-shelf basin, SW Iran: Marine and Petroleum Geology, 92: 437- 461.

Alavi, M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304: 1–20.

De Jong, M., Smith, D., Djin Nio, S., Hardy, N (2006) Subsurface correlation of the Triassic of the UK southern central graben: new look at an old problem. 24: 103-109.

Embray A., 2009, Practical Sequence Stratigraphy, Canadian Society of Petroleum Geologists' monthly magazine, The Reservoir, between May 2008 and September 2009.

Gradstein F., Ogg J,. Smith A. 2004. A Geological Time Scale 2004: Cambridge, U.K, Cambridge University Press, p. 589.

Jong, M.G.G. DE, Nio, S.D., Smith, D.G. and Bohm,A.R. ,2007, Subsurface correlation in the Upper Carboniferous of the Anglo-Dutch Basin using the climate stratigraphic approach. First Break, 25, December 2007, 49-59.

Laursen, G.V, Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.H., Nio, S. D., Brouwer, J. H., Smith, D., de Jong, M., & Böhm, A. R. (2005). Spectral trend attribute analysis: applications in the stratigraphic analysis of wireline logs. First break, 23(4). : 71-75.

Nio, S. D., A. R. Bohm, H. H. brouwer, M.G.G. De jong and D. G. smith, 2006, Climate stratigraphy, principles and applications in subsurface correlation. EAGE short course series, 1: 130 P.

Nio, S. D., Böhm, A. R., Brouwer, J. H., De Jong, M. G. G., Smith, D. G. (2014). Climate stratigraphy: Principles and applications in subsurface correlation. Earthdoc.

Perlmutter M.A . Mattews M.D, 1990, Global cyclostratigraphy – a model. In Cross, T. (Ed) .Quantitative, Dynamic Stratigraphy, Prentice Hall, 233-260.

Perlmutter M.A., Radovich B.J., Matteews M.D., Kendal C.G.St.C. 1998, The impact of high frequency sedimentation cycles on stratigraphic interpretation. In Gradstein, F., Sandvik, K.O. and Milton, N.J. (Eds) Sequence Stratigraphy, Concepts and Applications, Elsevier, 141-170.

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

Vaziri-Moghaddam H. Seyrafian A. Taheri A. Motiei H (2010) Oligo-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 27, 56–71.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

جایگاه چینه نگاری سنگ آهک‌های کرتاسه خاور ملایر

بهنام یاری[1]، ایرج مغفوری مقدم[2]*

[1]دانشجوی کارشناسی ارشد پینه شناسی و فسیل شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم آباد

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

*Email: maghfouri.i@lu.ac.ir

چکیده

به‌منظور مطالعه چینه نگاری زیستی نهشته های کربناته دگرسان شده خاور ملایر(پهنه سنندج-سیرجان)، یک برش سطح الارضی انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت.این برش دارای ضخامت ۲۵۲ متر بوده است و شامل سنگ آهک رسی و سنگ آهک دگرسان شده به رنگ خاکستری تیره می‌باشد. توالی رسوبی در این برش با ناپیوستگی بر روی مجموعه دگرگونی شامل شیست های ژوراسیک قرار می گیرد. مطالعه اجتماعات روزنداران و دیگر ریز فسیل‌ها گویای با یوزون تجمعی ۱۷ درپهنه زاگرس می‌باشد که سن کرتاسه پیشین و احتمالا آپتین را نشان می‌دهد.

کلمات کلیدی: ، آپتین، چینه نگاری زیستی،الیگوستیژینا، خاور ملایر.

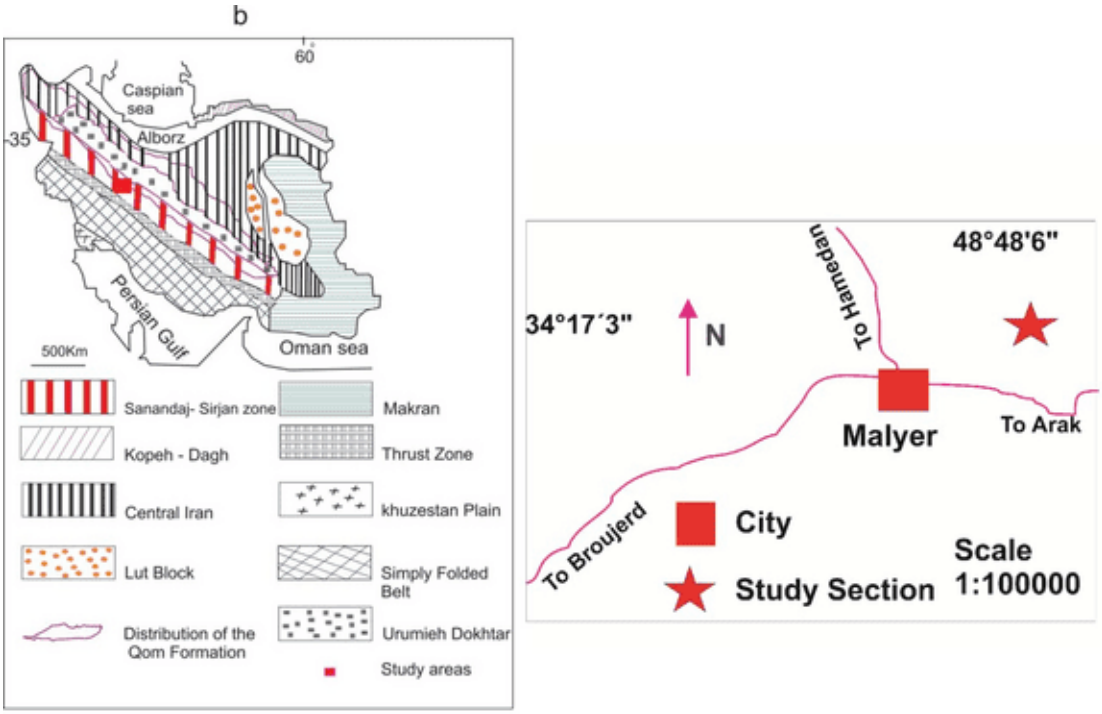
۱- مقدمه

از دیدگاه زمین‌شناسی ملایر در زون سنندج- سیرجان قرار دارد و بخشی از کمربند ملایر – اصفهان می باشد که به عنوان یکی از گستره‌های معدنی سرب ، روی ،آهن و منگنز دارای اهمیت زیادی می‌باشد (معانی‌جو و همکاران،۱۳۹۴).ردیف رسوبی قابل توجهی از نهشته های آهکی کرتاسه در منطقه مورد مطالعه (خاوری و جنوب خاوری ملایر) برونزد دارد که طی بررسیهای به عمل آمده تا کنون هیچ مطالعه دقیق چینه شناسی و فسیل شناسی بر روی آنها صورت نگرفته است، تنها از مطالعات انجام شده می توان به مطالعات چینه شناسی که در قالب تهیه نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ملایر (جعفریان و زمانی پدرام،۱۳۷۱) اشاره نمود .لذا از این نهشته ها پس از بازدیدهای متعدد صحرایی برش زمین شناسی مناسبی انتخاب و مورد نمونه برداری قرار گرفت تا با توجه به محتویات فسیلی سن آن تعیین گردد.

۲- روش مطالعه

در ابتدا باز دید های متعددی جهت بررسی زمین شناسی عمومی منطقه و درک هرچه بهتر از سازند های زمین شناختی و ارتباط ساختمان های متعدد و شناسایی گسله ها در منطقه مورد مطالعه انجام وسپس با توجه به مطالعه نقشه های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ ملایر ،نقشه توپوگرافی منطقه، عکس های هوایی و ماهواره ای منطقه ، برش زمین شناسی مناسب انتخاب گردید. به منظور دست‌یابی به هدف مطالعه برش سطح‌الارضی به ضخامت ۲۵۲ متر توسط متر و عمود بر امتدادلایه‌ها اندازه‌گیری و نمونه برداری به روش سیستماتیک انجام گرفت. در مطالعه حاضر در مجموع ۷۲ نمونه برداشت گردید و از آنها مقطع نازک تهیه گردید .از آنجا که در برشهای مورد مطالعه نمونه‌های سخت نشده وجود نداشت امکان تهیه و آماده سازی نمونه‌های ایزوله فراهم نبود .خصوصیات

داخلی میکروفسیلها در زیر میکروسکوپ شناسایی گردید. برش مورد مطالعه حدود ۱۵ کیلومتری شمال باختر شهرستان ملایر با مختصات جغرافیایی"۶'۴۸°۴۸ طول خاوری و "۳'۱۷°۳۴ عرض شمالی قرار دارد (شکل ۱).



شکل۱- نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (اقتباس از Heydari et al., 2003) و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

۳- بحث

ضخامت برش مورد مطالعه ۲۵۲متر می‌باشد امتداد لایه‌ها ۷۰ تا ۷۵ درجه با شیب حدود ۴۵ درجه به سوی شمال باختر‌می‌باشد (شکل ۲). نهشته های این برش بر اساس مطالعات سنگ شناسی به عمل آمده تنها متشکل از واحد های کربناتی بوده که بر روی شیست‌های منسوب به ژوراسیک قرار می گیرند و بر اساس شواهد صحرایی به ۴ واحد سنگی قابل تقسیم می باشند که به ترتیب از پایین به بالا عبارتند از (شکل ۳):

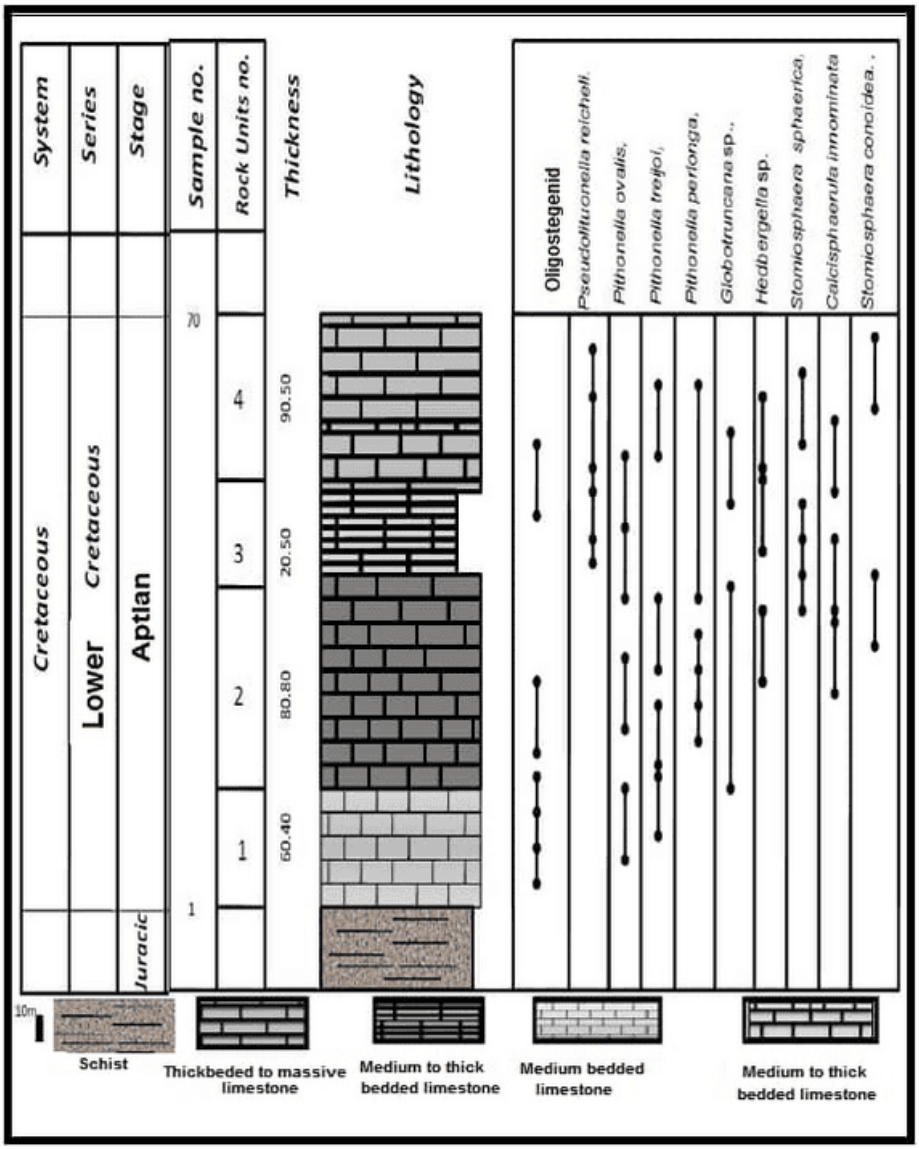
- ۶۰/۲۰ متر متر سنگ آهک متوسط لایه با میان لایه هایی از سنگ آهک نازک لایه به رنگ خاکستری روشندگرگون شده با آثار فولیاسیون در لایه‌ها
- ۸۰/۸۰متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری تیره با آثار دگرگونی در لایه‌ها
- ۲۰/۵۰ متر سنگ آهک رسی نازک لایه به رنگ خاکستری تیره دگرگون شده
- ۹۰/۵۰ متر سنگ آهک ضخیم لایه تا توده ای به رنگ خاکستری با دگرگونی اندکی در لایه‌ها

شکل ۲- : نمای کلی برش مورد مطالعه

شکل ۳- واحدهای سنگ چینه نگاری برش مورد مطالعه a) واحد یک، b) واحد۲،c) واحد ۳، d) واحد ۴.

فسیل های شناسایی شده از برش مورد مطالعه شامل موارد زیر می باشند (شکل ۴):

Pseudolituonella sp., *Pithonella ovalis, Pithonella treijoi,*
Pithonella perlonga, Globotruncana sp., *Hedbergella* sp.
Stomiosphaera sphaerica, Calcisphaerula innominata Stomiosphaera conoidea. ,
oligosteginid, Echinodermata fragment, Ostracoda



شکل ۴- ستون چینه نگاری زیستی برش مورد مطالعه به همراه واحدهای چینه‌شناسی تفکیک شده.

نهشته‌های مورد مطالعه مشتمل بر رخساره پلاژیک و تا حدود بسیار کمی روزنداران کف‌زی میباشد که تغییرات دگرگونی در آن ها به وضوح قابل مشاهده است. فراوانی الیگوستژینیدها و روزن‌داران شناور وپوسته جانداران دریایی مانند خارپوستان بافت گل پشتیبان نشان می‌دهد که بیشتر این نهشته های سنگ آهکی در محیط رسوبی کم‌انرژی زیر پایه موج طوفانی رسوب کرده اند. بر اساس وجود روزنداران شناوری مانند هدبرگلا به نظر می رسد با توجه به آخرین زمان گسترش چینه نگاری آنها که آپتین می باشد سن لایه‌های مورد مطالعه جوانتر از آپتین نمی باشد. در پهنه زاگرس زون زیستی شماره ۱۷ وایند (Wynd,1965) به نام *Globigerina* asemblage zoneمعادل مجموعه زیستی مورد مطالعه هستند. لازم به دکر است که گلوبیژرینا های معرفی شده در این زون زیستی

معادل هد برگلا می باشند. زون زیستی ۱۷ در زاگرس به طور جانبی به زون های زیستی دیگری از کرتاسه پیشین تا اوایل کرتاسه پسین تغییر می‌کند. حضور مشترک الیگوستزینید و هدبرگلا می تواند نشان دهنده سن آپتین باشد.

۴- نتیجه گیری

مطالعات دقیق چینه شناسی و فسیل شناسی بر روی نهشته های ش مورد مطالعه نشان داد که:

- سن سنگ آهک‌های دگرسان شده خاور ملایر کرتاسه پسین بوده که بخش اعظم آن در محدوده زمانی آپتین قرار دارد.
- ضخامت نهشته‌های برش مورد مطالعه۲۵۲ متر بوده و از نظر سنگ شناسی شامل سنگ آهک و سنگ آهک رسی به شدت دگرگون شده بوده و به چهار واحد قابل تفکیک می باشد.
- بر مبنای ظهور- افول- تجمع و گسترش چینه شناسی و ریز سنگواره‌های شناخته شده در مجموع یک زون زیستی تجمعی Oligosteginid برای برش مورد مطالعه معرفی گردید.

۵- منابع

جعفریان ،.م.ب.، زمانی پدرام.م.، ۱۳۷۱. نقشه زمین شناسی ملایر مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰،برگه ۵۷۵۸، سازمان زمین شناسی کشور.

– سرب کانسار منشأ بر شواهدی گوگرد، پایدار ایزوتوپهای و درگیر سیالات آلیانی،ف.،۱۳۹۴. مطالعه ،م.، وفایی‌زاد ،م.، معانی‌جو ملایر، ۵۸۶زمین شناسی اقتصادی،۷(۲): ۳۶۷-۳۴۳. **شرق جنوب نقره آهنگران،**

Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W.J., Ghazi, A.M., 2003. Permian-Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction. Part1-Sedimentology. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology
193, 405-423.

Wynd, J.G.و 1965, Biofacies of the Iranian consortium agreement area, IranianOil Operating Companies, Report no. 1082.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

بازسازی پوشش گیاهی و محیط دیرینه نهشته های بخش فوقانی سازند فیل‌زمین (گروه شمشک) در البرز شرقی

بهناز کلنات

استادیار گروه دیرینه شناسی گیاهی، مؤسسه تحقیقات جنگل ها و مراتع کشور، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران، ایران

*Email: b.kalanat@gmail.com

چکیده

سازند فیل‌زمین از واحدهای سنگ‌چینه‌ای گروه شمشک در البرز است که در طی آلنین تا باژوسین پیشین نهشته شده است. این مطالعه با هدف بازسازی پوشش گیاهی دیرینه در بخش‌های فوقانی این سازند در البرز شرقی انجام شد. برش مورد مطالعه (کلاریز)، واقع در ۴۰ کیلومتری شمال دامغان، شامل ۳۵ متر شیل خاکستری با بین‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ است. تعداد ۲۲ نمونه از این توالی برداشت و با استفاده از روش‌های استاندارد پالینولوژی مورد مطالعه قرار گرفت. در مجموع ۴۲ گونه از ۲۹ جنس اسپورومورف شناسایی شد. اجتماع پالینومورف‌ها عمدتاً از پولن‌های دوباله بازدانگان (مانند Pinaceae وPodocarpaceae) و هاگ سرخس‌ها تشکیل شده است. همچنین پولن‌های متعلق به Cheirolepidiaceae، Araucariaceae، Bennettitales، Cycadales و نیز هاگ Lycopodiaceae با فراوانی کمتر در این نهشته ها حضور دارند. تجزیه و تحلیل گروه‌های اسپورومورفی (SEGs) نشان‌دهنده سلطه گیاهان مناطق مرتفع (Upland) و سپس گیاهان Lowland است. ترکیب اجتماع پالینومورف‌ها، همراه با فراوانی بسیار کم داینوفلاژله‌ها، نشان‌دهنده نهشته شدن این رسوبات در یک محیط دلتایی در یک دریای حاشیه ای است. این شرایط با یک دوره افت نسبی سطح دریا (Sea level fall) همخوانی دارد که منجر به محدودیت محیط‌های جزر و مدی و کاهش تاثیر آب دریا بر پوشش گیاهی ساحلی شده است.

کلمات کلیدی: اسپورومورف، البرز شرقی، ژوراسیک میانی، سازند فیل‌زمین، گروه شمشک

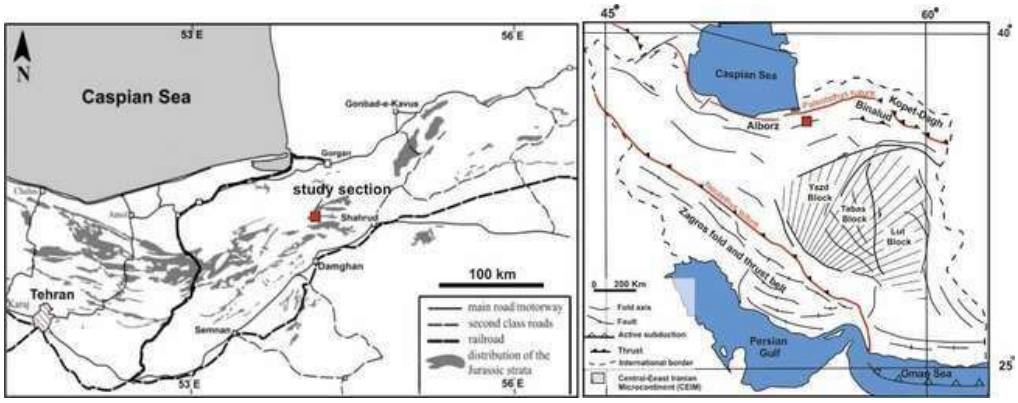
۱- مقدمه

پس از بسته شدن پالئوتتیس و کوهزایی سیمرین در تریاس بالایی، گروه شمشک در یک حوضه فورلند شروع به رسوبگذاری کرد (Wilmsen et al., 2009). این گروه به دلیل تنوع محیطی بسیار زیاد به سازندهای متنوعی تقسیم می شود. سازند فیل‌زمین یکی از این واحدهای لیتواستراتیگرافی است، که اولین باز توسط فورزیش و همکاران (Fursich et al., 2009) در البرز معرفی شد. مرز بالا و پایین این سازند به ترتیب با سازند های شیرین دشت و دانسریت بوده و عمدتاً از شیل و سیلتستون تشکیل شده است. این سازند در قاعده در محیط دریایی عمیق پایینتر از قاعده امواج طوفانی نهشته شده ولی در بخش های فوقانی عمق نهشت آن کم شده و عمدتاً در محیط دلتایی رسوبگذاری کرده است (Seyed-Emami et al., 2020). مطالعه آمونیت های موجود در این سازند سن آلنین-باژوسین پایینی را برای آن مشخص کرده است (Seyed-Emami et al. 2005, 2006؛ Fürsich et al., 2009).

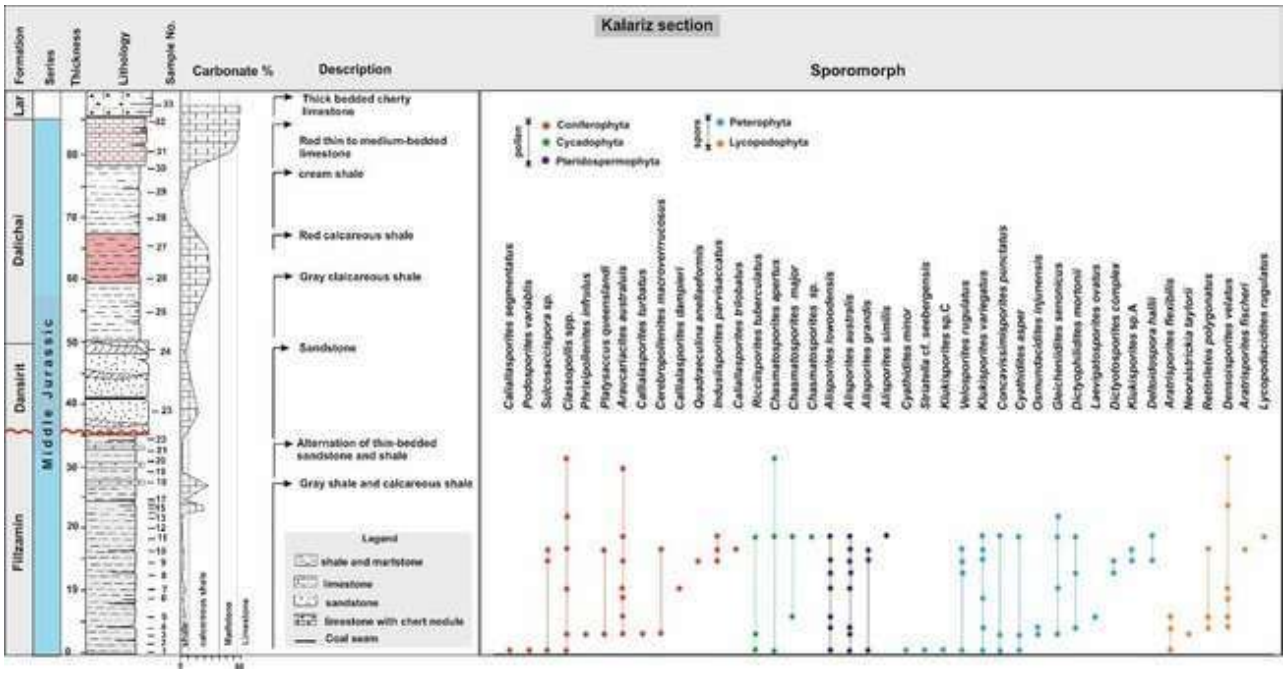
این مقاله در نظر دارد پوشش گیاهی دیرینه را در بخش های فوقانی سازند فیل‌زمین در البرز شرقی بازسازی کند.

۲- روش مطالعه

به منظور بازسازی پوشش گیاهی دیرینه، بخش فوقانی سازند فیل‌زمین از گروه شمشک برش کلاریز در ۴۰ کیلومتری شمال دامغان با موقعیت جغرافیایی N "30 '22 °36 و E "48 '16 °54 انتخاب شد (شکل ۱). برش برداشت شده شامل ۳۵ متر شیل خاکستری است که در بخش های فوقانی به صورت بین لایه با ماسه سنگ ریز دانه قرار می گیرند (شکل ۲). مرز بالایی برش با ماسه سنگ های ضخیم لایه سازند دانسریت به صورت همشیب و به احتمال زیاد ناپیوسته است. تعداد ۲۲ نمونه از این توالی برداشت شد که برای ساخت اسلایدهای پالینولوژی به آزمایشگاه پالینولوژی مؤسسه تحقیقات جنگل ها و مراتع کشور منتقل شدند. اسلاید ها توسط روش استاندارد تراورس (Traverse, 2007) برای مطالعه با میکروسکوپ نوری آماده سازی شدند.



شکل۱- موقعیت برش مورد مطالعه در شمال دامغان (البرز شرقی)



شکل ۲- سنگ شناسی و گسترش چینه شناسی اسپورومورف ها در بخش بالایی سازند فیل‌زمین (گروه شمشک).

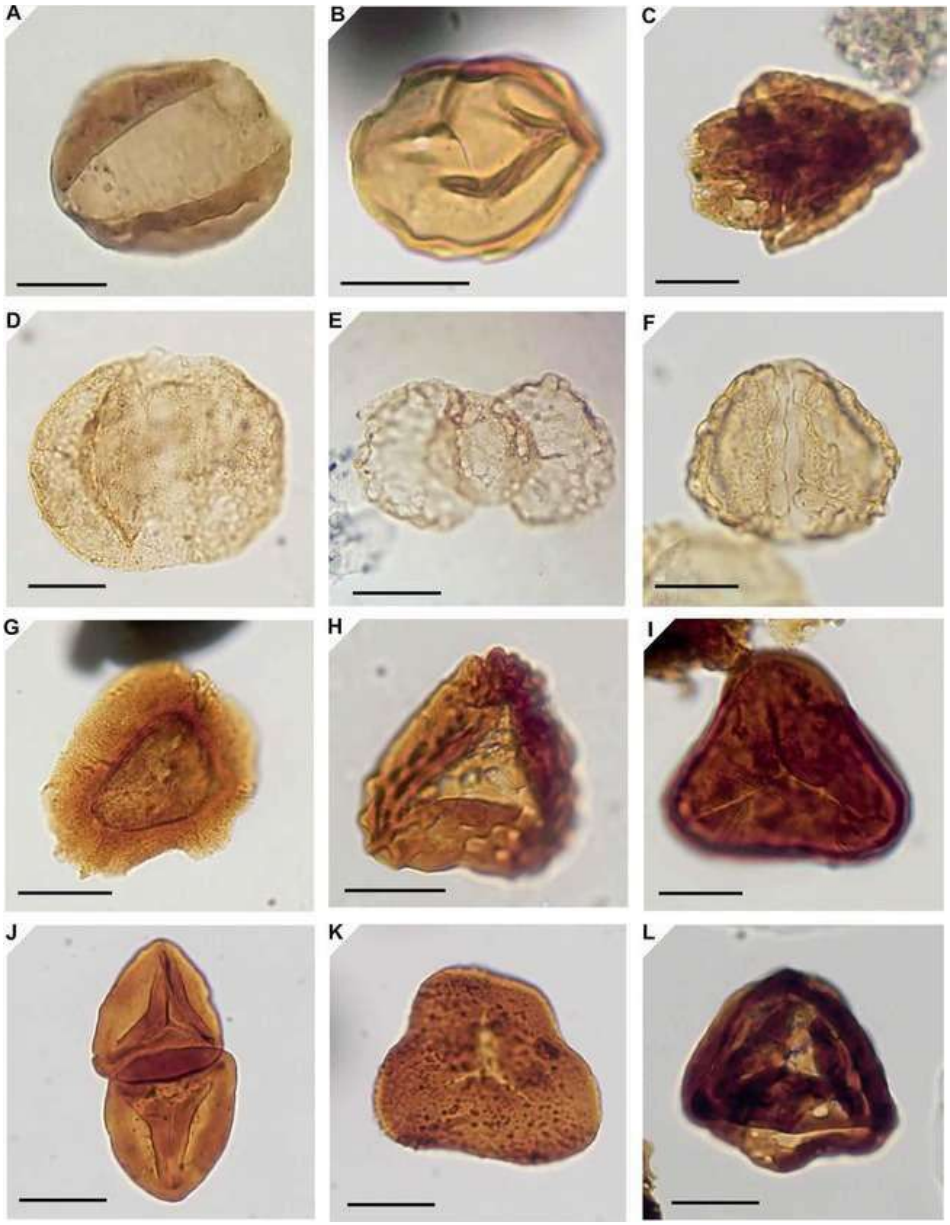
۳- نتایج و بحث

تعداد ۴۲ گونه متعلق به ۲۹ جنس از انواع اسپورومورف ها در این مطالعه شناسایی شده اند (شکل ۲). از این میان Pinaceae و Podocarpaceae (مانند جنس های *Alisporites* و *Podocarpidites*) که از بازدانگان تولید کننده پولن های دوباله هستند، بیشترین فراوانی را در اجتماع اسپورومورف ها به خود اختصاص می دهند. از دیگر پولن های بازدانگان در این نهشته ها می توان به Cheirolepidiaceae (*Classopollis*) و Araucariaceae (*Araucariacites* و *Callialasporites*) اشاره کرد. Bennettitales و Cycadales (*Ricciisporites* و *Chasmatosporites*) از دیگر گیاهان تولید کنندگان پولن هستند که با فراوانی اندک در این برش حضور دارند.

هاگ سرخس ها (مانند جنس های *Klukisporites*، *Gleicheniidite*، *Cyathidites*) پس از پولن های دوباله از فراوانترین اسپورومورف ها در این نهشته ها هستند. Lycopodiaceae از دیگرگیاهان تولیدکننده هاگ هستند که به صورت پراکنده با جنس‌های *Retitriletes* و *Limbosporites* در این توالی حضور دارند.

از دیگر پالینومورف های موجود داینوفلاژله ها هستند، که در تعداد اندک با گونه هایی نظیر *Pareodinia halosa*، *Mendicodinium groenlandicum* و *Kallosphaeridium praussii* در این نهشته ها دیده می شوند. فراوانی بسیار کم داینوفلاژله ها حاکی از نهشته شدن این توالی در یک دریای کم عمق حاشیه ای است.

تقسیم بندی گروه های اسپورومورفی (SEGs) بر اساس مطالعات آبینک و همکاران (Abbink et al., 2001, 2004) نشان می دهد که گیاهان مربوط به upland (تولید کنندگان پولن دوباله) بیشترین فراوانی را در این نهشته ها دارا هستند. گروه اسپورومورفی lowland (سرخس ها، Bennettitales و Cycadales) بعد از اجتماعات مربوط به ارتفاعات دومین گروه فراوان هستند. گروههای coastal (Cheirolepidiaceae and Araucariaceae)، tidally-influenced (Lycopodiaceae) و pioneer (*Cerebropollenites*) فراوانی کمتری در این نهشته ها دارند. نهشته های حاوی مقادیر زیاد پولن های دوباله معمولاً به محیط های دریایی نسبت داده می شوند زیرا این پولن ها قابلیت انتقال با باد به مسافت های دورتر را دارا هستند و به راحتی می توانند به محیط دریایی منتقل شوند (Abbink et al., 2004). همچنین فراوانی بیشتر مورفوگروههای lowland نسبت به گروههای ساحلی و گیاهانی که در محیط های جذر و مدی فراوان هستند، معمولاً در دوره های افت آب دریا (sea level fall) رخ می دهد، جایی که گیاهان چندان تحت هجوم آب دریا قرار ندارند و محیط های ساحلی و جذرومدی محدود هستند (Abbink et al., 2004). این پارامتر ها به همراه فراوانی اندک داینوفلاژله ها در این توالی حاکی از گسترش یک دریای کم عمق در این زمان در زون البرز بوده است.



شکل ۳- اسپورومورف های سازند فیل‌زمین در البرز شرقی.

A: *Chasmatosporites apertus* (Rogalska) Nilsson, 1958 (sample no. 1); B: *Araucariacites australis* Cookson ex Couper, 1953 (sample no. 11); C: *Ricciisporites tuberculatus* Lundblad, 1954 (sample no. 1); *D: Alisporites* sp. (sample no. 11); E: *Platysaccus queenslandi* de Jersey, 1962 (sample no. 3); F: *Indusiisporiets parvisaccatus* (de Jersey) de Jersey, 1963 (sample no. 1); G: *Limbosporites denmeadii* (de Jersy) de Jersy & Raine, 1990 (sample no. 7); H: *Klukisporites variegatus* Couper, 1958 (sample no. 11); I: *Cyathidites asper* (Bolkhovitina) Dettmann, 1963 (sample no. 11); *J: Gleicheniidites senonicus* Ross emend. Skarby, 1964 (sample no. 3); K: *Concavissimisporites punctatus* (Delcourt & Sprumont) Brenner, 1963 (sample no. 3); L: *Striatella seebergensis* Mödler, 1964 (sample no. 1).

۴- نتیجه گیری

نهشته های مربوط به بخش فوقانی سازند فیل‌زمین در برش کلاریز در البرز شرقی جهت بازسازی پوشش گیاهی دیرینه در این منطقه مطالعه شد. این برش شامل ۳۵ متر شیل و شیل آهکی بوده و در بخش فوقانی میان لایه های ماسه سنگ تازک لایه در آن دیده می شود. ۴۲ گونه متعلق به ۲۹ جنس از انواع اسپورومورف ها در این مطالعه شناسایی شدند که شامل بازدانگان، سرخس ها، سیکاس ها-بنیتیتال ها و همچنین لیکوپید ها هستند. مطالعه گروهای اسپورومورفی حاکی از فراوانی گیاهان upland (Pinaceae و Podocarpaceae) و lowland (سرخس ها، Bennettitales و Cycadales) در این نهشته است. فراوانی این گیاهان به همراه فراوانی اندک داینوفلاژله ها در این توالی حکایت از گسترش یک دریای کم عمق در این دوره زمانی در این بخش از البرز دارد.

۵- منابع

Abbink, O., Targarona, J., Brinkhuis, H., Visscher, H., 2001. Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. Global and Planetary Change 30, 231-256.

Abbink, O., Van Konijnenburg-Van Cittert, J. H. A., Visscher, H., 2004. A sporomorph ecogroup model for the Northwest European Jurassic Lower Cretaceous: concepts and framework. Netherlands Journal of Geosciences 83, 17–38.

Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. R., 2009. Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Shem -shak Group of Northern Iran. In: M. F., Brunet, M., Wilmsen, J. W., Granath (Eds), South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society of London, Special Publication 312, 129–160.

Seyed-Emami, K., Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Majidifard, M.R., Shekarifard, A., 2006. Stratigraphy and ammonite fauna of the upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) at Tazareh eastern Alborz. Journal of Asian Earth Sciences 28, 259–275.

Seyed-Emami, K., Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Schairer, G., Majidifard, M. R., 2005. Toarcian and Aalenian (Jurassic) ammonites from the Shemshak Formation of the Jajarm area (eastern Alborz , Iran). Paläontologische Zeitschrift 79(3), 349–369.

Seyed-Emami, K., Wilmsen, M., Fürsich, F. T., Majidifard, M. R., Raoufian, A., Taheri, J., 2020. A summary of the Jurassic System in North and East-Central Iran. Zitteliana 94, 99–156.

Traverse, A., 2007: Paleopalynology. Second Edition, Springer. 813 pp.

Wilmsen, M., Fürsich, F. T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. R., Taheri, J., 2009. The Cimmerian orogeny in northern Iran: tectonostratigraphic evidence from the foreland. Terra Nova 21, 211–218.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

طبقه بندی رسوب شناسی و زمین ریخت شناسی ترک های گلی انقباضی یا حرارتی و مدل های رشد آنها درحاشیه خلیج گرگان

آرش امینی *

دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان

*Email: a.aminii@gu.ac.ir

چکیده

ترک های گلی انقباضی یا حرارتی و مدل های رشدآنها دارای پیچیدگی های ذاتی خاص می باشد. عواملی مانند میزان و نوع کانی های رسی، شوری آب و سیکل های مختلف خشک شدن و مرطوب شدن از مهم ترین عوامل تاثیر گذار در شکل گیری ترک های گلی انقباضی هستند. با توجه به شرایط پسروی فعلی دریای خزر در حاشیه خلیج گرگان و مرز محیط آبی و خشکی ترک های گلی متنوعی تشکیل شده است. در این تحقیق ۸ نوع از ترک های گلی انقباضی انتخاب و از نظر رسوب شناسی، زمین ریخت شناسی و مدل های رشد مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. نتایج به دست آمده نشان می دهد مدل های رشد یک طرفه منحنی، رشد یک طرفه انشعابی، رشد چند جانبه تقاطعی و رشد چند جانبه اتصالی در ترک های گلی خلیج گرگان قابل بررسی و تجزیه و تحلیل است و برخلاف انتظار اولیه در شکل گیری این ترک ها، میزان ماسه در برخی مدل های رشد قابل توجه است.

کلمات کلیدی: ترک گلی، مدل رشد، رسوب شناسی، زمین ریخت شناسی، خلیج گرگان.

۱- مقدمه

ترک های گلی ساختارهای رسوبی هستند که در اثر خشک شدن رسوبات گلی به وجود می آیند. ترک های گلی زیر آبی یا سین آریسس به دلیل از دست دادن آب منفذی در رسوبات در حال خشک شدن در زیر آب و یا تغییرات شوری تشکیل شده و اغلب حاوی پلی گون های کوچک وناقص هستند، در حالیکه ترک های گلی انقباضی یا حرارتی در اثر سیکل های متفاوت خشک شدن و مرطوب شدن در رسوبات غنی از کانی های رسی با اشکال و پلی گون های با اشکال و اندازه های متنوع شکل می گیرند. در مقایسه با شکستگی های تکتونیکی، تحقیقات در مورد ترک های گلی در دنیا هنوز در مراحل اولیه است. به نظر می رسد عواملی مانند میزان و نوع کانی های رسی، توپوپوگرافی، اندازه ذرات ، شوری آب، عمق سفره آب زیرزمینی، جهت زهکشی سطحی و آشفتگی زیستی در انتشار ترک های گلی نقش دارند. مطالعات انجام شده در خصوص ترک های گلی عهد حاضر در ایران و در سد وشمگیر واقع در شمال استان گلستان رضایی و امینی به اندازه گیری پارامترهای هندسی، دانه بندی، حد روانی و نشانه خمیری پرداخته اند(رضایی و امینی، ۱۳۹۵) و می توان به اندازه گیری محیط و مساحت ترک ها و مدل فراکتال آنها در پلایای گاو خونی به وسیله (خدری غریبوند و همکاران ، ۱۳۹۷) و در پلایای میقان اراک به وسیله (میرزاخانی و همکاران ، ۱۳۹۸) اشاره کرد. از دیدگاه کاربردی مطالعه ترک های گلی در گل سنگ های قدیمی می تواند به درک بهتری از انتقال سیالات و گازها منجر شود با این وجود گستردگی مطالعات انجام شده در خصوص ترک های گلی و طبقه بندی آنها در ایران و جهان بسیار محدود است.

۲- روش مطالعه

در این مطالعه از شمال بندرترکمن در محدوده شمال شرقی خلیج گرگان (ایستگاه G1) در جهت حرکت عقربه های ساعت در حاشیه خلیج گرگان تا کانال خزینی (ایستگاهG9) در ۹ ایستگاه ترک های گلی موجود مورد بررسی قرار گرفته (شکل الف و ب۱)و نمونه برداری رسوبات از سطح تا عمق ۱۰ سانتیمتربا بیلچه فلزی انجام گرفت.

الف

کد ایستگاه	نام ایستگاه
G1	پلاژ ساحلی بندر ترکمن
G2	شمال فرد سو
G3	شمالغربی باغوکناره
G4	شمال هواشناسی گلوگاه
G5	شمال قلعه پایان
G6	محیط بانی ساحلی شمال بهشهر
G7	شرق نمک چال
G8	دامداری عزت مجریان
G9	کانال خوزینی

ب

شکل۱- الف -نقشه مناطق نمونه برداری ب – نام مناطقی که نمونه برداری و بازدید صحرایی صورت گرفته است

روش مطالعه به این صورت است که علاوه بر بررسی ریخت شناسی و فرم ترک ها، اسیدیته، هدایت الکتریکی و دانه بندی ترک های گلی مورد اندازه گیری قرار گرفت و مدل رشد ترک های گلی در با مقایسه با الگوهای سایر کشورها مشخص شد.

۳- بحث

در بررسی انجام شده درمنطقه ۸ نوع ترک گلی تشخیص داده شد (اشکال ۲ و ۳). در سال های گذشته محققان بسیاری در خصوص کمی سازی پارامترهای ترک ها و ایجاد مدل رشد ترک تحقیقاتی را انجام دادند و با وجود اینکه محققانی مانند (Andersland and Almoussawi, 1987; Lima and Grismer, 1992; Morris,1992; Yassoglou, 1994) بسیاری از عوامل موثر بر مدل سازی زمین شناسی را طرح کردند، با این وجود این موارد به دلیل اینکه اغلب با آزمایش های فلوم در شرایط آزمایشگاهی طراحی شده و با آزمایش های واقعی تفاوت داشتند، عملا ناقص و مبهم بودند. قوانین و مدل های مدرن رشدترک ها در تالاب های طبیعی و خلیج های بین شاخه ای کشور چین بوسیله (Zhen-yu et al, 2014) معرفی شد که در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته است .

ترک گلی سه ضلعی – چهار ضلعی
بزرگ(G8-0)

ترک گلی ۵ ضلعی
سطحی (G2-1)

فرهای گلی
(G6-1 - Mud Curl)

ترک گلی ۵ ضلعی
عمیق (G2-2)

شکل ۲- بررسی چهار نمونه از ترک های گلی انقباضی در حاشیه خلیج گرگان (گروه اول)

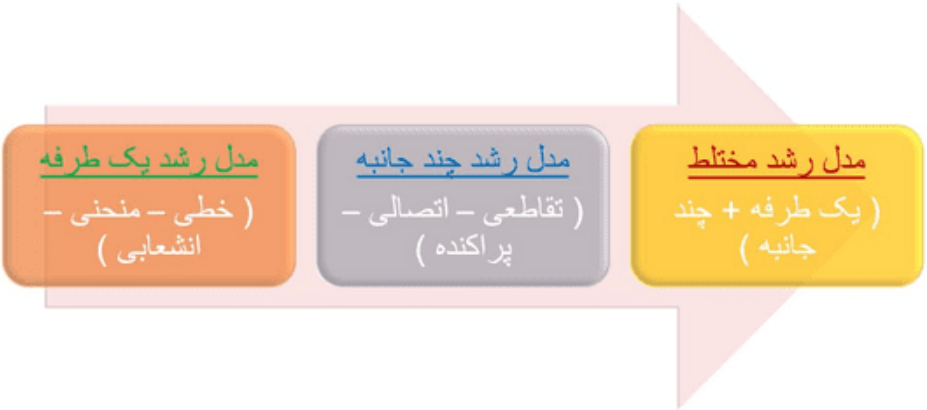
ترک های گلی سه ضلعی – چهارضلعی بزرگ ا لگوی رشد یک طرفه منحنی دارندو این الگو معمولا وقتی شکل می گیرد که نوع رس و اندازه دانه ها یکسان نباشد. الگوی رشد یک طرفه انشعابی در ترک های گلی ۵ ضلعی سطحی و عمیق زوایای ۱۲۰ درجه و ۹۰ درجه و اشکالY شکل و Tشکل می سازند. فرهای گلی در مراحل نهایی خشک شدن و به موازات سطح ترک تشکیل می شود و ضخامت آن وابسته به خواص مکانیکی رسوب و نرخ تبخیر است.

ترک گلی چند ضلعی بزرگ (G9-2)	ترک های گلی چند ضلعی کوچک با اضلاع نامنظم (G6-2)
ترک گلی پوست گاوی (جلبک ریز +گل) / (G3-1)	ترک گلی چند ضلعی های کوچک در زمینه ترک های بزرگ (G9-0)

شکل ۳- بررسی چهار نمونه از ترک های گلی انقباضی در حاشیه خلیج گرگان (گروه دوم)

در بررسی(Uday and Singh, 2013) شرایط محیطی، ترکیب کانی شناسی، نرخ تبخیر، نوع رسوبات و کانی شناسی آنها، شرایط محیطی و ضخامت ترک گلی مورد توجه قرار گرفته است. با توجه به اینکه بر اساس مدل های رشد ترک های گلی انقباضی

حداقل ۴ نوع مدل رشد را از گروه های اصلی مدل های رشد یک طرفه و مدل رشد چند جانبه مشاهده نمودیم (شکل ۴ و جدول ۱)برخی از انواع ترک های گلی مانند فرهای گلی و ترک های گلی پوست گاوی در الگوی طبقه بندی مدل های رشد پیشنهادی ترک های گلی تعریف نمی شوند.



شکل ۴- انواع مدل های رشد ترک های گلی که به ترتیب از چپ به راست پیچیده می شود
اقتباس از (Zhen-yu et al, 2014) با تغییرات جزیی

جدول ۱- داده‌های دانه بندی ، هدایت الکتریکی و اسیدیته ترک های گلی در منطقه مورد مطالعه .

نوع ترک گلی	بافت			هدایت الکتریکی	اسیدیته	مدل رشد ترک
	درصد ماسه	درصد سیلت	درصد رس			
ترک گلی سه ضلعی – چهار ضلعی بزرگ(G8-0)	۸۸	۳	۹	۸ /۵۲	۸ /۳۴	رشد یک طرفه منحنی
ترک گلی ۵ ضلعی سطحی (G2-1)	۴۷ /۵	۳۰	۲۲ /۵	۵۱۶	۷ /۷۶	رشد یک طرفه انشعابی
ترک گلی ۵ ضلعی عمیق (G2-2)	۴۳ /۵	۳۰ /۵	۲۶	۲۳ /۵	۸ /۰۳	رشد یک طرفه انشعابی
فرهای گلی	۶۷	۱۲	۲۱	۲۱ /۶	۸ /۶۵	---

Mud Curl – (G6-1)						
ترک های گلی چند ضلعی کوچک با اضلاع نامنظم (G6-2)	۷۷	۱۱	۱۲	۴ /۲۵	۷ /۶۵	رشد چند جانبه تقاطعی
ترک گلی چند ضلعی های کوچک در زمینه ترک های بزرگ (G9-0)	۷۴	۱۵	۱۱	۲۴ /۷	۷ /۷۵	رشد چند جانبه اتصالی
ترک گلی چند ضلعی بزرگ (G9-2)	۷۷	۱۵	۸	۵۵۴	۷ /۷۲	رشد یک طرفه انشعابی
ترک گلی پوست گاوی (جلبک ریز +گل) / (G3-1)	۲۸ /۵	۴۲ /۵	۲۲	۳۲ /۵	۸ /۲۱	---

۴- نتیجه گیری

در بررسی ۸ نوع ترک گلی حاشیه خلیج گرگان مدل های رشد یک طرفه منحنی، رشد یک طرفه انشعابی، رشد چند جانبه تقاطعی و رشد چند جانبه اتصالی مشخص شد. فرهای گلی و ترک های گلی پوست گاوی که حاصل رسوبگذاری گل و جلبک های ریز هستند در چارچوب مدل های رشد ترک های گلی معرفی شده توسط (Zhen-yu et al, 2014) قرار نمی گیرند. ترکیب بافتی رسوبات تشکیل دهنده ترک های گلی مورد مطالعه متنوع و اسیدیته رسوبات از ۷/۶۵ تا۸/۶۵ در محدوده قلیایی خفیف در نوسان است . با بررسی های انجام شده در سایر کشورها به عقیده (Haque et al,2023 & Tang et al, 2023) پلی گون های ترک ها در طول زمان در حال تکامل هستند و در طی فرایند خشک شدن و مرطوب شدن، شکل خود را از اتصالات T به اتصالات Y شکل تغییر میدهند. بنابر این بلوغ و تکامل ترک ها درطی زمان از مواردی است که باید در مطالعات ترک های گلی مناطق مختلف ایران در آینده در نظر گرفته شود. چرایی و چگونگی الگوهای پیچیده در سیستم های شبکه ای ترک های انقباضی نیازمند مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی دقیق تر در محیط های مختلف رسوبی عهد حاضر ایران می باشد.

۵- منابع

خدری غریبوند،ل.، قهرودی تالی ، م.، سبک خیز، ف.،سپهر، ع.، ۱۳۹۷. بررسی روند تکاملی پهنه های گلی باتلاق گاوخونی با استفاده از مدل فراکتال ، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال ۲۹، پیاپی ۷۰، شماره ۲ ، صفحه ۱۱۳ – ۱۲۷.

رضایی، ح ،. امینی، آ.، ۱۳۹۵. ارزیابی ژئومتریک ترکهای گلی در شکل گیری یکی از رخساره های رسوبی رسوبات ریزدانه عهد حاضر (مطالعه موردی: رسوبات مخازن سد وشمگیر گرگان)، رخساره های رسوبی، دوره ۹ ، شماره ۱، صفحه ۱۰۷ – ۱۲۲.

میرزاخانی، ب ،.مددی ، ع ،. حجازی ، ز.، ۱۳۹۸. بررسی آشفتگی در میکرولندفرمهای پلایای میقان با استفاده از روش فراکتال، کاوش های جغرافیایی مناطق بیابانی، سال هفتم، شماره اول، صفحه ۱ – ۱۹ .

Andersland O. B. and Almoussawi H. M. 1987. Crack formation in soil landfill covers due to thermal Contraction. Waste
Management Research, Vol. 153, pp. 445–452.

Haque R.A.I., Atish J. Mitra A.J., Tarafdar,S ., Dutta,T.2023. Evolution of polygonal crack patterns in mud when subjected to repeated wetting–drying cycles, Chaos, Solitons and Fractals, 174, 113894.

Lima L. A. and Grismer M. E. 1992. Soil crack morphology and soil-salinity. Soil Science, Vol. 153, pp. 149–153.

Morris P. H., Graham J., and Williams D. J. 1992. Cracking in drying soils. Canadian Geotechnical Journal J., Vol. 29, pp. 263–277.

Tang, C. S., Cheng, Q., Gong, X., Shi, B., Inyang, H.I. 2023. Investigation on microstructure evolution of clayey soils: a review focusing on wetting/drying process. J. Rock Mech. Geotech. Eng. 15, pp269–284.

.**Uday K.V ., Singh D,N. 2013.** Investigation on Cracking Characteristics of Fine-Grained Soils Under Varied Environmental Conditions, Drying Technology, 31:11.pp 1255- 1266.

Yassoglou N., Kosmas C. S., Moustakas N., Tzianis E., and Danalatos N. G. 1994. Cracking in recent alluvial soils as related to easily determined soil properties. Geoderma, Vol. 63, pp. 289–298.

Zhen-yu Z., Yan-ru G., Yan W., Hong L., and Qing Z. 2014. Growth patterns and dynamics of mud cracks at different diagenetic stages and its geological significance. International Journal of Sediment Research, V 29,pp 82-98.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

ارزیابی ژئوشیمی‌آلی و بررسی پتانسیل هیدروکربن‌زایی سازند کژدمی در تاقدیس کوه بنگستان (برش مرجع تنگ ماغر)

دانیال شمس[۱]، مجید علیپور*[۲]، بیوک قربانی[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۳- گروه پژوهش ژئوشیمی پژوهشگاه صنعت نفت تهران، تهران، ایران

*Email: alipour@scu.ac.ir

چکیده

کژدمی موثرترین سنگ منشا هیدروکربنی در فروافتادگی دزفول می‌باشد که حجم زیادی از هیدروکربنهای به دام افتاده در میادین جنوب غرب کشور را تامین کرده است. در مطالعه حاضر به ارزیابی ژئوشیمیایی این سازند در برش مرجع در تنگ ماغر (واقع در تاقدیس کوه بنگستان در حدود ۲۰ کیلومتری شمال‌غرب بهبهان) پرداخته شده است. به همین منظور، ۴۰ نمونه دستی از شیل‌ها و مارن‌های سازند کژدمی از رخنمون سطحی برداشت شده و توسط پیرولیز راک-ایول مورد آنالیز قرار گرفت. تفسیر نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌ها، بیانگر این است که سازند کژدمی در برش مورد مطالعه در مراحل ابتدایی بلوغ حرارتی (ابتدای پنجره نفت‌زایی) قرار دارد. همچنین نتایج، نشان می‌دهد که پتانسیل هیدروکربن‌زایی سازند کژدمی در تاقدیس کوه بنگستان بالا است (میانگین مقدار S2=10 mg HC/g rock) و ماده آلی موجود در شیل و مارن‌های آن بیشتر از نوع I I است. این نتایج نشان می‌دهند که سازند کژدمی سنگ منشایی با پتانسیل بالا برای نفت‌زایی می‌باشد.

کلمات کلیدی: ارزیابی ژئوشیمی آلی، سازند کژدمی، برش مرجع تنگ ماغر، پیرولیز راک-ایول

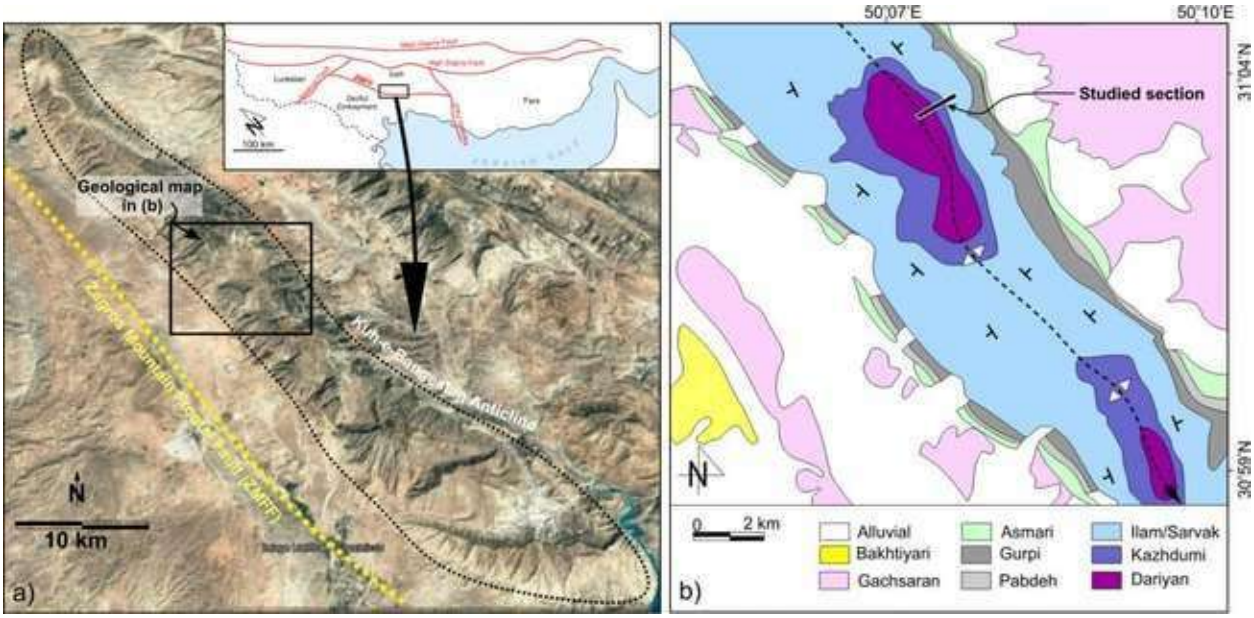
۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در جنوب غربی پهنه ایذه واقع شده است. گسل پیشانی کوهستان (MFF) جایی است که زاگرس به دو پهنه ساختاری بزرگ تقسیم شده است (Alavi, 2004). گسل‌های اصلی دیگری که در زمان‌های مختلف در طول زمان زمین‌شناسی فعال بوده‌اند، شامل سیستم‌های گسلی کازرون و هندیجان هستند که استان فارس را از مناطق فروافتادگی دزفول و لرستان که فرونشست بیشتری داشته‌اند، جدا می‌کنند (Sepehr and Cosgrove, 2004) (شکل ۱).

سازند کژدمی با سن آپتین-آلبین است که در برخی از نواحی، آپتین پسین به‌عنوان قاعده این سازند در نظر گرفته می‌شود (Motiei, 1993). این سازند یکی از اعضای گروه بنگستان بوده و در فروافتادگی دزفول به‌عنوان مهمترین سنگ منشا برای تامین نفت مخازن آسماری و بنگستان مطرح شده است (Alipour, 2024). برش الگوی این سازند واقع در تاقدیس کوه میش متشکل از لیتولوژی‌های شیل آهکی، سنگ آهک رسی به ضخامت ۳۲۰ متر می‌باشد و می‌تواند به سه بخش تقسیم شود (James and Wynd, 1965). برش مرجع این سازند در یال شمالی تاقدیس کوه بنگستان به ضخامت ۲۷۰ متر معرفی شده است و متشکل از تناوب مارنهای تیره و

آهک است (Van Buchem et al., 2010). بخش زیرین به سن آپتین پسین شامل شیل‌های نازک لایه خاکستری تا خاکستری روشن با میان لایه‌های سنگ آهک و مارن است که در ابتدای سازند کژدمی پس از سازند داریان نهشته شده است. بخش دوم که به سن آلبین پیشین است، حاوی شیل‌های نازک خاکستری تیره تا شیل‌های لایه‌ای و اندکی سنگ آهک مارنی نودولار است. بخش سوم به سن آلبین میانی شامل شیل‌های نازک لایه به رنگ تیره تا خاکستری و ضخیم لایه است که به تدریج به سنگ آهک مارنی تغییر می‌کند و در بالای آن سازند سروک قرار دارد (Van Buchem et al., 2010).

علیرغم مطالعات گسترده و متعدد زیرسطحی که در میادین واقع در فروافتادگی دزفول بر روی سازند کژدمی صورت گرفته است، پژوهش‌های انجام شده بر روی رخنمون های سطحی این سازند بسیار محدود بوده است. از این رو هدف از مطالعه حاضر پر کردن خلاء اطلاعات ژئوشیمیایی (همانند بلوغ حرارتی و پتانسیل هیدروکربن‌زایی) سازند کژدمی است. برای این منظور، نمونه‌های سطحی جمع‌آوری شده از برش مرجع این سازند واقع در یال شمالی تاقدیس کوه بنگستان (تنگ ماغر، شمال غرب شهرستان بهبهان) مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۱).



شکل ۱- عکس ماهواره‌ای از تاقدیس کوه بنگستان (a) و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت برش مرجع (b).

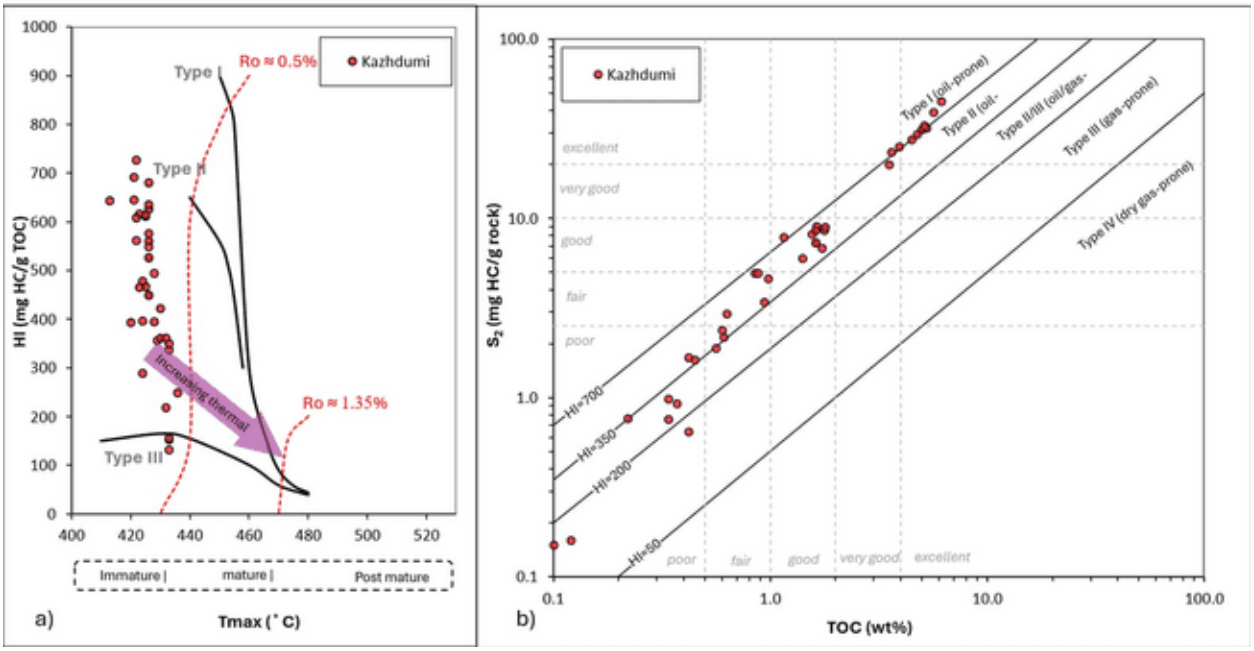
۳- نتایج و بحث

در منطقه مورد مطالعه از قاعده تا بالای سازند کژدمی ۴۰ نمونه برداشت شد. برداشت نمونه‌ها بصورت نظام‌مند با فواصل تقریبی ۵ تا ۱۰ متری و با رعایت اصول صحیح نمونه‌برداری (با کندن گودالهایی به عمق ۲۵ سانتی‌متر به منظور دسترسی به سطح غیرهوازدهٔ سازند) صورت گرفته است. نمونه ها پس از آماده‌سازی در آزمایشگاه، توسط هاون پودر شده و سپس با استفاده از دستگاه پیرولیز راک_ایول ۶ مورد آنالیز قرار گرفتند. داده‌های به دست آمده برای تعیین نوع ماده‌آلی، بلوغ حرارتی و پتانسیل هیدروکربن‌زایی

این‌سازند استفاده شدند. برای انجام این کار، با توجه به داده‌های بدست آمده از روش پیرولیز راک-ایول، نمودارهای شاخص هیدروژن (HI) در مقابل Tmax و پتانسیل زایشی (S2) در مقابل TOC ترسیم شدند.

بر این اساس، نمودار HI در مقابل T_{max} نشان دهنده حضور کروژن Type I I و در مواردی کروژن Type I I / I I I در نمونه‌های مورد مطالعه است (شکل a۲). همچنین این نمودار نشان‌دهنده نابالغ بودن نمونه‌های سازند کژدمی در منطقه مورد مطالعه است (شکل a۲).

نمودار پتانسیل زایشی (S2) در مقابل TOC نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه از سازند کژدمی دارای پتانسیل هیدروکربن‌زایی نسبتاً خوب تا خوب و در برخی نمونه‌های غنی‌تر، دارای پتانسیل بسیار عالی (نمونه های ۲۱ تا ۲۸) هستند (شکل b۲). این نکته تایید کننده اهمیت سنگ منشا کژدمی در حوضه رسوبی زاگرس است (شکل b۲). همچنین این نمودار نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌های برداشت شده از سازند کژدمی در برش تنگ ماغر، نفت‌زا هستند.



شکل ۲- نمودار شاخص هیدروژن در مقابل Tmax برای تعیین نوع ماده آلی و بلوغ حرارتی (a) و نمودار پتانسیل هیدروکربن‌زایی در مقابل TOC برای تعیین پتانسیل زایش و نوع مادهٔ آلی در نمونه‌های سازند کژدمی (b)

۴- نتیجه گیری

نتایج حاصل شده از آنالیز راک-ایول بر روی نمونه‌های جمع‌آوری شده از رخنمون سطحی سازند کژدمی در تنگ ماغر، نشان می‌دهند که این سازند علیرغم رسیدن به پنجره نفتی و تولید نفت در مناطق دیگر همچون فروافتادگی دزفول، در این منطقه از خود بلوغ حرارتی پایینی نشان داده و در مراحل ابتدایی پنجره نفتی قرار دارد. به همین دلیل تعیین نوع ماده آلی به دلیل دست‌نخورده بودن

آن تا حد زیادی دقیق بوده است. همچنین نمونه‌های سازند کژدمی از برش مورد مطالعه می‌توانند بهترین نمونه‌ها برای ارزیابی ویژگی‌های کنتیکی سازند کژدمی تلقی شوند.کروژن موجود در این سازند عمدتا از نوع type I I دریایی بوده و پتانسیل قابل توجهی برای نفت‌زایی دارد.

۵- منابع

Alavi, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: American Journal of Science, v. 304, p. 1-20. DOI: https://doi.org/sepe10.2475/AJS.304.1.1.

Alipour, M., 2024, Petroleum systems of the Iranian Zagros Fold and Thrust Belt: Results in Earth Sciences, v. 2, p. 100027. DOI: https://doi.org/10.1016/j.rines.2024.100027.

James, G., and Wynd, J., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 49, no. 12, p. 2182-2245. DOI: https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D.

Motiei, H., 1993, Stratigraphy of Zagros, *in* Hushmandzadeh, A., ed., Treatise of Geology of Iran, Volume 1: Tehran, Geological Survey of Iran, p. 536.

Sepehr, M., and Cosgrove, J., 2004, Structural framework of the Zagros fold–thrust belt, Iran: Marine and Petroleum Geology, v. 21, no. 7, p. 829-843. DOI: https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.07.006.

Van Buchem, F. S., Baghbani, D., Bulot, L. G., Caron, M., Gaumet, F., Hosseini, A., Keyvani, F., Schroeder, R., Swennen, R., and Vedrenne, V., 2010, Barremian-Lower Albian sequence-stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates, *in* van Buchem, F. S., Al-Husseini, M., Maurer, F., and Droste, H., eds., GeoArabia Special Publication 4, Volume 2: Bahrain, Gulf PetroLink, p. 503-548. DOI.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

زیست‌چینه‌نگاری و محیط رسوبی توالی‌های کربناته سازند آسماری در شمال خاوری مسجد سلیمان

کبری میربیک سبزواری*[۱]، مهدیه کرد[۱]، مصطفی صداقت‌نیا [۲]

۱- گروه زمین شناسی، واحد خرم آباد ، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

۲- دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، کارشناس آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان

*Email: k.mirbeiksabzevari@iau.ac.ir

چکیده

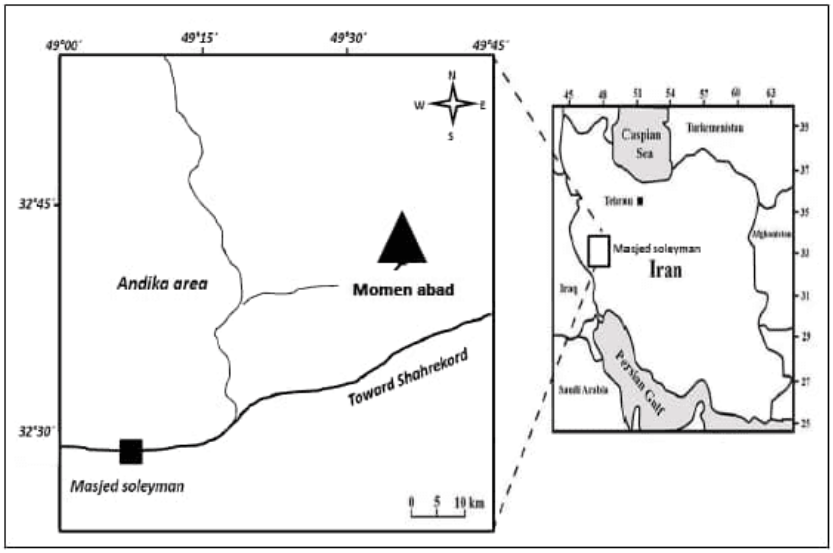
ضخامت سازند آسماری در برش مورد مطالعه ۳۲۰ متر بوده و بر اساس تغییرات سنگ شناسی به ۱۷ واحد سنگ چینه‌ای مجزا قابل تفکیک است. سکانس رسوبی مورد نظر یک توالی کربناته است و مرز زیرین آن با رسوبات منتسب به سازند پابده به صورت ناپیوستگی همشیب و مرز بالایی آن با رسوبات تبخیری سازند گچساران از نوع ناپیوستگس فرسایشی است. بر اساس مطالعات دقیق فسیل شناسی تعداد ۱۸ جنس و ۱۸ گونه روزندار بنتیک و ۲ جنس جلبک آهکی به همراه شماری غیر روزندار شناسایی گردید. سه زون تجمعی شامل زون یک (روپلین- شاتین)، زون دوم (آکی‌تانین)، زون سوم (بوردیگالین) در این برش شناسایی گردید. بر اساس مشاهدات صحرایی و تجزیه و تحلیل سنگ شناسی هشت نوع ریز رخساره بر اساس بافت رسوبی، تجزیه و تحلیل سنگ شناسی و محتویات زیستی شناسایی گردید. این ریزرخساره‌ها در سازند آسماری بر روی یک رمپ کربناته نهشته شده‌اند که در آن کمربندهای رخساره‌ای مربوط به رمپ درونی و رمپ میانی قابل شناسایی می‌باشد.

کلمات کلیدی: زیست چینه نگاری ، محیط رسوبی، آسماری ، مسجدسلیمان

۱- مقدمه

سازند آسماری به سن الیگومیوسن مهمترین توالی‌های تولیدکننده نفت در جنوب غرب ایران است. از مطالعات مقدماتی بر روی سازند آسماری می‌توان به کارهای بوسک و مایو (Busk and Mayo, 1918)؛ ریچاردسون (Richardson, 1924)؛ لیس و ریچاردسون (Lees and Richardson, 1924) و توماس (Thomas, 1948) اشاره نمود که توسط مطالعات بیواستراتیگرافی و محیط رسوبی این سازند در سال‌های بعد توسط (Wynd, 1965؛ James and Wynd, 1965؛ Adams and Bourgeois, 1967؛ Kalantari, 1968؛ Seyrafian et al., 1996,2011؛ Vaziri-Moghaddam et al., 2006, 2010؛ Amirshahkarami et al., 2007a,b؛ Amirshahkarami, 2012) در مقاطع مختلف رخنمونی آن در حوضه زاگرس دنبال گردید. سازند آسماری در مناطق فارس داخلی، ساحلی، فروافتادگی دزفول و لرستان رخنمون دارد که در ناحیه فروافتادگی دزفول دارای حداکثر گسترش است و از سمت شمال غربی تا خاک عراق تداوم دارد و از جنوب شاید تا عمان نیز دیده شود. این سازند از نظر سنگ شناسی بطور عمده کربناته است و شامل آهک، آهک دولومیتی و آهک‌های رسی و شیل است اما در نواحی جنوبی فروافتادگی دزفول دارای بخش ماسه سنگی اهواز و در شمال غربی فروافتادگی دزفول و جنوب غرب لرستان دارای بخش کلهر است. از نظر سنی سازند آسماری از الیگوسن شروع شده و تا بوردیگالین در میوسن زیرین ادامه می‌یابد. در برش نمونه این سازند در گل ترش کوه آسماری حد زیرین آن با سازند پابده و حد بالایی آن با سازند گچساران به صورت همساز در نظر گرفته شده است. سازند آسماری از نظر سنگواره‌ها و سن به سه

قسمت آسماری پائینی، میانی و بالایی تقسیم می شود (Thomas, 1948). در شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه نشان داده شده است.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

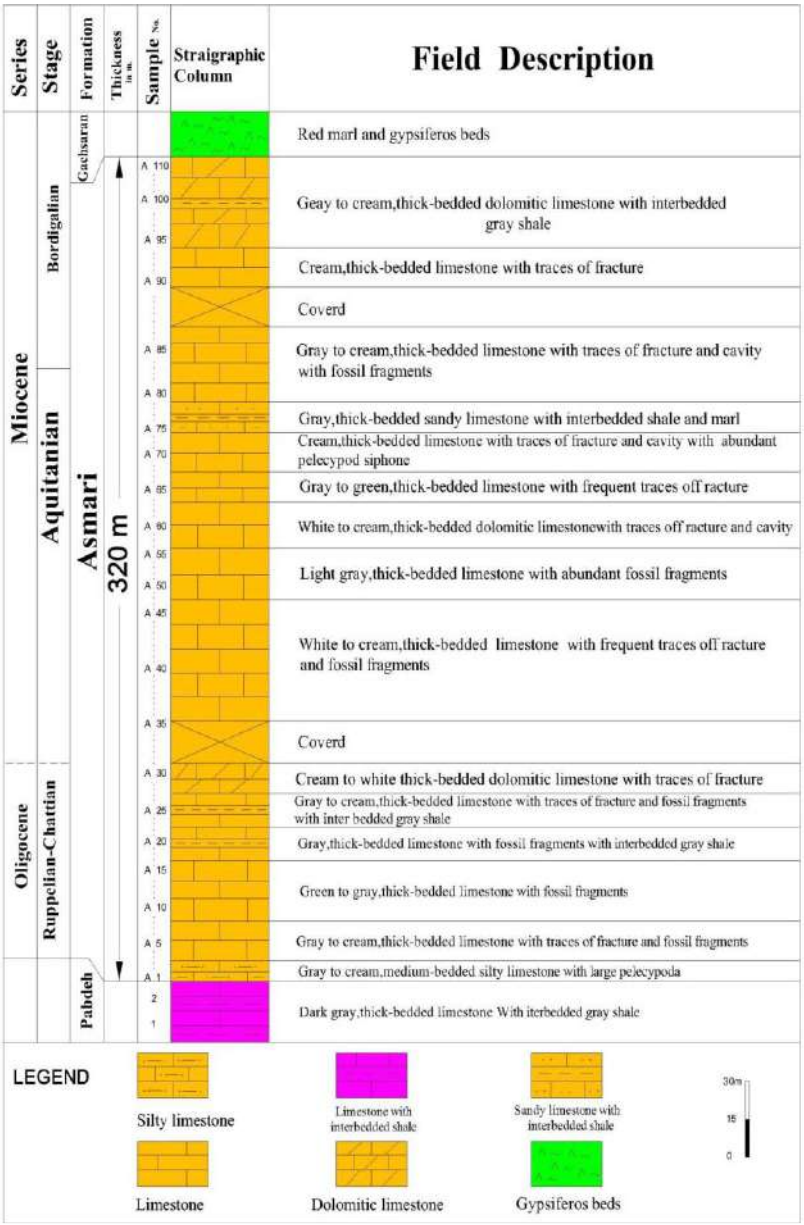
در برش مورد مطالعه مرز زیرین سازند آسماری با شیل و مارن‌های پابده به صورت ناپیوستگی همشیب و مرز بالایی آن با تبخیری‌های سازند گچساران به صورت ناپیوستگی فرسایشی است (شکل ۲ الف و ب).

شکل ۲- الف: نمایی از سازند آسماری در برش مورد مطالعه. الف: مرز بالایی سازند آسماری با سازند گچساران. ب: مرز زیرین سازند آسماری با سازند پابده

۲- روش مطالعه

در این پژوهش پس از بازدیدهای متعدد صحرایی و مطالعه نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان مسجد سلیمان یک برش سطح‌الارضی مناسب از سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه انتخاب شد. این برش به گونه‌ای انتخاب شده است که دارای بیشترین ضخامت، بیشترین تغییرات سنگ‌شناسی، راه دسترسی آسان و کمترین پوشیدگی باشد. از این برش ۲۵۰ نمونه سنگی انتخاب و از تمام آن‌ها مقطع نازک

میکروسکوپی تهیه شده است. سنگ‌های کربناته به روش دانهام (۱۹۶۲) و تفسیر رخساره‌ها و محیط رسوبی بر اساس فلوگل (۲۰۱۰) و ویلسون (۱۹۷۵) صورت گرفته است. برای شناسایی جنس و گونه‌های مختلف و انجام مطالعات زیست چینه‌نگاری از منابعی مانند پرک‌نیلسون(۱۹۸۵)، و زون‌بندی‌های موجود از جمله (Loeblich and Tappan, 1988)، و (Mehrnush and partoazar,1977) استفاده شده است.

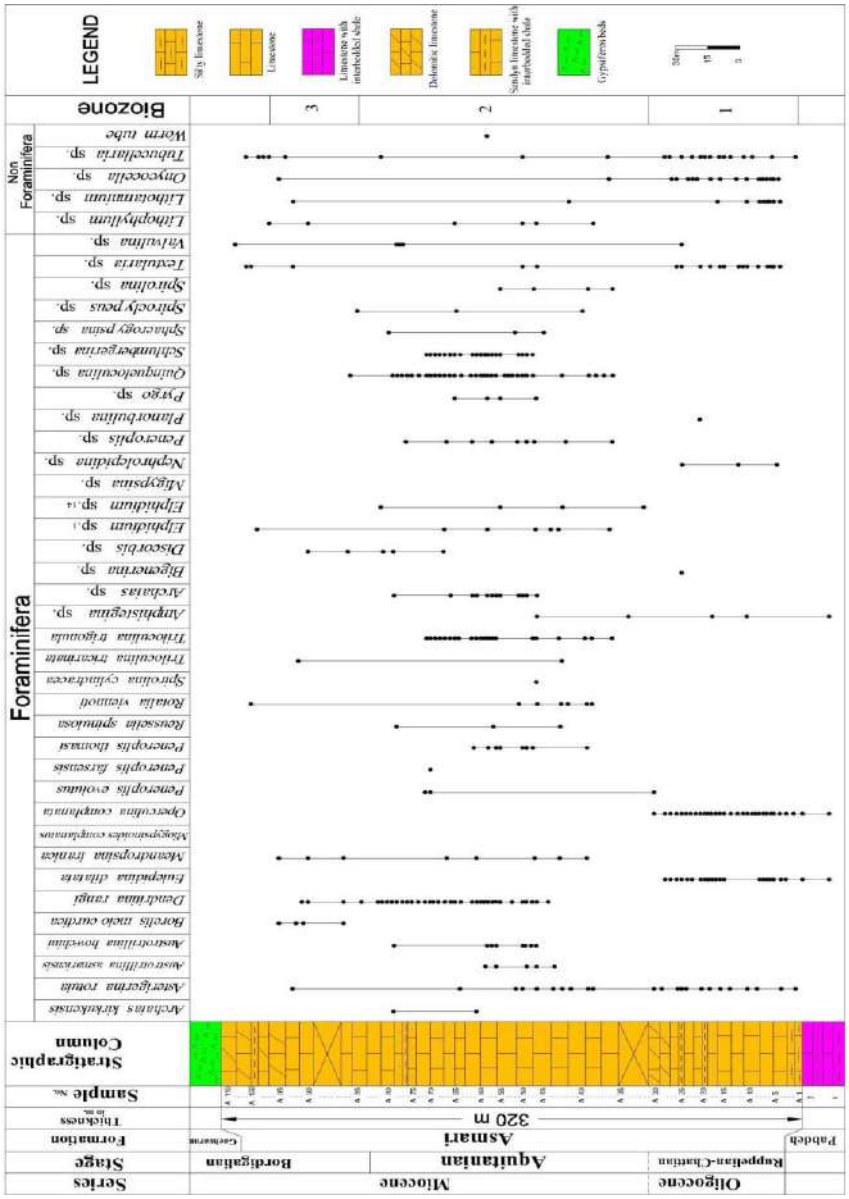


شکل ۲- ب: ستون سنگ‌چینه‌ای سازند آسماری در برش مورد مطالعه

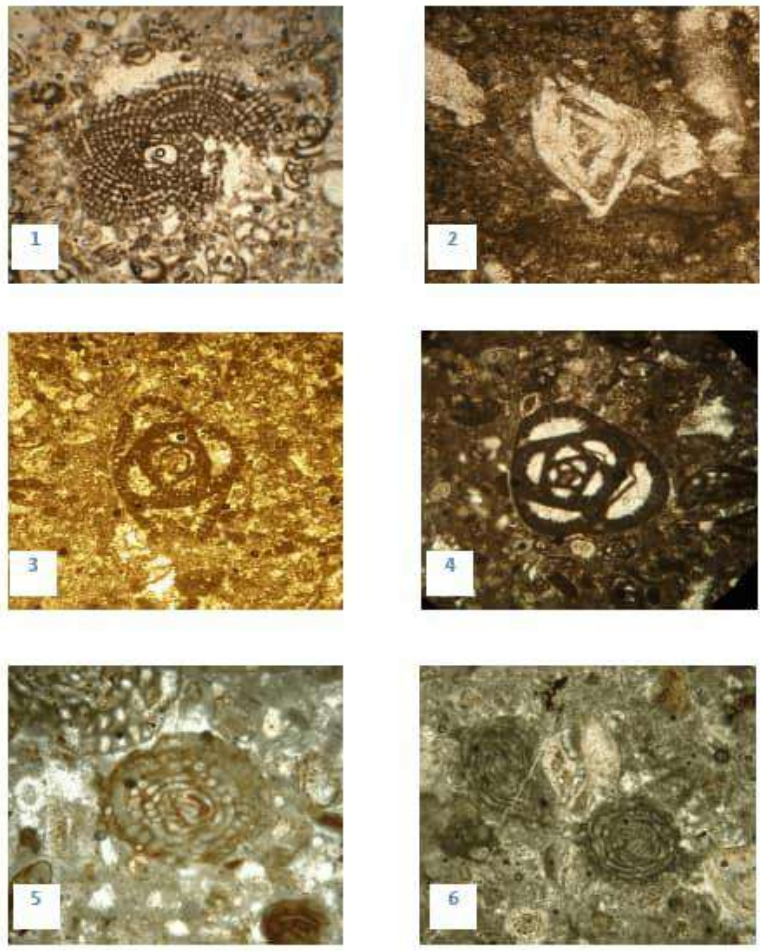
۳- بحث

زیست‌چینه‌نگاری برش مورد مطالعه

بر اساس مطالعات دقیق فسیل‌شناسی تعداد ۱۸ جنس و ۱۸ گونه روزندار بنتیک و ۲ جنس جلبک‌آهکی به همراه شماری غیر روزندار شناسایی گردید. سه زون تجمعی شامل زون یک (روپلین- شاتین)، زون دوم (آکی‌تانین)، زون سوم (بوردیگالین) در این برش شناسایی گردید (شکل ۳ و ۴).



شکل ۳: ستون زیست‌چینه‌ای سازند آسماری در برش اندیکا (مسجد سلیمان)



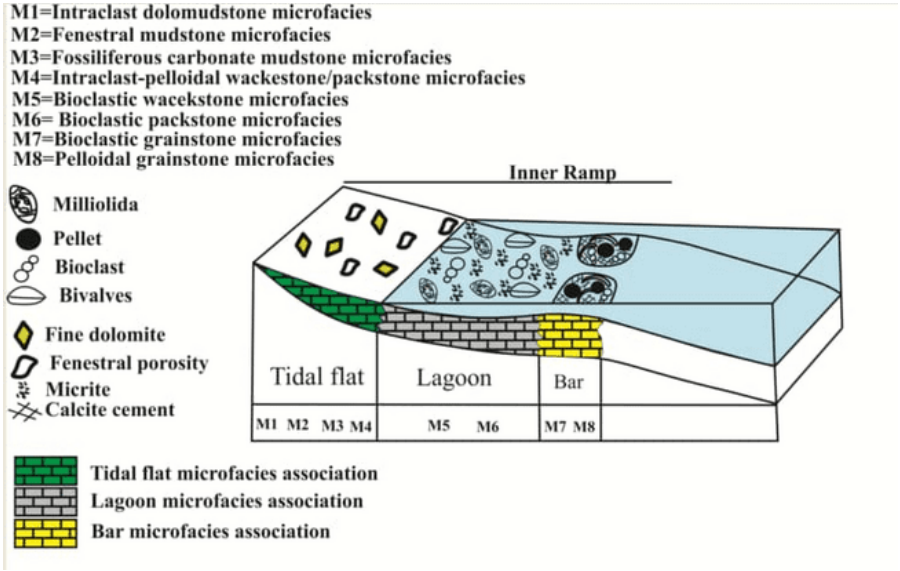
شکل ۴: شماری از ریزسنگواره‌های سناسایی شده در برش مورد مطالعه.

1- Archaias kirkukensis, X100, Miocene (Aquitanian)
2- Asterigerina rotula, X100, Oligocene (Ruppelian) – Miocene (Bordigalian)
3- Austrotrilina asmariensis, X100, Miocene (Aquitanian)
4- Austrotrilina howchini, X100, Miocene (Aquitanian)
5- Borelis melo curdica, X100, Miocene (Bordigalian)
6- Borelis melo curdica, X40, Miocene (Bordigalian)

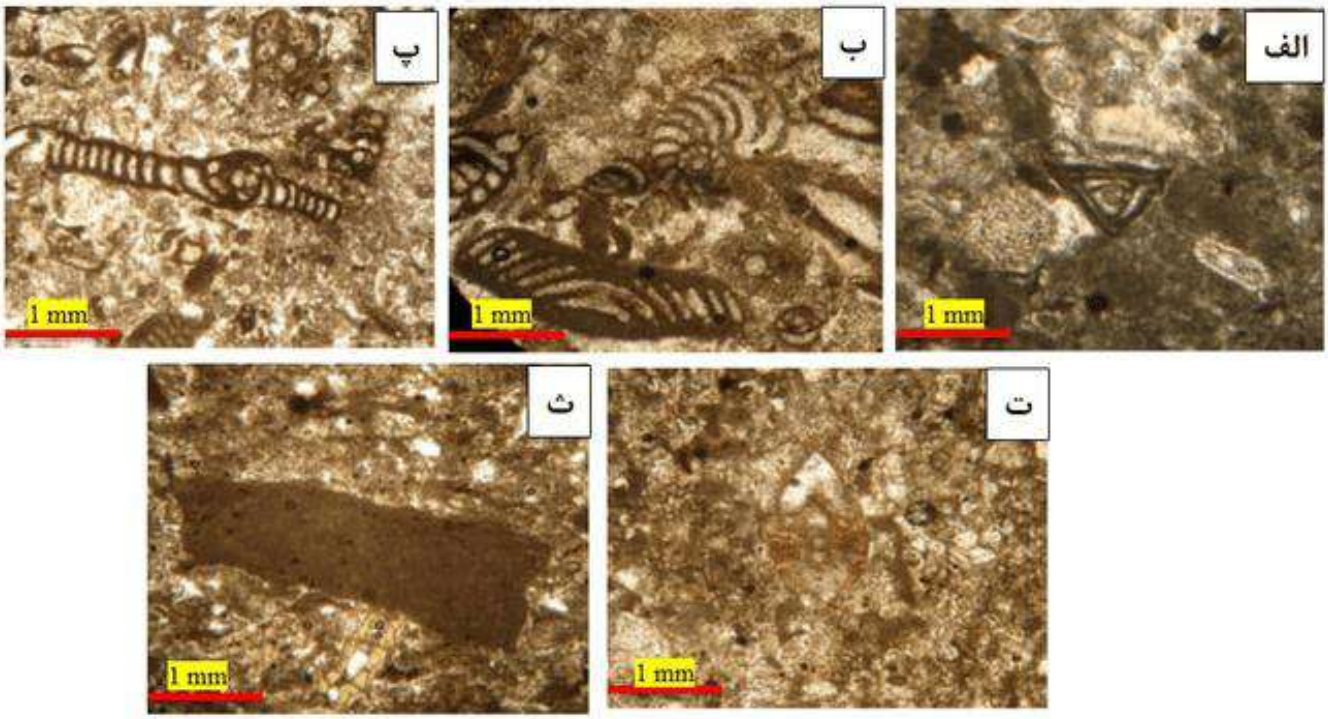
ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

از نظر محیطی، وجود فرامینیفرهای بزرگ مبین وجود اقلیم گرم در سرتاسر رسوب گذاری این سازند است. این گونه فرامینیفرها وابستگی زیادی به نور، شوری، حرارت، بستر زیست و آشفتگی جریان آب دارند(Murray, 1991). بنابراین خود یک شاخص خوب در بازسازی محیطی توالی‌های پلاتفرم کربناته هستند (Geel, 200). فرامینیفرهای بزرگ نظیر نومولیتیدس و لپیدوسیکلینیدس به شوری نرمال آب دریا وابسته هستند (Hallock & Glenn, 1986). تجزیه و تحلیل ساختاری و ترکیبی سازند آسماری نشان می‌دهد که کربنات‌های این سازند توسط جلبک‌های قرمز، فرامینیفرهای کوچک (روتالیدس و میلیولیدس) و فرامینیفرهای بزرگ بنتیک پدید آمده است. چنین اجزای اسکلتی در سیستم

کربناته اولیگوسن- میوسن زاگرس بسیار فراوان یافت شده و بیانگر محیط رسوبی گرم می‌باشند (Seyrafian etal.,2011). مطالعات جدید که توسط (Halfar etal., 2004) صورت گرفته است نشان می‌دهد که فرامینیفرهای بزرگ بنتیک نظیر (*Borelis, Archaias, Peneroplis, Nummulitides, Lepidocyclinides*) در بسیاری از پلت فرم‌ها با شرایط آب و هوایی معتدل و آب‌های نیمه گرم پدید آمده‌اند. در پلت فرم کربناته‌ای که سازند آسماری در آن شکل گرفته است. مرجان‌ها در قالب و چهارچوب ریف تشکیل نشده‌اند (ریف ساز نبوده‌اند) از طرفی طبق گفته (Pomamar, 2001) تا میوسن پسین در شرایط آب و هوایی مدیترانه‌ای در ساختار ریف‌ها شرکت نداشته و در بخش زیرین- میانی منطقه نفوذ نور زندگی می‌کرده‌اند، از این‌رو مجموعه‌های جانوری سازند آسماری به بوم شناسی دیرینه مرجانهای جانور مانند مربوط بوده است. نبود موجودات ریف ساز در سازند آسماری مبین پلت فرم حاشیه شیب‌دار است(Steep-Margined platfrm) که کربناتهای سازند آسماری روی آن تشکیل شده‌اند(Flügel.2004). مشخصات رسوب شناسی و دیرینه شناسی رسوبات سازند آسماری در مقطع مورد مطالعه نهشته شدن در یک محیط رمپ کربناته(Tucker &Wright, 1990 ؛Read, 1982)را نشان می‌دهد(شکل ۵ و ۶). رخساره های رمپ بیرونی در مقطع مورد مطالعه وجود ندارد. موقعیت رمپ میانی با حضور روزنبران کف زی بزرگ و بیضوی نظیر *Miogypsina* و با ریز رخساره های شماره ۱ و ۲ مشخص می‌گردد و این رخساره‌ها معرف رمپ میانی نزدیک است (Proximal middle ramp). در برش مورد مطالعه، رسوبات مربوط به رمپ میانی دور (Distal middle ramp) که با حضور روزنبران منفذدار با پوسته های بزرگ و پهن (نظیر Nummulitids و Lepidocyclinids) مشخص می‌شوند، وجود ندارند. تغییر از رسوبات رمپ میانی نزدیک به رمپ میانی دور با تبدیل شکل پوسته های روزنبران بزرگ منفذدار از فرم مسطح به فرم بیضوی شکل و همچنین فراوانی قطعات مرجان و جلبک قرمز و شولهای االیتیک و بیوکلاستیک قابل شناسایی می‌باشد (Barattolo, Bassi & Romero, 2007؛ Hallock & Glenn 1986) در ریز رخساره بایوکلاستیک پکستون-گرینستون دانه های اسکلتی عمدتا از فونای دریای باز که در مجاورت حاشیه پلتفرم زندگی می‌کنند منشاء گرفته اند. موقعیت رمپ داخلی در برش مطالعه شده با ریز رخساره های لاگون مشخص می‌گردد. محیط لاگون به دلیل محصور بودن در پشت سد بایوکلاستی، دارای انرژی کم وچرخش محدود آب می باشد. از ویژگی های مشترک رخساره های لاگونی، تنوع کم فونای اسکلتی و حضور روزنبران با پوسته پورسلانوز (بی منفذ) می‌باشد. رسوبگذاری سازند آسماری در برش اندیکا (شمال خاوری مسجد سلیمان) با رخساره های مربوط به یک رمپ میانی شروع شده و با کاهش عمق تبدیل به نهشته های رمپ داخلی شده است.



شکل ۵: توزیع ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در برش مورد مطالعه



شکل ۶: توزیع برخی از ریزرخساره‌ها در برش مورد مطالعه. الف: وکستون بایوکلستی. ب: پکستون بایوکلستی. پ: گرینستون بایوکلستی. ت: مادستون فسیل‌دار. ث: وکستون اینتراکلست‌دار

وجود شواهدی نظیر فراوانی روزن‌داران بنتیک بدون منفذ با پوسته پورسلانوز در بافتی از وکستون تا پکستون، جلبک‌های قرمز، دانه‌های کوارتز تخریبی در اندازه سیلت، جورشدگی ضعیف تا متوسط رسوبات و بافت گل پشتیبان، محیط رسوبی نهشته‌های سازند آسماری در برش چینه-شناسی اندیکا یک رمپ کربناته از نوع هم‌شیب در نظر گرفته می‌شود. با توجه به انرژی محیط و فراوانی اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی، محیط‌های رسوبی تشخیص داده شده بر روی این رمپ کربناته محیط سبخا، پهنه جزر و مدی، لاگون و سد می‌باشند که در بخش محدود شده (رمپ داخلی) رسوب‌گذاری نموده‌اند

۴- نتیجه گیری: بر اساس مطالعات دقیق فسیل شناسی تعداد ۱۸ جنس و ۱۸ گونه روزندار بنتیک و ۲ جنس جلبک آهکی به همراه شماری غیر روزندار شناسایی گردید. سه زون تجمعی شامل زون یک (روپلین- شاتین)، زون دوم (آکی‌تانین)، زون سوم (بوردیگالین) در این برش شناسایی گردید. بر اساس مشاهدات صحرایی و تجزیه و تحلیل سنگ شناسی هشت نوع ریز رخساره بر اساس بافت رسوبی، تجزیه و تحلیل سنگ شناسی و نوع فونای موجود در آن‌ها در سازند آسماری شناسایی گردید که این نهشته‌ها بر روی یک رمپ کربناته تشکیل شده اند که در آن کمربندهای رخساره‌ای مربوط به رمپ درونی و رمپ میانی قابل شناسایی می‌باشد.

۵- منابع

Busk, H.G., Mayo, H.T., 1918. Some notes on the geology of the Persian oilfields, Journal Institute Petroleum Technology, 5, 5–26.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: Ham, W.E. (ed.), Classification of Carbonate Rocks- A Symposium, Tulsa, Okla., Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 1, 108-121.

Flügel, E., 2004. Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application, Berlin, Springer-Verlag, 976 pp.

Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, analysis, interpretation and Application, 2nd Edition, Berlin, Springer-Verlag, 984 p.

Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of Paloogene deposits in southeastern Spain. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 155: 211–238.

James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49(12), 2182-2245.

Loeblich,A.R., & Tappan,H., 1988. Foraminiferal Genera and thire classification.,Van Nostrand Reinhold Company, New york.970 p.

Pomar, L., Hallock, P., 2007. Changes in coral-reef structure through the Miocene in the Mediterranean province, Adaptive vs. environmental influence: Geology, 35, 899-902.

Richardson, R.K., 1924. The geology and oil measures of southwest Persia: Jounal Institute Petroleum Technology, 10, 256-283.

Seyrafian , A., Hamedani, A., 1998. Microfacies and depositional environments of upper Asmari Formation (Burdigalian)North-Centeral Zagros Basin, Iran. jb. Geol. palaont. Abh. Report No. 3,164-167. Stuttgart.

Thomas, A.N., 1948. The Asmari Limestone of Southwest Iran, AIOC Report No.705 (Unpub).

Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., and Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali Area, Facies, 52(1),41-51.

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

Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian consortium agreement area, Iranian Oil Offshore Company Report 1082, unpublished.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

ارتباط بین بافت‌های پتروگرافی و ترکیب ژئوشیمیایی دولومیت‌های سازند شهبازان، نشانه‌ای از تغییرات محیطی و دیاژنتیکی

کبری میربیک سبزواری*[۱]، مصطفی صداقت‌نیا [۲]

۱- گروه زمین شناسی، واحد خرم آباد ، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

۲- دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، کارشناس آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان

*Email: k.mirbeiksabzevari@iau.ac.ir

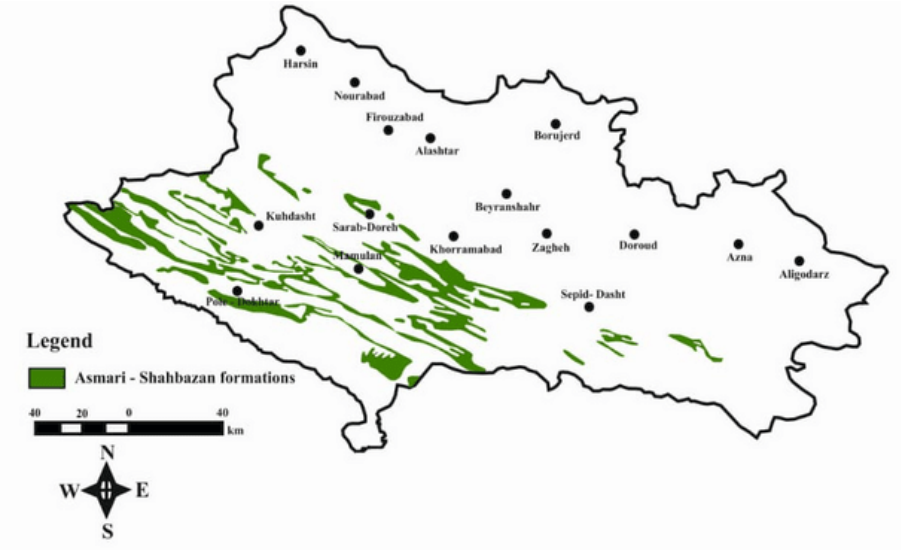
چکیده

سازند شهبازان در پهنه رسوبی لرستان، یکی از واحدهای کربناته شاخص زون زاگرس است که بخش قابل توجهی از آن را سنگ‌های دولومیتی و آهکی تشکیل می‌دهد. مطالعه پتروگرافی و ژئوشیمی این دولومیت‌ها نشان می‌دهد که فرایند دولومیتی شدن در این سازند تحت تأثیر چند مرحله دیاژنتیک مختلف، از زمان رسوب‌گذاری تا پس از رسوب‌گذاری شکل گرفته است. بررسی‌های میکروسکوپی حاکی از وجود دولومیت‌های ریزبلور تا درشت‌بلور با بافت‌های تعدیل شده‌ای است که نشان‌دهنده تداوم تحول در محیط‌هایی از دولومیتی شدن زودرس تا دیررس در حضور سیالات با ترکیب متفاوت می‌باشد. از دیدگاه ژئوشیمیایی، تغییرات در عناصر اصلی و فرعی (مانند Sr، Fe، Mn،Na و Mg) نشان‌دهنده تأثیر ترکیب متفاوت آب دریا و سیالات دولومیتی کننده با منشأهای متفاوت برای این سازند است. این داده‌ها بیانگر آن هستند که بخش عمده‌ی دولومیت‌های سازند شهبازان در شرایط نیمه‌باز تا بسته دیاژنتیکی تشکیل شده‌اند و در برخی بخش‌ها حضور دولومیت‌های کریستالی درشت بلورتر و آهن‌دار ناشی از نفوذ سیالات دولومیتی کننده در طی دیاژنز تدفینی عمیق‌تر بوده است. به طور کلی دولومیت ریزبلور سازند شهبازان تمرکز بالایی از عناصر Sr و Mg دارند و این درحالی است که دولومیت‌های درشت‌بلور آن تمرکز بیشتری از عناصر Fe و Mn دارند.

کلمات کلیدی: ژئوشیمی، شهبازان، دولومیت، لرستان، زاگرس.

۱- مقدمه

سازند **شهبازان** یکی از واحدهای چینه‌ای شاخص در زون رسوبی لرستان (زاگرس چین‌خورده و مرتفع) است. این سازند عمدتاً در نیمه غربی و جنوبی حوضه‌ی رسوبی لرستان گسترش یافته و در بسیاری از برش‌های سطحی با ضخامت‌های متغیر دیده می‌شود (شکل ۱). پهنه رسوبی لرستان از نظر زمین‌ساختی بخشی از زون رسوبی زاگرس به‌شمار می‌رود که در دوران مزوزوئیک تا سنوزوئیک محیطی دریایی کم‌عمق داشته است. سازند شهبازان در این پهنه در بردارنده ذخیره‌ای از داده‌های رسوبی و دیاژنتیکی است که نشان‌دهنده تغییر محیط رسوبی از دریایی باز به محیط نیمه‌محصور و سپس گذار به فازهای قاره‌ای است. بخش عمده‌ای از سنگ‌شناسی سازند شهبازان را دولومیت‌ها تشکیل می‌دهند. این دولومیت‌ها حاصل چندین مرحله فرآیند دولومیتی شدن هستند و بررسی آن‌ها از دیدگاه پتروگرافی و ژئوشیمی، برای شناخت شرایط دیاژنتیک، سیالات مؤثر، و کیفیت مخزنی این سازند اهمیت فراوان دارد.



شکل ۱-گسترش سازند شهبازان در پهنه‌ی رسوبی لرستان (اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور با اندکی تغییرات)

۲- روش مطالعه

این تحقیق با هدف تعیین ماهیت، مراحل و تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی بر دولومیت‌های سازند شهبازان در پهنه رسوبی لرستان انجام شده است. روش مطالعه در سه بخش اصلی شامل نمونه‌برداری، مطالعات پتروگرافی و آنالیزهای ژئوشیمیایی صورت گرفته است. سه برش چینه‌شناسی در حوضه‌ی رسوبی لرستان انتخاب و مورد نمونه‌برداری قرار گرفته است (برش تاقدیس خرم‌آباد، برش تاقدیس معمولان، برش تاقدیس سرکان). جهت مطالعات پتروگرافی بر روی دولومیت‌ها در مجموع ۱۲۱ مقطع نازک انتخاب و مورد عکسبرداری توسط میکروسکوپ نوری قرار گرفته است. تعداد ۱۸ نمونه آنالیز XRF و ICP-MS جهت بررسی تمرکز عناصراصلی و فرعی انجام گرفته است (نمونه‌ها در شرکت زر آزما مورد آنالیز قرار گرفته‌اند). جهت تشخیص کانی کلسیت از دولومیت و دولومیت‌های آهن‌دار از تکنیک رنگ‌آمیزی به روش دیکسون (Dickson, 1965) استفاده شده است.

۳- بحث

پتروگرافی دولومیت‌های سازند شهبازان

مطالعات پتروگرافی بر روی دولومیت‌های سازند شهبازان منجر به شناسایی چهار نوع از این دولومیت ها گردید.

دولومیت نوع اول یا دولومیکرایت‌ها (دولومیت‌های خیلی ریز بلور)

این نوع از دولومیت‌ها با بافت موزائیکی و اغلب بی شکل در اندازه های بین ۴ تا ۱۰ میکرون در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید (شکل ۲). این نوع دولومیت‌ها احتمالاً همزمان با رسوبگذاری یا در مراحل اولیه دیاژنز در محیط بالای جزر و مدی یا بین جزر و مدی تشکیل شده است. (Gregg and Sibley, 1984; Veizer et al., 1987; Humphrey, 1988; Gregg and Shelton, 1990; Adabi and Rao, 1996; Adabi, 2009; Hu et al., 2010; Hou et al., 2016; Ying et al., 2017; Shunli et al., 2018)

دولومیت نوع دوم یا دولومیکرواسپارایت (دولومیت‌های متوسط بلور)

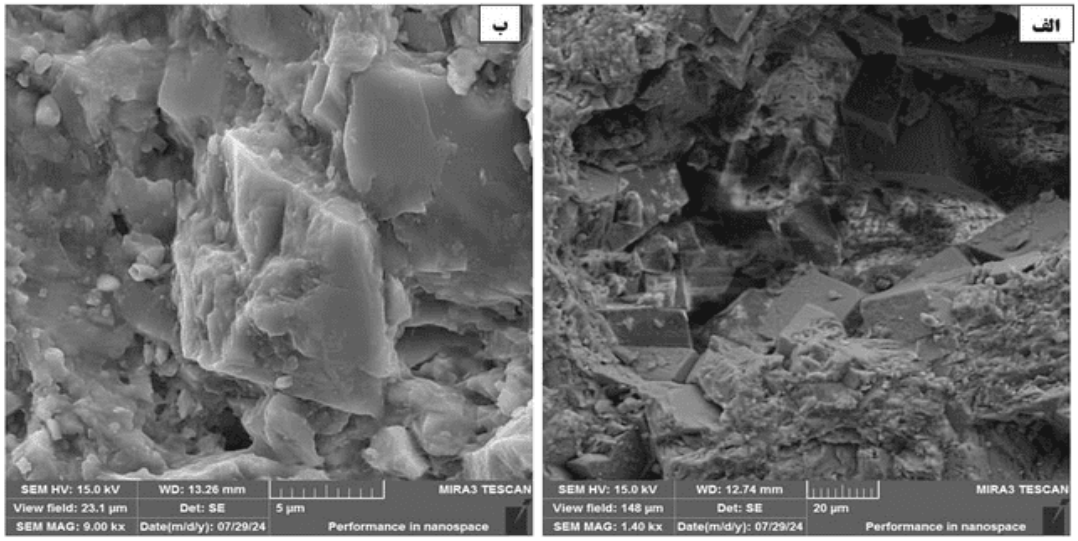
دولومیت‌های متوسط بلور بصورت شکل دار تا نیمه شکل دار در اندازه های بین ۱۰ تا ۲۰ میکرون در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید. این نوع از دولومیت‌ها معادل فابریک Idiotopic – P گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) و دولومیت‌های Planar –P مازالو (۱۹۹۲) می باشد (Adabi, 2009)

دولومیت نوع سوم یا دولواسپارایت (دولومیت‌های درشت بلور)

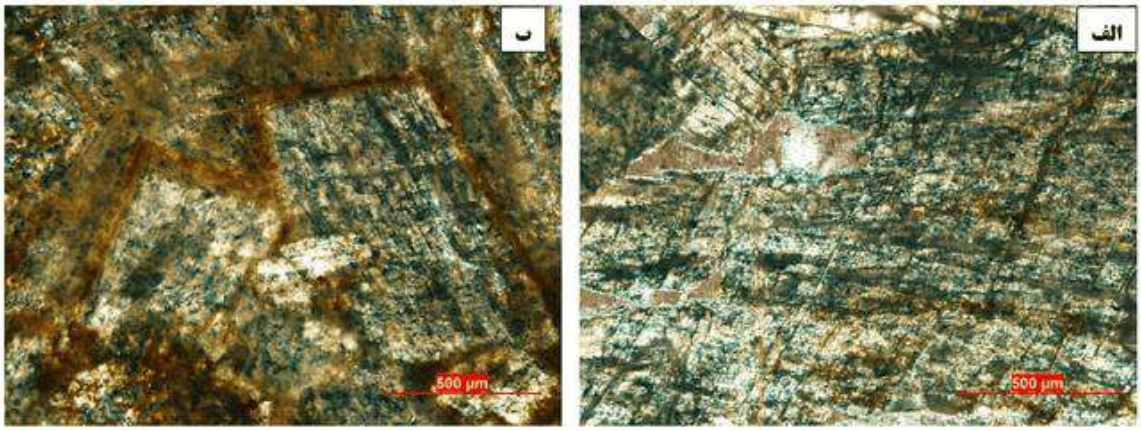
این نوع از دولومیت‌ها به صورت موزائیک‌های نیمه شکل‌دار و شکل‌دار و در اندازه های بین ۲۰ تا ۲۰۰ میکرون و به طور میانگین ۵۰ میکرون در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید. دولومیت‌های نوع سوم بیانگر جانشینی دیاژنتیکی سنگ آهک‌های قبلی و یا تبلور مجدد دولومیت‌های اولیه زیر دمای بحرانی(کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد) می باشند (Gregg and Sibley, 1984; Veizer et al., 1987; Humphrey, 1988; Gregg and Shelton, 1990; Adabi and Rao, 1996; Adabi, 2009; Hu et al., 2010; Hou et al., 2016; Ying et al., 2017; Shunli et al., 2018) این نوع از دولومیت‌ها در مقاطع مورد مطالعه از نوع آهن دار می‌باشند که توسط محلول فروسیانید پتاسیم رنگ آمیزی شده‌اند. وجود رنگ آبی فیروزه‌ای در این نوع از دولومیت‌ها حاکی از وجود آهن Fe در ترکیب آن‌ها می باشد (شکل ۳).

دولومیت نوع چهارم (دولومیت‌های بسیار درشت بلور) پر کننده فضای شکستگی‌ها و رگه‌ها

در مقاطع مورد مطالعه این نوع از دولومیت‌ها به صورت بی‌شکل، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار و در اندازه‌های چندین بلور (بزرگتر از ۲۰۰ میکرون) به صورت پر کننده شکستگی‌ها مشاهده گردید. این نوع از دولومیت‌ها حاصل مراحل آخر فرایندهای دیاژنتیکی می‌باشند و باعث کاهش تخلخل می‌شوند.



شکل ۲-دولومیت‌های ریزبلور (دولومیکرایت) شناسایی شده سازند شهبازان تحت میکروسکوپ الکترونی.



شکل ۳-دولومیت‌های درشت‌بلور آهن‌دار شناسایی شده سازند شهبازان. مقطع با آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم رنگ‌آمیزی شده است و رنگ آبی فیروزه‌ای دولومیت‌ها دلالت بر وجود آهن در ترکیب آن‌ها است.

ژئوشیمی دولومیت‌های سازند شهبازان

با شناسایی ترکیب عناصر کلسیم، منیزیم، سدیم، استرانسیم، منگنز و آهن در دولومیت‌ها می‌توان ترکیب سیال‌های دولومیت‌ساز را مشخص کرد (Gregg and Sibley, 1984; Veizer et al., 1987; Humphrey, 1988; Gregg and Shelton, 1990; Adabi and Rao, 1996; Adabi, 2009; Hu et al., 2010; Hou et al., 2016; Ying et al., 2017; Shunli et al., 2018) عناصر فرعی به دلیل حساسیت بالا به ترکیب شیمیایی و دمای سیال، نقش حیاتی در تفکیک مراحل دیاژنتیکی دارند (جدول ۱). میانگین تمرکز عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌های سازند شهبازان در برش‌هایی از حوضه‌ی رسوبی لرستان در جدول ۲ ذکر شده است.

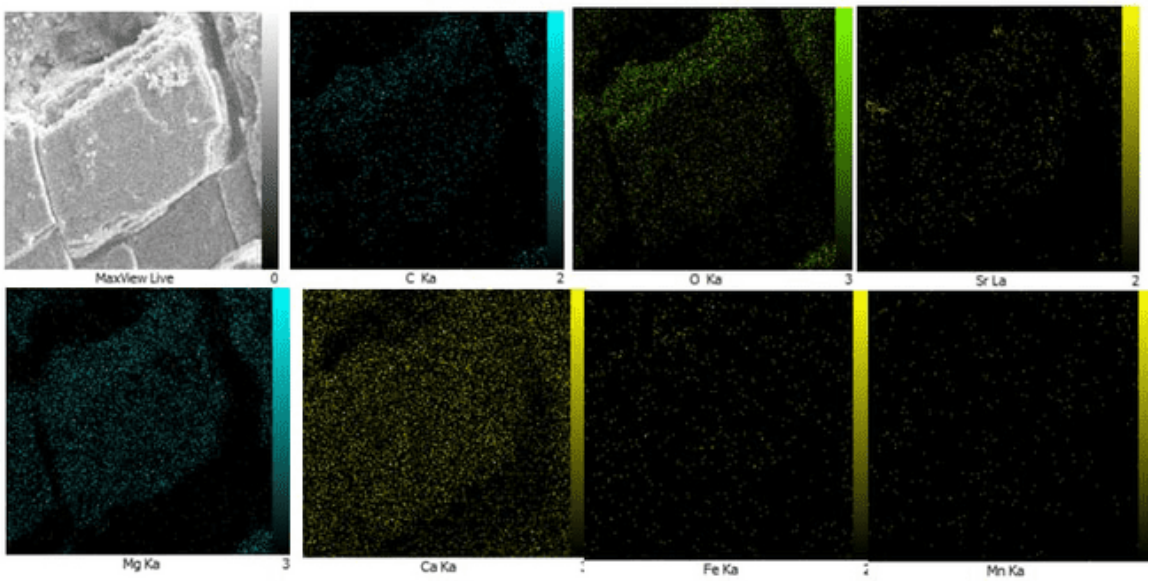
جدول ۱: ارتباط بافتی بین بلورهای دولومیت و تمرکز عناصر اصلی و فرعی در آن‌ها

عناصر	بافت مرتبط	تفسیر ژئوشیمیایی
منیزیم (Mg)	ریزبلور (زودرس)	تمرکز بالای Mg در دولومیت‌های ریزبلور نشان‌دهنده تأثیر سیالات دریایی در زمان بالا آمدگی یا پمپاژ آب به مناطق جزر و مدی و هسته‌زایی فراوان در دولومیت‌های ریزبلور می‌باشد.
استرانسیم (Sr)	ریزبلور (زودرس)	Sr به‌راحتی جایگزین Ca در دمای پایین می‌شود. تمرکز بالای Sr در دولومیت‌های ریزبلور نشان‌دهنده تبلور در نزدیکی سطح و در محیط‌های دریایی با غلظت Sr بالا است.
آهن (Fe) و منگنز (Mn)	درشت‌بلور (دیررس)	Fe^{+2} و Mn^{+2} به‌راحتی در شرایط کاهشی و در دماهای بالاتر (محیط‌های تدفینی یا هیدروترمال) جایگزین Mg^{+2} می‌شوند. افزایش Fe و Mn در بلورهای بزرگ، سیال دیاژنتیکی را به سمت سیالات گرم‌عمقی (Basin Fluids) یا سیالات دارای منشأ آواری (مثل شیل‌های مجاور) هدایت می‌کند.
سدیم (Na) و پتاسیم (K)	هر دو بافت (به‌ویژه زودرس)	حضور Na و K در مقادیر جزئی، اغلب نشان‌دهنده باقی‌مانده‌های سیال شور یا آب دریا در مراحل اولیه است که به‌طور کامل تصفیه نشده‌اند.

جدول ۲: میانگین توزیع عناصر اصلی و فرعی در انواع دولومیت‌های برش مورد مطالعه (مقادیر برحسب درصد وزنی)

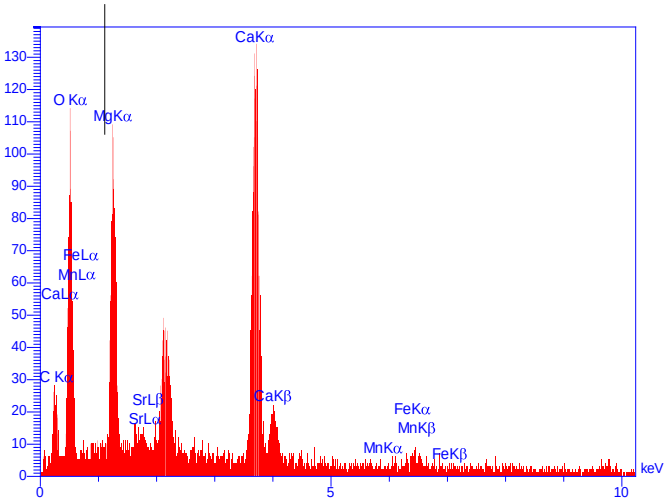
Dolomite type	Sample.No	C (%)	O (%)	Ca (%)	Mg (%)	Fe (%)	Na (%)	Sr (%)	Mg/Ca (%)
Dolosparite	Average	30.1	34.73	21.22	10.05	1.68	0.98	0.78	**0.47**
	Max	47.5	44	22.6	10.8	4.5	1.4	1.8	**0.52**
	Min	19.7	16.5	20.4	9.5	0.5	0.4	0.1	**0.45**
Dolomicrosparite	Average	25.45	38.77	21.50	10.92	0.98	0.53	1.23	**0.51**
	Max	31.6	46.8	23.5	11.8	1.9	0.9	2.1	**0.59**
	Min	19.5	33.6	20	10.2	0.1	0.05	0.4	**0.45**
Dolomicrite	Average	34.2	28.2	21.7	11.7	0.5	0.8	2.4	**0.54**
	Max	44.3	40.8	24.5	12.4	1.09	1.5	3.8	**0.61**
	Min	23	17.2	20.2	10.5	0.01	0.1	0.9	**0.49**

دولومیت‌های اولیه ریزبلور به دلیل داشتن شبکه بلوری با نظم کمتر (غیر استوکیومتری) دارای مقادیر بیشتری استرانسیم نسبت به دولومیت‌های درشت بلور حاصل از دیاژنز تاخیری هستند (شکل ۴ و ۵) (Veizer et al., 1987; Adabi and Rao, 1996; Adabi, 2009; Hu et al., 2010; Hou et al., 2016; Ying et al., 2017; Shunli et al., 2018) در دولومیت‌های نوع سوم (درشت بلور) مقدار استرانسیم به دلیل رسیدن به حالت ایده‌آل در شبکه بلوری کاهش یافته است (Adabi, 2009). توسعه فرآیند دولومیتی‌شده به طور کلی سبب کاهش میزان عنصر استرانسیم در شبکه بلورها می‌گردد (Hu et al., 2010). تمرکز بالای استرانسیم در دولومیکرایت‌ها می‌تواند به دلیل فرایندهای دیاژنزی باشد که بر روی پوسته های آراگونیتی برخی دوکفه‌ای‌ها، روزنداران بنتیک و برخی جلبک‌های سبز در نمونه‌های مورد مطالعه در نظر گرفته شود. به طور کلی دولومیت‌هایی که جایگزین آراگونیت می‌شوند نسبت به آن‌هایی که جانشین کلسیت می‌شوند مقدار Sr بالاتری دارند (Hu et al., 2010). مقادیر پایین عنصر استرانسیم می‌تواند به دلیل تبلور مجدد در طی دیاژنز تدفینی باشد (Veizer et al., 1987). دولومیکرایت‌ها دارای استرانسیم بیشتر و دولواسپارایت‌ها درای استرانسیم کمتری در شبکه بلوری خود هستند (شکل ۶). مطالعه عناصر استرانسیم و منیزیم در بلورهای دولومیت با اندازه‌های مختلف، یک رویکرد چندوجهی برای رمزگشایی تاریخچه پیچیده این کانی مهم در سیستم‌های زمین‌شناسی است و ابزاری حیاتی برای پترولوژیست‌ها و ژئوشیمیدان‌ها به شمار می‌رود (Veizer et al., 1987). نسبت Fe/Mn و همچنین نسبت Fe/Mg و Mn/Mg در دولومیت‌ها می‌تواند اطلاعاتی در مورد شرایط ژئوشیمیایی حاکم در زمان تشکیل (مانند پتانسیل ردوکس، pH، و غلظت یون‌ها در سیال) ارائه دهد (Adabi, 2009). محیط‌های با فعالیت بیولوژیکی بالا (که باعث احیا و آزاد شدن Fe و Mn می‌شود) یا حضور سیالات دیاژنتیکی غنی از این عناصر، غلظت آن‌ها را در دولومیت افزایش می‌دهد (Veizer et al., 1987). از آنجایی که مقادیر آهن و منیزیم در آب دریا بسیار پایین تر از آب درون سازندی است، یک محیط کاهشی برای آهن و منگنز با کلسیم و منیزیم در شبکه دلومیت به صورت جانشینی را مساعد می‌سازد (Adabi and Rao, 1996). در مقایسه با استرانسیم و سدیم، مقادیر آهن و منگنز در دلومیت‌های دیاژنتیکی بالاتر از دلومیت‌های اولیه است (Adabi and Rao, 1996).

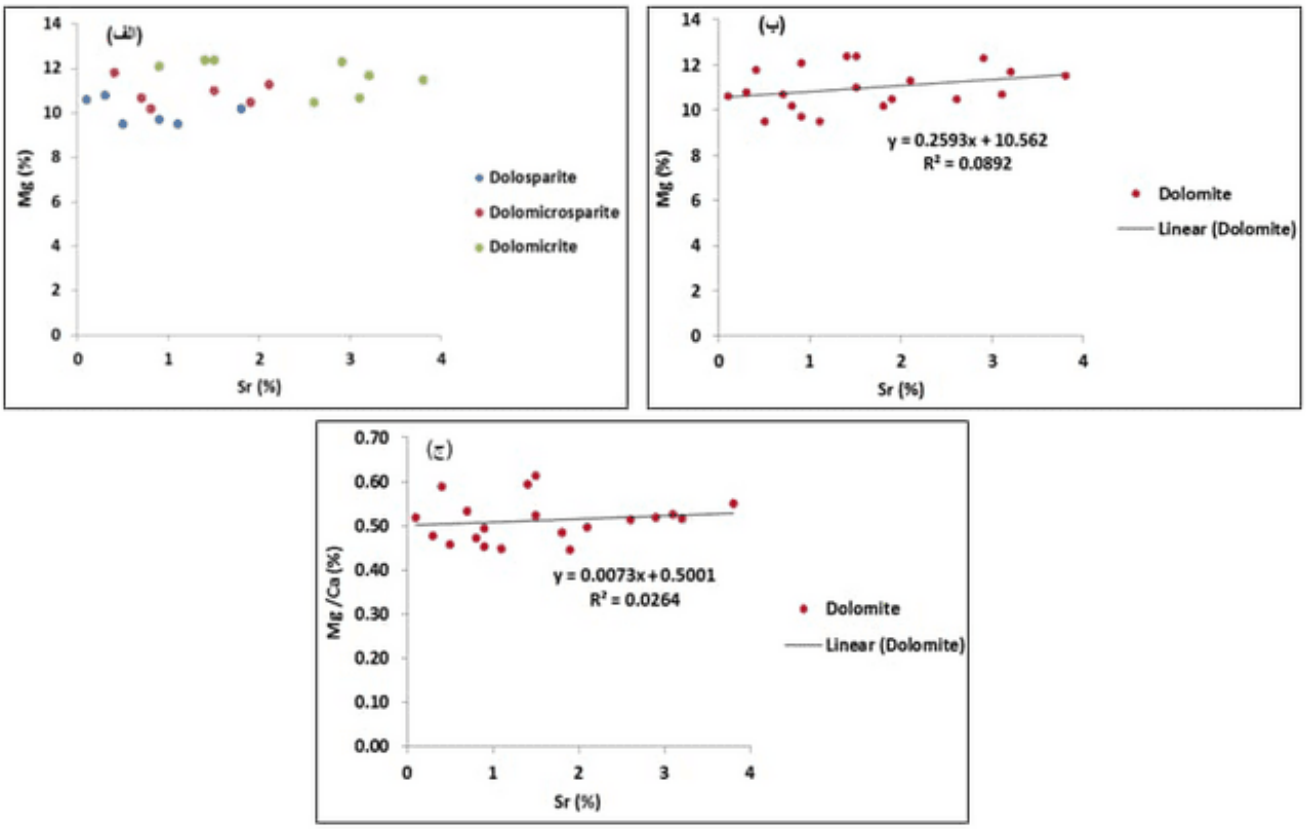


شکل ۴- نقشه رقومی شده دولومیت‌های ریزبلور سازند شهبازان با توزیع عناصر فرعی و اصلی در آن‌ها

تمرکز عنصر سدیم در بیشتر انواع مختلف دولومیت‌های مورد مطالعه نزدیک به یکدیگر است. این مقادیر بیش از میانگین دولومیت‌هایی است که در محیط دریایی عادی شکل می‌گیرند و به طور تیپیک ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی پی ام سدیم Na دارند (Veizer et al., 1987). تمرکز Na با افزایش مقادیر Mg افزایش می‌یابد که می‌تواند شاهدی برای غیراستوکیومتری بودن بلورهای دولومیت باشد. مقدار Na همانند Sr در دولومیت-های غیراستوکیومتری (فاقد نظم بلوری) بیشتر می‌باشد در نتیجه می‌توان گفت دولومیت‌های برش مورد مطالعه هنوز به نظم بلوری(استوکیومتری) نرسیده‌اند. تمرکز نسبتا بالای Na در انواع مختلف دولومیت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که احتمالا این نوع از دولومیت‌ها متاثر از شورابه‌های کف حوضه‌ای می‌باشند.



شکل ۵- طیف آنالیز EDX دولومیت‌های ریزبلور سازند شهبازان



شکل ۶- الف: رسم مقادیر Sr و Mg در انواع مختلف دولومیت‌های برش مورد مطالعه. تمرکز Sr در دولومیکرایت‌ها بیشتر از سایر دولومیت‌هاست. ب- رسم مقادیر Sr در برابر Mg در انواع مختلف دولومیت های برش موردمطالعه. ج- وجود همبستگی مثبت بین نسبت Mg/Ca و Sr (افزایش نسبت Mg/Ca به معنای افزایش مقدار Sr در دولومیت ها می باشد که می‌تواند به دلیل غیراستوکیومتری بودن بلورهای دولومیت باشد).

۴- نتیجه گیری

با توجه به مطالعات پتروگرافی و آنالیز عنصری بر روی انواع مختلف دولومیت‌های سازند شهبازان، یک ارتباط معنادار بین اندازه (بافت) بلورهای دولومیت و توزیع عناصر اصلی و فرعی در آن‌ها وجود دارد. دولومیت‌های مورد مطالعه در چندین رده ریزبلور تا درشت‌بلور قرار می‌گیرند به گونه‌ای که بلورهای ریزتر دولومیت دارای تمرکز بالایی از عنصر Sr و Mg و تمرکز پایین‌تری از Fe و Mn دارند. در برخی از دولومیت‌های ریزبلور تمرکز بالای عنصر آهن به دلیل وجود آهن آزاد در کنار بلورهای دولومیت به صورت فاز اکسید است نه به صورت عنصر در شبکه دولومیت‌ها. بلورهای درشت‌تر دولومیت (دولومیت‌های دیاژنزی) دارای تمرکز پایینی از عنصر Sr و Mg و تمرکز بالایی از Fe و Mn هستند که به دلیل قرار گرفتن در شرایط تدفینی و احیا می‌باشند. شواهد ژئوشیمیایی نشان داد که دولومیت‌های مورد مطالعه هنوز به نظم بلوری نرسیده‌اند که این موضوع را می‌توان با توجه به سن سازند شهبازان در این بخش از حوضه‌ی رسوبی زاگرس توجیه نمود.

۵- منابع

Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1996. Petrographic, element and isotopic criteria for Central Iran: Iranian Petroleum Institute, v. 15, p. 561- 574.

Adabi. M. H., 2009. Multistage dolomitization of upper Jurassic Muzduran Formation, Kopet-Dagh basin, N.E. Iran: Crab. Eva., v:24, p:16-32.

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

Gregg. J. M. and Shelton. K. L., 1990. Dolomitization and Dolomite Neomorphism in the Back Reef Facies of the Bonneterre and Davis Formations (Cambrian), Southeastern Missouri. Journal of Sedimentary Research., v: 60, p: 549-562.

Gregg, J.M. and Sibley, D.F., 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: Journal of Sedimentary Petrology, v. 54, p. 908- 931.

Hou, Y., Azmy, K., Berra, F., Jadoul, F., Blamey, N.J.F., Gleeson, S.A. and Brand, U., 2016. Origin of the Breno and Esino dolomites in the western southern Alps (Italy): implications for a volcanic influence: Marine and Petroleum Geology, v. 69, p. 38-52.

Hu, W., Chen, Q., Wang, X. and Cao, J., 2010. REE models for the discrimination of fluids in the formation and evolution of dolomite reservoirs: Oil Gas Geology, v. 31(6), p. 810-818.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

سیستم رودخانه در زمان کامبرین: مطالعه موردی بخش زیرین سازند لالون، ایران مرکزی

مهدی‌رضا پورسلطانی

استاد گروه مهندسی نفت و زمین شناسی ، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

poursoltani@iau.ac.irEmail:
mrpoursoltani@gmail.com

چکیده

سازند لالون با ضخامتی تا ۸۶۷ متر، در ناحیه شیرگشت، ایران مرکزی، مورد مطالعه قرار گرفته است. این سازند در امتداد لبه شمالی گندوانا، مکانی که ماسه‌سنگ‌های رودخانه‌ای توسط شیل‌های دریایی، کربنات‌ها و ماسه‌سنگ‌ها پوشیده شده‌اند، قرار دارد. واحد ماسه‌سنگ پایینی این سازند تحت تاثیر رسوبات رودخانه‌ای غنی از ماسه (٪۹۷) با میزان کم رسوبات ریزدانه (٪۳) است که شامل ۹ رخساره سنگی Se، Spb، Sm، Sp، St، Sh، Sr، Fl و Fm است. ساختارهای رسوبی معمول در این توالی شامل ماسه‌سنگ‌های صفحه‌ای و تراف با لایه‌بندی متقاطع ریپل دارو ترک‌های گلی در گل‌سنگ‌های لایه‌ای و بدون ساختار است. عناصر ساختاری به صورت اشکال و پرکننده‌های کانالی CHm و CHs، توده‌های ماسه‌سنگ ورقه‌ایSB،DA و LS و توده‌های گل‌سنگی (FF) می باشند.

واژه‌های کلیدی: رودخانه بریده بریده، سازند لالون، کامبرین، ایران مرکزی

۱- مقدمه:

سازند لالون مربوط به کامبرین زیرین، یک واحد سنگی مهم با گسترش زیاد در سراسر ایران را تشکیل می‌دهد (Aghanabati, 2004). این سازند از استان آذربایجان در شمال غربی ایران تا کوه‌های سلطانیه در رشته‌کوه البرز و از بلوک طبس و بیشتر بلوک کرمان تا جنوب کوه‌های شیرکوه در رشته‌کوه زاگرس شناخته و معرفی شده است.

رخنمون کامل از ماسه‌سنگ پایینی سازند لالون در ایران مرکزی (منطقه شمال طبس: شکل ۱)، به منظور فرآیندهای رسوب‌گذاری و مطالعه منشأ و جهت جریان دیرینه مورد مطالعه قرار گرفته است. تا به امروز، چندین محقق محیط رسوب‌گذاری ماسه‌سنگ پایینی در منطقه البرز را مطالعه نموده‌اند و این بخش را به یک سیستم رودخانه ای مئاندر نسبت داده‌اند (Aghanabati, 2004). اما هیچگونه مطالعه‌ای بر روی ماسه‌سنگ زیرین در منطقه مورد مطالعه، مکانی که یک توالی ضخیم کامبرین پیشین وجود دارد، انجام نشده است. مطالعه اخیر در مجاورت روستای شیرگشت در ایران مرکزی وجود رسوبات رودخانه‌ای بریده بریده را در ماسه‌سنگ پایینی نشان داده است (Poursoltani et al., 2019). لذا در این تحقیق تجزیه و تحلیل رخساره‌ای، محیط رسوب‌گذاری و منشأ بخش زیرین سازند لالون انجام شده است. سیستم های رودخانه‌ای بدون وجود گیاهان قبل از دونین ناشناخته بوده (Davies and Gibling, 2010)، بدین جهت مطالعه سیستم‌های رودخانه‌ای نهشته‌های کامبرین (سازند لالون) مورد توجه می باشد.

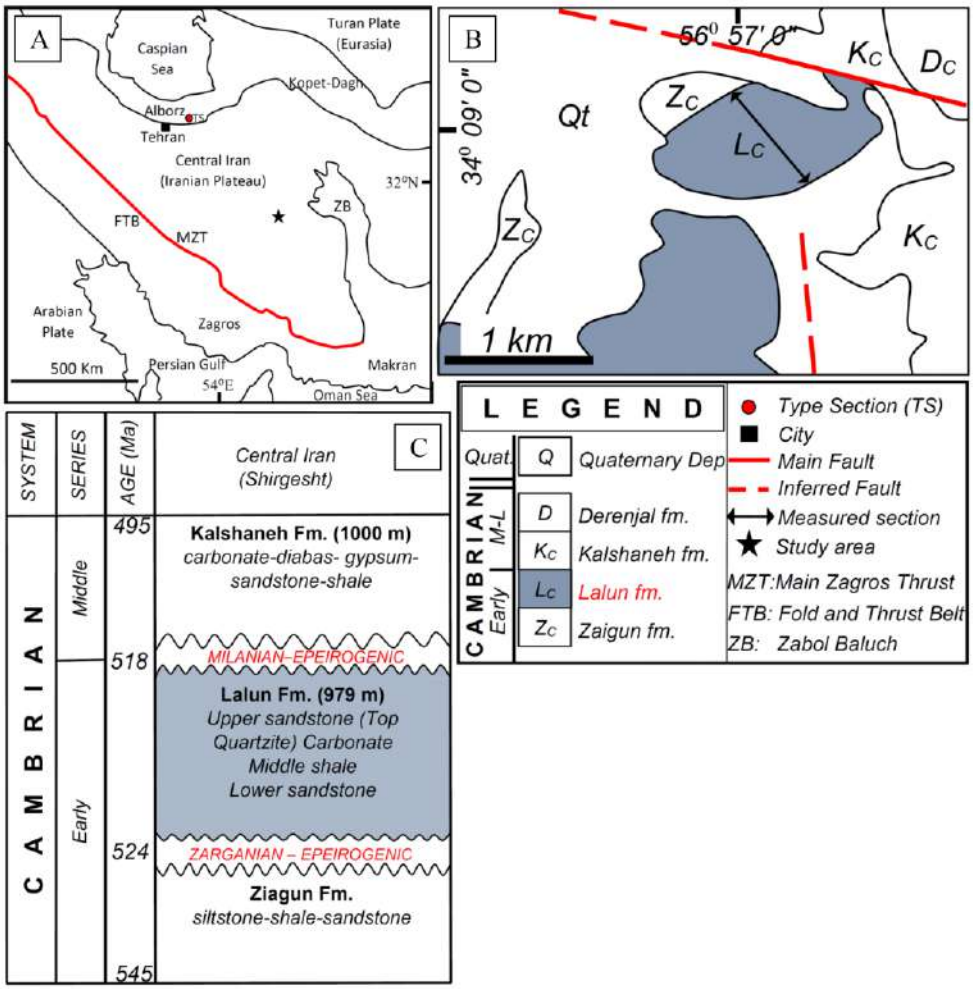
۲- زمین شناسی و چینه شناسی

منطقه مورد مطالعه در شمال منطقه طبس در ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱). در منطقه طبس، سازند لالون عمدتاً بر روی سازند زایگون قرار دارد که نشان‌دهنده یک دوره پسروی است و این دو سازند شامل بیش از ۱۰۰۰ متر نهشته‌های سیلیسی آواری دریایی رودخانه‌ای و حاشیه‌ای هستند که در مرحله تویونین بر روی سکوهای کربناته قرار گرفته‌اند (Fedo and Cooper 2001; Flügel and Kiessling, 2002).

در منطقه شیرگشت، سازند لالون ۸۶۷ متر ضخامت دارد. بخش زیری سازند لالون با سازند زایگون و بخش بالایی با سازند کالشانه (کامبرین میانی) پوشانده شده است (شکل ۱). ماسه‌سنگ پایینی (با ضخامت حدود ۴۰۰ متر) عمدتاً از ماسه‌سنگ‌های قرمز تا قهوه‌ای، بسیار ریزدانه تا بسیار درشت‌دانه با مجموعه‌های متقاطع تراف و مسطح، لایه‌بندی متقاطع موجدار و دانه‌بندی تدریجی تشکیل شده است. شیل میانی (با ضخامت حدود ۲۳۷ متر) عمدتاً از شیل‌های ضخیم بنفش و خاکستری روشن با لایه‌های جزئی از ماسه‌سنگ‌های ریپل دار و لایه‌بندی متقاطع تراف تشکیل شده است. بخش فوقانی که به عنوان کوارتزیت بالایی شناخته می شود (با ضخامت حدود ۱۵۰ متر) تقریباً به‌طور کامل از واحدهای ضخیم ماسه‌سنگ سفید، متوسط تا درشت‌دانه تشکیل شده است (شکل ۱C)، که عمدتاً دارای لایه‌بندی مسطح با ساختارهای کنده شده و پر شده هستند و در یک محیط دریایی کم‌عمق با انرژی بالا قرار گرفته‌اند (Hamedi, 1995; Lasemi, Amin-Rasouli, 2007; Geyer et al., 2014; Poursoltani 2020).

۳- روش مطالعه:

در برش شیرگشت، لایه به لایه به ضخامت ۸۶۷ متر در سازند لالون اندازه‌گیری شده است. ماسه‌سنگ پایینی با ضخامت ۴۱۸ متر)، و ۹۲ عدد ریپل مارک نامتقارن، ۵۶ عدد لایه‌بندی متقاطع موجی و ۳۶ عدد محور چینه بندیهای متقاطع که روی صفحات لایه‌بندی اندازه‌گیری شده شده اند. قریب به ۸۰ نمونه ماسه سنگی از بخش زیرین بطور سیستماتیک جمع آوری شده است که از این میان جهت مطالعات پترولوژیک و تجزیه و تحلیل رخساره‌های میکروسکوپی تعداد ۵۲ نمونه مقطع نازک تهیه گردیده است. تجزیه و تحلیل پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ Nikon Eclipse E200 Pol و دوربین Nikon DS-Fil انجام شده است.



شکل ۱: A, B) جایگاه تکتونیکی ایران و منطقه مورد مطالعه؛ C) موقعیت چینه شناسی و زمانی سازند لالون (Gradstein et al. 2004).

۳- بحث

مجموعه رخساره‌ای و عناصر ساختاری:

دو مجموعه رخساره‌های ماسه‌سنگی و گل‌سنگی در بخش زیرین سازند شناسایی شده‌اند که به ترتیب ۹۷٪ و ۳٪ از این بخش را تشکیل می‌دهند. مجموعه رخساره‌های ماسه‌سنگی شامل هفت رخساره سنگی است. مجموعه رخساره‌های گل‌سنگ نیز شامل ۲ رخساره گل‌سنگ‌های لایه‌ای و توده‌ای می باشد. رخساره های ماسه‌سنگی از لایه ضخیم تا لایه نازک متغیر است.

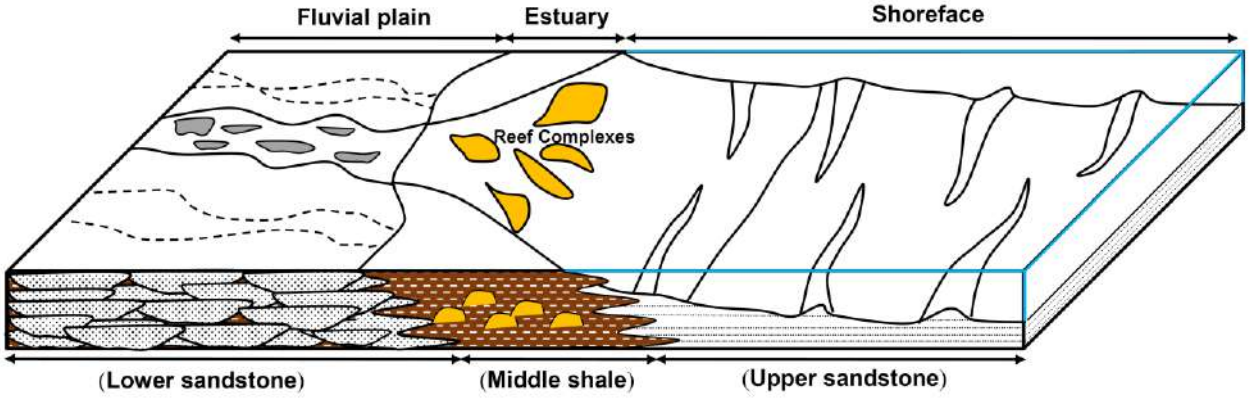
Erosional Scours (Mud clast-bearing sandstone) (Se, 1.3%)
Massive sandstone (Sm, 39.6%)
Scour-fill sandstone (Ss, 2.2%)
Planar cross-bedded sandstone (Sp, 24.2%)
Trough cross-bedded sandstone (St, 10.2%)

Horizontally bedded sandstone (Sh, 14.2%)
Ripple cross-laminated sandstone (Sr, 5%)
Laminated mudstone (Fl, 2.6%)

عناصر ساختاری بخش زیرین سازند لالون در سه گروه اصلی قرار می‌گیرند: (۱) کانالهای حفر شده و پر شده با اشکال عدسی، CHs و CHm ؛ (۲) توده‌های ماسه‌سنگی ورقه‌ای به عنوان رسوبات کانالی، SB، DA و LS؛ و (۳) توده‌های گل‌سنگی FF.

Channel-fill element (CH):
Sheet sandstone (SB)
Downstream–accretion element (DA)
Laminated sand sheet element (LS)
Overbank fines (FF)

محیط رسوبی: مدل‌های رخساره‌های رودخانه‌ای از محیط‌های گیاهی مدرن گرفته شده‌اند و تا حد زیادی برای سیستم‌های رودخانه‌ای قبل از پوشش گیاهی قابل استفاده نیستند. با این حال، سیستم لالون شباهت‌های گسترده‌ای با مدل رودخانه بریده بریده با بستر ماسه‌ای مبتنی بر مدل رودخانه‌ای پلات در نبراسکا، کانادا است (Miall 1996; Horn et al. 2012). رودخانه‌های با بستر ماسه‌ای پهن و کم‌عمق با آبشستگی‌هایی در مقیاس‌های مختلف هستند و حاوی نسبت‌های قابل توجهی از ماسه با لایه مسطح (Sh) هستند که در شرایط جریان بحرانی تا فوق بحرانی در طول وقایع سیلابی تشکیل شده‌اند و سطوح بستر مسطحی را ایجاد می‌کنند. سایر رخساره‌ها شامل St, Sp, Sr, Sm می باشد. جهت جریان بر مبنای ساختهای رسوبی ریپل مارک، چینه بندی متقاطع، هنگام رسوبگذاری جهت شرق و شمال شرقی را نشان می دهد (شکل ۲) (Poursoltani, 2020).



شکل ۲: مدل رسوبی سازند لالون در ناحیه شیرگشت، ایران

۴-نتیجه گیری

سازند لالون (ماسه سنگ پایینی) مربوط به کامبرین زیرین در ناحیه ایران مرکزی، به دو مجموعه رخساره‌ای ماسه سنگی و گلسنگی تقسیم می‌شود. مجموعه رخساره‌های ماسه سنگی شامل هفت رخساره سنگی و مجموعه رخساره‌های گلسنگ شامل دو رخساره گلسنگ لایه‌ای و توده‌ای است. پنج عنصر ساختاری نیز شناسایی شده است. سیستم رودخانه‌ای از برخی جهات شبیه مدل‌های رودخانه‌های با بستر ماسه ای امروزی نوع بریده بریده است. اندازه و جورشدگی متنوع دانه‌ها، و صفحات و عدسی‌های گلسنگ، ناهمگونی قابل توجهی را به توالی می‌دهند که می‌تواند به عنوان مدلی برای مخازن رودخانه‌ای پالئوزوئیک در سایر نقاط ارائه نماید.

۵- منابع

Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran Publication, 586 pp. (In persian).

Davies, N.S., Gibling, M.R., 2010. Cambrian to Devonian evolution of alluvial systems: The sedimentological impact of the earliest land plants, Earth-Science Reviews 98, 171–200.

Fedo, C.M., Cooper, J.D., 2001. Sedimentology and sequence stratigraphy of Neoproterozoic and Cambrian units across a craton-margin hinge zone, southeastern California, and implications for the early evolution of the Cordilleran margin. Sediment. Geol. 141–142, 501–522.

Flügel, E., Kiessling, W., 2002. Patterns of Phanerozoic reef crisis. In: Kiessling, W., Flügel, E., Golonka, J. (Eds.), Phanerozoic Reef Patterns. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 72, pp. 691–733.

Geyer, G., Bayet-Goll, A., Wilmsen, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., 2014. Lithostratigraphic revision of the middle Cambrian (Series 3) and upper Cambrian (Furongian) in northern and central Iran. Newsl. Stratigr. 47, 21–59.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., 2004. A new geologic time scale with special reference to Precambrian and Neogene. Episodes 27, 83–100.

Hamdi, B., 1995. Precambrian–Cambrian Deposits in Iran. Geological Survey of Iran. Treatise on the Geology of Iran 20, 353 pp.

Horn, J.D., Fielding, C.R., Joeckel, R.M., 2012. Revision of platte river alluvial facies model through observations of extant channels and barforms, and subsurface alluvial valley fills, Journal of Sedimentary Research 82, 72–91.

Lasemi, Y., Amin-Rasouli, H., 2007. Archaeocyathan buildups within an entirely siliciclastic succession: New discovery in the Toyonian Lalun Formation of northern Iran, the Proto- Paleotethys passive margin of northern Gondwana. Sediment. Geol. 201, 302–320.

Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Springer-Verlag, New York, p. 582.

Poursoltani, M.R., Gibling, M.R., Pe-Piper, G., 2019. Diagenesis, burial history, and hydrocarbon potential of Cambrian sandstone in the northern continental margin of Gondwana: A case study of the Lalun Formation of Central Iran. J. Asian Earth Sci. 172, 143–169.

Poursoltani, M.R. 2020. Architectural analysis of an Early Cambrian braided-river system on the north Gondwana margin: The lower sandstone of the Lalun Formation in the Shirgesht area, central Iran, Journal of African Earth Sciences, 171: 103935.

Humphrey. J. D., 1988. Late Pleistocene mixing zone dolomitization, south-eastern Barbados, West Indies. Sedimentology., v: 35, p: 327-348.

Shunli Zh ., Zhengxiang Lv ., Yi W ., Sibing L. 2018.Origins and Geochemistry of Dolomites and Their Dissolution in the Middle Triassic Leikoupo Formation, Western Sichuan Basin, China. Minerals 2018, 8, 289; doi:10.3390/min8070289

Veizer, J., Hinton, R.W., Clayton, R.N. and Lerman, A., 1987. Chemical diagenesis of carbonates in thinsections: Ion microprobe as a trace element tool: Chemical Geology, v. 64(3) p. 225-237.

Ying R., Dakang Z., Chonglong G., Queqi Y., Rui X.,Langbo J., Yangjinfeng J., Ningcong Zh., .2017. Dolomite geochemistry of the Cambrian Longwangmiao Formation, eastern Sichuan Basin: Implication for dolomitization and reservoir prediction. Petroleum Research 2 (2017) 64e76.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

نهشته‌های طوفانی (تمپستایت) از پروکسیمال تا دیستال در سازند مبارک (برش شهمیرزاد): بازتابی از فرآیندهای رسوبی در یک رمپ کربناتی طوفان‌زده، البرز مرکزی، ایران

فاطمه هاشمی‌نسب*[1]، ئارام بایت‌گل [2]

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

۲- دانشیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

*Email: Hasheminasabfatemeh82@gmail.com

چکیده

مطالعهٔ حاضر به تحلیل رخساره‌های تمپستایتی سازند مبارک در برش شهمیرزاد می‌پردازد. براساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، شانزده رخسارهٔ رسوبی در قالب پنج مجموعهٔ رخساره‌ای شناسایی شد که نشان‌دهنده تشکیل این نهشته‌ها در یک رمپ کربناتی هموکلینال تحت تأثیر فرآیندهای طوفانی است. موقعیت پالئوژئوگرافی این حوضه در عرض‌های میانهٔ نیمکرهٔ جنوبی همراه با شیب ملایم رمپ، شرایط ایده‌آلی برای تشکیل و حفظ نهشته‌های طوفانی فراهم کرده‌است. تمایز واضح رخساره‌های تمپستایتی پروکسیمال، میانی و دیستال براساس ضخامت لایه، اندازهٔ دانه، درجه آمالگامی‌شدن و ویژگی‌های سطوح فرسایشی مشاهده شد. شناسایی الگوهای تغییر انرژی از پروکسیمال به دیستال با شواهد رسوب‌شناسی شامل کاهش تدریجی ضخامت لایه‌ها از ۱٫۵ متر به کمتر از ۲۰ سانتی‌متر، بهبود درجه‌بندی رسوبی و کاهش میزان آمالگامی‌شدن همراه است. تغییرات ایکنوفاسیس از Skolithos در نواحی پروکسیمال به Cruziana و سپس Zoophycos در نواحی دیستال نشان‌دهندهٔ گرادیان کاهش انرژی محیطی است. نقش تعیین‌کنندهٔ جریان‌های بازگشتی طوفانی با سرعت بالا در حمل رسوبات دانه‌درشت به‌عنوان عامل کلیدی در تشکیل این نهشته‌ها شناسایی شد. این مطالعه نه تنها در بازسازی دقیق‌تر شرایط دیرینه‌اقیانوسی حوضه البرز کاربرد دارد، بلکه به‌عنوان مدلی برای تفسیر سیستم‌های رمپ کربناتی طوفان‌زده در دیگر نقاط جهان قابل استفاده است.

کلمات کلیدی: نهشته‌های طوفانی (تمپستایت)، سازند مبارک، کربنیفر زیرین.

۱- مقدمه

نهشته‌های کربناتی پرانرژی حاوی ساختارهای رسوبی فیزیکی، ویژگی‌های رایج بسیاری از محیط‌های کربناتی عهدحاضر و قدیمه به شمار می‌روند. این نهشته‌ها در محیط‌های رسوبی مختلفی انباشته می‌شوند که در آنها فرآیندهای هیدرودینامیکی قادرند با سرعتی بیش از سرعت تخریب ناشی از بیوتوربیشن، رسوبات را جابجا و نهشته کنند. این ساختارهای رسوبی ابزارهای سودمندی برای بازسازی شرایط دیرینه‌اقیانوسی محسوب می‌شوند (Tucker and Wright 1990; James and Jones 2016; Brandano et al. 2012). سازند مبارک به‌عنوان یکی از نهشته‌های شاخص کربنیفر زیرین در حوضه البرز، نمونه‌ای برجسته از یک رمپ کربناتی هموکلینال است که تحت‌تأثیر فرآیندهای پرانرژی تشکیل شده‌است (Bayet-Goll et al., 2023, 2025). این سازند به خوبی ثبت‌کنندهٔ شرایط یک حوضه رسوبی فعال است که در آن طوفان‌ها نقش اصلی را در توزیع رخساره‌ها و ایجاد نهشته‌های تمپستایتی از پروکسیمال تا

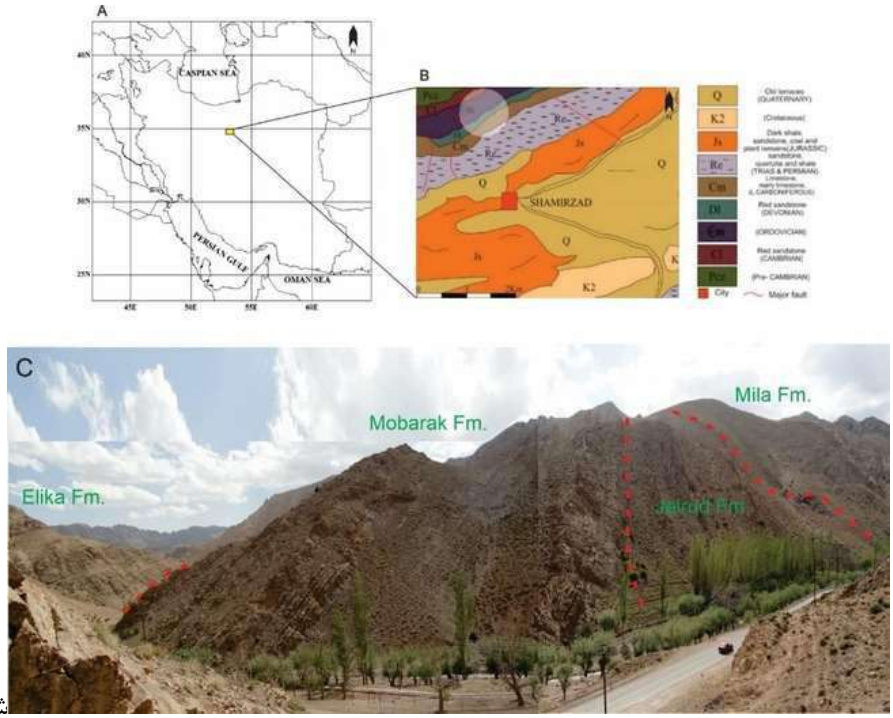
دیستال ایفا کرده‌اند. با این وجود، مطالعات سیستماتیک کمی به تحلیل کمی و کیفی رخساره‌های پرانرژی این سازند و تفسیر فرآیندهای تشکیل‌دهندهٔ آنها پرداخته‌اند. این پژوهش با هدف توصیف و تحلیل جامع رخساره‌های رسوبی پرانرژی سازند مبارک در برش شهمیرزاد و بازسازی فرآیندهای هیدرودینامیکی حاکم بر تشکیل آنها انجام می‌شود. بررسی حاضر از آن جهت حائز اهمیت است که درک بهتری از مکانیسم‌های تشکیل نهشته‌های کربناتی پرانرژی در رمپ‌های باستانی و نیز ارزیابی تطبیقی این نهشته‌ها با معادل‌های سیلیسی‌کلاستیک ارائه می‌دهد. دستاوردهای این مطالعه می‌تواند در بازسازی دقیق‌تر شرایط دیرینه‌اقیانوسی، مدل‌سازی حوضه‌های رسوبی کربناتی و نیز اکتشاف منابع هیدروکربوری مرتبط با این نوع از مخازن کاربرد داشته باشد.

برش شهمیرزاد از سازند مبارک با مختصات "56 '18 °53 شرقی و" 19 '47 °35 شمالی و با ضخامت ۲۱۵ متر (موسوی‌طاهر، ۱۳۹۹؛ عباسی و همکاران، ۱۳۹۳) در دامنهٔ جنوبی البرز مرکزی و در شمال شهر شهمیرزاد (۲۴ کیلومتری شمال سمنان) واقع شده‌است. از طریق جادهٔ سمنان- چاشم میتوان به این برش دسترسی پیدا کرد. سازند مبارک در ناحیه شهمیرزاد با یک بخش قاعدهٔ شیلی با یک مرز هم‌شیب برروی ماسه سنگ‌های سازند جیرود به سن دونین بالایی قرار گرفته و در بخش بالایی با یک خاکزاد لاتریتی، به سازند الیکا به سن تریاس میرسد. (موسوی‌طاهر، ۱۳۹۹)

زمین‌شناسی عمومی

سازند مبارک به‌عنوان یکی از نهشته‌های شاخص کربنیفر زیرین در حوضه رسوبی البرز، از اهمیت زمین‌شناسی ویژه‌ای برخوردار است. این سازند در برش شهمیرزاد واقع در بخش مرکزی کوه‌های البرز با روند خاوری- باختری، با قاعده‌ای شیلی با یک مرز هم‌شیب برروی ماسه‌سنگ‌های سازند جیرود به سن دونین بالایی قرار گرفته و در بخش بالایی با یک خاکزاد لاتریتی، به سازند الیکا به سن تریاس پوشیده می‌شود (شکل۱). سن این سازند بر اساس مطالعات فسیل‌شناسی به تورنزین تا ویزئن میانی نسبت داده شده‌است (Zandkarimi et al., 2022). از دیدگاه پالئوژئوگرافی، موقعیت حوضه رسوبی البرز در طی کربنیفر در حاشیهٔ شمالی ابرقاره گندوانا و در عرض جغرافیایی حدود ۳۰ تا ۴۰ درجهٔ جنوبی است (Golonka, 2007). تکامل تکتونیکی- رسوبی منطقه نشان می‌دهد که پس از فرآیند ریفتینگ و تشکیل اقیانوس پالئوتتیس در اردوویسین میانی تا دوونین (Bagheri and Stampfli, 2008)، یک حاشیهٔ غیرفعال با توسعهٔ پلتفرم کربناتی تقریباً پیوسته در طی کربنیفر تا تریاس میانی شکل گرفته‌است. سازند مبارک در گسترهٔ البرز تغییرات جانبی قابل توجهی از نظر ضخامت و ویژگی‌های رخساره‌ای نشان می‌دهد. در منطقهٔ جابان واقع در شمال البرز مرکزی، این سازند با ضخامتی حدود ۱۷۷ متر عمدتاً شامل سنگ‌آهک‌های سیاه فسیل‌دار و اُولیتی با میان‌لایه‌های فرعی شیل آهکی در بخش زیرین است. در جهت خاور البرز، در منطقهٔ شهمیرزاد، ضخامت سازند به ۲۰۰ متر افزایش یافته و شامل تناوبی از سنگ‌آهک‌های فسیل‌دار با لایه‌بندی متوسط تا ضخیم و شیل‌های آهکی خاکستری- سیاه در بخش زیرین، همراه با توالی‌های ضخیم شیل آهکی سیاه با میان‌لایه‌های سنگ‌آهک نازک‌لایه در بخش میانی و توالی‌های ضخیم سنگ‌آهک سیاه در بخش فوقانی تشکیل شده‌است. بیشترین ضخامت این سازند در خاور البرز و در مناطق تویهٔ رودبار و میغان با ضخامت‌های به ترتیب ۶۵۰ متر و ۴۵۰ متر مشاهده می‌شود که در آن سازند عمدتاً شامل توالی‌های ضخیم شیل آهکی خاکستری- سیاه با میان‌لایه‌های سنگ‌آهک نازک‌لایه و مارن آهکی در بخش‌های زیرین و فوقانی و سنگ‌آهک‌های فسیل‌دار با لایه‌بندی متوسط تا

ضخیم در بخش میانی است. این تغییرات نه تنها نشان‌دهندهٔ تفاوت‌های محیط رسوبی در بخش‌های مختلف حوضه رسوبی البرز طی کربنیفر زیرین است، بلکه انعکاسی از تحولات پالئوژئوگرافی و تکتونیکی منطقه محسوب می شود.



شکل ۱: A و B- موقعیت برش‌های مورد مطالعه در بخش البرز مرکزی (برگرفته از نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان)، C – تصویر صحرائی پانورما برش شهمیرزاد شامل نهشته‌های گروه میلا (کامبرین- اردویسین)، جیرود (دونین پسین)، مبارک (کربنویفر زیرین) و الیکا (تریاس).

2- روش مطالعه

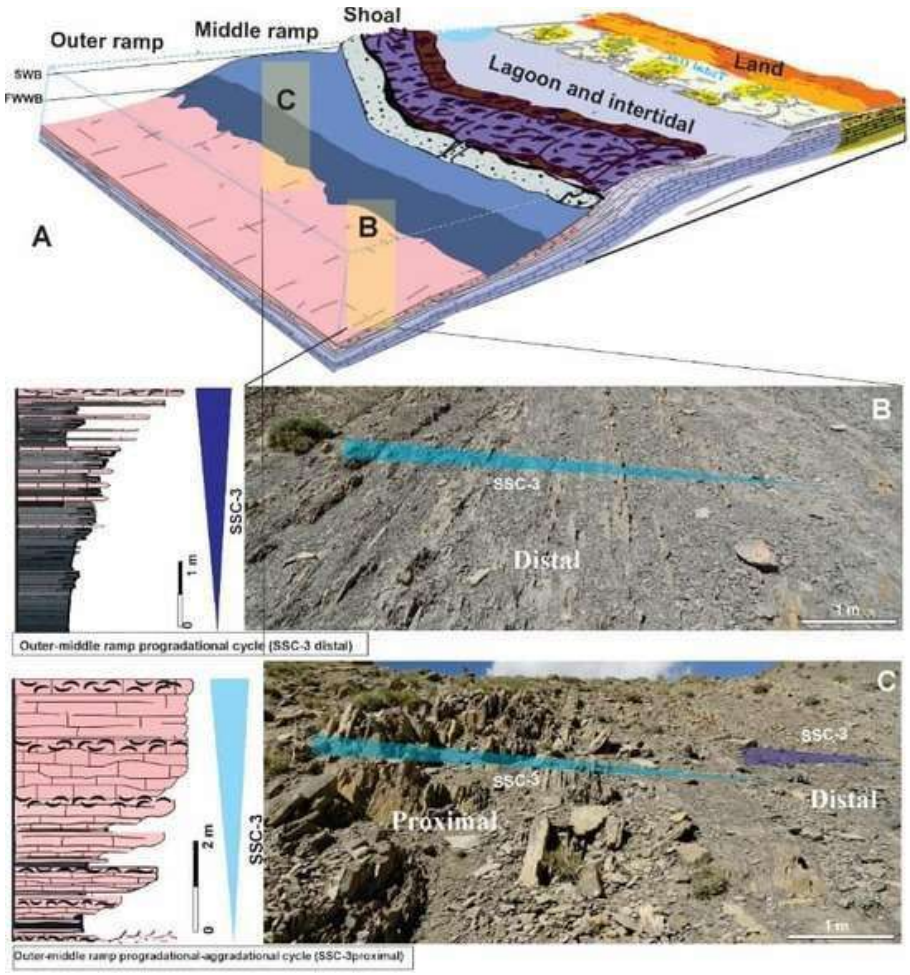
در این پژوهش، مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی گسترده‌ای برروی برش شهمیرزاد از سازند مبارک انجام گرفت که شامل نمونه‌برداری سیستماتیک و تهیهٔ ۱۰۰ مقطع نازک جهت تحلیل‌های پتروگرافی و رخساره‌شناسی بود. تمرکز اصلی این مطالعه بر شناسایی و توصیف ویژگی‌های رسوبی مرتبط با نهشته‌های طوفانی (تمپستایت) بوده‌است. در راستای دستیابی به اهداف تحقیق، طبقه‌بندی زیرمحیط‌های تمپستایتی بر اساس مدل رسوبی ارائه‌شده توسط Aigner (۱۹۸۵) برای سیستم‌های رسوبگذاری طوفانی انجام پذیرفت. رویکرد تحلیلی این پژوهش مبتنی بر بررسی جامع محیط رسوبی سازند مبارک در ابتدا و سپس تمرکز بر تفکیک و تحلیل نهشته‌های طوفانی در قالب سه زیربخش پروکسیمال، ترنزیشنال و دیستال بوده‌است. در نهایت، با تلفیق داده‌های صحرایی و آزمایشگاهی، نقش و اهمیت این نهشته‌ها در درک دینامیک و تکامل محیط‌های رسوبی کربناته مورد ارزیابی قرار گرفته‌است.

۳- بحث

۳-۱- محیط رسوبی سازند مبارک در برش شهمیرزاد

مطالعات چندجانبه‌ی صحرایی و آزمایشگاهی برروی برش شهمیرزاد از سازند مبارک، تصویر رسوبی پیچیده و غنی را نمایان ساخته-است که در چارچوب یک رمپ کربناتی هموکلینال طوفان‌زده (homoclinal ramp،Storm-dominated) قابل تفسیر است (شکل a-c۲). در بخش‌های عمیق‌تر این رمپ، مجموعه رخساره‌ای حوضه و دیستال رمپ خارجی (FA1) عمدتاً متشکل از شیل‌های آهکی تیره و مارن‌های غنی از مواد آلی است (شکل b۲) که با میان‌لایه‌های نازک مادستون آهکی حاوی خرده‌های اسکلتی ظریف همراهی می‌شوند. این خرده‌ها عمدتاً شامل اسپیکول‌های اسفنج، استراکودهای با پوسته نازک و کلسی‌اسفرها هستند که در زمینه‌ای میکرایتی و فاقد هرگونه ساختار رسوبی اولیه قرار گرفته‌اند. فقدان کامل ساختارهای رسوبی و همچنین طبیعت ظریف اجزای اسکلتی، به وضوح گویای محیطی آرام، کم‌انرژی و احتمالاً با محدودیت اکسیژن در اعماق پایین‌تر از سطح تأثیر امواج طوفانی (SWB) است. با حرکت به سمت مناطق کم‌عمق‌تر و رسیدن به ناحیه‌ی پروکسیمال رمپ خارجی (FA2)، برای اولین بار شاهد ظهور تأثیر انرژی‌های متناوب و قوی در حوضه هستیم. در این بخش، تناوب مشخصی بین لایه‌های شیل و مارن کم‌انرژی با میان‌لایه‌های ضخیم‌تر و فرسایشی از سنگ‌آهک‌های دانه‌ریز تا دانه‌درشت مشاهده می‌شود. این میان‌لایه‌ها شامل فلوتستون‌های توده‌ای حاوی قطعات درشت براکیوپود، اکینودرم و بریوزوئر و نیز پکستون‌ها و گرینستون‌های نازک لایه با اجزای اسکلتی خردشده هستند. حضور این لایه‌های دانه‌درشت با مرزهای فرسایشی مشخص، وقوع متناوب رویدادهای پرانرژی، به‌ویژه طوفان‌ها، را در محیطی که عمدتاً تحت سلطهٔ نهشت‌گذاری آرام از حالت معلق بوده، ثابت می‌کند.

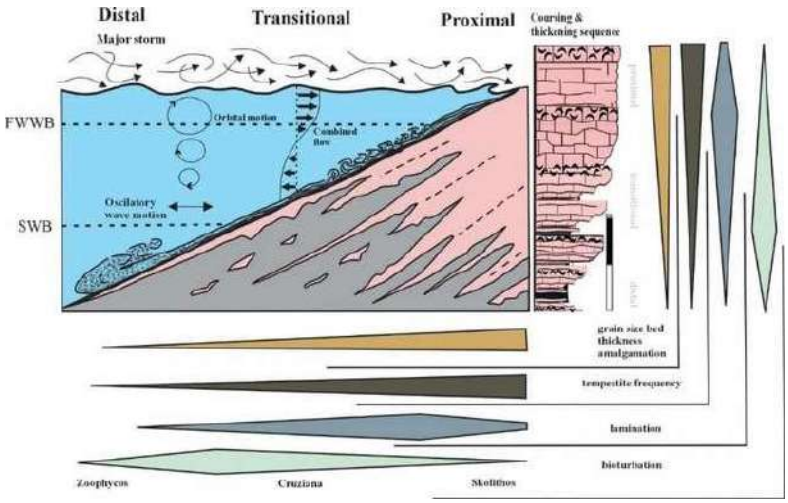
قلب سیستم رمپ در ناحیهٔ رمپ میانی و در مجموعه‌های رخساره‌ای FA3 و FA4 واقع شده‌است. این بخش، که بین سطح تأثیر امواج عادی و طوفانی (FWWB-SWB) قرار دارد، صحنهٔ اصلی فعالیت فرآیندهای طوفانی است. در اینجا، ضخیم‌ترین و درشت‌دانه‌ترین رخساره‌های سازند مبارک توسعه یافته‌اند. رخساره‌های شاخص این ناحیه شامل پکستون‌ها و گرینستون‌های کاملاً دانه‌پشتیبان با چینه‌بندی متقاطع هوموکی مشخص است (شکل c۲) که حاوی مخلوطی از پلوئیدها، اینتراکلاست‌های میکرایتی و خرده‌های اسکلتی با گردشدگی و خردشدگی بالا هستند (شکل3). هم‌زمان، رودستون‌ها و فلوتستون‌های حاوی قطعات بسیار درشت و درجازا کرینوئیدها، براکیوپودها و مرجان‌ها نیز تشکیل شده‌اند. ویژگی‌ای که در این رخساره‌ها به‌طور برجسته دیده می‌شود، وجود سطوح فرسایشی در قاعده‌ی بسیاری از لایه‌ها، دانه‌بندی تدریجی و تغییرات جانبی سریع در بافت و ترکیب است. این مجموعه از ویژگی‌ها به‌وضوح تشکیل این نهشته‌ها را در اثر جریان‌های طوفانی قوی که قادر به حمل مقادیر عظیمی از رسوب از نواحی کم عمق‌تر به سمت اعماق‌تر بوده‌اند، تأیید می‌کند. این رخساره‌ها به‌عنوان تمپستایت‌های کلاسیک رمپ میانی شناخته می‌شوند که پراکندگی پروکسیمال تا دیستال آنها الگوی حاکم بر کل رمپ را نشان می‌دهد.



شکل ۲: A. مدل شماتیک از رمپ هوموکلاین سازند مبارک در برش شهمیرزاد، در شکل‌های B،c شامل نهشته های ضخیم شونده در الگوهای چرخه‌ای به سمت بالا کم‌عمق‌شونده با طبقات غالب شیلی/مارنی و لایه‌های نازک تمپستایت (b). در شکل c مدل شماتیک از وجود چرخه‌های پروکسیمال و تمپستایت‌های پروکسیمال با الگوی ضخیم‌شونده به‌سمت بالا همراه با طبقات ضخیم طوفانی و هوموکی برهم‌افزاینده.

در نهایت، در کم‌عمق‌ترین بخش‌های رمپ، مجموعهٔ رخساره‌ای رمپ داخلی (FA5) نهشته شده‌است. این مجموعه بازتابی از محیط‌های پرانرژی و پایدار در بالای سطح تأثیر امواج عادی است. رخساره‌های این بخش بسیار متنوع هستند و محیط‌های لاگونی، سدی و پهنه‌ی جزر و مدی را در بر می‌گیرند. از شاخص‌ترین این رخساره‌ها می‌توان به گرینستون‌های کاملاً جورشدهٔ اُوئیدی و اینتراکلاستی، باندستون‌های مرجانی که نشان‌دهندهٔ رشد جایگاهی مرجان‌ها در نواحی سدی هستند و پکستون‌های گاستروپودی اشاره کرد. زمینهٔ گلی در این رخساره‌ها به حداقل می‌رسد و سیمان‌های اسپاری اولیه نقش مهمی در تثبیت رسوب دارند. وجود خردشدگی و سایش قابل توجه در اجزای اسکلتی، همراه با ساختارهای رسوبی کششی مانند ریپل‌مارک‌ها، از تداوم انرژی بالا در این محیط حکایت دارد. مدل رسوبی نهایی که از تلفیق تمامی این مشاهدات به‌دست می‌آید، یک رمپ کربناتی هموکلینال با شیب بسیار

ملایم است. شواهد اصلی این تفسیر، تغییرات تدریجی و پیوستهٔ رخساره‌ها در امتداد رمپ، عدم وجود هرگونه شواهدی از سدهای ریفی پیوسته یا نهشته‌های جریانات گرانشی مانند توربیدایت‌ها و نیز گسترش وسیع و غیرقابل انکار نهشته‌های طوفانی در بخش میانی رمپ است. این مدل، توالی رسوبی سازند مبارک را به‌عنوان ثبت‌کنندهٔ محیطی پویا و متأثر از طوفان‌های مکرر معرفی می‌کند که در نهایت با یک پسروی دریا به پایان رسیده و با نهشت‌گذاری سازندهای قاره‌ای جوان‌تر پوشیده شده‌است (شکل۳).



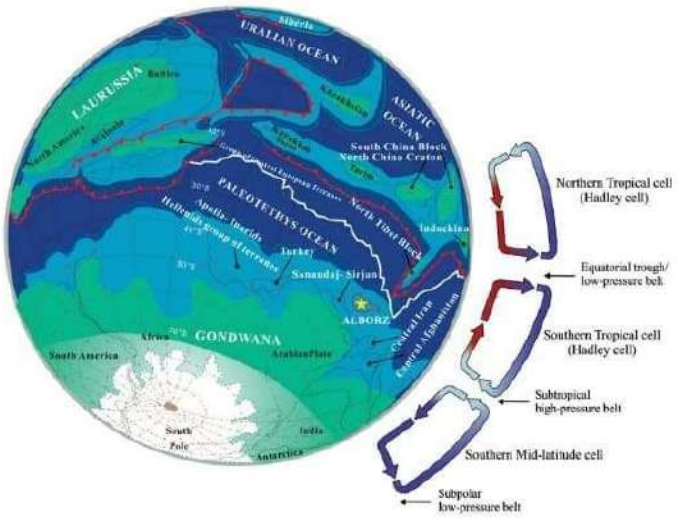
شکل۳- مدل رخساره‌ای نهشته‌های طوفانی با روند پرکسیمال- دیستال (اقتباس از Aigner and Reineck 1982; Bayet-goll 2015)

۳-۲- پالئوژئوگرافی و تأثیر آن بر تشکیل نهشته‌های طوفانی در رمپ کربناتی مبارک

بر اساس مطالعات صورت گرفته برروی سازند مبارک در البرز مرکزی، مجموعه‌ای از عوامل پالئوژئوگرافی و رسوب‌شناسی دست به دست هم داده‌اند تا این حوضه را به محیطی مستعد برای تشکیل و ثبت نهشته‌های طوفانی (تمپستایت) تبدیل کنند. موقعیت عرض جغرافیایی قدیمه این حوضه در طول کربنیفر زیرین، عاملی کلیدی در این زمینه محسوب می‌شود. بر اساس شواهد دیرینه‌مغناطیسی، البرز در این بازهٔ زمانی در عرض‌های جغرافیایی میانهٔ نیمکرهٔ جنوبی (حدود ۳۰-۴۰ درجه جنوبی) قرار داشته‌است (Muttoni et al., 2009). این موقعیت، البرز را در کمربند آب‌وهوایی نیمه‌حاره‌ای و تحت حاکمیت سلول High-Pressure جنب‌حاره‌ای (Horse Latitudes) قرار می‌داده‌است. چنین موقعیتی، از یک سو با ایجاد شرایط گرم و خشک در خشکی‌های مجاور، زمینه را برای تشکیل رمپ‌های کربناتی گسترده و کم‌عمق فراهم می‌کرده و از سوی دیگر، به دلیل اختلاف دمای بین مناطق جنب‌استوایی و عرض‌های میانه، پتانسیل رخداد طوفان‌های گرمسیری شدید را افزایش می‌داده‌است (Sardar Abadi et al., 2017) (شکل۴).

ماهیت و شیب پلاتفرم رسوبی نیز نقش تعیین‌کننده‌ای در این زمینه ایفا کرده‌است. مطالعات سکانس‌چینه‌شناسی و تحلیل رخساره‌ها به وضوح نشان می‌دهند که سازند مبارک برروی یک رمپ کربناتی هموکلینال با شیب بسیار ملایم نهشته شده‌است. در چنین رمپ‌هایی، به دلیل عدم وجود یک سد ریفی پیوسته یا لبهٔ شیبدار تند، هیچ مانع فیزیکی کارآمدی برای تضعیف انرژی امواج طوفانی پیش از رسیدن به نواحی کم‌عمق‌تر وجود ندارد. در نتیجه، جریان‌های طوفانی (Storm-induced Currents) می‌توانند رسوبات را از

نواحی بسیار کم‌عمق رمپ داخلی برداشت کرده و آنها را به سمت نواحی عمیق‌تر رمپ میانی و حتی رمپ خارجی حمل کنند (Flügel, 2010). این مکانیسم، تشکیل نهشته‌های تمپستایتی با گسترش جانبی قابل‌توجه از پروکسیمال تا دیستال را در سازند مبارک توضیح می‌دهد. شواهد رسوب‌شناسی محکمی از عملکرد مکرر طوفان‌ها در این حوضه ثبت شده‌است. از جمله این شواهد می‌توان به شناسایی رخساره‌های رودستون و فلوتستون حاوی قطعات درشت کرینوئید و براکیوپود در رمپ میانی اشاره کرد که نشان از توانایی جریان‌های پرانرژی در حمل و نهشت دانه‌های بسیار درشت دارد. همچنین، وجود سطوح فرسایشی در قاعدهٔ بسیاری از لایه‌های دانه‌ریز تا دانه‌درشت، ساختارهای چینه‌بندی متقاطع از نوع هوموکی و نیز دانه‌بندی تدریجی (Grading) در این نهشته‌ها، همگی از ویژگی‌های تشخیصی نهشته‌های طوفانی محسوب می‌شوند (Myrow & Southard, 1996). این مجموعه شواهد، همراه با مدل رمپ هموکلینال، نشان می‌دهد که سازند مبارک در محیطی پویا و متأثر از رویدادهای طوفانی مکرر نهشته شده‌است که توانایی تاثیرگذاری بر کل سیستم رمپ، از مناطق کم‌عمق ساحلی تا نواحی نسبتاً عمیق حوضه را داشته‌اند.



شکل۴- پالئوژئوگرافی و حاشیه‌های اقیانوس پالئوتتیس در کربنیفر زیرین (حدود ۳۴۰ میلیون سال پیش). البرز و مرکز ایران، سنندج- سیرجان و افغانستان در نزدیکی بخش عربی حاشیه گندوانا قرار داده شده‌اند. مطالعهٔ حاضر موقعیت دیرین‌جغرافیایی حدود ۴۰°-۳۰ جنوبی را برای البرز در ناحیهٔ پرفشار تروپیکال که با شرایط خشک محیط‌های قاره‌ای همراه است، پیشنهاد می‌کند (اقتباس از Torsvik Cock, 2013; Zandkarimi et al, 2022, Sardar-abadi, 2017)

۳-۳- تمپستایت‌های سازند مبارک در برش شهمیرزاد

نهشته‌های طوفانی به‌عنوان آرشیوهای زمین‌شناسی ارزشمندی برای تحلیل رخساره‌ای و بازسازی جغرافیای دیرینه محسوب می‌شوند. این رسوبات اطلاعات حیاتی در مورد تغییرات رخساره‌ای در سکوهای کربناته، نوسانات عمق باستان‌زیست‌سنجی، رژیم‌های انرژی و مکانیسم‌های رسوبگذاری ارائه می‌دهند. در سازند مبارک، نهشته‌های تمپستایتی به‌صورت یک پیوستار رسوبی از نواحی کم‌عمق تا

عمیق رمپ کربناتی توسعه یافته‌اند و الگوی تغییرات رخساره‌ای از پروکسیمال به دیستال را به‌خوبی نمایش می‌دهند (شکل های ۲ و ۳). تمپستایت‌های پروکسیمال (شکل های ۵ و ۶) در بخش‌های کم‌عمق رمپ میانی و بالاتر از سطح تأثیر امواج طوفانی تشکیل شده‌اند. این نهشته‌ها با ضخامت زیاد (تا ۱٫۵ متر)، درشت‌دانه بودن (گرینستون تا رودستون) و ویژگی آمالگامی‌شدن قابل تشخیص هستند. قاعدهٔ این نهشته‌ها به صورت سطوح فرسایشی واضح و گاهی به شکل گاترکست‌ها و پات‌کست‌های U-shaped با کانال‌های سینوسی و راست‌خطی توسعه یافته‌است. این سطوح فرسایشی قوی نشان‌دهندهٔ حاکمیت جریان‌های طوفانی با انرژی بالا در نواحی پروکسیمال است که توانایی ایجاد فرسایش عمقی در بستر را دارند. وجود خرده‌های اسکلتی کاملاً گردشده و خردشده شامل تریلوبیت‌ها، خارپوستان و براکیوپودها همراه با پلوئیدها و اینتراکلاست‌ها، نشان از انرژی بالای محیط دارد. ساختارهای رسوبی شاخص این ناحیه شامل چینه‌بندی متقاطع از نوع Swaley (SCS) و چینه‌بندی متقاطع تپه‌ای (HCS) بوده که برروی سطوح فرسایشی با ویژگی‌های گاترکست و پات‌کست تشکیل شده‌اند. از دیدگاه ایکنولوژی، مجموعه فسیل‌اثر این ناحیه عمدتاً از نوعSkolithos Ichnofacies است که با غالبیت حفره‌های عمودی و نیمه‌عمودی همراه می‌باشد. این ویژگی‌ها نشان‌دهندهٔ جوامع فرصت‌طلب و سازگار با بسترهای ناپایدار و با انرژی بالا است که در آن ارگانیسم‌های تغذیه‌کننده از مواد معلق غالب هستند. در نواحی پروکسیمال، جریان‌های بازگشتی طوفانی با سرعت حدود ۱۰۰-۵۰ سانتی‌متر بر ثانیه عامل اصلی حمل رسوبات دانه‌درشت به سمت دریا محسوب می‌شوند. این جریان‌های پرانرژی قادر به حمل ذرات تا قطر ۵ میلی‌متر بوده و موجب تشکیل لایه‌های آمالگام‌شده با ضخامت قابل توجه می‌گردند. در این نواحی، سطوح فرسایشی اغلب به صورت قاعده‌های تیز و کاملاً مشخص با ویژگی‌های گاترکست توسعه یافته‌اند.

تمپستایت‌های میانی (شکل های ۵ و ۶) در بخش‌های میانی رمپ و بین سطح تأثیر امواج عادی و طوفانی تشکیل شده‌اند. این نهشته‌ها با کاهش تدریجی ضخامت (۵۰-۳۰ سانتی‌متر)، بهبود درجه‌بندی رسوبی و کاهش میزان آمالگامی‌شدن مشخص می‌شوند. سطوح فرسایشی در این ناحیه کمتر توسعه‌یافته و قاعدهٔ لایه‌ها معمولاً تخت و کمتر فرسایشی است. این تغییر در ویژگی‌های سطوح فرسایشی نشان‌دهندهٔ کاهش تدریجی انرژی جریان‌های طوفانی در حین حرکت به سمت نواحی میانی رمپ است. توالی رسوبی در این ناحیه عمدتاً شامل میکرو-HCS، لامیناسیون موازی و لامیناسیون موجی ناشی از جریان‌های ترکیبی است که نشان‌دهندهٔ کاهش تدریجی انرژی و انتقال از شرایط نوسانی خالص به جریان‌های یک‌طرفه در طول مراحل افول طوفان می‌باشد. وجود سطوح فرسایشی ملایم‌تر در قاعدهٔ این نهشته‌ها نشان از کاهش توان فرسایشی جریان‌ها در این ناحیه دارد. در نواحی میانی، تداخل امواج نوسانی با جریان‌های یک‌طرفه موجب توزیع انرژی در سطح وسیع‌تری شده و از تمرکز انرژی برای فرسایش عمقی جلوگیری می‌کند. مقاومت بستر نیز در این نواحی افزایش می‌یابد. وجود لایه‌های قبلی متراکم‌شده و همچنین فعالیت‌های زیستی کف‌زیان که موجب تثبیت رسوبات می‌شوند، از ایجاد فرسایش عمقی جلوگیری می‌نماید. تأثیر میرایی امواج نیز در این پدیده قابل‌توجه است. با افزایش عمق، از دامنه امواج کاسته شده و در نتیجه انرژی فرسایشی آن‌ها کاهش می‌یابد.

شکل۵- A. رخساره‌ها و تمپستایت‌های دیستال کم‌انرژی شیل/مارنی و بافت مادستون و وکستون بدون برهم‌افزایندگی طبقات با ضخامت بالای لایه‌های شیلی همراه با اثرفسیل *زئوفیکوس*. B. رخساره‌ها و تمپستایت های حدواسط با بافت وکستونی/پکستونی بایوکلاستیک دارای قاعدهٔ فرسایشی تا تدریجی حاوی ساختارهای تمپستایت، همراه با کاهش میان‌لایه‌های شیل/مارنی و افزایش ضخامت طبقات طوفانی و افزایش برهم‌افزایندگی طبقات. C-D. تمپستایت‌های پروکسیمال طبقات دارای ضخامت بیشتر و برهم‌افزایندگی بالاتر حاوی ساختارهای طوفانی ضخیم‌تر همچون چینه‌بندی مورب هوموکی (E)، الگوهای ریزشونده تیپیک نرمال (E-F)، لامیناسیون موازی و قاعده‌های فرسایشی با ساختارهای گاترکاست (D) بافت پکستونی تا گرینستونی دانه درشت.

این امر موجب می‌شود که جریان‌ها بیشتر نقش انتقال‌دهندهٔ رسوبات دریافتی از نواحی پروکسیمال را ایفا نمایند. شواهد رسوب‌شناسی این تحلیل شامل وجود قاعده‌های نسبتاً تخت، فقدان گاترکست‌های عمیق و توسعه نیافتن پات‌کست‌ها در این نواحی است. همچنین، درجه‌بندی بهتر رسوبات و کاهش میزان آمالگامی‌شدن لایه‌ها، تأیید دیگری بر این مدعاست. مجموعه اثرفسیل این ناحیه بسیار پویا و تحت‌تأثیر تغییرات فیزیکی بستر است، به‌طوری که در دوره‌های آرام، *Cruziana* Ichnofacies با تنوع نسبتاً بالایی توسعه می‌یابد، اما در اثر رویدادهای طوفانی و فرسایش مجدد، این مجموعه به *Skolithos* Ichnofacies تبدیل می‌شود.

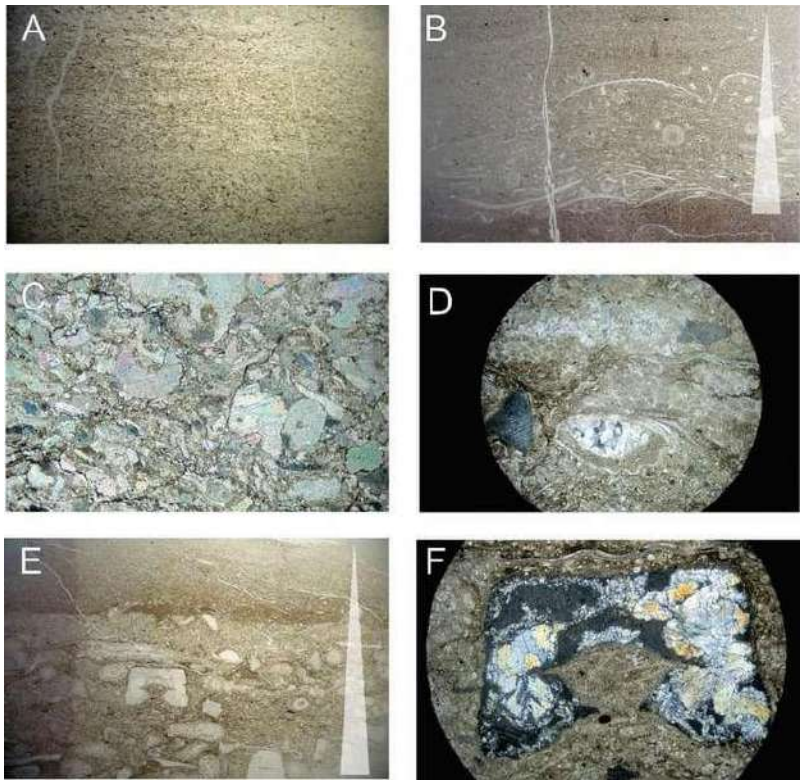
تمپستایت‌های دیستال (شکل‌های ۵ و ۶) در بخش‌های عمیق‌تر رمپ میانی و زیر سطح تأثیر امواج طوفانی تشکیل شده‌اند. این نهشته‌ها با ضخامت کم (کمتر از ۲۰ سانتی‌متر)، دانه‌ریزی (وکستون تا پکستون) و فقدان سطوح فرسایشی واضح در قاعدهٔ لایه‌ها مشخص می‌شوند. عدم وجود سطوح فرسایشی مشخص در این نواحی نشان می‌دهد که جریان‌های طوفانی در حین رسیدن به نواحی دیستال، انرژی کافی برای ایجاد فرسایش در بستر را از دست داده‌اند. حضور لایه‌های نازک میکرو-HCS و چینه‌بندی متقاطع موجی

که به‌صورت ریتمیک با رخساره‌های کم‌انرژی متناوب شده‌اند، از ویژگی‌های شاخص این ناحیه است. در این نواحی، قاعدهٔ لایه‌ها معمولاً تخت و غیرفرسایشی بوده و فاقد ویژگی‌های گاترکست و پات‌کست هستند. این تغییرات در سطوح فرسایشی از پروکسیمال به دیستال به وضوح نشان‌دهندهٔ کاهش تدریجی انرژی فرسایشی جریان‌های طوفانی با افزایش عمق آب است. مجموعه فسیل‌اثر در این نهشته‌ها عمدتاً از نوع *Cruziana* Ichnofacies با تنوع بالای ایکنوژنراهاست که نشان‌دهندهٔ محیط‌های با بستر نرم و چسبنده، نرخ رسوبگذاری پایین و منابع غذایی نسبتاً پایدار می‌باشد. در بخش‌های عمیق‌تر، *Zoophycos* Ichnofacies نیز مشاهده می‌شود که نشان از شرایط بسیار آرام و نرخ رسوبگذاری بسیار پایین دارد. تغییرات سطوح فرسایشی در طول رمپ نه تنها نشان‌دهندهٔ کاهش انرژی محیطی است، بلکه شاخص حساسی برای تعیین موقعیت نسبی نواحی مختلف رمپ محسوب می‌شود. در بخش‌های پروکسیمال، آمالگامی‌شدن لایه‌ها نشان‌دهندهٔ تکرار سریع رویدادهای طوفانی با شدت بالا است، به‌طوری که فاصله زمانی بین طوفان‌ها برای تشکیل لایه‌های کم‌انرژی کافی نبوده‌است. در مقابل، در بخش‌های دیستال، درجه‌بندی نرمال واضح نشان‌دهندهٔ کاهش تدریجی انرژی جریان‌های توربیدیتی است که از نواحی کم‌عمق منشأ گرفته‌اند. این تغییرات رسوب‌شناسی بازتاب مستقیمی در جوامع زیستی باستانی دارد، به‌طوری که تغییرات ایکنوفاسیس از اسکولایتوس به کروزیانا و سپس زوفیکوس نشان‌دهندهٔ گرادیان کاهش انرژی محیطی از ساحل به دریا است. تغییرات سطح آب دریا به‌عنوان یکی از عوامل کلیدی در الگوی توزیع رخساره‌ها عمل می‌کند. ضخامت زیاد نهشته‌های پروکسیمال می‌تواند نشان‌دهندهٔ شرایط استند و پیشروی ساحلی باشد، در حالی که نازک‌شدن لایه‌ها به سمت دیستال و افزایش محتوای پلاژیک، می‌تواند نشان‌دهندهٔ شرایط ترانسیو باشد. از دیدگاه ژئودینامیکی، موقعیت پالئوژئوگرافی سازند مبارک در عرض‌های میانه، آن را در مسیر طوفان‌های عرض میانه قرار می‌داده‌است. شیب ملایم رمپ که کمتر از یک درجه برآورد می‌شود، امکان انتشار انرژی طوفان تا مسافت‌های طولانی به سمت دریا را فراهم می‌کرده‌است.

الگوی تغییرات رخساره‌ای از پروکسیمال به دیستال در سازند مبارک نه تنها بازتابی از کاهش تدریجی انرژی محیط است، بلکه اطلاعات ارزشمندی در مورد دینامیک حوضه رسوبی و تأثیر طوفان‌ها بر سیستم رمپ کربناتی ارائه می‌دهد. این تغییرات تدریجی به‌خوبی نشان می‌دهد که چگونه طوفان‌ها می‌توانند بر گسترهٔ وسیعی از محیط‌های رسوبی تأثیر گذاشته و الگوهای رسوبی مشخصی را در هر ناحیه ایجاد کنند.

۳-4- تفسیر

مطالعهٔ نهشته‌های طوفانی در حوضه‌های قدیمه نیازمند درک پیچیده‌ای از دینامیک طوفان‌ها و شرایط پالئوژئوگرافی است. بازسازی دقیق سیستم‌های طوفانی دوران گذشته با چالش‌های متعددی روبرو است. از جملهٔ این چالش‌ها می‌توان به دشواری در تعیین جهت‌گیری دقیق بادهای طوفانی، تغییرات تکتونیکی پس از رسوبگذاری و عدم قطعیت در پالئوژئوگرافی دقیق حوضه اشاره کرد. در سازند مبارک نیز اگرچه موقعیت کلی حوضه در حاشیه شمالی گندوانا مشخص است، اما بازسازی جزئیات توپوگرافی بستر دریا نیازمند تحلیل‌های دقیق رسوب‌شناسی است.



شکل6. تصاویر مقطع نازک از بافت میکروسکوپی تمپستایت‌های سازند مبارک در برش شهمیرزاد. A. تمپستایت‌های حدواسط با بافت پکستونی بایوکلاستیک با شواهدی از لامیناسیون موازی در نتیجهٔ قرارگرفتن قطعات بایوکلاستیکی (عمدتا کرینوئید). B. تمپستایت‌های دیستال با بافت غالب مادستون و وکستون و الگوی ریزشونده به سمت بالا. C-D. تمپستایت‌های حدواسط عمدتا از قطعات کرینوئید با کرینوئید گرینستون (c) و بایوکلاستیک پکستون (D). E-F. تمپستایت‌های پروکسیمال با بافت گرینستونی تا مادستونی در الگوی ریزشونده نرمال به سمت بالا، عمدتا از قطعات کرینوئید.

مطالعهٔ حاضر نشان می‌دهد که سازند مبارک در برش شهمیرزاد یک سیستم رمپ کربناتی هموکلینال طوفان‌زده را به نمایش می‌گذارد. مقایسه نتایج این پژوهش با مطالعات مشابه برروی رمپ‌های کربناتی طوفان‌زده در نقاط مختلف جهان از جمله سازند Muschelkalk در اسپانیا (Pérez-López et al., 2011) و رمپ‌های کربناتی اروپای مرکزی (Aigner, 1985) نشان می‌دهد که اگرچه این سیستم‌ها از نظر سن زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی متفاوت هستند، اما الگوهای رسوبی مشابهی را در پاسخ به فرآیندهای طوفانی نشان می‌دهند. تغییرات رخساره‌ای از پروکسیمال به دیستال در سازند مبارک به خوبی با مدل‌های رسوبی ارائه‌شده برای رمپ‌های کربناتی طوفان‌زده مطابقت دارد. گسترش نهشته‌های تمپستایتی در سرتاسر پروفیل رسوبی نشان می‌دهد که طوفان‌ها تأثیر گسترده‌ای بر کل سیستم رمپ داشته‌اند. این الگو مشابه مشاهدات گزارش‌شده از رمپ‌های کربناتی مدرن در خلیج فارس و باهاما است (Flügel, 2010). تغییرات در ویژگی‌های سطوح فرسایشی از پروکسیمال به دیستال نشان‌دهندهٔ کاهش تدریجی انرژی فرسایشی جریان‌های طوفانی با افزایش عمق است. این مشاهدات با مطالعات تجربی برروی دینامیک جریان‌های طوفانی در محیط‌های

کربناتی مطابقت دارد (Myrow & Southard, 1996). تغییرات ایکنوفاسیس از Skolithos به Cruziana و سپس Zoophycos نیز به خوبی گرادیان کاهش انرژی محیطی از ساحل به دریا را منعکس می‌کند.

تحلیل روندهای عمودی در سازند مبارک می‌تواند اطلاعات ارزشمندی از تاریخچه تغییرات سطح آب دریا ارائه دهد. توالی‌های ریزدانه‌شونده به سمت بالا معمولاً نشانه‌ای از افزایش عمق حوضه و پیشروی دریا هستند، در حالی که توالی‌های درشت‌دانه‌شونده به سمت بالا می‌توانند نشان‌دهنده کاهش عمق و پسروی دریا باشند. این الگوها در سازند مبارک نیز قابل ردیابی است و می‌تواند برای تعیین مرزهای سکانس‌های چینه‌شناسی مورد استفاده قرار گیرد. از دیدگاه آب‌وهوای دیرینه، موقعیت سازند مبارک در عرض‌های میانه نیمکره جنوبی، آن را در منطقه‌ای مستعد برای تشکیل طوفان‌های شدید قرار می‌داده است. در دوران مزوزوئیک که شرایط آب‌وهوایی گرم‌تر از امروز بوده، سیستم‌های طوفانی می‌توانسته‌اند در عرض‌های جغرافیایی بالاتری نسبت به امروز تشکیل شوند. این موضوع توضیح‌دهنده فراوانی نهشته‌های طوفانی در سازند مبارک است. بنابراین، سازند مبارک نه تنها ثبت‌کننده دینامیک رسوبی حوضهٔ البرز است، بلکه آرشیوی ارزشمند از شرایط آب‌وهوایی دوران کربنیفر محسوب می‌شود.

۴- نتیجه گیری

مطالعه حاضر نشان می‌دهد که سازند مبارک در برش شهمیرزاد در یک سیستم رمپ کربناتی هموکلینال طوفان‌زده تشکیل شده‌است. تحلیل رخساره‌های رسوبی منجر به شناسایی پنج مجموعه رخساره‌ای شد که از محیط‌های عمیق حوضه‌ای تا نواحی کم‌عمق رمپ داخلی گسترش یافته‌اند. نهشته‌های تمپستایتی به خوبی در سرتاسر رمپ توسعه یافته‌اند و الگوی تغییرات رخساره‌ای از پروکسیمال به دیستال را به وضوح نشان می‌دهند. موقعیت پالئوژئوگرافی خاص حوضهٔ رسوبی البرز در حاشیهٔ شمالی گندوانا و در عرض‌های میانهٔ نیمکرهٔ جنوبی، همراه با شیب ملایم رمپ، شرایط ایده‌آلی برای تشکیل مکرر طوفان‌های شدید و تشکیل نهشته‌های تمپستایتی فراهم کرده‌است. تغییرات در ویژگی‌های سطوح فرسایشی و ساختارهای رسوبی از پروکسیمال به دیستال به خوبی کاهش تدریجی انرژی محیطی را نشان می‌دهد. این مطالعه سهم مهمی در درک دینامیک رمپ‌های کربناتی طوفان‌زده و نیز ارزیابی تطبیقی این نهشته‌ها با معادل‌های سیلیسی‌کلاستیک دارد. دستاوردهای این پژوهش می‌تواند در بازسازی دقیق‌تر شرایط دیرینه‌اقیانوسی، مدل‌سازی حوضه‌های رسوبی کربناتی و نیز اکتشاف منابع هیدروکربوری مرتبط با این نوع از مخازن کاربرد داشته باشد.

۵- منابع

عباسی، م.، زمانی‌پدرام، م.، و سهرابی، ز. (۱۳۹۳، ۳ و ۴ دی). چینه‌نگاری سنگی سازند مبارک در شمال شهمیرزاد. هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۶۸۰-۶۸۶. بازیابی از https://civilica.com/doc/391385

موسوی‌طاهر، سیده‌پروین. (۱۳۹۹). چینه‌نگاری چرخه‌ای سازند مبارک به سن کربونیفر زیرین در برش‌هایی از البرز مرکزی و شرقی: اشاره‌ای بر دامنه و نوسانات سطح آب دریا، در حاشیه شمالی گندوانا (پایان‌نامهٔ کارشناسی‌ارشد).

موسوی‌طاهر، س.، بایت‌گل، ا.، اعتماد سعید، ن.، دارائی، م.، زهدی، ا.، ربانی، ج.، و محمدزاده، ف. (۱۴۰۰). زیست‌چینه‌نگاری و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های کربونیفر زیرین زون البرز بر مبنای فرامینیفرهای بنتیک و ژئوشیمی ایزوتوپی. پژوهش‌های دانش زمین، ۱۶۶–۱۸۸. https://doi.org/10.48308/esrj.2022.101029

Aigner, T. (1985). Storm depositional systems. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer Verlag.

Bagheri, S., & Stampfli, G. M. (2008). The Iranian Plate: Middle Paleozoic–Mesozoic evolution. Geological Society, London, Special Publications, 312(1), 59-94.

Bayet-Goll, A., Chen, J., Moussavi-Harami, R., & Mahboubi, A. (2015). Depositional processes of ribbon carbonates in Middle Cambrian of Iran (Deh-Sufiyan Formation, Central Alborz). Facies, 61. https://doi.org/10.1007/s10347-015-0436-6

Bayet-Goll, A., Sharafi, M., Hasanlou, M., & Daraei, M. (2023). Reconstruction of Tournaisian–Viséan tectonic and climatically induced event histories of the Mobarak carbonate platform along depositional strike in the northeastern margin of Gondwana: Constraints from high-resolution cycle and sequence stratigraphy. Marine and Petroleum Geology, 155, 106356. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2023.106356

Brandano, M., Lipparini, L., Campagnoni, V., & Tomassetti, L. (2012). Downslope-migrating large dunes in the Chattian carbonate ramp of the Majella Mountains (Central Apennines, Italy). Sedimentary Geology, 225–226, 29–41.

Flügel, E. (2010). Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application (2nd ed.). Springer, Berlin, Heidelberg.

Golonka, J. (2007). Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps: late Palezoic. Geologia/Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, 33(2), 145-207.

Muttoni, G., Gaetani, M., Rosales, I., Posenato, R., Cifelli, F., & Mattei, M. (2009). Neo-Tethys opening and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian. Geology, 37(12), 1123-1126.

Myrow, P. M., & Southard, J. B. (1996). Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, *66*(5), 875-887.

Nasiri, Y., Bayet-Goll, A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., & Monaco, P. (2020). Paleoenvironmental control on trace fossils across a Mississippian carbonate ramp succession, Mobarak Formation, east of Central and Eastern Alborz, Iran. Journal of African Earth Sciences, 165, 103800. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103800

Pérez-López, A., & Pérez-Valera, F. (2011). Tempestite facies models for the epicontinental Triassic carbonates of the Betic Cordillera (southern Spain). Sedimentology, 33, 1–? https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01270.x

Sardar Abadi, M., Kulagina, E. I., & Voeten, D. F. (2017). Sedimentologic and paleoclimatic reconstructions of carbonate factory evolution in the Alborz Basin (northern Iran) indicate a global response to Early Carboniferous (Tournaisian) glaciations. Sedimentary Geology, 348, 19–36. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.11.011

Tucker, M. E., & Wright, V. P. (1990). Carbonate sedimentology. Blackwell Science Ltd.

Zandkarimi, K., Bayet-Goll, A., Falahatgar, M., Sharafi, M., Amani, H., & Hasanlou, M. (2022). Palaeoenvironment, palaeogeography, and palaeoclimatology of the Mississippian carbonate ramp in the Alborz tectonostratigraphic zone: Implications for deciphering the controlling factors on ramp evolution. Geological Journal. https://doi.org/10.1002/gj.4401

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

بررسی فرآیندهای دیاژنزی موثر بر بخش‌های ماسه‌سنگ تحتانی و سری زغال‌دار تحتانی گروه شمشک در برش غزنوی (جنوب شرق آزادشهر)

طاها احمدی نژاد[۱]، احسان ده یادگاری[۲]، عباس صادقی[۳]، امیر حسین قدرتی شاه‌توری[۴]

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲. استادیار گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳. استاد گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۴. دانشجوی دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

Email: t.ahmadinezhad@mail.sbu.ac.ir

چکیده

در این مطالعه، انواع فرآیندهای دیاژنزی موثر در برش غزنوی به ضخامت ۱۰۰۰ متر در دو بخش ماسه‌سنگ زیرین (Js1) و سری زغال‌دار زیرین (Js2) مورد مطالعه قرار گرفت. از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی سازند شمشک در برش یاد شده می‌توان به فشردگی و تراکم، سیمانی شدن کربناته (بیشتر بصورت کلسیتی)، سیمانی شدن اکسید آهن و ته‌نشست کانی‌های رسی اشاره کرد. مطالعه‌ی فرآیندهای دیاژنزی به همراه بررسی روابط بافتی آنها با یکدیگر نشان می‌دهد که سه مرحله دیاژنز اولیه (ائوژنز)، میانی (مزوژنز) و نهایی (تلوژنز) بر روی سنگ‌های سیلیسی-آواری شمشک اثر گذاشته اند. مهمترین فرآیند دیاژنز اولیه شامل فشردگی و تراکم‌های فیزیکی، تشکیل سیمان‌های هم‌رشدی سیلیس و ته‌نشست کانی‌های رسی و مهم ترین فرآیندهای دیاژنتیکی مرحله دیاژنز میانی شامل فشردگی و انحلال‌های شیمیایی و تشکیل سیمان‌های کربناته می‌باشد. در مرحله‌ی دیاژنز نهایی و بالا آمدن سازند شمشک، رنگیزه‌های اکسید آهن و نفوذ کانی‌های رسی از مهم‌ترین فرآیندها می‌باشند.

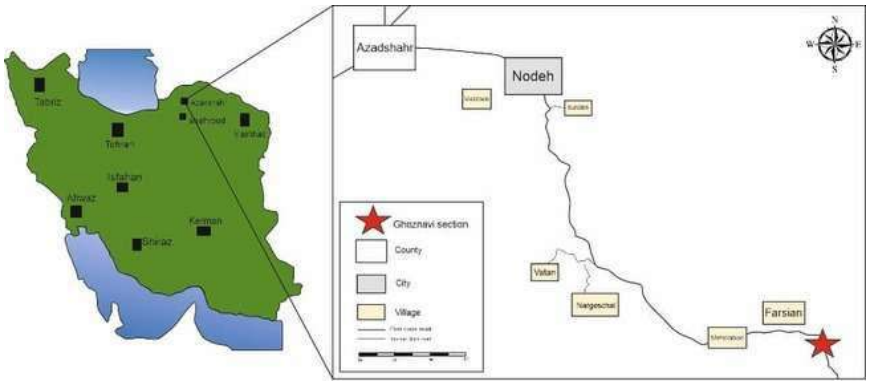
کلمات کلیدی: سازند شمشک، دیاژنز، برش غزنوی، حوضه قشلاق.

۱- مقدمه

در البرز خاوری، گروه شمشک شامل ردیف ستبری (۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر) از نهشته‌های آواری از نوع سیلت‌سنگ، ماسه‌سنگ و به ویژه کنگلومرا است که بر روی هم ۵ تا ۶ افق زغال‌سنگ اقتصادی دارد و از مهم‌ترین و بارزترین ویژگی‌های آن، برخلاف برش الگوی این نهشته‌ها در البرز مرکزی، نداشتن لایه‌ها و همراهان دریایی می‌باشد (آقانباتی، ۱۳۹۳).

ناحیه زغال‌دار قشلاق در البرز خاوری (استان گلستان) و در ناودیس اولنگ- قشلاق با امتداد شمال خاوری- جنوب باختری جای گرفته است. این ناحیه زغال‌دار دارای گسترش ۷۰ کیلومتر مربع با طول جغرافیایی ´۳۲ °۳۷ تا °۳۷ و عرض جغرافیایی ´۰۲ °۵۵ تا ´۵۱ °۵۵ است. در این ناحیه دو استان سمنان و گلستان توسط جاده شاهرود- آزادشهر به یکدیگر متصل می‌شوند. برش مورد مطالعه درناحیه غزنوی در ۱۱۶ کیلومتری شمال شاهرود و ۲۲ کیلومتری جنوب آزادشهر با مختصات´۲۶°۳۶ عرض شمالی و´۲۸°۵۵ طول شرقی قرار دارد و می‌توان از جاده آزادشهر-شاهرود به منطقه دسترسی پیدا کرد (شکل ۱).

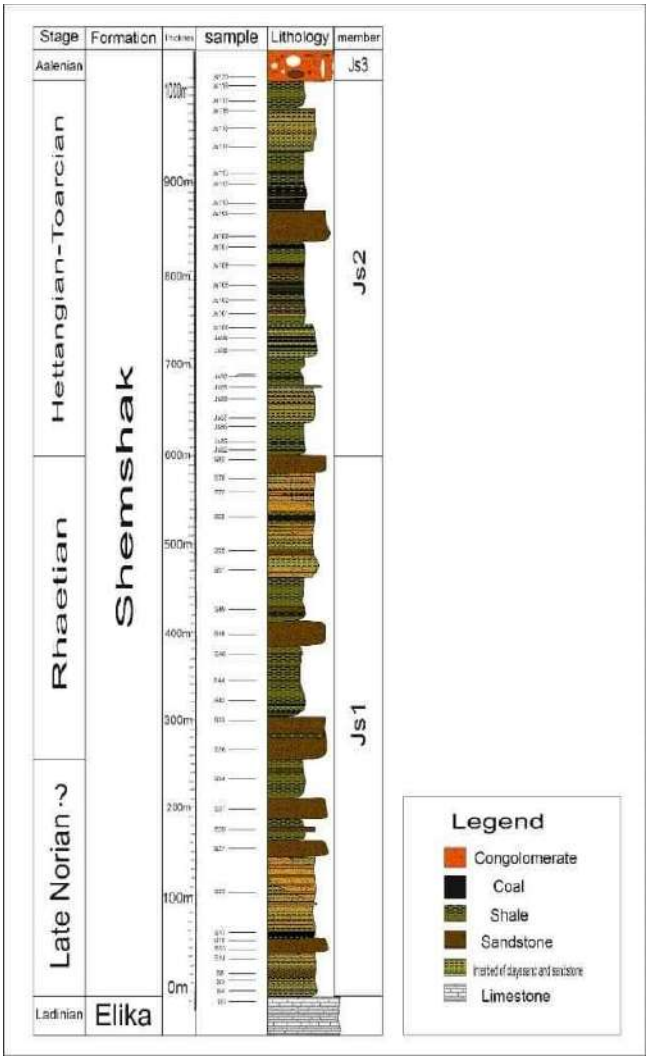
با توجه به تفاوت‌های سنگی و رخساره‌ای مشاهده‌شده در بررسی‌های میدانی، این رسوبات به دو بخش تقسیم گردید. یکی ماسه‌سنگ زیرین (Js1) با ضخامت ۵۵۰ متر شامل ماسه‌سنگ و سیلت‌سنگ تیره رنگ حاوی عدسی‌ها و لایه‌های بسیار نازک زغال‌سنگ، به همراه کنکرسیون و نودول‌های چرتی دارد که بصورت ناپیوسته بر روی سنگ آهک‌های سازند الیکا قرار گرفته است. دیگری، بخش زغال‌دار زیرین (Js2) با ضخامت ۴۵۰ متر متشکل از ماسه‌سنگ، سیلت‌سنگ و شیل‌های سبز، خاکستری و سیاه رنگ است که بر روی یک لایه ماسه‌سنگی ضخیم متعلق به انتهای بخش ماسه‌سنگ زیرین قرار گرفته و در قاعده با یک لایه اقتصادی از زغال به ضخامت ۰/۵ تا ۱/۲ متری شروع می‌شود. این بخش که حاوی افق‌های زغال دار اقتصادی متعدد در ضخامت خود می‌باشد، در بالا بصورت هم شیب در زیر کنگلومراهای قاعده بخش ماسه‌سنگ بالایی (Js3) سازند شمشک قرار می‌گیرد (شکل ۲).



شکل ۱) نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

روش مطالعه

بررسی‌های دیاژنز در مقیاس میکروسکوپی، بر روی ۱۰۰ مقطع نازک، که از بخش ماسه‌سنگ زیرین (Js1) و بخش زغال‌دار زیرین (Js2) این سازند در منطقه غزنوی بصورت سیستماتیک جمع آوری شده بود، انجام شد. همچنین نمونه‌ها به منظور تفکیک دقیق‌تر سیمان‌های موجود با آلیزارین قرمز رنگ آمیزی شدند.



شکل ۲) ستون چینه‌شناسی برش مورد مطالعه

۳- بحث

فرآیندهای اصلی دیاژنزی که سنگ‌های سیلیسی آواری سازند شمشک در منطقه غزنوی را تحت تاثیر خود قرار داده است شامل:

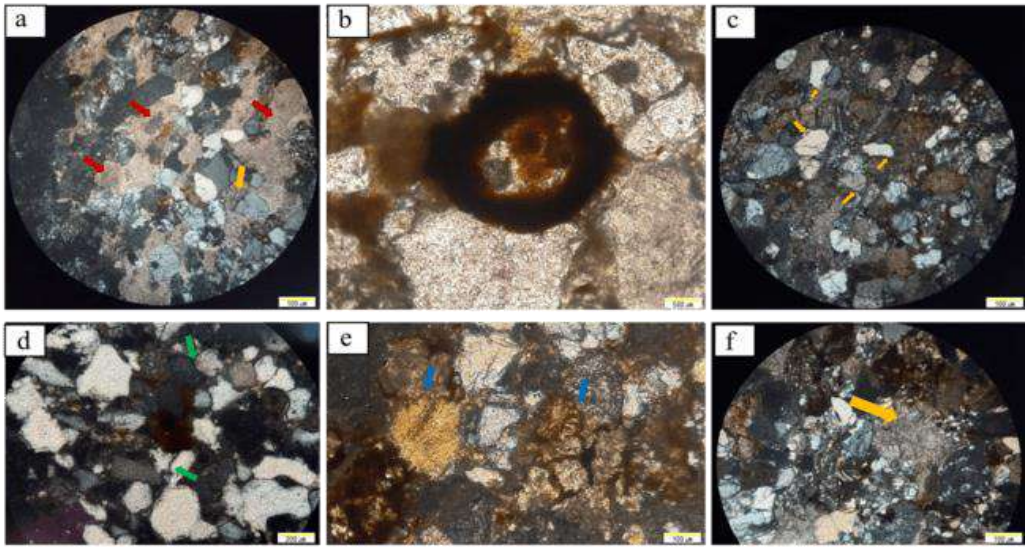
۱. فشردگی یا تراکم: تراکم به صورت شکستگی، انحنا، تغییرشکل، آرایش مجدد، انحلال فشاری، سطوح تماس محدب - مقعر و آثار کاتاکلاستیک دیده می‌شود (Kooi & de Vries, 1998 و Boggs, 2009). بنظر می‌رسد این تراکم و فشردگی و پدیده‌های حاصل شده، از قدمت سازند شمشک و تحمل فرآیندهای تکتونیکی متعدد و قرارگیری در زیر ضخامت زیادی از رسوبات بعد از ژوراسیک زیرین ناشی شده باشد. این آثار فشارشی بیشتر در بخش ماسه‌سنگ‌زیرین سازند شمشک در منطقه دیده می‌شود. در این بخش دانه‌ها نسبت به بخش زغال‌دار زیرین در تماس بیشتری با هم هستند (شکل d-۳).

۲. سیمانی شدن سیلیسی: یکی از متداول‌ترین انواع سیمانی شدن سیلیس در برش مورد مطالعه، رشد ثانویه‌ی کوارتز بصورت هم‌رشدی است. این سیمان در اطراف دانه‌های کوارتز ته‌نشین شده و دارای پیوستگی نوری می‌باشد؛ بنابراین دانه و سیمان در زیر نور پلاریزه با هم خاموش می‌شوند. این نوع از سیمان نیز بیشتر در بخش ماسه‌سنگ‌زیرین سازند در منطقه قابل مشاهده می‌باشد. منشأ سیلیس برای این نوع سیمانی شدن اغلب به انحلال فشاری نسبت داده می‌شود. محلول‌های درون حفره‌ای از نظر سیلیس غنی و بصورت فوق اشباع در می‌آیند و سپس به فرم رشد ثانویه مجدداً ته‌نشین می‌شوند (موسوی حرمی، ۱۳۷۳) (شکل c-۳).

۳. سیمانی شدن کربناته: سیمان‌های کربناته از متداول‌ترین سیمان‌های اثر گذار بر روی سنگ‌های سیلیسی آواری برش مورد مطالعه می‌باشد. این سیمان‌ها به صورت رشد در اطراف و فضای بین دانه‌ها و همچنین به صورت جایگزینی با دانه‌هایی با مقاومت کمتر همانند خرده‌های لیتیک و فلدسپار دیده می‌شوند. با رنگ آمیزی نمونه‌ها مشخص شد که اغلب سیمان کربناته، از نوع سیمان کلسیتی هستند که منشا این سیمان به احتمال بسیار بالا از نزدیکی رسوبات به سازندهای کربناته‌ی بالا (سازند لار) و پایین آن (سازند الیکا) می‌باشد (شکل a و f -۳).

۴. سیمان اکسید آهن: این سیمان در نمونه‌های مورد مطالعه بصورت جایگزینی در برخی دانه‌ها همانند بیوتیت و بصورت حاشیه‌ای در اطراف دانه‌های کوارتز مشاهده شد (شکل b و e-۳).

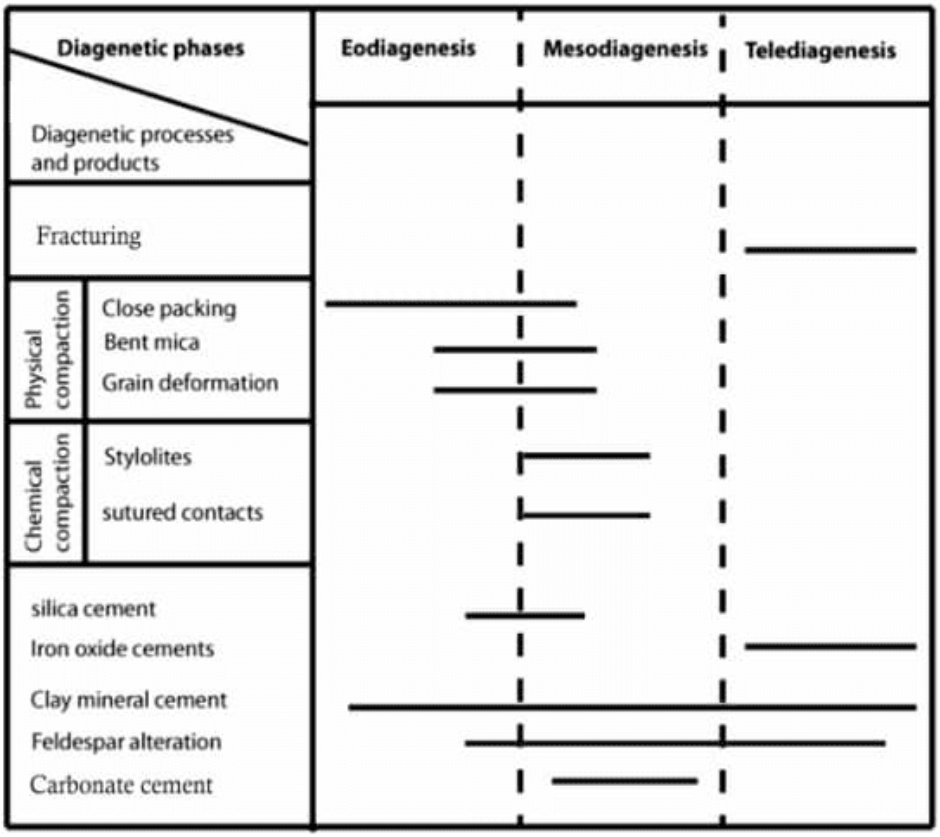
۵. کانی‌های رسی: رس ممکن است توسط آبهای درون حفره‌ای از لایه‌های متناوب گلی بطرف پایین در یک ماسه‌سنگ نفوذ کند (Walker, 1984). یک اثر مهم جانشینی، افزایش مقدار ماتریکس بین دانه‌ای است که اثر قابل ملاحظه‌ای بر روی بلوغ بافتی رسوب داشته و منجر به تشکیل بافت گری وکی می‌شود (موسوی حرمی، ۱۳۷۳). وجود رس‌ها در نمونه‌های برش مورد مطالعه بیشتر بصورت بین دانه‌ای و بعضا بصورت جایگزینی با دانه‌ها مشاهده گردید (شکل b و e-۳).



شکل ۳) **a**: سیمان‌های کربناته که هم جایگزین دانه‌های ناپایدارتر مانند خرده‌های لیتیک چرتی (فلش نارنجی) و هم بصورت میان دانه‌ای جای گرفته‌اند. (فلش قرمز) (نمونه شماره S47). **b**: سیمان اکسید آهن که بصورت التقاط یافته با کانی‌های رسی می‌باشد و در اطراف دانه‌ها جای گرفته است (نمونه شماره S14) **c**: سیمان‌های رشد ثانویه سیلیسی (نمونه S49). **d**: تماس‌های محدب-مقعر و مضرسی بین دانه‌ها (فلش سبز)، سیمان اکسید آهن نیز در بین دانه‌ها مشاهده می‌شود (نمونه S14). e: سیمان‌های اکسید آهن جای گرفته در بین درزها و شکاف‌های ایجاد شده در اثر نیروهای تکتونیکی (فلش آبی) (نمونه S15) .**f** : سیمان کربناته (به احتمال زیاد کلسیتی) جای گرفته در بین دانه‌های آواری سنگ سیلیسی (فلش نارنجی) (نمونه S30).

۴- نتیجه گیری

به طور کلی، فرآیندهای دیاژنزی ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک در برش غزنوی، بر اساس مراحل تکاملی دیاژنز اولیه (Eodiagenesis)، دیاژنز میانی (Mesodiagenesis) و دیاژنز نهایی (Telodiagenesis) پیش رفته است. در مرحله دیاژنز اولیه، رسوبات پس از ته‌نشینی در محیط‌های رسوبی رودخانه‌ای-دلتایی، آرایش اولیه خود را یافته و همزمان، رسوبات ریزدانه (عمدتاً شیل و رس) در منافذ بین‌دانه‌ای و به صورت حاشیه‌ای (Rimming) بر روی دانه‌ها رسوب کرده‌اند؛ این پدیده به ویژه در نمونه‌های دانه‌ریزتر مشهود است و نقش مهمی در کاهش اولیه تخلخل ایفا می‌کند. با افزایش عمق دفن و تحت تأثیر انحلال فشاری (Pressure Dissolution) دانه‌ها، غلظت محلول‌های سیلیسی کاهش یافته و منجر به رسوب ثانویه سیلیس (Syntaxial Overgrowth) بر روی دانه‌های کوارتز شده است؛ این فرآیند که اغلب در مراحل اولیه و بعضا در مرحله میانی رخ می‌دهد، تخلخل را به طور قابل توجهی کاهش می‌دهد. در مراحل دیاژنز میانی با دفن عمیق‌تر، رسوب کربنات کلسیم (بیشتر بصورت سیمان کلسیتی) در فضاهای خالی بین‌دانه‌ای (Intergranular Pores) آغاز شده که به عنوان سیمان اصلی عمل می‌کند. با این حال، اگر حجم سیمان سیلیسی حاصل از انحلال فشاری و رسوب ثانویه، بیش از حد باشد، می‌تواند تا حدی از گسترش سیمان کربناته جلوگیری کند و الگوی دوگانه سیمان‌زایی (Bimodal Cementation) را ایجاد نماید. در نهایت، نفوذ محلول‌های غنی از کربنات در خلل و فرج سنگ، سیمان کربناته را در عمق‌های خاص تثبیت کرده و همزمان، انحلال و جایگزینی (Replacement) دانه‌های ناپایدار مانند فلدسپات‌ها، میکاها و سیمان‌های سیلیسی اولیه را به دنبال داشته است. در مرحله دیاژنز نهایی، تحت تاثیر نیروهای تکتونیکی مرتبط با بالا آمدگی رشته کوه‌های البرز، رس‌های جایگزینی (Authigenic Clays) و سیمان اکسید آهن (Hematite-goethite) بر روی دانه‌ها رسوب کرده و سبب خردگی (Etching) و جانشینی دانه‌های فلدسپاتی، میکایی و سایر کلاست‌های ناپایدار شده است؛ این سیمان‌ها اغلب به صورت حاشیه‌ای در فضاهای بین‌دانه‌ای ظاهر شده و تخلخل ثانویه را تحت تأثیر قرار داده اند. علاوه بر این، شکستگی‌ها و ترک‌های ناشی از این نیروهای تکتونیکی با رنگیزه‌های اکسید آهن پر شده‌اند. نمای شماتیک کلی از این فرآیندهای دیاژنزی در منطقه مورد مطالعه در شکل ۴ ارائه شده است. این توالی دیاژنزی نه تنها کیفیت مخزنی ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک را در برش غزنوی توجیه می‌کند، بلکه بر اهمیت تعامل میان دفن، تکتونیک و شیمی سیالات در تکامل رسوبات کلاستیک ژوراسیک ایران تأکید دارد.



شکل ۴) توالی ترسیم شده از فرآیندهای دیاژنزی اعمال شده بر روی سازند شمشک در ناحیه غزنوی

منابع

آقانباتی، ع. (۱۳۹۳). فرهنگ چینه‌شناسی ایران: ژوراسیک (جلد ۴). انتشارات رهی.

موسوی‌حرمی، ر. (۱۳۷۳). رسوب‌شناسی. به نشر (آستان قدس رضوی).

Boggs, S., Jr. (2009). Petrology of sedimentary rocks (2nd ed.). Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/CBO9780511813440

Kooi, H., & de Vries, J. J. (1998). Land subsidence and hydrodynamic compaction of sedimentary basins. Hydrology and Earth System Sciences, 2(2-3), 159–171. https://doi.org/10.5194/hess-2-159-1998

Walker, T. R. (1984). Diagenetic albitization of potassium feldspar in arkosic sandstones. Journal of Sedimentary Petrology, 54(1), 3–16

تجزیه و تحلیل چینه‌نگاری سکانسی مخزن کربناته بنگستان (کرتاسه میانی–بالایی) و کاربردهای اکتشافی آن در میدان نفتی منصوری، حوضه زاگرس، ایران

اکبر حیدری[۱]، نرگس شکری[۱] ولی ا... ایمانی [۲]

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

Email: A.Heidari@scu.ac.ir

چکیده

چینه‌نگاری سکانسی، به عنوان چارچوبی تحلیلی- تفسیری قدرتمند، نقش بی‌بدیلی در درک تاریخچه حوضه‌های رسوبی و پیش‌بینی ویژگی‌های مخازن هیدروکربنی ایفا می‌کند. این مطالعه با هدف کاربردی‌سازی این روش در یکی از مخازن کربناته پیچیده ایران، معروف به مخزن بنگستان (متعلق به سازندهای سروک و ایلام با سن کرتاسه میانی تا بالایی) در حوضه زاگرس انجام شده است. حوضه زاگرس با پیشینه تکتونیکی فعال و نوسانات مکرر سطح آب دریای تتیس، محیطی ایده‌آل برای تشکیل و حفظ توالی‌های سکانسی غنی از هیدروکربن است. در این پژوهش، با اتکا بر مبانی نظری مدرن چینه‌نگاری سکانسی و با استفاده از تلفیق داده‌های پتروگرافی (مطالعه مقاطع نازک و مغزه) و تفسیر نمودارهای چاه‌پیمایی (لاگ)، ستون چینه‌شناسی سکانسی مخزن در یک چاه کلیدی بازسازی و تحلیل شد. نتایج، شناسایی شش سکانس رسوبی مجزا را نشان داد که همگی توسط مرزهای سکانسی نوع دوم (انطباقی و ناشی از افت‌های ملایم سطح دریا) از یکدیگر تفکیک شده‌اند. هر سکانس از یک چرخه ژنتیکی کامل تبعیت می‌کند و ساختار درونی آن متشکل از یک سیستم انباشتی پیشروی در بخش زیرین و یک سیستم انباشتی تراز بالا در بخش فوقانی است. سکانس اول با رخساره‌های ریفی مرجانی با پتانسیل مخزنی استثنایی آغاز می‌شود. روند کلی حاکم بر کل توالی، حکایت از یک عمیق‌شدگی تدریجی محیط رسوبی از پایین به بالا دارد، به‌طوری که رخساره‌های لاگونی در سکانس‌های پایینی به تدریج جای خود را به رخساره‌های دریای باز و در نهایت به رخساره‌های کاملاً حوضه‌ای در سکانس ششم می‌دهند. دستاورد اصلی این تحلیل، تفکیک فضایی مؤثر واحدهای با پتانسیل مخزنی بالا از واحدهای کم‌کیفیت یا غیرمخزنی است. سیستم‌های انباشتی تراز بالا و بخش‌های خاصی مانند پایه سکانس اول، به دلیل غلبه رخساره‌های دانه‌درشت (ریف، سد، دریای باز پرانرژی)، به عنوان نواحی هدف اکتشافی با تخلخل و تراوایی مطلوب شناسایی شدند. در مقابل، ضخامت‌های قابل‌توجهی از سیستم‌های انباشتی پیشروی (به‌ویژه در مجاورت سطوح حداکثر غرقابی) که عمدتاً از رخساره‌های ریزدانه و گلی تشکیل شده‌اند، نقش سنگ پوش یا لایه‌های جداکننده داخلی را ایفا می‌کنند. این مطالعه نشان می‌دهد که چینه‌نگاری سکانسی تنها یک ابزار توصیفی نیست، بلکه یک راهبرد عملیاتی برای کاهش ریسک اکتشاف، بهینه‌سازی جایابی چاه‌ها و طراحی مسیر حفاری‌های افقی است. یافته‌های این پژوهش می‌تواند به عنوان الگویی برای بازخوانی تاریخچه رسوبی و ارزیابی مخزن در دیگر میادین مشابه حوضه زاگرس و مخازن کربناته جهان به کار رود.

کلمات کلیدی: سیستم‌های انباشتی (TST, HST)؛ اکتشاف نفت؛ کرتاسه میانی: سازند سروک؛ زاگرس

۱- مقدمه

مخازن کربناته میزبان بیش از ۶۰ درصد از ذخایر نفت و ۴۰ درصد از ذخایر گاز جهان هستند (Ahr, 2008). در میان این مخازن، سازندهای کرتاسه حوضه زاگرس در جنوب غرب ایران، به‌عنوان یکی از غنی‌ترین و در عین حال پیچیده‌ترین سیستم‌های مخزنی کربناته شناخته می‌شوند (Sharland et al., 2001). ویژگی‌های پتروفیزیکی و رفتار تولیدی این مخازن به شدت تحت تأثیر ترکیب پیچیده‌ای از کنترل‌های اولیه (رخساره و محیط رسوبی) و ثانویه (فرآیندهای دیاژنتیکی) قرار دارد که خود وابسته به نوسانات سطح آب دریا و تاریخچه تکتونیکی حوضه هستند (Flügel, 2010). در چنین بستر پیچیده‌ای، رویکردهای چینه‌شناسی سنتی اغلب فاقد قدرت تفکیک کافی برای پیش‌بینی دقیق توزیع فضایی کیفیت مخزن بوده و این امر منجر به ریسک بالا در فرآیندهای اکتشاف و توسعه می‌شود (Catuneanu, 2006).

چینه‌نگاری سکانسی، به عنوان پارادایمی تحولی در علوم زمین، با ارائه یک چارچوب چهاربعدی (سه بعد فضایی و یک بعد زمان)، پاسخی نظام‌مند به این چالش ارائه می‌دهد (Van Wagoner et al., 1990). این رویکرد با شناسایی واحدهای رسوبی ژنتیکی (سکانس‌ها و سیستم‌های انباشتی) که در پاسخ به تغییرات تراز پایه شکل می‌گیرند، نه تنها تاریخچه دینامیک حوضه را رمزگشایی می‌کند، بلکه امکان پیش‌بینی الگوهای توزیع رخساره‌ها، سطوح نفوذناپذیر و روندهای دیاژنتیکی را فراهم می‌سازد (Posamentier & Allen, 1999). موفقیت چشمگیر این روش در مخازن کربناته سراسر جهان، از خلیج مکزیک تا خاورمیانه، موجب شده تا امروزه به یکی از استانداردهای اصلی در مدل‌سازی مخزن تبدیل شود (Vail et al., 1977; Embry, 2009).

با وجود مطالعات متعدد بر روی مخزن کربناته عظیم بنگستان (شامل سازندهای سروک و ایلام) در حوضه زاگرس (برای مثال Hajikazemi et al., 2010; Rahimpour-Bonab et al., 2012; Mehrabi et al., 2021). هنوز شکاف دانش قابل‌توجهی در درک دقیق معماری سکانسی این مخزن و ارتباط مستقیم آن با ناهمگنی‌های مخزنی مشاهده می‌شود. بسیاری از پژوهش‌های پیشین بر تحلیل‌های ایستای رخساره‌ای یا دیاژنزی متمرکز بوده‌اند، بدون آنکه چارچوب پویای کنترل‌کننده اصلی، یعنی تغییرات نسبی سطح آب دریا در مقیاس سکانسی، به صورت کمی و پیش‌بینیکننده یکپارچه شده باشد (Adabi et al., 2010). این کمبود، به ویژه در مرحله توسعه میادین و بهینه‌سازی برداشت، که نیازمند درک دقیق از پیوستگی و ناپیوستگی افق‌های مخزنی است (Kerans & Tinker, 1997)، به چشم می‌خورد.

۱-۱- اهداف و نوآوری پژوهش حاضر

این مطالعه با هدف پر کردن بخشی از این شکاف دانشی، به کارگیری نظام‌مند چینه‌نگاری سکانسی با استفاده از داده‌های پتروگرافی، مغزه و چاه‌نگاری را برای تحلیل مخزن بنگستان در میدان نفتی منصوری (شکل ۱) زاگرس دنبال می‌کند. اهداف ویژه این پژوهش عبارتند از: ۱) شناسایی و تفکیک سکانس‌های رسوبی و مرزهای آنها در یک ستون چینه‌شناسی نماینده، ۲) تفسیر سیستم‌های انباشتی و رخساره‌های تشکیل‌دهنده آنها در چارچوب مدل سکانسی، ۳) تحلیل روند عمودی حاکم بر توالی و استنتاج تاریخچه تغییرات سطح دریا، و ۴) ارائه یک مدل مفهومی که ارتباط مستقیم بین واحدهای سکانسی شناسایی‌شده و کیفیت مخزن (نواحی با تخلخل/تراوایی بالا و واحدهای پوش‌سنگ بالقوه) را نشان دهد. نوآوری این تحقیق در ارائه یک الگوی سکانسی-رخساره‌ای کمی

برای مخزن بنگستان است که می‌تواند به عنوان یک ابزار پیش‌بینیکننده برای هم‌بستگی بین چاهی و مدل‌سازی مخزن در میادین مشابه مورد استفاده قرار گیرد.

۲- روش مطالعه

این مطالعه با رویکردی توصیفی-تحلیلی و با هدف اجرای چینه‌نگاری سکانسی در مقیاس مغزه و چاه بر روی مخزن کربناته بنگستان انجام شده است. مراحل روش‌شناسی به صورت نظام‌مند و در گام‌های متوالی زیر اجرا گردید:

۱. مطالعات پایه و انتخاب چاه کلیدی:

پس از مرور مطالعات پیشین منطقه و بررسی اولیه داده‌های چاه‌پیمایی (لاگ) و لرزه‌ای میدان، یک چاه اکتشافی/توسعه‌ای که دارای مغزه کامل از بخش‌های مخزنی سازندهای سروک و ایلام بود، به عنوان چاه کلیدی و نماینده انتخاب شد. انتخاب این چاه بر معیارهای زیر استوار بود: داشتن پوشش حداکثری از ستون چینه‌شناسی مخزن، کیفیت خوب داده‌ها و در دسترس بودن مغزه با بازیافت مناسب.

۲. مطالعات پتروگرافی و رخساره‌شناسی: این مرحله، هسته اصلی جمع‌آوری داده‌های اولیه را تشکیل می‌داد.

مطالعه مغزه: بازرسی پیوسته و ریزبینانه مغزه موجود با مقیاس ۱:۱۰۰ و سپس ۱:۵۰ انجام شد. در این بازدید، ویژگی‌هایی نظیر نوع سنگ، بافت، ساخت‌های رسوبی اولیه (مانند لایه‌بندی، ریپل‌مارک، زیست‌آشفته‌شدگی)، مرزهای لایه‌ها، وجود ناپیوستگی و شواهد دیاژنزی (مانند حفرات انحلالی، سیمان‌ها، استیلولیت) به دقت ثبت و توصیف گردید.

تهیه و مطالعه مقاطع نازک: از نماهای سنگی مختلف و به ویژه از نقاط کلیدی تغییر رخساره، نمونه‌برداری سیستماتیک صورت گرفت. در مجموع، تعداد ۸۵ مقطع نازک پتروگرافی تهیه و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شدند. در مطالعه میکروسکوپی، ترکیب دانه‌ها (اسکلتی و غیراسکلتی)، نوع سیمان، بافت سنگ (بر اساس طبقه‌بندی دانهام و فولک)، فرآیندهای دیاژنتیکی و درصد تخمینی اجزا از لحاظ کمی و کیفی مطالعه شدند.

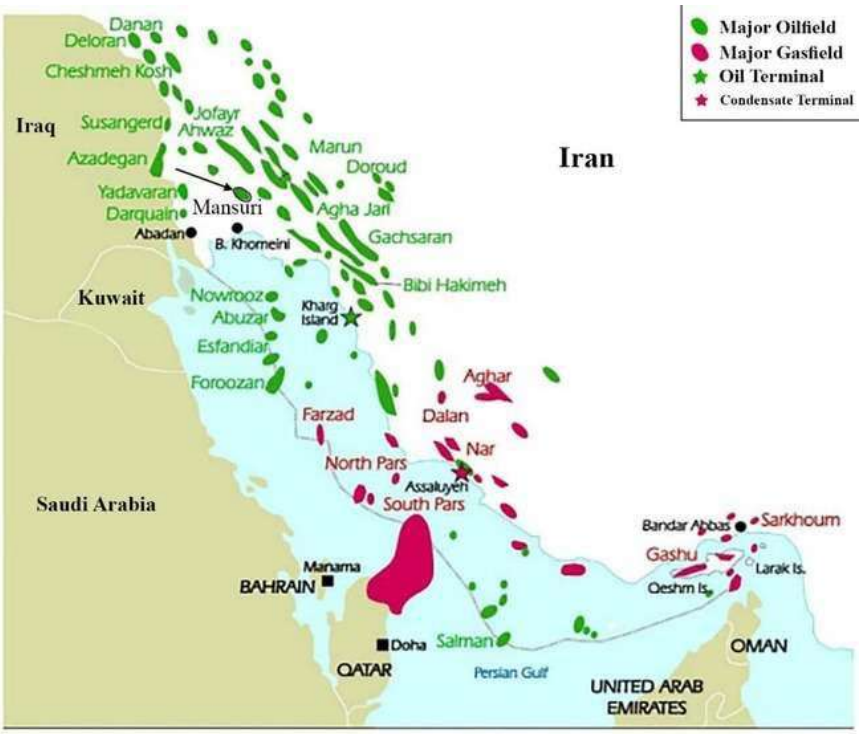
تعیین رخساره‌های رسوبی: بر اساس داده‌های حاصل از مغزه و مقاطع نازک، رخساره‌های میکروسکوپی و ماکروسکوپی شناسایی و بر اساس ترکیب، بافت، فسیل‌شناسی و ساخت‌ها، طبقه‌بندی شدند. این رخساره‌ها سپس در قالب انجمن‌های رخساره‌ای مرتبط با محیط‌های رسوبی خاص (مانند لاگون، سد ریفی، دریای باز، حوضه) تفسیر گردیدند.

تعیین دقیق عمق و ضخامت لایه‌ها. شناسایی روندهای عمودی: شناسایی الگوهای کم‌عمق‌شوندگی و عمیق‌شوندگی در پاسخ‌های لاگ. کمک به تشخیص رخساره: ارتباط بین الگوهای لاگ (مانند شکل منحنی گاما) و رخساره‌های تعیین شده از مغزه، برای گسترش تفسیر رخساره‌ها به فواصل فاقد مغزه. تخمین اولیه پارامترهای پتروفیزیکی مانند تخلخل.

۳. تلفیق داده‌ها و ساخت ستون چینه‌شناسی تلفیقی: داده‌های پتروگرافی (مغزه و میکروسکوپ) و تفسیر لاگ‌ها در یک ستون چینه‌شناسی تلفیقی مقیاس‌شده (معمولاً ۱:۲۰۰ یا ۱:۵۰۰) ادغام شدند. در این ستون، اطلاعات رخساره‌ای، مرزهای لایه، الگوهای لاگ و مشاهدات دیاژنزی در کنار هم قرار گرفتند تا یک دید جامع و پیوسته از ستون سنگ ارائه شود.

۴. اجرای چینه‌نگاری سکانسی: بر روی ستون چینه‌شناسی تلفیقی، فرآیند تفسیر سکانسی مطابق با اصول استاندارد (Van Wagoner et al., 1990; Catuneanu, 2006) انجام پذیرفت: شناسایی مرزهای سکانسی: جستجو برای سطوحی که نشان‌دهنده تغییر قابل توجه در تراز پایه باشند. این امر از طریق شناسایی سطح‌های پیشروی (TS)، سطوح حداکثر غرقابی (MFS) بر اساس تغییر الگوی رخساره‌ها و لاگ، و سطوح حداکثر پسروی (MRS) صورت گرفت. نوع مرز (نوع ۱ یا ۲) بر اساس شدت تغییر و وجود یا عدم وجود شواهد فرسایش تعیین شد.

تفکیک سیستم‌های انباشتی: فضای بین مرزهای سکانسی به واحدهای کوچکتری تقسیم شد. رخساره‌ها و روندهای عمودی آنها در قالب سیستم انباشتی پیشروی (تشکیل شده در حین بالا آمدن سطح دریا)، سیستم انباشتی تراز بالا (تشکیل شده در حین ثبات یا افت آرام سطح دریا) و در صورت وجود، سیستم انباشتی تراز پایین تفسیر شدند. بازسازی تاریخچه تغییرات سطح دریا: توالی عمودی سیستم‌های انباشتی و رخساره‌ها در هر سکانس، برای بازسازی نمودار تغییرات نسبی سطح دریا مورد استفاده قرار گرفت.



شکل۱- نقشه میادین نفتی زاگرس که در آن میدان منصوری با قلم درشت تیره‌تر و پیکان مشخص شده است.

۳- بحث

پایه تحلیلی این پژوهش بر مدل‌ها و مفاهیم استاندارد چینه‌نگاری سکانسی، به ویژه آنچه در آثار مرجعی مانند کاتونینو (۲۰۲۲) تشریح شده، استوار است. در این چارچوب، سکانس رسوبی به عنوان واحد بنیادی مطالعه، یک بسته رسوبی ژنتیکی است که بین

دو مرز سکانسی اصلی تشکیل می‌شود. مرزهای سکانسی سطوحی هستند که نشان‌دهنده یک تغییر قابل توجه در تراز پایه و اغلب همراه با وقفه‌ای در رسوب‌گذاری یا تغییر رژیم رسوبی هستند. این مرزها به دو نوع اصلی تقسیم می‌شوند: مرز نوع ۱ که در نتیجه افت سریع و قابل ملاحظه سطح دریا تشکیل شده و معمولاً با شواهد فرسایش قاره‌ای همراه است، و مرز نوع ۲ که حاصل افت ملایم‌تر سطح دریا بوده و اغلب به صورت یک سطح هم‌ساز یا ناپیوستگی خفیف در رکورد رسوبی ظاهر می‌شود.

درون هر سکانس، توزیع عمودی و جانبی رخساره‌ها در قالب سیستم‌های انباشتی سازمان می‌یابد. سیستم انباشتی، مجموعه‌ای از رخساره‌های هم‌زمان است که به یک سبک رسوبی مشترک در پاسخ به تغییرات تراز پایه تشکیل شده‌اند. سه سیستم انباشتی کلاسیک عبارتند از: سیستم انباشتی پیشروی که در طول فاز سریع بالا آمدن سطح دریا شکل گرفته و غالباً با رخساره‌های ریزدانه و عمیق‌شونده به سمت بالا مشخص می‌شود؛ سیستم انباشتی تراز بالا که در پی تثبیت سطح دریا در بالاترین حد یا شروع افت آرام آن رسوب کرده و اغلب با رخساره‌های کم‌عمق‌شونده به سمت بالا و افزایش سهم رسوبات دانه‌درشت‌تر شناخته می‌شود؛ و سیستم انباشتی تراز پایین که پس از یک افت مشخص سطح دریا و در شرایط تراز پایین جدید نهشته می‌شود. نقاط عطف هر چرخه سکانسی با سطوح کلیدی همچون سطح حداکثر غرقابی (نقطه اوج پیشروی دریا و شروع پسروی) و سطح حداکثر پسروی (نقطه انتهایی پسروی و آستانه شروع پیشروی بعدی) مشخص می‌گردند.

در این مطالعه، برای تفکیک این واحدها و سطوح در مخزن بنگستان، از یک رویکرد تلفیقی استفاده شد. داده‌های اولیه شامل مشاهدات پتروگرافی دقیق بر روی مقاطع نازع و مطالعات مغزه‌شناسی بود که امکان شناسایی رخساره‌های رسوبی و روندهای عمودی آنها را فراهم کرد. این داده‌ها سپس با تفسیر کمی و کیفی مجموعه‌ای از نمودارهای چاه‌پیمایی (مانند گاما، نوترون، چگالی و مقاومت) هم‌بسته شدند. لاگ‌ها به شناسایی تغییرات عمودی در بافت، ترکیب کانی‌شناسی و تخلخل کمک شایانی کردند. با ترکیب این دو مجموعه داده، ستون چینه‌شناسی سکانسی برای چاه مورد مطالعه ترسیم و تحلیل گردید.

یافته‌ها و تفسیر

تحلیل‌های انجام‌شده منجر به شناسایی شش سکانس رسوبی مجزا در بازه مورد مطالعه از مخزن بنگستان شد. یک نکته بسیار مهم در معماری این مخزن، ماهیت مرزهای سکانسی نوع دوم برای تمامی این سکانس‌ها است. فقدان شواهد آشکار فرسایش قاره‌ای و تغییر ناگهانی شدید در رخساره‌ها، نشان می‌دهد که تغییرات سطح دریا در این بازه زمانی عمدتاً به صورت افت‌های ملایم و تدریجی عمل کرده‌اند. این یافته با موقعیت حوضه در یک پلاتفرم کربناته نسبتاً پایدار در آن بازه زمانی سازگار است. هر یک از این شش سکانس از یک چرخه کامل پیشروی-پسروی تبعیت می‌کنند و ساختار درونی آنها عموماً از قاعده به رأس شامل یک سیستم انباشتی پیشروی و به دنبال آن یک سیستم انباشتی تراز بالا است. سیستم انباشتی تراز پایین در این توالی به وضوح توسعه نیافته، که خود تأیید دیگری بر ملایم بودن افت‌های سطح دریا است.

سکانس اول که قدیمی‌ترین سکانس شناسایی‌شده است، با رخساره‌های کورال فریمستون آغاز می‌شود. این رخساره‌ها نشان‌دهنده تشکیل یک ریف مرجانی درجا در یک محیط پرانرژی، کم‌عمق و با نور کافی هستند. از دیدگاه مخزنی، این بخش آغازین به دلیل تخلخل اولیه بین اسکلتی بالا و پتانسیل بسیار خوب برای انحلال ثانویه در محیط‌های متئوریک پس از قرارگیری در معرض هوا، به عنوان کیفیت‌ترین بخش مخزنی در کل توالی شناخته می‌شود. با ادامه پیشروی دریا و غرقاب شدن ریف، رخساره‌ها به سمت

عمیق‌تری مانند رخساره‌های حوضه‌ای تغییر می‌کنند. عمیق‌ترین نقطه این پیشروی، که با نهشت رخساره‌های حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک و خرده‌های اسفنج مشخص می‌شود، به عنوان سطح حداکثر غرقابی این سکانس تعیین گردید. پس از این نقطه، روند معکوس شده و با شروع پسروی نسبی دریا، سیستم انباشتی تراز بالا با نهشت رخساره‌های کم‌عمق‌تر مانند رخساره‌های لاگونی و سپس دریای باز کم‌عمق به پایان می‌رسد.

سکانس‌های دوم تا ششم این الگوی چرخه‌ای کلی را با تغییراتی در ترکیب رخساره‌ای و ضخامت تکرار می‌کنند. یک روند کلی کلان در طول این شش سکانس قابل مشاهده است: عمیق‌شدگی تدریجی محیط رسوبی از پایین به بالای توالی. در سکانس‌های پایینی (به ویژه اول و دوم)، رخساره‌های لاگونی سهم عمده‌ای دارند که نشان از شرایط یک پلاتفرم داخلی نسبتاً محافظت‌شده دارد. با حرکت به سمت سکانس‌های بالاتر، سهم این رخساره‌ها کاهش یافته و بر فراوانی رخساره‌های دریای باز افزوده می‌شود. این روند در سکانس ششم به اوج خود می‌رسد، جایی که تقریباً کل سکانس از رخساره‌های دریای باز و حوضه‌ای تشکیل شده و رخساره‌های لاگونی به طور کامل حذف می‌شوند. این تغییر رخساره‌ای آشکار، نشان‌دهنده یک فرونشست تدریجی گسترده در مقیاس حوضه یا یک بالا آمدن قابل توجه و مستمر سطح دریا در بازه تشکیل سکانس‌های بالایی است که منجر به غرقاب شدن دائمی محیط‌های کم‌عمق لاگونی و انتقال مرکز رسوب‌گذاری به محیط‌های بازتر شده است.

کاربردهای اکتشافی

تحلیل ارائه شده در این مطالعه فراتر از یک تفسیر آکادمیک بوده و کاربردهای عملی مستقیمی در فرآیند اکتشاف و توسعه میدان دارد. مهم‌ترین دستاورد، تفکیک فضایی دقیق نواحی با پتانسیل مخزنی بالا از واحدهای کم‌کیفیت یا غیرمخزنی است.

نواحی هدف با پتانسیل بالا: سیستم‌های انباشتی تراز بالا به دلیل سبک رسوبی کم‌عمق‌شونده و غالب بودن رخساره‌های دانه‌درشت‌تر مانند رخساره‌های دریای باز پرانرژی (مثل اکینوئید وکستون) و در مواردی رخساره‌های ریفی، به عنوان کاندیداهای اصلی مخزنی شناسایی شده‌اند. این بخش‌ها معمولاً از تخلخل بین دانه‌ای اولیه خوب و پتانسیل برای دیاژنز متئوریک بهبوددهنده برخوردارند. به طور خاص، بخش پایینی سکانس اول (رخساره‌های ریفی) باید به عنوان یک افق کلیدی در مدل مخزن و برنامه‌ریزی حفاری در نظر گرفته شود.

واحدهای پوش‌سنگ و جداکننده: در مقابل، بخش‌های ضخیم از سیستم انباشتی پیشروی، به ویژه در مجاورت سطح حداکثر غرقابی، که توسط رخساره‌های ریزدانه، گلی و غنی از مواد آلی تشکیل شده‌اند، از تخلخل و تراوایی بسیار پایینی برخوردارند. این واحدها می‌توانند به طور مؤثری نقش سنگ پوش منطقه‌ای برای مخازن زیرین یا لایه‌های جداکننده داخلی را در داخل یک مخزن یکپارچه بازی کنند. شناسایی این سطوح برای تعیین محدوده مخزن و پیش‌بینی سطوح تماس آب-نفت گاز ضروری است.

مدل‌سازی مخزن و پیش‌بینی گسترش: تعیین دقیق مرزهای سکانسی و روندهای رخساره‌ای در چارچوب سکانسی، امکان هم‌بستگی دقیق‌تر بین چاه‌ها را فراهم می‌سازد. به جای هم‌بستگی صرفاً بر اساس عمق یا یک نشانگر لیتولوژیکی، می‌توان واحدهای هم‌زمان (هم‌سکانس) را در سراسر میدان ردیابی کرد. این موضوع برای پیش‌بینی گسترش جانبی رخساره‌های مخزنی مطلوب (مثل ریف مرجانی سکانس اول) و همچنین پیش‌بینی تغییرات کیفیت مخزن به سمت لبه‌های حوضه حیاتی است.

توالی‌بندی بهینه چاه‌ها: درک معماری سکانسی به مهندسان مخزن این امکان را می‌دهد که طراحی و توالی‌بندی چاه‌های توسعه‌ای و افقی را بهینه کنند. به عنوان مثال، یک چاه افقی می‌تواند به گونه‌ای طراحی شود که برای مدت طولانی‌تری در بخش سیستم انباشتی تراز بالا با کیفیت مخزنی بهتر حرکت کند و از بخش‌های کم‌کیفیت سیستم انباشتی پیشروی اجتناب نماید.

۴- نتیجه گیری

این پژوهش نشان داد که چینه‌نگاری سکانسی یک ابزار تحلیلی ضروری برای رمزگشایی از پیچیدگی ذاتی مخازن کربناته است. کاربرد این چارچوب در مخزن بنگستان نه تنها منجر به بازسازی دقیق‌تری از تاریخچه رسوبی و تغییرات سطح دریا در کرتاسه میانی حوضه زاگرس شد، بلکه بینش‌های عملی قابل‌توجهی برای ارزیابی مخزن و برنامه‌ریزی توسعه میدان ارائه داد. شناسایی شش سکانس با مرزهای نوع دوم، سلطه افت‌های ملایم سطح دریا را نشان داد، در حالی که روند عمیق‌شدگی کلی، حکایت از یک محرک تکتونیکی یا اقیانوسی‌سازی در مقیاس بزرگ‌تر دارد. تفکیک واحدهای مخزنی مطلوب (عمدتاً در سیستم‌های انباشتی تراز بالا) از واحدهای پوش‌سنگ (در سیستم‌های انباشتی پیشروی) به طور مستقیم بر کاهش ریسک اکتشاف، بهینه‌سازی جایابی چاه و در نهایت افزایش بازیافت هیدروکربن از این مخزن پیچیده تأثیر خواهد گذاشت. این روش‌شناسی می‌تواند به عنوان یک الگوی استاندارد برای مطالعه دیگر مخازن کربناته در حوضه زاگرس و سایر نقاط جهان به کار گرفته شود.

۵- منابع

Adabi, M. H., Salehi, M. A., & Ghabeishavi, A. (2010). Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 39(3), 148-160.

Ahr, W. M. (2008). Geology of carbonate reservoirs: the identification, description and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks. John Wiley & Sons.

Catuneanu, O. (2006). Principles of sequence stratigraphy. Elsevier.

Embry, A. F. (2009). Practical sequence stratigraphy: Concepts and applications for the practicing geologist. Canadian Society of Petroleum Geologists.

Flügel, E. (2010). Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application (2nd ed.). Springer-Verlag.

Hajikazemi, E., Al-Aasm, I. S., & Coniglio, M. (2010). Subaerial exposure and meteoric diagenesis of the Cenomanian-Turonian Upper Sarvak Formation, southwestern Iran. Geological Society, London, Special Publications, 330(1), 253-272.

Kerans, C., & Tinker, S. W. (1997). Sequence stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Short Course Notes No. 40.

Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H., Enayati-Bidgoli, A. H., & Navidtalab, A. (2021). Sequence stratigraphy and reservoir quality of the Upper Cretaceous Ilam Formation in the Dezful Embayment, SW Iran. Marine and Petroleum Geology, 123, 104773.

Posamentier, H. W., & Allen, G. P. (1999). Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Concepts in Sedimentology and Paleontology No. 7.

Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Enayati-Bidgoli, A. H., & Omidvar, M. (2012). Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a mid-Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran. Cretaceous Research, 37, 15-34.

Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, A. P., ... & Simmons, M. D. (2001). Arabian plate sequence stratigraphy. GeoArabia Special Publication 2, Gulf PetroLink, Bahrain.

Vail, P. R., Mitchum Jr, R. M., & Thompson III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 4. Global cycles of relative changes of sea level: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. In Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration (pp. 83-97). American Association of Petroleum Geologists Memoir 26.

Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M., & Rahmanian, V. D. (1990). Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies. AAPG Methods in Exploration Series No. 7.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

تنوع رخساره‌ای و دینامیک محیط‌های رسوبی شلف لبه‌دار سازند سروک با تأکید بر پتانسیل مخزنی

اکبر حیدری[۱]، نرگس شکری[۱] ولی ا... ایمانی[۲]

۱۱- استادیار گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

Email: A.Heidari@scu.ac.ir

چکیده

سازند سروک به‌عنوان یکی از مهم‌ترین واحدهای کربناته گروه بنگستان در زاگرس چین‌خورده، به دلیل ناهمگنی‌های رسوبی–دیاژنزی و نقش آن در تولید هیدروکربن‌های جنوب‌غرب ایران، نیازمند تحلیل دقیق رخساره‌ای و محیطی است. در این پژوهش، با اتکا بر داده‌های پتروگرافی، مطالعات مقاطع نازک، تحلیل رخساره‌ای و ارزیابی فرآیندهای دیاژنزی، رخساره‌های اصلی سازند سروک در بازه سنی آلبین پسین تا تورونین پیشین شناسایی و تفسیر شدند. نتایج نشان می‌دهد که رخساره‌های شناسایی‌شده حاصل رسوب‌گذاری در سه کمربند محیطی اصلی شامل لاگون، بخش‌های کم‌عمق تا میانی دریای باز، و نواحی عمیق حوضه‌اند. رخساره‌های لاگونی با فراوانی فرامینیفرهای بنتیک نظیر میلیولیده و آلوئولینا، ماتریکس میکرایتی و انرژی اندک مشخص می‌شوند، درحالی‌که واحدهای دریای باز با حضور اکینویید، براکیوپود و جلبک قرمز نشان‌دهنده شرایط پرانرژی‌تر و چرخش بالاتر آب‌اند. رخساره‌های عمیق‌تر نیز با غالب بودن فرامینیفرهای پلانکتونیک و بافت‌های مادستونی–وکستونی مشخص می‌شوند. بررسی دیاژنز نشان می‌دهد که میکرایتی‌شدن اولیه، سیمان هم‌محور در بایوکلست‌ها و سیمان اسپار بلوکی در مراحل دیرینه، نقش اصلی را در کنترل کیفیت مخزنی داشته‌اند. ارزیابی ویژگی‌های مخزنی نشان می‌دهد که رخساره‌های وابسته به محیط‌های باز و نیمه‌باز، نسبت به رخساره‌های لاگونی، پتانسیل مخزنی بالاتری دارند و توزیع تخلخل به‌شدت تحت تأثیر ترکیب اجزا، میزان گل کربناته و شدت سیمان‌گیری است. این نتایج می‌تواند در مدل‌سازی مخزن و بهبود پیش‌بینی رفتار جریان سیال در سازند سروک کاربرد مستقیم داشته باشد.

کلمات کلیدی: سازند سروک؛ رخساره‌های کربناته؛ محیط‌های رسوبی؛ کرتاسه میانی

۱- مقدمه

سنگ‌های کربناته همواره بخش عمده‌ای از مخازن هیدروکربوری جهان را تشکیل می‌دهند، چرا که ترکیب پیچیده‌ای از رخساره‌های رسوبی، دیاژنز و تحولات تکتونیکی‌شان باعث ایجاد ساختارهای متخلخل و ناهمگن می‌شود که برای ذخیره و جریان سیال بسیار مناسب‌اند (.(Mehrabi et al., 2023در میان این واحدها سازند سروک در حوضهزاگرس در جنوب-غرب ایران، به‌عنوان یکی از مهم‌ترین مخازن کربناته شناخته می‌شود (Pakparvar et al., 2017; Mehmandosti et al., 2013).

با این حال، کیفیت مخزنی سازند سروک به‌طور قابل توجهی تحت تأثیر ناهمگنی رسوبی–دیاژنزی است؛ یعنی توزیع فیزیکی رخساره‌ها، ترکیب اجزای اسکلتی و غیراسکلتی، بافت سنگ، و همچنین فرآیندهای دیاژنزی مانند سیمان‌گیری، انحلال، و کارستی شدن، همگی عوامل مؤثر در ایجاد یا کاهش تخلخل و تراوایی‌اند (Saffari et al., 2025; Mehrabi et al., 2025).

تحقیقات پیشین بر روی سازند سروک نشان داده‌اند که این واحد در محیطی از نوع شلف کربناته نهشته شده است و دارای گستره وسیعی از رخساره‌ها در محیط‌های رسوبی (شامل لاگون، شوال، ریف/پچ‌ریف، و مناطق باز دریایی) است (برای مثال Mehmandosti et al., 2013; Moradi-Doreh et al., 2025; Afghah & Fadaei 2020). این تنوع رسوبی، همراه با دیاژنز شدید، منجر به ایجاد ساختار پیچیده‌ای از منافذ (پروسیتی اولیه و ثانویه) و ناهمگنی در خواص مخزنی شده است (Mehrabi et al., 2023).

با وجود مطالعات متعدد در مورد رسوب‌شناسی، دیاژنزی و کیفیت مخزنی سروک، کمتر پژوهشی به طور هم‌زمان به تحلیل رخساره‌ای دقیق بعلاوه تفسیر محیط‌های قدیمه و با در نظر گرفتن ناهمگنی فضایی و زمانی پرداخته است. این شکاف دانشی برای مدل‌سازی مخزن، پیش‌بینی توزیع تخلخل/تراوایی و طراحی استراتژی بهره‌برداری، یک محدودیت مهم محسوب می‌شود.

بنابراین، هدف این مطالعه عبارت است از: شناسایی و رده‌بندی رخساره‌ها و میکروفاسیس‌های اصلی در سازند سروک، بازسازی دقیق محیط(های) رسوبی و شرایط پالئواکولوژیک.

۲- روش مطالعه

این پژوهش بر اساس ترکیبی از داده‌های میدانی، آزمایشگاهی انجام شده و روند کار به‌گونه‌ای طراحی شد که امکان بازسازی دقیق رخساره‌ها، تفسیر محیط‌های رسوبی و تعیین چارچوب سکانسی سازند آسماری فراهم شود.

برای مطالعه سنگ‌شناسی و رخساره‌ها، یک ستون چینه‌شناسی پیوسته از سازند آسماری در برش مورد مطالعه برداشت شد. ضخامت لایه‌ها در مقیاس سانتی‌متر اندازه‌گیری شد و برای هر واحد سنگی ویژگی‌های بافتی، درصد اجزا، رنگ، ساخت‌های رسوبی و حضور فسیل‌ها ثبت گردید.از هر واحد حداقل یک نمونه نماینده برداشت شد؛ در مواردی که ناهمگنی بافتی مشاهده می‌شد، نمونه‌برداری افزایشی انجام شد تا پوشش کامل از تغییرات لیتولوژیکی حاصل شود. نمونه‌های جمع‌آوری‌شده ابتدا در آزمایشگاه شستشو و تمیز شدند و سپس برای تهیه مقاطع نازک برش داده شدند. برای جلوگیری از گم شدن موقعیت نمونه‌ها، کدگذاری دقیق برای تمامی قطعات انجام شد. مقاطع نازک پس از تهیه، رزین‌گیری و پوشش نهایی، تحت میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شدند. مطالعه مقاطع نازک با تمرکز بر موارد زیر انجام شد. ۱- تعیین درصد نسبی اجزای اصلی (اسکلت‌سازها، میکرایت، اسپار، گرین‌ها)؛ ۲- تشخیص بافت رسوبی (گرینستون، رودستون، پکستون، فلوتستون، وکستون و مادستون) با استفاده از روشها و طبقه¬بندی¬های Danhun, 1974 و Embry and Klovan, 1970 انجام شد. تعیین عناصر رخساره‌ای شامل نوع دانه‌ساز، فراوانی فسیل‌ها، ساختمان‌های رسوبی ریزمقیاس و الگوهای تجمعی. برای تفسیر محیط رسوبی، از ترکیب شواهد زیر استفاده شد. ۱- ارتباط عمودی رخساره‌ها و توالی تغییرات بافتی، ۲- مقایسه با مدل‌های استاندارد کربناته. بر این مبنا هر رخساره در یکی از کمربندهای محیطی لاگون، سد ریفی مرجانی، رمپ داخلی و یا خارجی قرار گرفت. در نهایت یکپارچه‌سازی و مدل‌سازی صورت پذیرفت که طی آن تمام داده‌های

توصیفی، سنگ‌شناسی و سکانسی در قالب یک ستون چینه‌شناسی رخساره‌ای تلفیق شد. از نرم‌افزارهای تخصصی برای ترسیم ستون‌ها، مقاطع و نمودارهای تحلیلی استفاده شد. روند تغییر رخساره‌ها، مرزهای سکانسی و واحدهای محیطی در یک مدل نهایی بازسازی شد.

۳- بحث

رخساره‌ها

مجموعه رخساره‌ای A: محیط لاگون

این مجموعه در یک محیط کم‌انرژی، محصور و با گردش آب محدود در پشت سد ریفی نهشته شده است. رخساره‌های شاخص عبارتند از:

رخساره) A1سندی پلوئید وکستون): با دارا بودن ٪۲۰ دانه‌های کوارتزی، نشان‌دهنده نفوذ دورهای رسوبات سیلیسی‌کلاستیک از خشکی‌های مجاور به محیط لاگون است. این امر حکایت از ارتباط احتمالی با دلتاها یا دوره‌های پایین‌آمدن شدید سطح دریا دارد.

رخساره‌های A2 و A3 (پلوئید/میلیولیده بایوکلست وکستون): غلبه فرامینیفرهای بنتیک (میلیولیده، تکستولاریا) و ماتریکس میکرایتی فراوان، تاییدکننده شرایط آرام، نورگیر و با شوری معمولی تا کمی بالا در یک لاگون محصور است.

رخساره A4 (آلوئولینا فلوتستون): حضور فرامینیفرهای بزرگ جنس آلوئولینا (٪۱۵) در یک ماتریکس گلی، نشان از مناطق نسبتاً عمیق‌تر درون لاگون یا گذر به محیط‌های با انرژی کمی بالاتر دارد.

کیفیت مخزنی این مجموعه به دلیل محتوای بالای ماتریکس میکرایتی و سیمان‌شدگی، عموماً پایین است. با این حال، حفرات انحلالی ثانویه شناسایی‌شده می‌تواند به صورت موضعی کیفیت مخزن را بهبود بخشد.

مجموعه رخساره‌ای B: محیط سد ریفی

این مجموعه نشان‌دهنده پرانرژی‌ترین بخش پلتفرم، یعنی لبه شلف است و خود به زیرمحیط‌های پشت ریف، هسته ریف و جلوی ریف تقسیم می‌شود.

رخساره B2 (کورال فریمستون): با ٪۷۰ اجزای مرجانی درجا، نشانگر هسته اصلی ریف است. این رخساره از بالاترین تخلخل اولیه (بین اسکلتی) برخوردار است.

رخساره‌های B1 و B3 (کورال بایوکلست فلوتستون): حاوی مخلوطی از مرجان، اکینوئید، بریوزوئر و جلبک قرمز هستند. این رخساره‌ها احتمالاً در پشت ریف (B1) یا جلوی ریف/تالوس (B3) نهشته شده‌اند، جایی که کلست‌های درشت‌دانه حاصل از تخریب ریف در یک ماتریکس گلی شناور هستند.

دیاژنز در این مجموعه حیاتی است. سیمان هم‌محور دریایی اولیه و سیمان اسپاری بلوکی دیررس می‌توانند تخلخل را کاهش دهند، در حالی که انحلال متئوریک در دوره‌های قرارگیری در معرض هوا می‌تواند تخلخل حفره‌ای استثنایی ایجاد کند. این مجموعه به طور کلی بالاترین پتانسیل مخزنی را در سیستم داراست.

مجموعه رخساره‌ای C: محیط دریای باز

این رخساره‌ها در جلوی سد ریفی و بر روی شلف باز نهشته شده‌اند و نشان‌دهنده انرژی متوسط و گردش آب خوب هستند.

رخساره C1 (اکینوئید بایوکلست وکستون): غنای اکینوئیدها (٪۲۰) نشان‌دهنده بسترهای سخت و شرایط پراکسیژن در بخش کم‌عمق دریای باز است.

رخساره C2 (بایوکلست وکستون دریای باز): تنوع بالای اجزای اسکلتی (اکینوئید، براکیوپود، جلبک قرمز) محیطی با شرایط زیست‌گاهی مطلوب را نشان می‌دهد.

رخساره‌های C3 و C4با کاهش اجزای کم‌عمق (اکینوئید) و افزایش اجزای عمق‌دوست (پلانکتونیک‌ها)، نشان‌دهنده یک روند عمیق‌شدگی به سمت بخش‌های میانی شلف هستند.

وجود سیمان هم‌محور حاکی از دیاژنز دریایی زودهنگام است. کیفیت مخزنی این مجموعه بسته به شدت سیمان‌شدگی و میزان انحلال ثانویه، از متوسط تا خوب متغیر است.

مجموعه رخساره‌ای D: محیط حوضه

این مجموعه در عمیق‌ترین بخش سیستم و زیر تراز موج نهشته شده است.

رخساره‌های D1 و D3 (پلانکتونیک وکستون/مادستون): سلطه فرامینیفرهای پلانکتونیک و ماتریکس میکرایتی ریزدانه، محیطی عمیق، کم‌انرژی و دور از منبع رسوبی را نشان می‌دهد.

رخساره D2 (اسپونج وکستون): حضور اسفنج‌ها می‌تواند نشانگر محیط‌های عمیق‌تر ولی غنی از مواد مغذی در پای شیب باشد.

این رخساره‌ها به دلیل ریزدانه بودن و فقدان تخلخل اولیه مؤثر، فاقد پتانسیل مخزنی بوده و عمدتاً به عنوان سنگ منشأ یا پوش‌سنگ عمل می‌کنند.

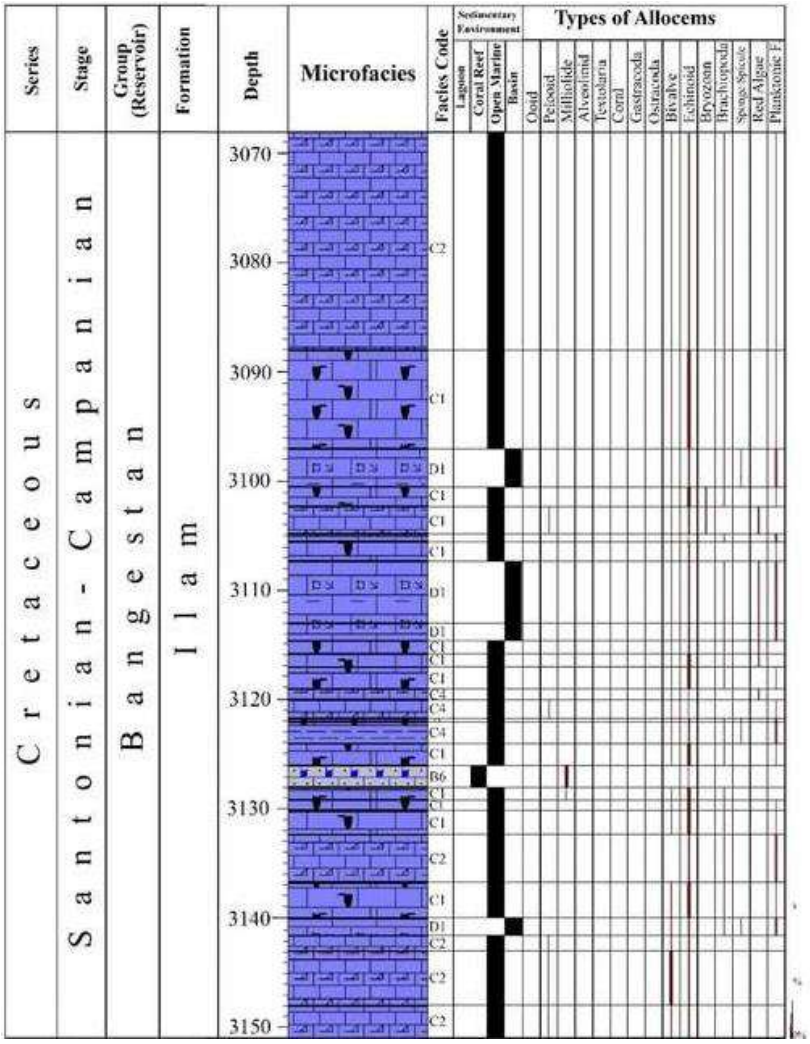
مدل رسوبی پویا و کنترل سطح دریا

توزیع عمودی و جانبی مجموعه رخساره‌های شناسایی‌شده، کاملاً با یک مدل پلتفرم کربناته شلف لبه‌دار مطابقت دارد. تغییرات نسبی سطح دریا محرک اصلی جابجایی این محیط‌ها بوده است:

در فاز پیشروی محیط‌های عمیق‌تر (حوضه/دریای باز) بر روی محیط‌های کم‌عمق (ریف/لاگون) پیشروی کرده‌اند. این امر در توالی‌های عمیق‌شونده به سمت بالا مشهود است.

در فاز پسروی محیط‌های کم‌عمق (لاگون و سپس ریف) به سمت حوضه پیشروی رسوبی داشته‌اند که منجر به ایجاد توالی‌های کم‌عمق‌شونده به سمت بالا می‌شود.

رخساره‌های سدی (مجموعه B) در لبه این پلتفرم، در پاسخ به تغییرات سطح دریا، به صورت عمودی رشد (در فاز ثبات سطح دریا) یا پیشروی جانبی (در فاز پسروی) کرده‌اند.



شکل ۲- بخشی از ستون رخساره‌ای برش مورد مطالعه به همراه واحدهای چینه‌شناسی تفکیک شده.

اکتشافی و ارزیابی مخزن

نواحی هدف اولیه: هسته ریفی (رخساره B2) و تالوس جلوی ریف (بخش‌هایی از رخساره B3) که تحت تأثیر انحلال متئوریک قرار گرفته‌اند، بهترین کیفیت مخزنی را دارا هستند. پس از آن، رخساره‌های دریای باز کم‌عمق C1, C2 با سیمان‌شدگی محدود در اولویت قرار می‌گیرند.

واحدهای پوش‌سنگ: رخساره‌های حوضه‌ای (مجموعه D) و همچنین رخساره‌های لاگونی میکرایتی شده (مجموعه A، به دلیل تراوایی بسیار پایین، به عنوان پوش‌سنگ‌های مؤثر منطقه‌ای یا محلی عمل می‌کنند.

کنترل ناهمگنی: تغییرات عمودی و جانبی سریع رخساره‌ها در این سیستم پلتفرم لبه‌دار، منجر به ناهمگنی شدید مخزن می‌شود. موفقیت در توسعه میدان مستلزم شناسایی دقیق کانال‌ها و بالاآمدگی‌های ریفی در مدل سه‌بعدی مخزن است.

۴- نتیجه‌گیری

مطالعه‌ی حاضر بر پایه‌ی تحلیل‌های پتروگرافی و رخساره‌شناختی دقیق، منجر به شناسایی و تفکیک چهار مجموعه رخساره‌ای اصلی در سازند سروک شد. این مجموعه‌ها، که شامل رخساره‌های لاگونی (A)، رخساره‌های سد ریفی (B)، رخساره‌های دریای باز (C) و رخساره‌های حوضه‌ای (D) می‌باشند، به‌وضوح نشان‌دهنده‌ی تشکیل این توالی‌های کربناته در یک سیستم پلتفرم کربناته شلف لبه‌دار در طی کرتاسه‌ی میانی هستند.

توزیع فضایی این رخساره‌ها، یک مدل رسوبی پویا را ترسیم می‌کند که در آن یک سد یا ریف فعال (مجموعه‌ی (B) لبه‌ی پلتفرم را تشکیل داده و محیط‌های کم‌انرژی لاگون (مجموعه‌ی (A) را در پشت خود از محیط‌های پرانرژی‌تر دریای باز (مجموعه‌ی (C) و نهایتاً حوضه‌ی عمیق (مجموعه‌ی (D) جدا می‌سازد. تغییرات عمودی این رخساره‌ها در ستون چینه‌شناسی، بازتاب مستقیمی از تغییرات نسبی سطح آب دریا است، به‌طوری که توالی‌های عمیق‌شونده به سمت بالا حاکی از فازهای پیشروی و توالی‌های کم‌عمق‌شونده نشان‌دهنده‌ی فازهای پسروی دریایی هستند. از منظر ارزیابی مخزن، نتایج این پژوهش اهمیت بنیادین تحلیل رخساره‌ای را در پیش‌بینی کیفیت مخزن برجسته می‌سازد. رخساره‌های هسته‌ی ریف (مانند کورال فریمستو (B2) و رخساره‌های دریای باز کم‌عمق (مانند اکینوئید وکستون (C1)، به دلیل دارا بودن بیشترین پتانسیل تخلخل اولیه (بین اسکلتی و بین دانه‌ای)، به عنوان کاندیداهای اصلی مخزنی شناسایی می‌شوند. در مقابل، رخساره‌های لاگونی با ماتریکس میکرایتی فراوان و رخساره‌های حوضه‌ای ریزدانه، عمدتاً نقش واحدهای با کیفیت پایین یا پوش‌سنگ را ایفا می‌کنند. این چارچوب رخساره‌ای-محیطی ارائه‌شده، نه تنها درک ما از تاریخچه‌ی رسوبی پیچیده‌ی سازند سروک در این بخش از حوضه‌ی زاگرس را عمق می‌بخشد، بلکه ابزاری عملیاتی برای مدل‌سازی مخزن، هم‌بستگی بین چاه‌ها و بهینه‌سازی استراتژی‌های اکتشاف و توسعه در میادین مشابه فراهم می‌آورد. تمرکز آتی می‌تواند بر ترسیم دقیق گسترش سه‌بعدی این رخساره‌ها، به‌ویژه کانون‌های ریفی با پتانسیل عالی، معطوف گردد.

۵- منابع

Mehrabi, H., Karami, F., Fakhar-Shahreza, N., & Honarmand, J. (2023). Pore-type characterization and reservoir zonation of the sarvak formation in the Abadan Plain, Zagros Basin, Iran. Minerals, 13(12), 1464.

Mehrabi, H. (2023). Deposition, diagenesis, and geochemistry of upper cretaceous carbonates (sarvak formation) in the zagros Basin and the Persian gulf, Iran. Minerals, 13(8), 1078.

Pakparvar, S., Ghadimvand, N. K., & Jahani, D. (2017). Sarvak reservoir facies characteristics in one of the South West Field in Iran. Open Journal of Geology, 7(3), 279-294.

Mehmandosti, E. A., Adabi, M. H., & Woods, A. D. (2013). Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran. Sedimentary Geology, 293, 9-20.

Saffari, M., Kianoush, P., Saffari, B., & Adib, A. (2025). Sedimentological and diagenetic insights into the Sarvak Formation evaluating reservoir characteristics and depositional environments in the Zagros Basin. Journal of Petroleum Exploration and Production Technology, 15(9), 1-28.

Mehrabi, H., Ataei, R., Tavakoli, V., & Talebi, E. (2025). A quantification of the depositional–diagenetic heterogeneities in paleokarst hydrocarbon reservoirs: Sarvak Formation, Zagros Basin, Iran. Petroleum Research.

Moradi-Doreh, F., Habibi, T., Ruban, D. A., & Hosseinzadeh, R. (2025). A Large Cenomanian Carbonate Ramp at the Transition Between Two Domains of the Zagros Sedimentary Basin, SW Iran: Cyclic Evolution and Its Eustatic and Tectonic Controls. Journal of Marine Science and Engineering, 13(6), 1084.

Afghah, M., & Fadaei, H. R. (2020). Facies analysis and depositional environment of the Sarvak Formation (Cenomanian) in the Zagros Basin (SW of Iran). Challenging Issues, Environment Earth Science.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

محیط رسوب گذاری رسوبات کرتاسه بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، میدان نفتی آغاجاری، جنوب غرب ایران

سید امیرحسین اخلاقی شریعت*[۱]، ،مهدی رضا پورسلطانی[۲]، ،محمد رضا سجادیان[۳]، ،محمد حسین حیدری فرد[۴]

۱-دانشجوی مهندسی نفت، گروه مهندسی نفت و زمین شناسی، دانشکده مهندسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

۲-استاد گروه مهندسی نفت و زمین شناسی ، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

۳-استادیار گروه مهندسی نفت و زمین شناسی ، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

۴-دپارتمان ژئوشیمی وسیستمهای نفتی،مناطق نفتخیزجنوب،اهواز،ایران

***Email: a.akhlaghi23@gmail.com**

چکیده

سازند کژدمی با سن آبتین پایانی تا آلبین میانی، یکی از مهم‌ترین سنگ‌های منشأ هیدروکربوری در حوضه زاگرس است. این مطالعه با هدف بازسازی محیط رسوب‌گذاری حوضه، بر روی نمونه‌های سازند کژدمی در چاه AJ-Y میدان نفتی آغاجاری انجام شد. نتایج نشان می دهد که سازند کژدمی در چاه AJ-Y از نظر کیفیت یک سنگ منشأ خوب نفت‌زا است. حضور کروژن نوع II، مقادیر بالای کربن آلی کلTOC و شاخص هیدروژن HI بالا مؤید این امر است. تحلیل نمودارهای HI در برابر OIو OI در برابر TOC، به وضوح نشان‌دهنده محیط‌های رسوبی کم‌اکسیژن تا بی‌اکسیژن (Dysoxic to Anoxic) هنگام سوبگذاری بوده است. علاوه بر این، بررسی نمودار HIدر مقابل TOC، حاکی از تأثیر متغیر نوسانات سطح آب دریا بر کیفیت سنگ منشأ است. بهترین افق‌های سنگ منشأ در دوره‌های پیشروی دریا (TST) که با گسترش محیط آنوکسیک همراه بوده‌اند، تشکیل شده‌اند. مدل نهایی، چاه AJ-Yرا در بخش عمیق و احیایی حوضه درون‌شلفی کژدمی تثبیت می‌کند که شرایطی ایده‌آل برای تشکیل سنگ منشأ باکیفیت خوب فراهم آورده است.

کلمات کلیدی: حوضه زاگرس، کرتاسه، سازند کژدمی، ژئوشیمی، مدل رسوبی.

۱- مقدمه

حوضه زاگرس در جنوب غرب ایران، به عنوان یکی از غنی‌ترین مناطق هیدروکربوری جهان، نقشی کلیدی در تأمین انرژی ایفا می‌کند (Alavi, 2004). این حوضه، به دلیل دارا بودن مجموعه‌ای کامل از عناصر سیستم نفتی، همواره کانون توجه مطالعات اکتشافی بوده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳). سازند کژدمی (با سن آپتین پایانی تا آلبین میانی)، به عنوان یکی از سنگ‌های منشأ در فروافتادگی دزفول (Dezful Embayment)شناخته می‌شود. این سازند به دلیل ته‌نشینی در یک حوضه درون‌شلفی (Intra-shelf Basin) غنی از مواد آلی بوده و منشأ اصلی تولید نفت در مخازن بزرگی همچون بنگستان و آسماری است (Bordenave & Burwood, 1990). ارزیابی پتانسیل یک سنگ منشأ به کمیت ماده آلی (TOC)، کیفیت (نوع کروژن) و بلوغ حرارتی (Tmax) آن بستگی دارد (Tissot & Welte,

(1984; Hunt, 1996). با استفاده از شاخص‌های HI و OI می‌توان شرایط اکسیداسیون و احیایی حاکم بر محیط رسوب‌گذاری و نوع کروژن را شناسایی شده است.

۲- روش مطالعه

به منظور دست‌یابی به هدف مطالعه تعداد ۱۰ عدد نمونه های حاصل از حفاری مربوط به سازند کژدمی انتخاب شده جهت انجام آنالیز های ژئوشیمیایی در پژوهشکده صنعت نفت با دستگاه راک-ایول به روش استاندارد مورد آنالیز پیرولیز قرار گرفت(Opera et al, 2013). نمودار های مربوط به آنالیز های ژئوشیمیایی توسط نرم افزار CorelDraw, Excel رسم شده و نمونه ها جانمایی شده اند. در این نمودار ها، محدوده های مختلف مربوط به رخساره های آلی بر اساس طبقه بندی جونز (Jones, 1987) مشخص شده اند. هر یک از این رخساره ها (از A تا D) بیانگر نوع خاصی از مواد آلی، شرایط رسوبی و پتانسیل هیدروکربن زایی است، که نوع و شرایط محیط رسوبی مربوط به هر رخساره را نشان می دهد. برای بازسازی محیط رسوبگذاری، از نمودار های زیر استفاده شده است:

- نمودار HI در مقابل TOC (Jones, 1987) جهت تعیین رخساره آلی سازند کژدمی.
- نمودار HI در مقابل OI (Jones, 1987) جهت تعیین رخساره آلی سازند کژدمی.
- نمودار HI در مقابل TOC (Passey et al, 1990) جهت ارزیابی نوسانات سطح آب دریا.

جدول ۱- نتایج پیرولیز ماده آلی نمونه های منتخب از سازند کژدمی، چاه AJ-Y میدان آغاجاری

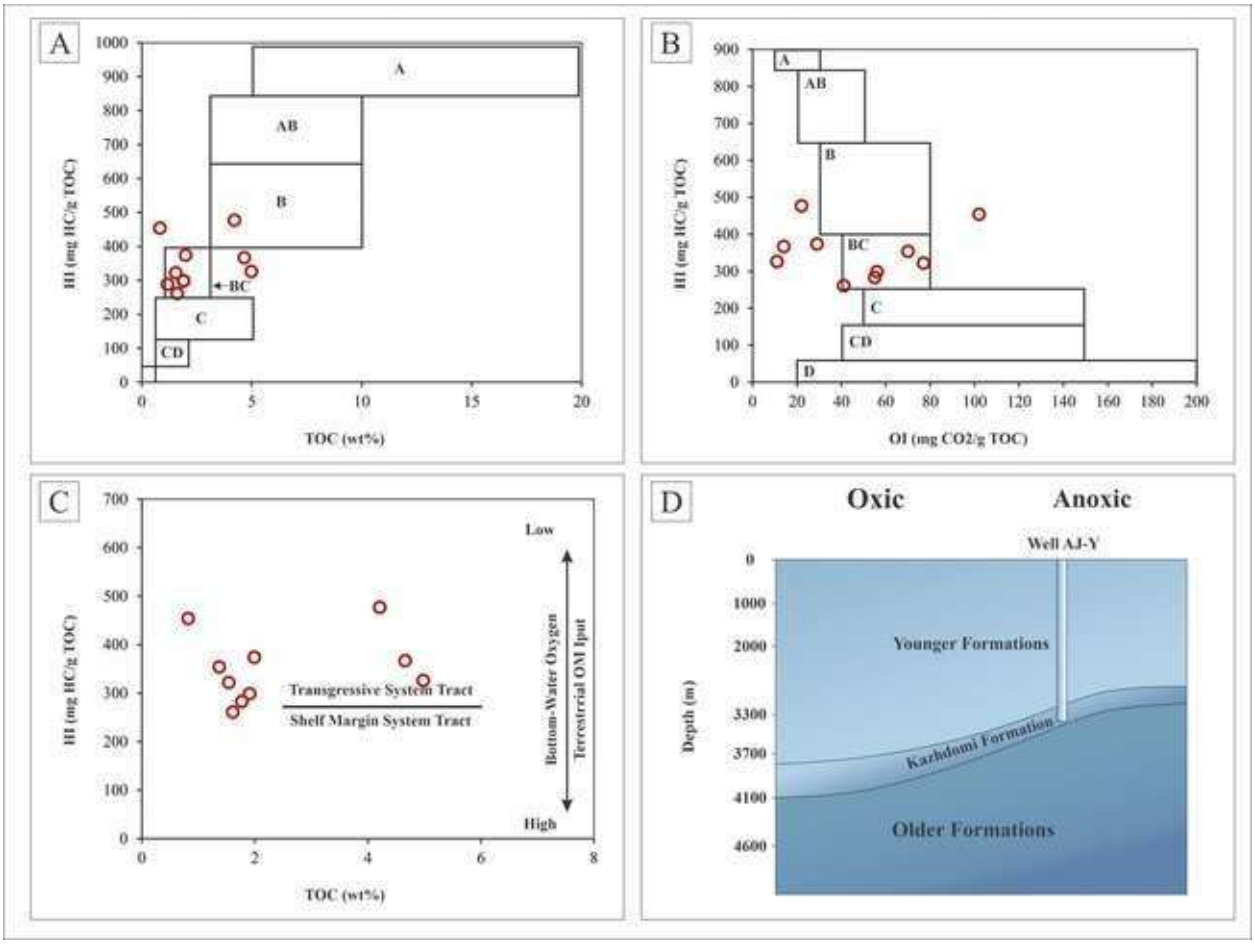
Depth (m)	S1	S2	TPI	Tmax	Tpeak	S3CO	S3	PC	RC	TOC	HI	OI CO	OI
3290	0.23	16.2	0.01	440	478	0.11	0.55	1.38	3.59	4.98	326	2	11
3300	0.19	17.1	0.01	439	477	0.11	0.66	1.46	3.2	4.66	367	2	14
3320	0.15	7.44	0.02	441	479	0.09	0.58	0.65	1.34	1.99	374	5	29
3336	0.23	20.11	0.01	436	474	0.21	0.93	1.72	2.49	4.21	477	5	22
3346	0.13	4.99	0.02	437	475	0.12	0.97	0.46	1.31	1.77	283	7	55
3358	0.12	4.83	0.02	438	476	0.13	0.95	0.44	0.92	1.37	354	9	70
3368	0.11	3.71	0.03	440	478	0.09	0.83	0.34	0.47	0.82	454	11	102
3386	0.12	4.94	0.02	441	479	0.12	1.18	0.46	1.08	1.54	322	8	77
3413	0.14	5.7	0.02	436	474	0.17	1.08	0.52	1.39	1.91	299	9	56
3435	0.35	4.2	0.08	441	479	0.12	0.66	0.4	1.21	1.61	261	7	41

۳- بحث

نتایج پیرولیز نشان دهنده یک سنگ منشا عالی با پتانسیل تولید بالا است. میانگین TOC نمونه ها حدود ۲/۶۹ ٪ است که نشان دهنده غنی بودن این سازند از مواد آلی است (جدول ۱). با استفاده از نمودار HIدر مقابل OI و HI در مقابل TOC، نمونه‌ها در محدوده‌های رخساره آلی BCوB قرار گرفته‌اند (شکل A-۱ و B-۱). رخسارهB معرف کروژن نوع II است که این نوع کروژن از بقایای مواد آلی دریایی با پتانسیل بالای نفت‌زایی تشکیل شده است. مطابق با طبقه‌بندی جونز(Jones, 1987) ، نشان‌دهنده محیط‌های رسوبی دریایی با شرایط کاهشی (اکسیژن کم) است. همچنین مقادیر بالای شاخص هیدروژن HI بین ۲۵۰ تا حدود ۴۸۰ نشان دهنده کیفیت بالای این مواد آلی و ماهیت لیپیدی آنها است.

رخسارهB: بیانگر محیط دریایی یا دریاچه‌ای با شرایط آنوکسیک غیردائمی (less persistent anoxia) است که معمولاً با پیشروی دریاها مرتبط است. این شرایط بهترین حالت برای حفظ مواد آلی را فراهم می‌کند. رخسارهBC: به محیط‌های پرو-دلتا در بخش خارجی شلف (outer shelf) یا بالای شیب قاره‌ای نسبت داده می‌شود. این رخساره نشان‌دهنده ترکیبی از مواد آلی دریایی با ورودی‌های جزئی مواد آلی اکسید شده یا زمینی است که تحت شرایط دایزوکسیک (dysoxic) یا کم‌اکسیژن رسوب کرده‌اند. حضور ترکیبی از این دو رخساره نشان می‌دهد که سازند کژدمی در موقعیت چاه AJ-Y در یک محیط دریایی باز و کم‌عمق تا متوسط نهشته شده است. نوسانات سطح اکسیژن در آب‌های عمیق تر سبب مناطقی با درجات مختلف حفظ‌شدگی مواد آلی شده است، اما بطور کلی، محیط برای تشکیل یک سنگ منشأ با پتانسیل نفت زایی بالا کاملاً مساعد بوده است

تغییرات نسبی سطح آب دریا (پیشروی و پسروی) از عواملی هستند که سبب ایجاد تغییرات عمودی رخساره ها در توالی های رسوبی میگردند. نمودار شاخص هیدروژن HI در مقابل TOC(Passey et al, 1990) در سازند کژدمی متغیر بودن شرایط محیطی در اثر پیشروی و پسروی های آب دریا در زمان نهشته شدن این سازند را نشان میدهد. طبق شکل (C-۱) نمونه ها با شاخص هیدروژن HI بالاتر، در محدوده دسته سیستم پیشرونده (TST) قرار میگیرند. که نشان دهنده دوره هایی است که سطح آب دریا بالا آمده (پیشروی دریا) و خط ساحلی به سمت خشکی عقب نشینی کرده است. در نتیجه شرایط انوکسیک (کم اکسیژن) در بخش های عمیق تر شلف گسترش یافته ومواد آلی دریایی (که معمولاHI بالایی دارند) به نسبت بالایی حفظ شده اند. علاوه بر این ورود مواد آلی قاره ای که HI پایینی دارند به حوضه کاهش می یابد. لذا سنگ های منشا با قابلیت هیدروکربور زایی بالا طی TST، به ویژه در سطح حداکثر طغیان دریا (Maximum Flooding Surface)، تشکیل شده‌اند. مدل پیشنهادی برای سازند کژدمی در این منطقه، یک حوضه درون‌شلفی در بستر یک رمپ کربناته وسیع (پلتفرم) است(شکل D-۱). در این مدل، حوضه دارای بخش‌های مرکزی و عمیق‌تر و بخش‌های حاشیه‌ای و کم‌عمق‌تر است که به تغییرات سطح آب دریا واکنش‌های متفاوتی نشان می‌دهند. شرایط محیط چاه AJ-Y هنگام رسوبگذاری، محیط کم‌انرژی و دور از ساحل که سبب رسوب‌گذاری ذرات ریز و خیلی دانه مانند شیل و مارن شده است. به دلیل عمق بیشتر و گردش محدود آب، شرایط کم‌اکسیژن در کف حوضه سبب محیطی احیایی (Anoxic) گردیده که باعث حفظ مواد آلی شده است. با توجه به مدل رسوب ارائه شده و زمین شناسی قدیمه جهان، و اینکه دوره آلبین میانی یکی از دوره‌های اصلی بالا آمدن سطح آب دریا در کرتاسه است که با رویدادهای کم‌اکسیژن اقیانوسی (OAEs) همراه بوده است، می توان نتیجه گیری نمود که شرایط محیط رسوبگذاری سازند کژدمی هنگام رسوبگذاری با وضعیت جهانی همخوانی داشته است.



شکل ۱- A: نمودار HI در مقابل TOC جهت تعیین رخساره آلی سازند کژدمی(Jones, 1987)؛ B: نمودار HI در مقابل OI جهت تعیین رخساره آلی سازند کژدمی(Jones, 1987)؛ C: نمودار HI در مقابلTOC به منظور شناسایی تغییرات نسبی سطح آب دریا در زمان رسوبگذاری سازند کژدمی(Passey et al, 1990)؛ D:ارائه مدل رسوبی سازند کژدمی، حدود موقعیت چاه مورد مطالعه در میدان نفتی آغاجاری بر اساس داده های ژئوشیمی(بر اساس عمق).

۴- نتیجه گیری

بر اساس تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی سازند کژدمی در میدان نفتی آغاجاری، نتایج زیر حاصل شده است:

مدل رسوبی حاکم بر سازند کژدمی در منطقه مورد مطالعه، یک حوضه درون‌شلفی است که دارای یک مرکز عمیق و آنوکسیک (موقعیت چاه AJ-Y) می‌باشد. سازند کژدمی در مرکز حوضه (AJ-Y) یک سنگ منشأ خوب و نفت‌زا با کروژن نوع II است.

رخساره‌های شیلی حوضه عمیق که در شرایط آنوکسیک و طی پیشروی دریا (TST) نهشته شده‌اند، غنی‌ترین بخش‌های سنگ منشأ را تشکیل می‌دهند.

۵- منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۲ صفحه.

Alavi, M. 2004. Applied geological maps of Iran, Geological Survey of Iran.

Bordenave, M. L., Burwood, R., 1990. The Lower Cretaceous Kazhdumi Formation: a world class source rock. Proceedings of the 5th Petroleum Exploration and Production Conference, Tehran.

Hunt, J. M., 1996. Petroleum Geochemistry and Geology, 2nd ed. W.H. Freeman and Company.

Jones, R. W., 1987. Organic facies. Advances in Organic Geochemistry 14, 1–19.

Opera, A., Alizadeh, B., Sarafdokht, H., Janbaz, M., Fouladvand, R., Heidarifard, M. H., 2013. Burial history reconstruction and thermal maturity modeling for the Middle Cretaceous–Early Miocene petroleum system, southern Dezful Embayment, SW Iran. International Journal of Coal Geology 120, 1–14.

Passey, Q. R., Creaney, S., Kulla, J. B., Moretti, F., Stroud, B. A., 1990. A major new application for geochemical logging: wireline source rock evaluation. SPWLA 31st Annual Logging Symposium.

Tissot, B. P., Welte, D. H., 1984. Petroleum Formation and Occurrence, 2nd ed. Springer-Verlag.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

بررسی پتروگرافی آلی و تغییرات مادهٔ آلی در مرز سازندهای گورپی–پابده در تاقدیس کوه گورپی (برش تنگ هتی)

ساسان بختیاری نژاد[۲]، مجید علیپور*[۱]، نرگس شکری[۱]

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی‌نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی نفت، گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

*Email: alipour@scu.ac.ir

چکیده

این پژوهش به بررسی ویژگی‌های مادهٔ آلی در گذر چینه‌ای سازندهای گورپی و پابده در برش تنگ هتی (جنوب‌شرقی لالی، استان خوزستان) می‌پردازد. برای این منظور، پنج نمونه از بخش‌های انتهایی گورپی، لایهٔ حدواسط اکسید آهن و قاعده پابده برداشت و با روش‌های پتروگرافی آلی مطالعه شدند. نتایج نشان داد که مقدار مادهٔ آلی از گورپی به سمت پابده روندی کاهشی دارد و در لایهٔ اکسید آهن به‌طور کامل حذف می‌شود؛ وضعیتی که بیانگر غلبهٔ شرایط اکسایشی و گردش فعال‌تر آب در زمان تشکیل این لایه است. در قاعدهٔ پابده، مقدار مادهٔ آلی دوباره افزایش یافته اما همچنان کمتر از گورپی باقی می‌ماند. بررسی‌های پتروگرافی نشان داد که نوع غالب مادهٔ آلی منشأ قاره‌ای دارد و ماسرال‌های ویترینایت فراوان‌ترین جزء آلی شناسایی‌شده هستند؛ موضوعی که نشان‌دهندهٔ ورود قابل‌توجه مواد آلی خشکی‌زاد به حوضه در زمان رسوب‌گذاری این واحدهاست. افزون بر این، تغییرات رنگ زمینه و فراوانی اجزای فسیلی بیانگر دگرگونی شرایط شیمیایی و اکسیژنی حوضه در گذر گورپی-پابده است.

کلمات کلیدی: پتروگرافی آلی، لایهٔ اکسید آهن، مرز گورپی-پابده، شیل ارغوانی، مادهٔ آلی.

۱- مقدمه

ژئوشیمی آلی به‌عنوان یکی از شاخه‌های بنیادی علوم زمین، به بررسی ماهیت ترکیبات آلی موجود در سنگ‌ها و تعامل آنها با فرآیندهای رسوبی و تکتونیکی می‌پردازد. آغاز شکل‌گیری این علم به پژوهش‌های آلفرد تریبس در دهۀ ۱۹۳۰ میلادی بازمی‌گردد؛ زمانی که وی برای نخستین‌بار پورفیرین‌ها را در سنگ‌های رسوبی شناسایی کرد و بدین ترتیب بنیان ژئوشیمی آلی نوین را بنا نهاد (Peters et al., 2005). امروزه این شاخه به یکی از ابزارهای کلیدی صنعت نفت تبدیل شده است؛ چراکه با کمک آزمون‌هایی همچون اندازه‌گیری کربن آلی کل(TOC)، تحلیل پیرولیز راک-ایول، بازتاب ویترینایت و تفکیک ماسرال‌ها از طریق مطالعات پتروگرافی آلی، می‌توان کیفیت سنگ منشأ و شرایط تشکیل آن را با دقت ارزیابی کرد (Alipour, 2025b).

پتروگرافی آلی نیز به‌عنوان رویکردی مکمل و بسیار مؤثر، با بررسی ریزساختارهای آلی موجود در سنگ‌ها (ماسرال‌ها) نقش تعیین‌کننده‌ای در تفسیر پتانسیل هیدروکربن‌زایی و بازسازی تاریخچهٔ حرارتی حوضه‌های رسوبی ایفا می‌کند (Hackley and Cardott, 2016). کاربرد پتروگرافی آلی در کنار داده‌های ژئوشیمی آلی، دیدی جامع و قابل‌اتکا درباره سنگ‌های منشأ متعارف و غیرمتعارف ارائه می‌دهد و در شناخت روندهای زایش و مهاجرت هیدروکربن کاربرد گسترده دارد (Alipour, 2025a).

هدف پژوهش حاضر، بررسی ویژگی‌های مادهٔ آلی در بخش‌های انتهایی سازند گورپی و لایه‌های قاعده‌ای سازند پابده و تحلیل تغییرات رخساره آلی در این گذر چینه‌ای با بهره‌گیری از روش‌های پتروگرافی آلی است. این مطالعه با تمرکز بر تغییرات رفتار ماسرال‌ها در مرز گورپی-پابده، به دنبال تفسیر شرایط دیرینه‌رسوبی در برش تنگ هتی است. با وجود مطالعات متعدد بر روی سازندهای گورپی و پابده، اطلاعات مربوط به تغییرات ریزمقیاس پتروگرافی آلی در مرز گورپی-پابده، به‌ویژه در برش تنگ هتی، همچنان محدود است و این پژوهش با هدف پر کردن این شکاف علمی انجام شده است.

۲- مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی

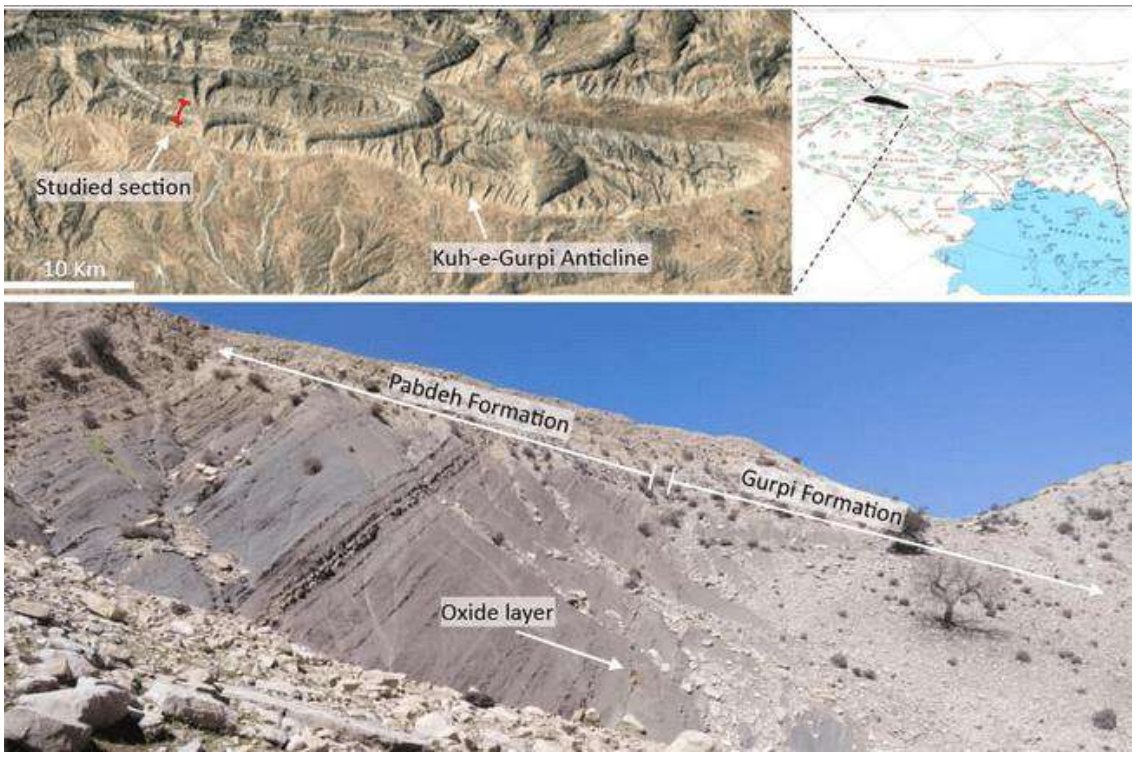
حوضهٔ زاگرس به‌عنوان یک حوضهٔ پیش‌بومی مطرح است که در پی همگرایی و برخورد صفحهٔ عربی با صفحهٔ ایران شکل گرفته است (Alavi, 2004; Alipour, 2023). این حوضه، توالی‌هایی ضخیم از رسوبات مزوزوئیک تا سنوزوئیک را در خود جای داده و میزبان مجموعه‌ای از سامانه‌های هیدروکربنی مهم است (Bordenave, 2014; Alipour, 2024). سازند گورپی در زاگرس به طور عمده سن کرتاسه پسین تا پالئوسن دارد. این سازند از نظر سنگ‌شناسی عمدتا از ترکیب شیل‌های خاکستری و مارن های تیره تشکیل شده‌است (آقانباتی، ۱۳۸۵). سازند پابده که سن پالئوسن تا الیگوسن را در بر می‌گیرد، جوان‌ترین سنگ منشأ شناسایی‌شده در فروافتادگی دزفول محسوب می‌شود؛ با این حال در بخش عمده‌ای از گستره خود هنوز به مرحله بلوغ حرارتی مناسب برای تولید گسترده هیدروکربن نرسیده است (Alipour, 2025d). این سازند عمدتاً از مارن و شیل‌های ارغوانی تا خاکستری (روشن تا تیره)، همراه با میان‌لایه‌های آهکی تشکیل شده است (James & Wynd, 1965).

محل برداشت این برش در تنگ هتی و بر روی یال جنوبی تاقدیس کوهٔ گورپی قرار دارد؛ جایی که حدود ۲۴ کیلومتر از بخش شمال‌شرقی شهر لالی در استان خوزستان فاصله دارد. دسترسی به این برش از مسیر جادهٔ لالی-پابده فراهم می‌شود و پس از عبور از مسیر منتهی به شهر تراز و ادامه راه در جهت جاده باباروزبهان می‌توان به محل مقطع رسید. مختصات جغرافیایی برش مورد بررسی برابر با طول شرقی ″49°10′22 و عرض شمالی ″32°31′35 است. نمای ماهواره‌ای و موقعیت دقیق این برش در شکل ۱ ارائه شده است.

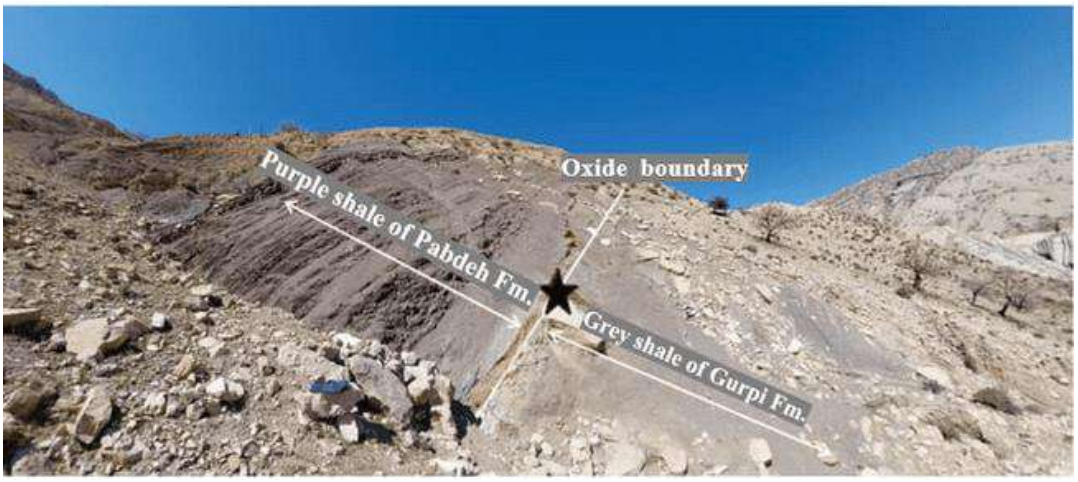
در برش تنگ هتی، ضخامت توالی مورد بررسی که انتهای سازند گورپی و قاعدهٔ سازند پابده را دربر می‌گیرد، در حدود ۱۰ متر اندازه‌گیری شد. در این برش، دو سازند به‌وسیله یک لایهٔ مشخص اکسید آهن با ضخامت تقریبی ۳۵ سانتی‌متر از یکدیگر جدا می‌شوند. بخش انتهایی سازند گورپی با شیل‌های خاکستری‌رنگ خاتمه می‌یابد، در حالی که آغاز سازند پابده پس از لایهٔ اکسید آهن با شیل‌های ارغوانی مشخص می‌شود. این تغییرات لیتولوژیک، مرز بین دو سازند را در برش تنگ هتی به‌خوبی قابل تشخیص می‌سازد (شکل ۱و۲).

در این مطالعه، مجموعه‌ای شامل پنج نمونه برداشت شد که دو نمونه از بخش‌های انتهایی سازند گورپی، دو نمونه از بخش قاعده‌ای سازند پابده و یک نمونه نیز دقیقاً از لایهٔ اکسید آهنِ واقع در مرز گورپی-پابده انتخاب گردید. نمونه‌های برداشت‌شده پس از انتقال به آزمایشگاه، برای انجام مطالعات پتروگرافی آلی مورد آماده‌سازی قرار گرفتند. برای این منظور، قطعاتی کوچک به ابعاد تقریبی

۱٫۵×۱٫۵ سانتی‌متر از هریک از نمونه‌ها بریده شده و در قالب‌های مخصوص قرار داده شد. سپس مخلوط رزین اپوکسی و سخت‌کننده با نسبت دو به یک در قالب‌ها ریخته شد تا نمونه‌ها درون رزین تثبیت شوند. پس از گذشت حدود ۲۴ ساعت و کامل شدن فرآیند سخت‌شدن اپوکسی، قرص‌های حاصل از قالب خارج شده و مطابق دستورالعمل‌های استاندارد مورد صیقل قرار گرفتند تا سطحی مناسب برای بررسی‌های میکروسکوپی ایجاد شود (Bustin et al., 1985; Taylor et al., 1998). نمونه‌های صیقلی‌شده در ادامه با بهره‌گیری از میکروسکوپ پتروگرافی آلی Zeiss Axioplan II، در بزرگنمایی ۱۰۰ برابر و در حالت غوطه‌ور در روغن ایمرسیون مورد مطالعه قرار گرفتند.



شکل۱- موقعیت جغرافیایی تاقدیس کوه گورپی در برش تنگ هتی (A)؛ عکس از رخنمون سطحی سازند گورپی-پابده در برش تنگ هتی (B).



شکل ۲- لایه اکسیدآهن در مرز سازندهای گورپی و پابده در تاقدیس کوه گورپی (دید به سمت جنوب شرق)

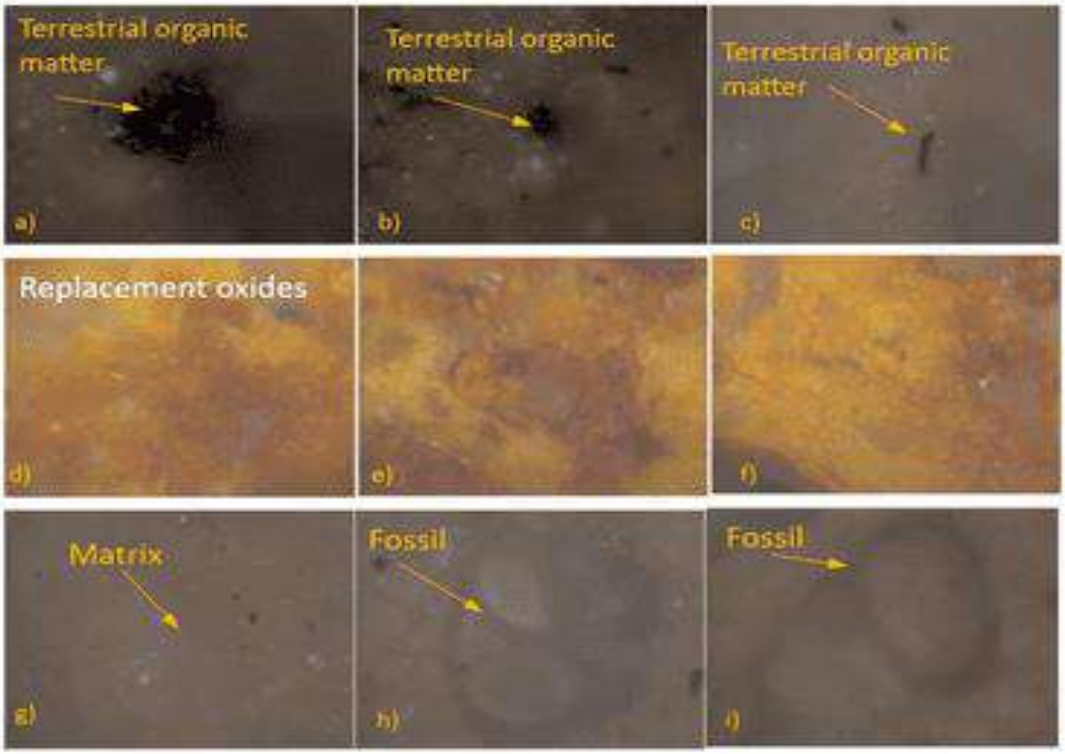
۳- بحث

بر پایهٔ داده‌های حاصل از مطالعات پتروگرافی آلی در برش تنگ هتی، سه توالی رسوبی متمایز در محدودهٔ مورد بررسی تشخیص داده شد که شامل: ۱) بخش انتهایی سازند گورپی،۲) لایهٔ حدواسط غنی از اکسید آهن در مرز گورپی-پابده، و ۳)قاعدهٔ سازند پابده است. این سه واحد از نظر میزان مادهٔ آلی، رنگ زمینه و فراوانی اجزای فسیلی تفاوت‌های قابل‌توجهی را نشان می‌دهند که بیانگر تغییرات محیطی حاکم بر حوضه در زمان نهشته‌شدن آنهاست.

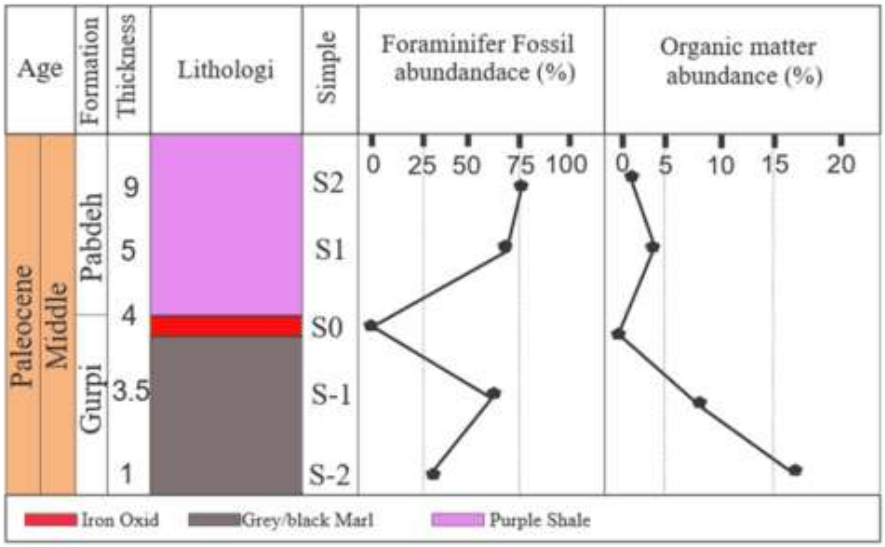
پایین‌ترین بخش مورد مطالعه شامل مارن‌های خاکستری‌رنگ است که بر اساس شواهد نانوفسیلی، سن آن پالئوسن میانی (سلاندین) گزارش شده است (شکری و همکاران، ۱۴۰۳). در این بخش، مقدار مادهٔ آلی در بازهٔ ۸ تا ۱۶ درصد (بر حسب مساحت میدان دید در زیر میکروسکوپ) نوسان دارد که نشان‌دهندهٔ یک محیط رسوبی با قابلیت مناسب برای حفظ مواد آلی است فراوانی اجزای فسیلی نیز در این واحد نسبتاً زیاد بوده و بین ۳۰ تا ۶۰ درصد تغییر می‌کند (شکل۴). رنگ زمینهٔ این نمونه‌ها عمدتاً خاکستری متمایل به روشن است که با شرایط رسوبی آرام و ته‌نشست رسوبات ریزدانه سازگار است (شکل۳ a,b,c).

مرز میان دو سازند با یک لایهٔ بارز اکسید آهن مشخص می‌شود که ویژگی‌های آن به وضوح با دو واحد بالا و پایین تفاوت دارد. سن این قسمت نیز به مانند توالی بالایی سلاندین گزارش شده است (شکری و همکاران، ۱۴۰۳). در این بخش، مقدار مادهٔ آلی به‌طور کامل صفر اندازه‌گیری شد و هیچ فسیل یا قطعات آلی قابل‌تشخیصی مشاهده نگردید (شکل۴). بیشترین فاز قابل مشاهده در زیر میکروسکوپ، اکسیدهای آهن پراکنده در زمینه‌ای بسیار روشن با طیف نارنجی تا قرمز است (شکل۳ d,e,f). وجود چنین لایه‌ای اغلب با وقفه رسوبی و شرایط اکسایشی شدید مرتبط دانسته می‌شود. این موضوع می‌تواند نشانه‌ای از یک مرز ناپیوسته در گذر گورپی به پابده باشد (Motiei, 1993). با این حال، بررسی‌های دیرینه‌شناسی جدیدتر این مرز را پیوسته تفسیر کرده‌اند (شکری و همکاران، ۱۴۰۳)، که نشان می‌دهد رخداد اکسایش و تشکیل لایهٔ آهن می‌تواند محلی یا مرتبط با تغییرات شیمیایی کوتاه‌مدت در حوضه باشد.

بخش فوقانی برش مورد مطالعه که هم‌زمان با آغاز شیل‌های ارغوانی پابده است، ویژگی‌های متفاوتی نسبت به دو توالی زیرین دارد. مقدار ماده آلی در این بخش، بین ۱ تا ۳ درصد (بر حسب مساحت میدان دید در زیر میکروسکوپ) گزارش شده که نسبت به گورپی کاهش چشمگیری را نشان می‌دهد (شکل ۴). در مقابل، فراوانی اجزای فسیلی در این واحد افزایش یافته و به حدود ۷۵ درصد می‌رسد (شکل۴). رنگ زمینه‌ای در این بخش روشنی بیشتری نسبت به نمونه‌های گورپی دارد (شکل۳ g,h,i)، همچنین سن این قسمت نیز سالاندین گزارش شده است (شکری و همکاران، ۱۴۰۳).



شکل۳- تصاویر میکروسکوپی گرفته شده از نمونه‌های سازندهای گورپی و پابده که به ترتیب تصاویر a,b,c مربوط به بخش بالایی سازند گورپی، تصاویر d,e,f مربوط به لایهٔ اکسید آهن و تصاویر g,h,i مربوط به نمونه های قاعده سازند پابده میباشند.



شکل ۴- نمودارهای مقایسهٔ فراوانی فسیل و فراوانی مادهٔ آلی در توالی مطالعه‌شده از انتهای سازند گورپی و قاعدهٔ سازند پابده در تنگ هتی.

تغییرات مشاهده‌شده در مقدار ماده آلی و فراوانی فسیلی بین این سه توالی، می‌تواند بازتابی از نوسانات اسیدیته آب، اکسیژن محلول و ترکیب شیمیایی حوضه در زمان رسوب‌گذاری باشد. افزایش فراوانی فسیل‌ها در قاعدهٔ پابده نشان‌دهندهٔ کاهش اسیدیته آب و بهبود شرایط حفظ بقایای فسیلی در آغاز نهشته‌شدن این سازند است. بر اساس این برداشت، حوضه در زمان گذر از گورپی به پابده دچار کاهش CO_2 محلول و بهبود شرایط نگه‌داری فسیل‌ها شده است. افزون بر این، تغییرات مشاهده‌شده در رنگ زمینهٔ نمونه‌ها نیز مؤید دگرگونی شرایط حوضه است؛ به‌گونه‌ای که در گذر از گورپی به پابده، طیف رنگی از خاکستری به سمت رنگ‌های روشن‌تر، نارنجی و قرمز تغییر می‌کند (شکل۳). این روند، نشان‌دهندهٔ غلبهٔ تدریجی شرایط اکسیدان بر محیط رسوب‌گذاری است، به‌طوری که افزایش اکسیژن و کاهش شرایط احیایی موجب کاهش توانایی حوضه در حفظ مواد آلی شده و در نهایت، در مرز اکسید آهن به بیشینهٔ خود رسیده است.

نتایج پژوهش نشان می‌دهد که مقدار مادهٔ آلی از سازند گورپی به سمت سازند پابده روندی کاهشی دارد و در لایهٔ اکسید آهن به‌طور کامل به صفر می‌رسد (شکل۴). این الگو بیانگر تأثیر همزمان عواملی چون اکسایش شدید و گردش بیشتر آب در حوضهٔ در زمان تشکیل لایهٔ آهن است؛ شرایطی که باعث شده ماده آلی نتواند در رسوبات حفظ شود. در تمامی نمونه‌های بررسی‌شده، نوع غالب مادهٔ آلی از منشأ قاره‌ای بوده و ماسرال‌های ویترینایت به‌طور آشکار فراوان‌ترین جزء آلی شناسایی‌شده محسوب می‌شوند (شکل ۳). این موضوع نشان‌دهندهٔ ورود قابل‌توجه مواد آلی خشکی‌زاد به حوضه در زمان رسوب‌گذاری این واحدهاست.

۴- نتیجه گیری

مطالعهٔ پتروگرافی آلی در برش تنگ هتی واقع در مرز سازندهای گورپی و پابده نشان داد که تغییرات مادهٔ آلی و اجزای فسیلی در این گذر چینه‌ای، بازتابی از دگرگونی‌های محیطی و شیمیایی حوضه در زمان رسوب‌گذاری است. مقدار مادهٔ آلی از انتهای سازند گورپی به سمت قاعدهٔ سازند پابده کاهش چشمگیری دارد و در لایهٔ حدواسط اکسید آهن به‌طور کامل حذف می‌شود؛ وضعیتی که نشان‌دهندهٔ غلبهٔ شرایط اکسایشی و گردش فعال‌تر آب در حوضه در زمان تشکیل این لایه است. فراوانی بالای ماسرال‌های ویترینایت و منشأ قاره‌ای ماده آلی در تمامی نمونه‌ها، بیانگر ورود گسترده مواد آلی خشکی‌زاد به حوضه در زمان نهشته‌شدن این واحدهاست. همچنین افزایش فراوانی اجزای فسیلی در قاعدهٔ پابده، همراه با روشن‌تر شدن رنگ زمینه، نشان‌دهندهٔ بهبود نسبی شرایط نگه‌داری فسیل‌ها و کاهش اسیدیته آب در آغاز رسوب‌گذاری سازند پابده است. در مجموع، نتایج این پژوهش ضمن تأیید نقش عوامل اکسایش و ترکیب شیمیایی آب در کنترل حفظ ماده آلی، بر اهمیت مطالعات ریزمقیاس پتروگرافی آلی در تفسیر شرایط دیرینه‌رسوبی و ارزیابی پتانسیل سنگ منشأ تأکید دارد.

۵- منابع

آقانباتی، ع.،۱۳۸۵. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

شکری، ن.، بختیاری‌نژاد، س.، و علیپور، م. (۱۴۰۳). بررسی لایه اکسید آهن بین سازندهای گورپی و پابده بر اساس نانوفسیل آهکی، تاقدیس کوه گورپی. ارائه‌شده در نهمین همایش ملی انجمن رسوب‌شناسی ایران، ژئوپارک جهانی طبس، ۲–۱ اسفند ۱۴۰۳.

Alavi, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: American journal of Science, v. 304, no. 1, p. 1-20. DOI: https://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1.

Alipour, M., 2023, Collision along irregular plate margin controlled the tectono-stratigraphic evolution of the Iranian Zagros fold and thrust belt: Marine and Petroleum Geology, v. 154, p. 106311. DOI: https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2023.106311.

Alipour, M., 2024, Petroleum systems of the Iranian Zagros Fold and Thrust Belt: Results in Earth Sciences, v. 2, p. 100027. DOI: https://doi.org/10.1016/j.rines.2024.100027.

Alipour, M., 2025a, Hydrocarbon Generation/Expulsion and Migration in the ZFTB, *in* Alipour, M., ed., Basics of Petroleum Geochemistry, Springer, p. 93-110. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-031-86938-9_3.

Alipour, M., 2025b, Hydrocarbon Source Rocks, *in* Alipour, M., ed., Basics of Petroleum Geochemistry, Springer, p. 3-18. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-031-86938-9_1.

Alipour, M., 2025d, Source Rocks of the Zagros Fold and Thrust Belt (ZFTB), *in* Alipour, M., ed., Basics of Petroleum Geochemistry, Springer, p. 57-76. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-031-86938-9_5.

Bordenave, M., 2014, Petroleum systems and distribution of the oil and gas fields in the Iranian part of the Tethyan region, DOI: https://doi.org/10.1036/13431865M1063614.

Bustin, R. M., Cameron, A. R., Grieve, D. A., and Kalkreuth, W. D., 1985, Coal Petrology - its principles, methods, and applications, 250 p.

Hackley, P. C., and Cardott, B. J., 2016, Application of organic petrography in North American shale petroleum systems: A review: International Journal of Coal Geology, v. 163, p. 8-51. DOI: http://dx.doi.org/10.1016/j.coal.2016.06.010.

James, G., and Wynd, J., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: AAPG bulletin, v. 49, no. 12, p. 2182-2245. DOI: https://www.google.com/search?q=https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D.

Motiei, H., 1993. Stratigraphy of Zagros, *in* Hushmandzadeh, A., ed., Treatise of Geology of Iran, Volume 1: Tehran, Geological Survey of Iran, 536 p.

Peters, K. E., Walters, C. C., and Moldowan, J. M., 2005, The biomarker guide, Cambridge university press, V. 1, 480 p.

Taylor, G. H., Teichmüller, M., Davis, A., Diessel, C., Littke, R., and Robert, P., 1998, Organic Petrology, Berlin, Stuttgart, Gebrüder Borntraeger, 704 p.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

محیط رسوبی و ویژگی هایی ژئوشیمیایی سازند ایلام در برش مهدی آباد شمال غرب حوضه لرستان

عاطفه یگانه مقدم*[1]، اسداله محبوبی [2]سیدرضا موسوی حرمی [2]

۱- دانش آموخته دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشگاه فردوسی مشهد

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوس

*Email: atefeh.moghadam@gmail.com

چکیده

در مطالعهٔ حاضر، سازند ایلام از گروه بنگستان با سن کرتاسهٔ پسین در شمال‌غرب حوضه لرستان واقع در برش مهدی آباد ازنظر محیط رسوبی و ویژگی های ژئوشیمیایی بررسی شده است. مطالعه‌های صحرایی نشان می‌دهند این سازند در برش مطالعه‌شده با ضخامت ۱۹۰ متر از سنگ‌آهک‌های توده‌ای، متوسط تا نازک‌لایه با میان‌لایه‌های شیل و آهک آرژیلی تشکیل شده است. مرز بالایی و پایینی سازند ایلام در برش مطالعه‌شده به‌ترتیب با سازند گورپی و سازند سروک به‌طور ناپیوسته است. براساس مطالعات پتروگرافی، چهار ریزرخساره مادستون تا مادستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک، وکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک، وکستون-پکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک و الیگوستژینید و وکستون-پکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک و خرده های اسکلتی در سازند ایلام شناسایی شده است. براساس شواهد موجود این ریزرخساره ها در رمپ بیرونی یک پلتفرم کربناته هموکلینال رسوبگذاری کرده اند. براساس مطالعات ژئوشیمیایی، رسوبات سازند ایلام از کانی شناسی اولیه آراگونیتی برخوردار هستند و ترکیب ایزوتوپی رسوبات سازند ایلام با آب های دریای کرتاسه در تعادل هستند. رسوبات سازند ایلام بعد از رسوبگذاری متاثر از یک محیط دیاژنزی بسته و نیمه بسته بوده اند.

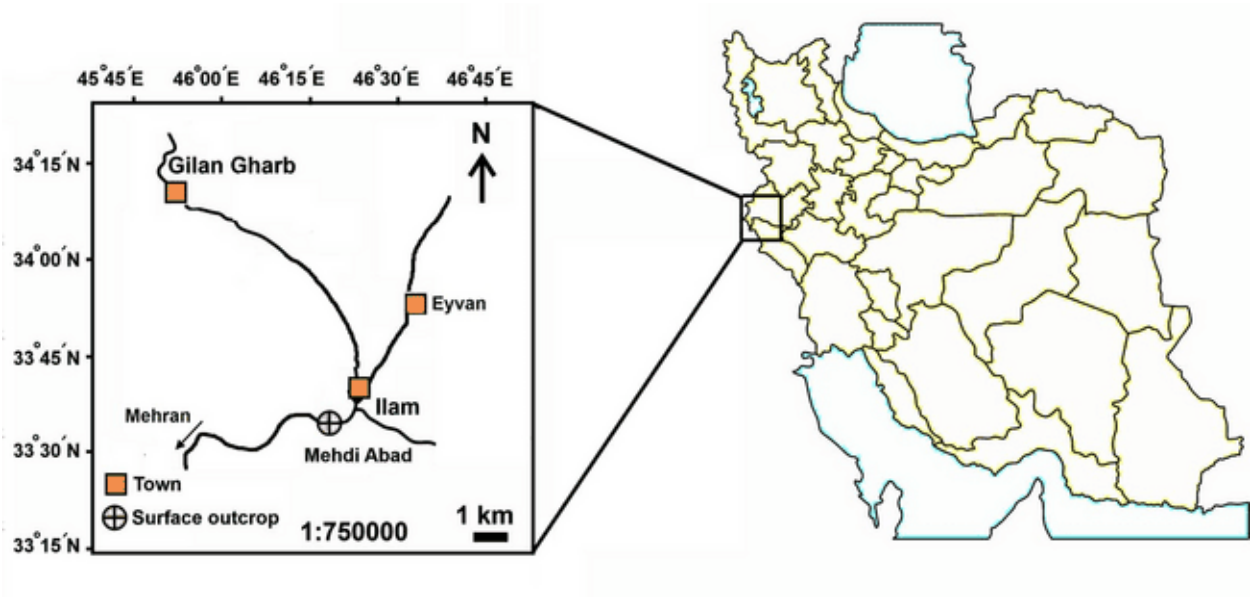
کلمات کلیدی: محیط رسوبی، ژئوشیمی، سازند ایلام، کرتاسه پسین، حوضه لرستان.

۱- مقدمه

حوضه رسوبی زاگرس در طول زمان زمین‌شناسی تحت تاثیر الگوهای ساختاری و تحولات زمین‌شناسی متعدد بوده که این مساله منجر به ایجاد شرایط رسوبگذاری مختلف در سرتاسر این حوضه شده است. در زمان کرتاسه، تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها که متاثر از تغییر محیط رسوبی، شرایط آب و هوایی و زمین‌ساختی منطقه بوده، به تشکیل سنگ‌های منشاء دانه ریز و غنی از مواد آلی، مخازن کربناته با بازدهی بالا و پوش‌سنگ‌های تبخیری و آواری مناسب و در نهایت انباشت مقادیر قابل توجهی از هیدروکربن در منطقه کمک کرده است. سازند کربناته ایلام در حوضه زاگرس در این زمان شرایط بسیار متفاوتی را در بخش‌های مختلف تجربه کرده است و این تغییر شرایط در تنوع رخساره‌ای، نوع فسیل‌ها، مرزهای پایینی و بالایی سازند، ضخامت و لیتولوژی نمود پیدا کرده است. بنابراین مطالعه سازند ایلام می‌تواند پاسخگوی سوالات زیادی در مورد شرایط زمین‌شناسی ایران، محیط رسوبگذاری، تغییرات سطح آب دریا و جغرافیای دیرینه در زمان کرتاسه بالایی باشد.

۲- روش مطالعه

به منظور دست‌یابی به هدف مطالعه در عملیات صحرایی، ۷۰ نمونه از سازند ایلام به‌طور سیستماتیک با فواصل حدود ۳ متر و در مرز سازندها با فواصل ۰/۵ متر برداشت شد. پس‌از تهیهٔ مقاطع نازک میکروسکوپی و برای تشخیص بهتر کانی کلسیت از دولومیت، بخشی از مقاطع نازک میکروسکوپی با محلول آلیزارین قرمز (Red-S) به روش دیکسون (Dickson۱۹۶۵) رنگ‌آمیزی شدند. به‌منظور نام‌گذاری سنگ‌آهک‌ها از طبقه‌بندی دانهام (Dunham۱۹۶۲) و فولک (Folk۱۹۷۴) و برای تعیین ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی از مدل رسوبی فلوگل (Flügel۲۰۱۰) استفاده شد. از آنالیز ICP-MS با دستگاه طیف سنج جرمی تابشی (Inductively coupled plasma-mass-spectrometry) برای شناسایی عناصر فرعی با دقت بالا استفاده شده است. به این منظور ۳۰ نمونه کربناته از سازند ایلام برش مهدی آباد به آزمایشگاه زرآزمای تهران ارسال شده است. برای اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن در نمونه‌های کربناته سازند ایلام، ۱۵ نمونه از همان نمونه‌هایی که مورد آنالیز عنصری قرار گرفتند انتخاب شده و از آن‌ها پودر تهیه شد و به آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه نورنبرگ آلمان ارسال گردید.



شکل۱- محل برش مهدی آباد در استان ایلام و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (اقتباس با تغییراتی از اطلس راه‌های ایران، ۱۳۷۴).

۳- بحث

در توالی های کربناته مطالعه ریزرخساره ها به درک عوامل محیطی و زیستی حاکم بر زمان رسوبگذاری همانند انرژی محیط، عمق آب، میزان نور، دمای آب و میزان شوری آب کمک می کند (Flügel,2010 ; Gatt,2022). در شناسایی ریزرخساره ها، خصوصیات پترگرافی نمونه ها مثل نوع و فراوانی عناصر اسکلتی و غیر اسکلتی، بافت سنگ و شناسایی سیمان و ماتریکس مورد توجه قرار می گیرد. در نهایت بررسی تغییرات جانبی و عمودی ریزرخساره ها به شناسایی الگوی تغییرات آب و هوایی و تغییرات نسبی سطح آب

دریا منجر خواهد شد. در این مطالعه، بررسی های انجام شده منجر به شناسایی چهار ریزرخساره در مجموعه رخساره ای رمپ بیرونی شده است.

۳-۱- رخساره‌های میکروسکوپی

۳-۱-۱- مادستون تا مادستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک (۱MF)

توصیف: این ریزرخساره در بعضی از نمونه‌ها دارای خرده‌هایی از فرامینیفر پلانکتونیک است. فرامینیفرهای مشاهده شده کمتر از ده درصد هستند و معمولاً از نوع میکروهدبرگرلا، هتروهلیکس، الیگوستژینید و گلوبوترونکانا هستند. گاهی فرامینیفرها خرد شده و به آسانی قابل شناسایی نیستند. بلورهای پیریت و مواد آلی در بعضی از نمونه‌ها قابل شناسایی است (شکل۲).

تفسیر: به علت وجود گل آهکی فراوان و درصد پایین فرامینیفرهای پلانکتونیک می توان تشکیل این ریزرخساره را به بخش‌های عمیق و کم انرژی حوضه رسوبی نسبت داد. این ریزرخساره با ۵RMF و ۳SMF (Flügel,2010) قابل مقایسه است.

۳-۱-۲- وکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک (۲MF)

توصیف: اجزای اصلی این ریزرخساره، فرامینیفرهای پلانکتون مثل هتروهلیکس، گلوبی ژرینللوئیدس، هدبرگرلا، آرکئوگلوبی ژرینا، گلوبوترونکانا، پلنوگلوبولینا، دایکارینللا، موریکوهدبرگلیدز و به ندرت میلیولید است. اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره دانه¬ریز و دارای جورشدگی متوسط تا خوب هستند. حجره‌های موجود در فرامینیفرها معمولاً با سیمان کلسیتی و گاهی با بلورهای پیریت پر شده‌اند. دانه‌های بی‌شکل و مکعبی پیریت و همچنین دانه‌های فسفات و گلوکونیت در بعضی از نمونه‌ها در زمینه سنگ پراکنده هستند (شکل۲). در برش سطحی ساخت‌های رسوبی مثل دانه‌بندی تدریجی، آشفتگی زیستی و جریان‌های توربیدایتی و در مقاطع نازک، آشفتگی زیستی در مقیاس میکروسکوپی درون این ریزرخساره قابل مشاهده است (شکل ۳).

تفسیر: شواهد پتروگرافی در این ریزرخساره مثل فراوانی گل کربناته، دانه ریز بودن اجزای موجود در ریزرخساره و حضور فرامینیفرهای پلانکتونیک حوضه عمیق رسوبی برای رسوبگذاری این ریزرخساره پیشنهاد می شود. البته این ریزرخساره نسبت به مادستون تا مادستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک در اعماق کمتر در بخش‌های ابتدایی حوضه عمیق تشکیل شده و مطابق با ۲RMF و ۳SMF (Flügel,2010) می باشد.

۳-۱-۳- وکستون-پکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک و الیگوستژینید (۳MF)

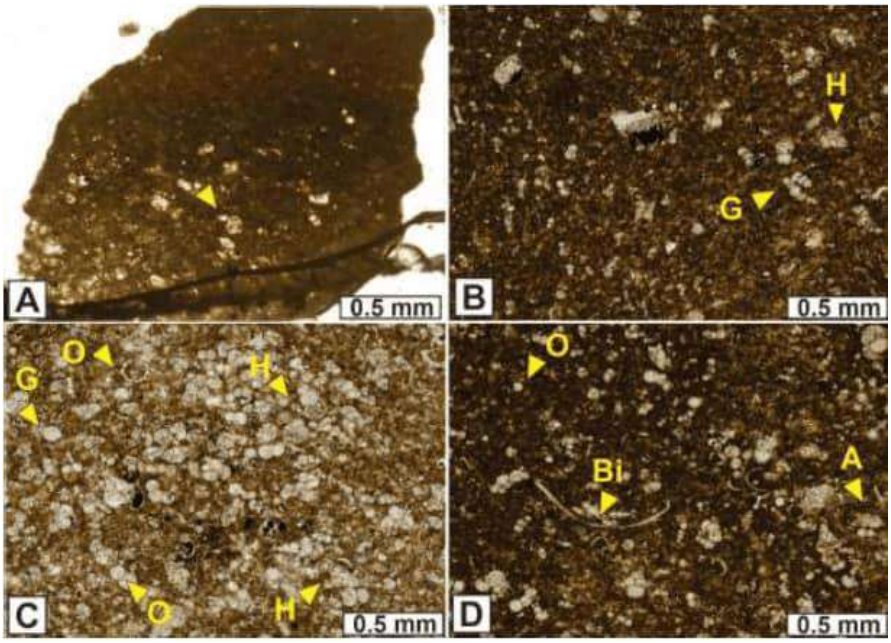
توصیف: در این ریزرخساره فرامینیفرهای پلانکتونیک مثل هتروهلیکس، هدبرگرلا،گلوبوترونکانا، گلوبی ژرینللوئیدس، پلنوگلوبولینا، دایکارینللا ، موریکوهدبرگلیدز و گلوبی ژرینللوئیدس با جورشدگی متوسط از درصد قابل توجهی برخوردار هستند. همچنین درصد الیگوستژینیدها در این ریزرخساره افزایش یافته است. در بعضی از نمونه‌های اجزای اسکلتی خرده شده به عنوان اجزای فرعی قابل شناسایی هستند. در این ریزرخساره حضور مواد آلی و پیریت کاملاً مشهود است (شکل۲). در برش سطحی ساخت‌های رسوبی مختلف مثل دانه‌بندی تدریجی، آشفتگی زیستی، زوج لامینه‌های دانه درشت و دانه ریز و جریان‌های توربیدایتی درون توالی آهکی مربوط به این ریزرخساره مشاهده شده‌اند. از طرفی ساخت‌هایی مثل آشفتگی زیستی درون مقاطع میکروسکوپی مربوط به این ریزرخساره نیز شناسایی شده‌اند (شکل ۳).

تفسیر: این ریزرخساره متعلق به بخش‌های عمیق رمپ بیرونی بوده و مطابق با ۳RMF و ۴SMF (Flügel,2010) در نظر گرفته می‌شود، زیرا فراوانی فرامینیفرهای پلانکتونیک و الیگوستژینیدها به محیط های عمیق با انرژی رسوبگذاری پایین اشاره دارد. ساخت های رسوبی مشاهده شده در رخنمون نیز شواهدی از کاهش تدریجی انرژی را نشان داده و تشکیل این ریزرخساره را در این محیط رسوبی تایید می کنند.

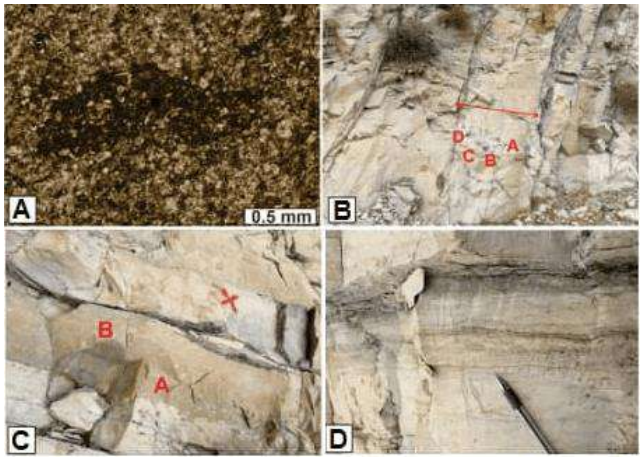
۳-۱-۴- وکستون-پکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک و خرده‌های اسکلتی (۴MF)

توصیف: در این ریزرخساره فرامینیفرهای پلانکتونیک مثل هتروهلیکس، الیگوستژینید، هدبرگلا، آرکئوگلوبی‌ژرینا، گلوبوترونکانا، گلوبی ژرینللوئیدس، پلنوگلوبولینا و خرده‌های اسکلتی دوکفه‌ای و خارپوست از اجزای اصلی محسوب می‌شوند. روتالیا، تکستولاریا، استراکود و میلیولید از فرامینیفرهای بنتیک در این ریزرخساره هستند که درصد بسیار کمی دارند. جورشدگی در این ریزرخساره متوسط تا خوب است. دانه های پیریت و فسفات نیز در زمینه سنگ مشاهده می‌شوند و یا به صورت جانشینی در اجزای اسکلتی تشکیل شده‌اند (شکل۲). در توالی‌های آهکی متعلق به این ریزرخساره در برش‌های سطحی چند ساخت رسوبی مثل دانه‌بندی تدریجی، آشفتگی زیستی، زوج لامینه‌های دانه درشت و دانه ریز و جریان‌های توربیدایتی و در مقیاس میکروسکوپی ساخت‌های آشفتگی زیستی شناسایی شده‌اند (شکل ۳).

تفسیر: با توجه به خصوصیات موجود، این ریزرخساره در بخش‌های ابتدایی حوضه عمیق رسوبی و مطابق با ۳RMF و ۵SMF (Flügel,2010) تشکیل شده است. وجود خردههای اسکلتی نشان می دهد که این ریزرخساره نسبت به ریزرخساره های ۱MF، ۲MF و ۳MF در اعماق کمتری رسوبگذاری کرده است. از آنجا که این خرده های اسکلتی اندازه کوچکی داشته و همراه فرامینیفرهای پلانکتونیک مشاهده می شوند، و همچنین با توجه به وجود فسفات و پیریت و ساخت-های رسوبی موجود در رخنمون در نهایت باید گفت ۴MF در بخش‌های ابتدایی حوضه عمیق رسوبی تشکیل شده است.



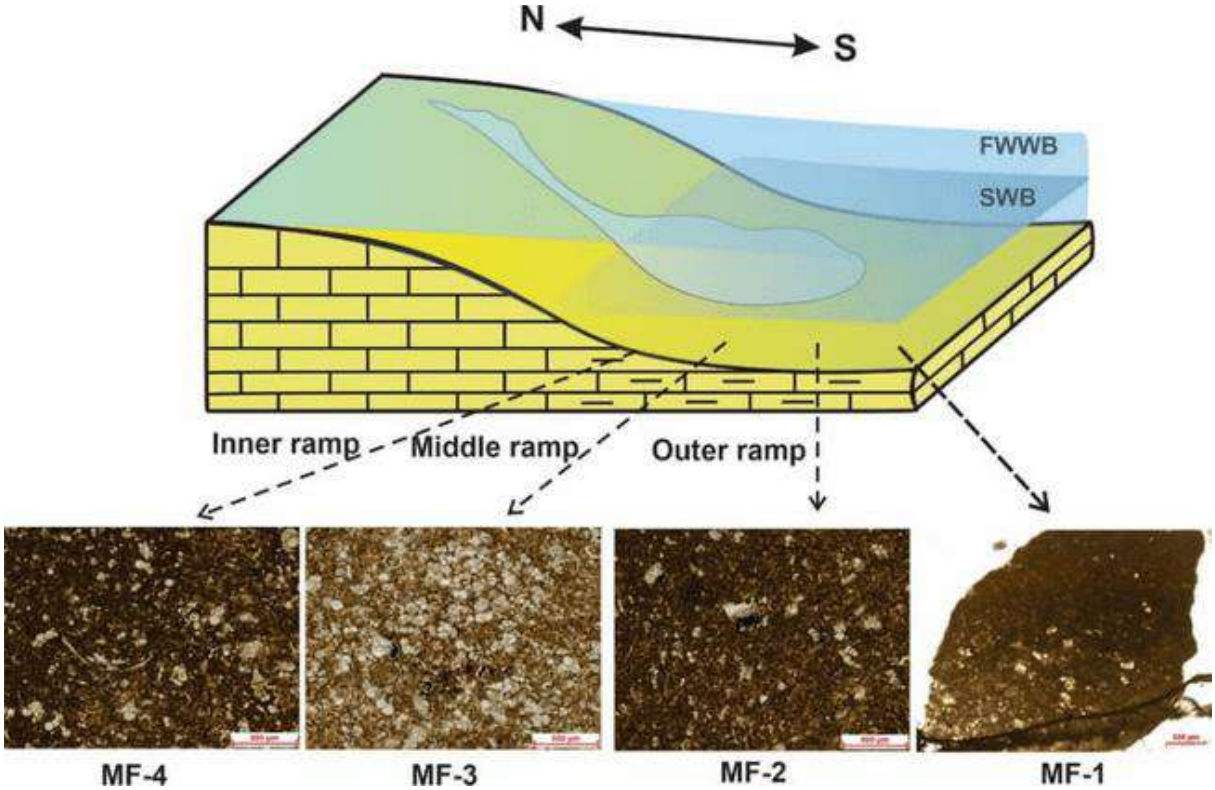
شکل۲- A) ریزرخساره مادستون تا مادستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک (XPL)، B) ریزرخساره وکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک (هتروهلیکس (H)، گلوبی ژرینللوئیدس (G)) (XPL)، C) وکستون-پکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک ،(الیگوستژینید (O) ، هتروهلیکس (H)) (XPL)، D) ریزرخساره وکستون-پکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک و خردههای اسکلتی ((الیگوستژینید (O) ، آرکئوگلوبیژرینا (A)، خرده دوکفه ای (Bi) (XPL).



شکل۳- ساخت های رسوبی مشاهده شده در سازند ایلام A) آشفتگی زیستی، B) یک نمونه از جریان توربیدایتی شامل لایه های A تا D، C) یک نمونه از جریان توربیدایتی شامل لایه های A و B ، D) لامینه‌های دانه درشت و دانه ریز.

۴-۳ محیط رسوبگذاری

خصوصیات بافتی رسوبات تولید شده، وجود یا نبود رسوبات لغزشی و ریزشی و انرژی غالب هیدرودینامیکی از عوامل موثر در شناسایی نوع پلتفرم کربناته در زمان رسوبگذاری هستند (Peng et al.,2025). از آنجا که رخساره‌های تفکیک شده در سازند ایلام بیشتر در اندازه سیلت و رس بوده، فسیل‌های چارچوب ساز و ریف ساز و همچنین دانه‌هایی مثل پیزوئید و کورتوئید در آنها مشاهده نمی‌شود و از طرفی تغییرات رخساره‌ای در این توالی ها به صورت تدریجی انجام شده است، محیط رسوبگذاری سازند ایلام در این مطالعه به یک رمپ کربناته با بخش انتهایی شیب‌دار نسبت داده می‌شود. با توجه به تقسیم‌بندی بورچت (Burchette,1992) رمپ کربناته به بخش‌های رمپ داخلی، میانی، بیرونی و حوضه قابل تفکیک است. با توجه به نوع ریزرخساره‌های شناسایی شده، رسوبگذاری سازند ایلام در رمپ بیرونی یک پلتفرم کربناته در زیر قاعده امواج نرمال و تحت رژیم هیدرودینامیکی با انرژی پایین صورت گرفته است (شکل ۴). وجود دانه‌های غیر اسکلتی گلوکونیت، پیریت و وجود مواد آلی نشان‌دهنده شرایط کم اکسیژن در محیط‌های نیمه عمیق تا عمیق است (Kotake,2014).



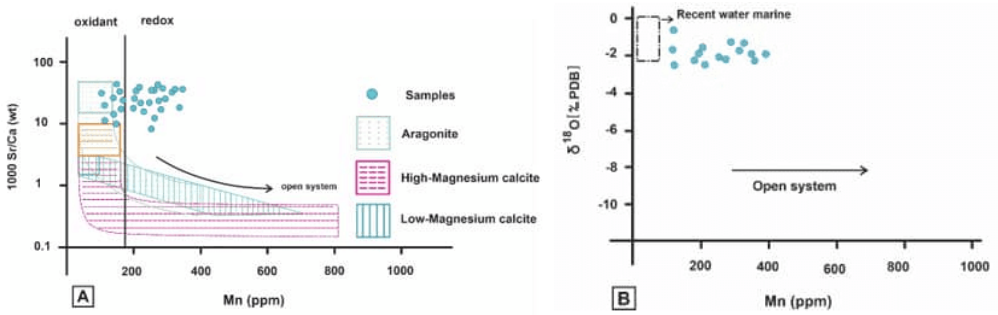
شکل۴- گسترش ریزرخساره ها و مدل رسوبی سازند ایلام در رمپ بیرونی یک پلتفرم کربناته در زیر زون لرستان

۴- ژئوشیمی

در رسوبات کربناته از ژئوشیمی رسوبی می‌توان در تفسیر و تعبیر کانی‌شناسی اولیه، دمای دیرینه، شرایط محیط رسوبی، شوری دیرینه، مرزهای چینه‌ای، تفکیک محیط‌های دیاژنزی و تعیین روندهای دیاژنزی استفاده کرد (; Briard et al., 2020; Ko et al., 2025). در این بخش با توجه به مطالعات آنالیز ژئوشیمی چند عنصر فرعی مثل منگنز، آهن، استرانسیوم و سدیم و عناصر حساس به شرایط احیایی مثل وانادیوم، نیکل، کبالت، مولیبدن، کروم، اورانیوم و توریوم در سنگ آهک های سازند ایلام به بررسی ترکیب کانی شناسی اولیه و درک بهتر فرآیندهای دیاژنزی و شرایط محیطی از نظر سطح اکسیژن پرداخته خواهد شد.

۴-۱- سیستم دیاژنزی سازند ایلام

برای تعیین باز و بسته بودن سیستم دیاژنزی سازند ایلام از نمودارهای 1000 Sr/Ca در مقابل Mn (شکل ۴) استفاده شده است. در سیستم‌های دیاژنزی باز، تبادلات آب و سنگ بالا بوده و تاثیر آب‌های احیا کننده بر رسوبات باعث کاهش نسبت عنصری Sr/Ca 1000 و افزایش Mn (دارای ضریب توزیع بالاتر از یک) و در سیستم‌های دیاژنزی بسته و نیمه‌بسته نسبت 1000 Sr/Ca افزایش و مقدار Mn کاهش نشان می‌دهد (Knorich and Mutti, 2006). نمونه‌های سازند ایلام در این نمودار بیانگر یک محیط دیاژنزی بسته تا نیمه بسته و کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است. در نمودار $\delta^{18}O$ در مقابل Mn نیز بیشتر نمونه‌ها در محدوده‌ای بین روندهای مشخص شده برای سیستم‌های دیاژنزی بسته و باز قرار دارند. بنابراین پراکندگی نمونه‌ها بیانگر یک سیستم دیاژنزی نیمه بسته با واکنش نسبتاً زیاد آب – سنگ در محیط است.



شکل ۳- A) بررسی سیستم دیاژنزی در نمودار 1000 Sr/Ca در مقابل منگنز، B) بررسی سیستم دیاژنزی در نمودار ایزوتوپ اکسیژن در مقابل منگنز

۴- نتیجه گیری

در این مطالعه سازند کربناته ایلام به سن کرتاسه پسین در ریز پهنه لرستان در برش مهدی آباد از دیدگاه محیط رسوبی و ویژگی های مورد مطالعه قرار گرفت. براساس مطالعات پتروگرافی چهار ریزرخساره در سازند ایلام شناسایی شده که عبارتند از: مادستون تا مادستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک (M1)، وکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک (M2)، وکستون-پکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک و الیگوستژینید (M3) و وکستون-پکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک و خرده‌های اسکلتی (M4).

ریزرخساره‌های شناسایی شده در مطالعات پتروگرافی، عدم وجود رسوبات ریف‌ساز و ساخت‌های رسوبی مشاهده شده در مطالعات صحرایی مثل دانه‌بندی تدریجی، آشفتگی زیستی، وجود لامینه‌های دانه درشت و دانه‌ریز، جریان‌های توربیدایتی بیانگر جریان‌های گرانشی و کششی و رسوبگذاری ریزرخساره‌ها در بخش‌های عمیق رمپ و پاشنه شیب یک رمپ کربناته هموکلینال است. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی اولیه سازند ایلام از نوع آراگونیت بوده است. آب دریا با شوری نرمال سیال اصلی موثر در تغییرات دیاژنزی رسوبات سازند ایلام بوده است و رسوبات سازند ایلام در یک محیط دیاژنزی بسته تا نیمه بسته با واکنش نسبتاً زیاد آب – سنگ در محیط قرار گرفته‌اند.

۵- منابع

-Briard, J., Puceat, E., Vennin, E., Daeron, M., Chavagnac, V., Jaillet, R., Merle, D., de Rafelis, M., 2020. Seawater paleotemperature and paleosalinity evolution in neritic environments of the Mediterranean margin: Insights from isotopeanalysis of bivalve shells. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 543, 109582.
-Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary Geology 79, 3-57.
-Bachmann, M., Hirsch, F., 2006. Lower cretaceous carbonate platform of the eastern LeVant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. Cretaceous Research 27, 487-512.
-Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. Nature 205, 587.
-Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application. Springer-Verlag, 976 pp.
-Gatt, P., 2022. Facies, depositional environments and drowning of Tethyan isolated carbonate platforms: the Paleogene carbonates of Malta, Facies 68, 9.
-Knorich, A.C., Mutti, M., 2006. Missing aragonitic biota and the diagenetic evolution of heterozoan carbonates: a case study from the Oligo-Miocene of the central Mediterranean. Journal of Sedimentary Research 76, 871–888.
-Ko, L.T., Loucks, R.G., Rowe, H., Reed, R.M., Sivil, J.E., Adriaens, R., 2025. Mudstone diagenesis in the Cenomanian–Turonian Eagle Ford Group in the San Marcos Arch area. PART I: Chemostratigraphy, early diagenesis, bitumen expulsion and migration pathways. Marine and Petroleum Geology 172, 107162.
-Peng, Y., Fu, Y., Liu, H., Shi, K., Liu, B., Han, R., Deng, X., 2025. Control of sedimentary and diagenetic processes on the reservoir heterogeneity: A case study of the cretaceous carbonate reservoir in an onshore oilfield, Abu Dhabi. Journal of African Earth Sciences 226, 105575.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

تاثیر بلندی های قدیمی خارک میش بر سازندسروک (کرتاسه میانی) در میدان نفتی گچساران و طاقدیس میش

مهدی احمدی نبی*[۱]، داوود جهانی [۲]، بهمن سلیمانی[۳]، علی حسین جلیلیان[۴]

۱-دانشجوی دکتری گرایش رسوب و سنگ رسوب دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال Mahdi.ahmdinabi@gmail.com

۲-عضو هیات علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمالd-jahani@iau_tnb.ac.ir

۳-استاد گروه زمین شناسی دانشگاه شهید چمران اهواز، soleimani_b@scu.ac.ir

۴-عضو هیات علمی گروه زمین شناسی،دانشگاه نور،تهران، ایرانjalilian@pnu.ac.ir

چکیده

در این پژوهش تأثیر بلندای دیرینه خارک-میش بر رخساره‌های رسوبی و خواص مخزنی سازند سروک (البین-تورونین) در میدان نفتی گچساران در جنوب خاوری فروافتادگی دزفول و برش سطحی میش بررسی شده‌است. گسل خارک- میش، گسلی نرمال، عمیق، پی سنگی است که تحت تـأثیر عملکـرد آن بلندی قدیمی خارک- میش با راستای تقریبی شمالی- جنوبی ایجاد شده است. که منجر به شناسایی ۱۱ ریز رخساره برای سازند سروک در یک پلفرم کربناته شلف گردیده است. ازجمله تاثیرات بلندی خارک - میش فرسایش و حذف کامل سازند ایلام دربخش غربی میدان گچساران و کاهش ضخامت سازند سروک از شرق به غرب این مخزن نفتی می باشد.در طاقدیس میش سازند ایلام در اثر خروج از آب و ناپیوستگی فرسایشی حذف و منحصر رسوبات پلاژیک سروک رسوب گذاری کرده اند.

کلمات کلیدی: زاگرس، سازند سروک، ،بلندای دیرین، شلف کربناته،طاقدیس میش، ریز رخساره.

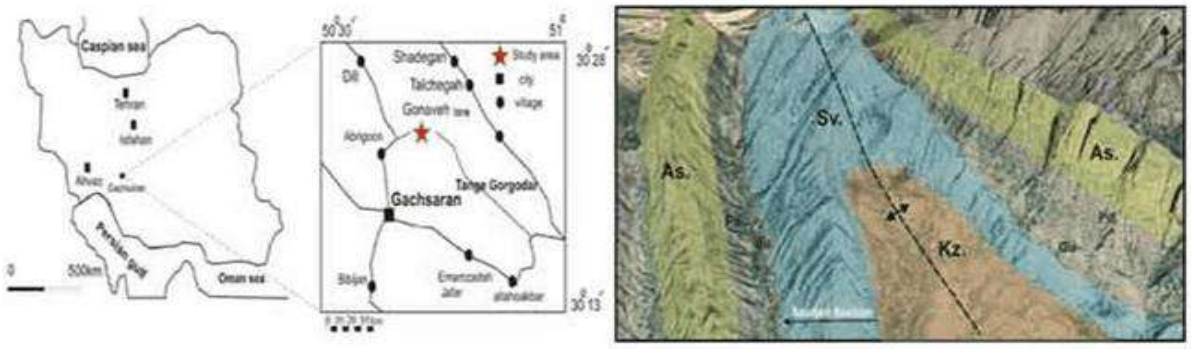
۱- مقدمه

سازند های ایلام و سروک یکی از واحدهای سنگی گروه بنگستان کرتاسهٔ میانی با سن آلبین – سانتونین می باشد. این سازند به علت داشتن پتانسیل مخزنی هیدروکربوری، یکی از واحدهای سنگ چینه ای مهم در حوضه زاگرس می باشد. کم عمق شدن دریا در اواخر آلبین تا سنومانین باعث رسوب مقادیر زیادی از آهکهای کم عمق (سازند سروک)در پهنه وسیعی از حوضه زاگرس شده است. (مطیعی، ۱۳۷۴) سازند سروک در نواحی مختلف زاگرس از دیدگاه زیست چینه نگاری، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی توسط (جیمز و وایند 1965) ، (خلیلی, 1974) گروه بنگستان(، بولز ۱۹۷۷)، (آدامز و همکاران ۱۹۶۷) ، (خسروتهرانی و فنونی ۱۳۸۹) نواحی فارس و خوزستان(، لاسمی و جلیلیان۱۳۷) خوزستان و لرستان(، وزیری مقدم و صفری۱۳۸۲) منطقه سیمیرم(، تیموریان و وزیری مقدم۱۳۸۳) ، (غبیشاوی۱۳۸۷) میدان پارسی و کوه بنگستان(، دانشیان و همکاران۱۳۹۰) میدان نفتی کوپال(، غبیشاوی و همکاران ۲۰۱۰) تاقدیس بنگستان(، رحیم پور بناب و همکاران ۲۰۱۲) فروافتادگی دزفول(، مهرابی و همکاران ۲۰۱۵) مهماندوستی و همکاران ۲۰۱۵) زون ایذه(، امیدوار و همکاران ۲۰۱۴) و(اسدی و همکاران ۲۰۱۶)دشت آبادان (کلانات وزیری مقدم ۲۰۱۹) ایلام وسروک درمنطقه رگ سفید،(محمود آبادی ۲۰۲۰) چینه نگاری سروک در کوه موند، (کاکمم ۲۰۲۳) سازند سروک در دزفول شمالی میادین اهواز و منصوری، (مهرابی ۲۰۲۳) سازند سروک در جنوب غرب ایران ، (صادقی ۲۰۲۴) نواحی شمالی خلیج

فارس مطالعه شده است. سازند سروک دارای دو رخساره متفاوت است. در محل برش الگو و فارس ساحلی، رخسارههای کم عمق این سازند گسترش دارند درحالی که در ناحیه لرستان رخساره ها عمیق ترهستند (مطیعی، ۱۳۷۴). مطالعه ریز رخساره ها و تعیین محیط رسوبی در بررسی های مخزنی و اکتشاف ذخایرهیدروکربوری اهمیت زیادی دارند. از آنجایی که سازند سروک به عنوان سنگ مخزن مواد هیدروکربوری در حوضه رسوبی زاگرس محسوب میگردد، لذا شناسایی و بررسی دقیق تر این سازند بر اساس ریز رخساره ها اطلاعات مفید و ارزشمندی را جهت مطالعات و کارهای اکتشافی در این حوضه به دست خواهد داد. هدف از این مطالعه بررسی ریز رخساره های رسوبی سازند سروک در برش تاقدیس میش و میدان نفتی گچساران وبیان تاثیر بلندای خارک میش در این ناحیه می باشد.

۲- روش مطالعه

به منظور دستیابی به هدف مطالعه تعداد ۲۶۰ مقطع نازک از سازند سروک مربوط به برش سطحی گناوه لری به ضخامت ۵۲۰ متر توسط ژاکوب اندازه گیری و نمونه برداری به روش سیستماتیک انجام گرفت (شکل ۳) (Tucker, 2001) و ۱۵۷۴ مقاطع مربوط ۶ حلقه چاه میدان نفتی گچساران مطالعه گردید. جهت تشخیص فسیل ها و رخساره های مقاطع نازک از میکروسکوپ نیکون در مناطق نفت خیز جنوب استفاده گردیده و از آن ها عکس برداری شده است. جهت شناسایی میکروفسیل ها از منابع متعددی فلوگل از جمله Flugel (2010) استفاده شده است. ریز رخساره ها با توجه به بافت رسوبی و فونای موجود و بر اساس طبقه بندی دانهام Dunham (1962) و امبری و کلوان EMBRY and KLOVAN (1971) تعیین گشته و بر اساس فلوگل Flugel (2010) مورد توصیف و تفسیر قرارگرفته اند.



شکل۱- موقعیت جغرافیایی و نقشه ماهواره ای برش سطحی میش در منطقه گناوه لری

۳- بحث

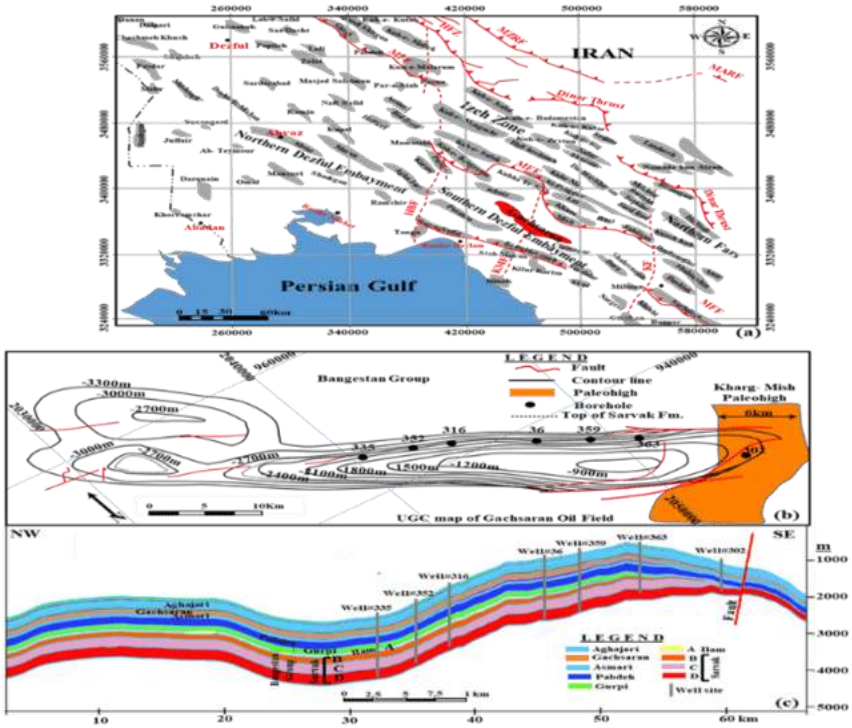
در منطقه فرو افتادگی دزفول دو ساختار بلندی قدیمی شناخته شده خارک میش و هندیجان بهرگانسر و جود دارد. که میادین نفتی را تحت تاثیر قرار داده باشند عملکرد این ساختار ها به نظر می رسد تحت تاثیر حرکت تبخیری ها به ویژه سری هرمز باشد (شکل ۲و۳و۴)**Shamszadeh et al., 2022** عملکرد بلندی قدیمی خارک ـ میش و توپوگرافی ایجاد شده در حوضه رسوبی میدان

گچساران، باعث کاهش ضخامت ایلام در مرکز و حذف آن در بخش شرقی میدان شده است. ضخامت ایلام از 66 m در گچساران ـ 55 (غرب میدان) به 44 m در چاه ـ 36 (مرکز)و به صفر در چاه ـ 227 (شرق میدان) کاهش یافته است. محدوده بلندی قدیمی خارک ـ میش در شکل ۲ الف در میدان گچساران و رخنمونهای اطراف که به صورت تغییرات ضخامت سازندها در امتداد یال شمالی در شکل ج نمایش داده شده است. این تأثیر شامل موارد زیر است. عدم رسوبگذاری ایلام در شرق میدان وکاهش ضخامت آن در بخشهای مجاور (شکل۲).

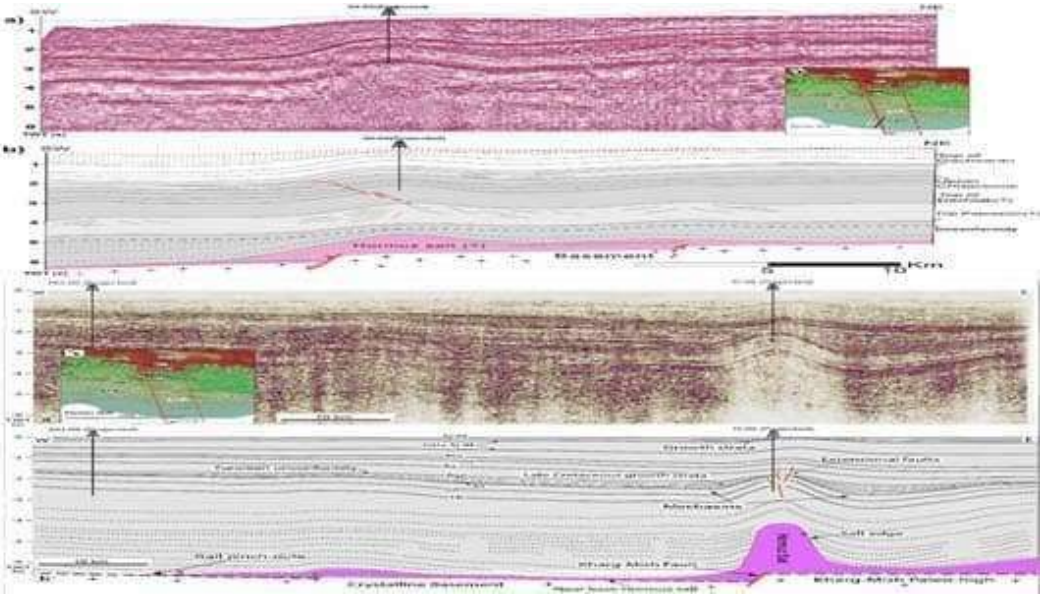
تأثیر آن برروی سایر سازندها به صورت کاهش ضخامت در بخش شرقی میدان. به نظر میرسد این تأثیر بر رسوب سازند سروک کمتر از سایر سازندها باشد (شکل ۲ج).

بخش غربی میدان میتواند با بخش شرقی میدان تفاوت کلی داشته باشد (شکل ۲ ج).

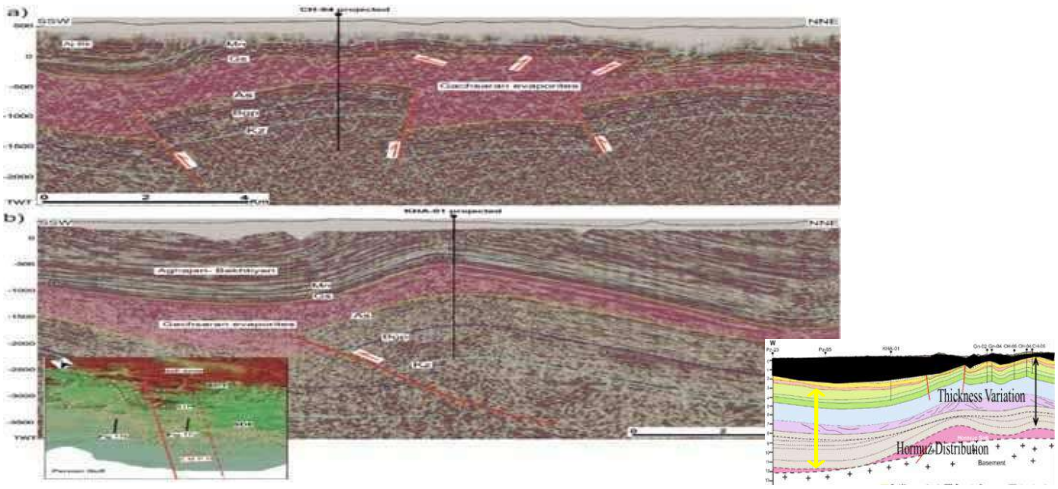
عدم رسوب گذاری سازند ایلام و کاهش محسوس ضخامت سروک درسکشن سطح العرضی کوه میش منطقه گناوه لری(شکل ۲ الف و شکل ۷)



شکل ۲الف-نمایش بالاآمدگی قدیمی خارک میش (بخش نارنجی)، ب- نقشه منحنی همتراز زیرزمینی (U.G.C.) برروی افق سروک، و ج- برش طولی ساختمانی و تأثیر بلندی قدیمی در ضخامت سازندها در امتداد یال شمالی میدان مورد مطالعه تحت تأثیر قرار داده، فشردگی است.



شکل ۳- تاثیر سری هرمز بر فرآید تشکل بلندای دیرین



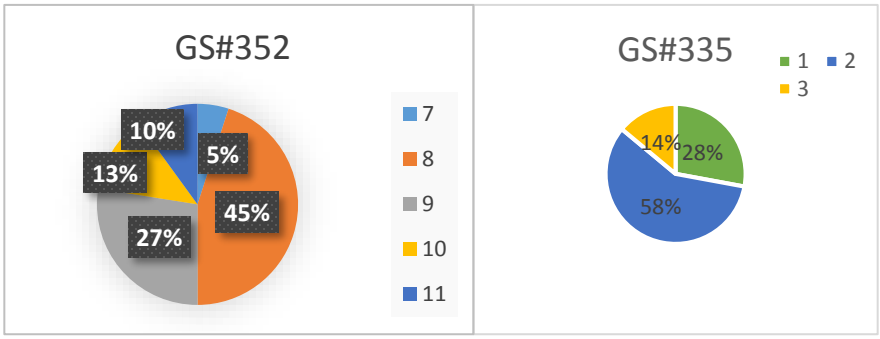
شکل 4-کاهش ضخامت لایه ها در مقطع لرزه ای شعاع تاثیر خارک میش

تجزیه و تحلیل میکروفاسیس ها و محیط رسوبی

در این مطالعه با استفاده از مطالعات پتروگرافی ،فراوانی آلوکم ها ،ارتباط عمودی و جانبی رخساره های میکروسکوپی و مقایسه با رخساره استاندارد {۱۹و۶۱} تعداد ۱۱ میکروفاسیس در این بخش شده که این میکروفاسیس‌ها در ۳ کمربند رخساره‌ای اصلی (شامل: ۱- لاگون های محدود شده و دارای ارتباط با دریای باز، ۲- شول و ۳- کانال) نهشته شده‌اند. جدول ۱

Facies	Description	Environment	Well No.
MF 1	Mudstone-wackestone plagic foram and oligosteginds with fine bioclast	Distal open marine	335; mish setion
MF 2	Mudstone-wackestone plagic foram +benthic foraminifera+bioclast	Proximal open marine	335; mish section
MF 3	Mudstone-wackestone plagic foram (headbergella, oligostegina, favesella) +bioclast (rudist debris)	Proximal open marine	335;302; mish section
MF 4	Wackestone/packstone, benthic foraminifera (orbitolina) bioclast+echinoids, rudist, spicules BF+plagic foram	Mid shelf /channel	335;302; mish section
MF 5	Rudist floatstone, wackestone/packstone, benthic foraminifera	Fore reef	335;316;
MF 6	Rudist rudstone grainstone/**packstone**	Rudist bioherm	335;
MF 7	Grainstone benthic foraminifera plate	Shoal	335; 352;316;
MF 8	Wackestone bioclast (rudist bivalve)	Lagoon	335;352;316;359; mish section
MF 9	Mudstone-wackestone bentic foraminifera (valvolina, nezzazata)+bioclast (rudist debris)	Lagoon	335;352;316;359; mish section
MF 10	Packstone benthic foraminifera with peloid and shell fragments	Lagoon	335;352;316;
MF 11	mudstone	Lagoon	335;352;

جدول ۱- میکروفاسیس‌های مشاهده شده در چاه های مختلف گچساران



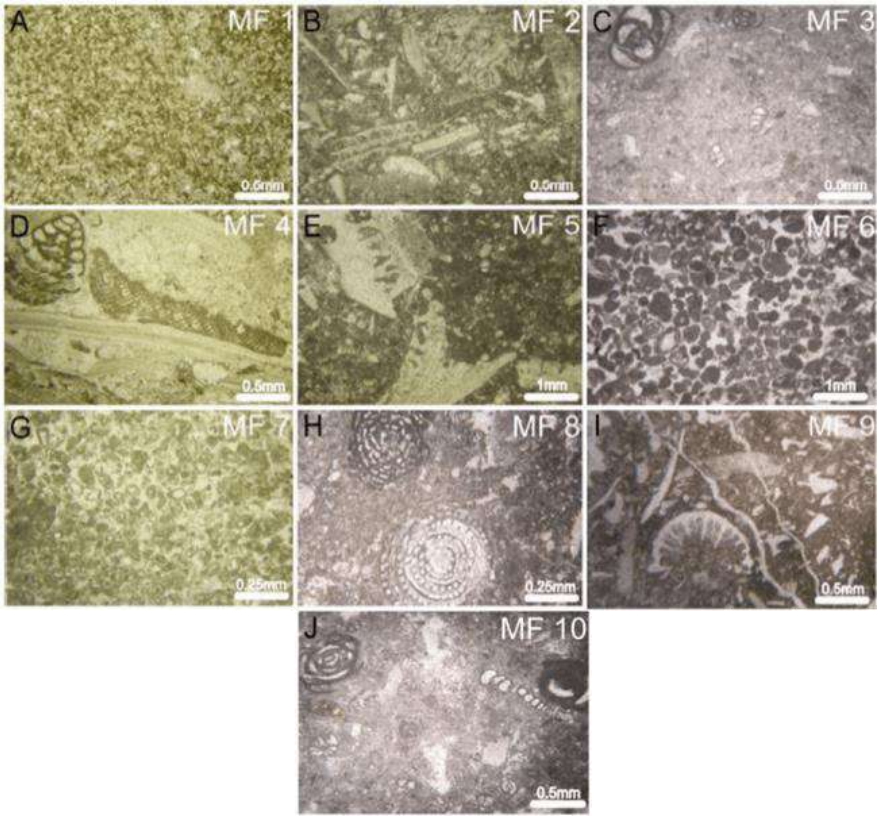
چاه شماره ۳۳۵ :

با توجه به جدول ۱ و بررسی رخساره‌ای در این چاه (شکل 5)، زیر محیط‌های مختلف زیر را می توان بیان کرد:

۱- رخساره مادستون تا وکستون به همراه فرامینیفرهای بنتیک مثل نزازاتا و آلوالینا و و بایوکلاست (که مربوط به محیط لاگون می باشد) با فراوانی ۲۸ درصد.

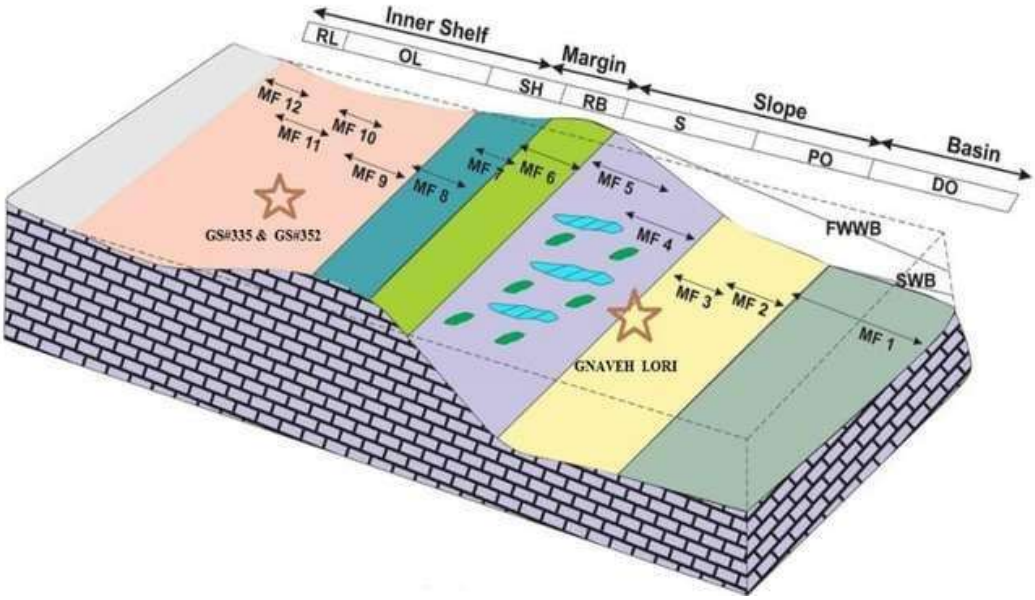
۲- رخساره‌های وکستون بدون فرامینیفرهای بنتیک وهمراه بایوکلاست (که مربوط لاگون می باشد) با فراوانی ۵۸ درصد.

۴- رخساره‌های پکستون به همراه فرامینفرهای بنتیک و خرده های بایو کلستی(Shell fragment) ۱۴ درصد.

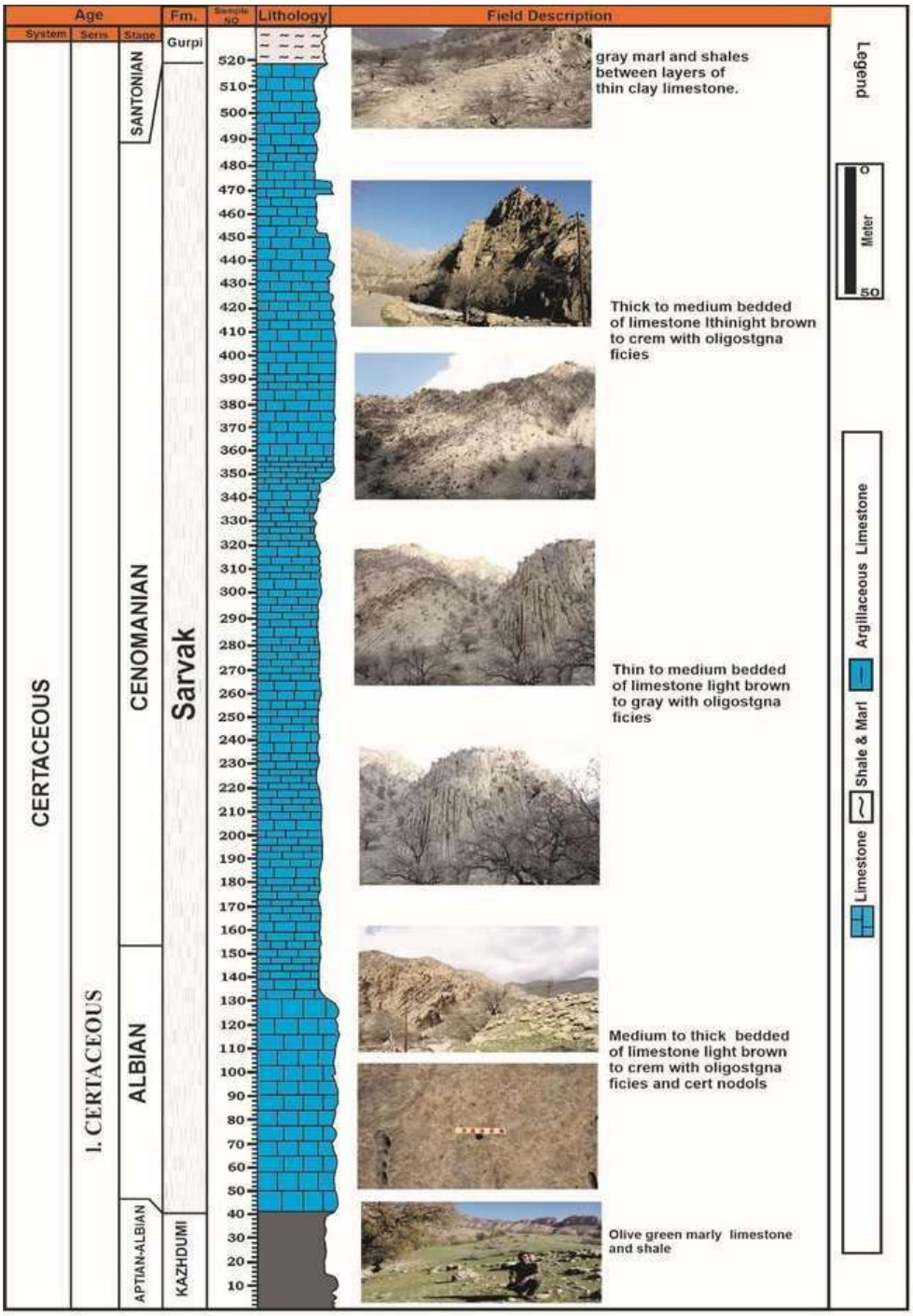


شکل 5- تصاویر میکروسکوپی از میکروفاسیس‌های شناسایی شده در سازند سروک در چاه ۳۳۵ میدان نفتی گچساران.

درصد باقیمانده از فراوانی رخساره‌ها نیز به رخساره‌های دیگر اختصاص دارد. همانگونه که ملاحظه می‌شود، بخش قابل ملاحظه‌ای از رخساره‌های این چاه متعلق به زیرمحیط‌های کم عمق لاگون و کانال های جذر مدی می‌باشند. بر اساس فراوانی رودیست ها به صورت اجزای سالم تا خرد شده ،تغییرات گسترده رخساره ای به صورت جانبی و عمودی ،توسعه رخساره لاگونی و وجود رخساره واریزی متعلق به شیب لایه ،یک مدل شلف لبه دار برای سازند سروک در میدان گچساران و برش میش در فرو افتادگی دزفول پیشنهاد گردید (شکل ۶)



شکل ۶- مدل رسوبی پیشنهادی برای سازند سروک در میدان نفتی گچساران و برش سطحی میش



شکل ۷- ستون سنگ چینه نگاری برش سطح الرضی طاقدیس میش در منطقه گناوه لری گچساران.

۴- نتیجه گیری

سازندسروک(کرتاسه-میانی) در ایران و واحد های سنگ چینه ای هم ارز آن در کشور های حاشیه خلیج فارس، از مخازن مهم کربناته به شمار می روند.رسوبات کرتاسه درمیدان نفتی گچساران و طاقدیس میش تحت‌تأثیرباالآمدگی‌خارگ- میش بود. باتوجه‌به اهمیت مخزنی‌سازند سروک،شناسایی رخسارهای‌میکروسکوپی، محیط‌های رسوبی وکیفیت مخزن سازندسروک‌در مجاورت بلندای‌قدیم‌خارگ-میش‌درمیدان‌های ،خارگ، گچسارن اهمیت‌بسزایی‌دارد.برای‌بررسی وشناسایی ریزرخسارهها و تعیین محیط رسوبگذاری‌سازندهای ایلام و سروک، نمونه‌های‌این واحدسنگی درمیدان‌گچساران و طاقدیس میش ازنظر پتروگرافی‌وویژگیهای‌بافتی‌مطالعه‌شدند.علاوه‌براین،اطلاعات‌موجوداز‌جمله‌پالئوالگ‌های‌مربوط‌به‌سازندسروک‌درمیدان‌گچسارا ن نیزبررسی‌شده اند.نتایج‌حاصل‌از مطالعات‌مذکورنشان‌دهنده‌تأثیرباالآمدگی‌های‌قدیمی مذکور بر ضخامت رسوبات و نوع رخسارههای نهشته شده بر آن است.طبقه بندی ریزرخسارهها به‌شناسایی ۱۱ ریزرخساره درسازند سروک و۵ ریز رخساره در سازند ایلام متعلق‌به زیرمحیطهای شلف‌خارجی،شلف‌میانی‌وشلف داخلی منجرشد.تغییرات‌تدریجی‌رخسارهها‌ازمحیط‌کم عمق‌به‌عمیق.و جود رسوبات ریف ساز و رخساره های توربیدابتی در نهشته های مطالعه شده،رسوب گذاری بر روی پلاتفرم کربناته شلف را پیشنهاد می کند .دراواخردوره سنومانین درامتداد برجستگیهای قدیمی‌خارگ-میش حرکات وفازهای تکتونیکی مهم‌سبب‌باالآمدگی منطقه مطالعه شده و عقب نشینی هم زمان‌سطح‌آب‌دریاموجب فرسایش‌بخش‌زیادی‌ازسازندسروک‌شد. میزان‌باالآمدگی‌درامتداددوبلندای‌خارک/میش‌به‌حدی‌بودکه‌درتورنین‌باپیشروی‌سطح‌آب‌دریا،منطقه‌مطالعه‌شده‌دوبار ه‌به‌زیرآب‌نرفت.نبودسازندشیلی‌لافان‌نشان‌میدهدکه‌احتمال‌این‌فعالیتهای‌تکتونیکی‌درزمان‌کنیاسین‌به‌حداکثرخودرسیدندودریای کنیاسین درمناطق مطالعه شده عقب‌نشینی کرد.درسانتونین(Santonian) با پیشروی‌دریا دربخش‌وسیعی ازمنطقه زاگرس، لایه های آهکی سازند ایلام روی‌سازندسروک‌درمیدانهای‌خارگ رسوبگذاری کرد ولی دربخش شرقی میدان گچساران و سکشن سطح میش در منطقه گناوه لری به علت وجد این بلندای قدیمی و خروج از آب فرسایش یا نبود رسوبی ملاحضه می گردد.وحوضه رسوبی تابعی از توپوگرافی قدیمی (پالئو های خارک میش بوده) است،.فعالیتهای‌تکتونیکی ازسانتونین به تدریج کاهش‌یافتند ودریای گورپی تقریبا درتمام ناحیه پیشروی کرده و رخساره های عمیق رسوب گذاری کرده اند.

۵- منابع

آقانباتی، ع.،۱۳۸۵. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

تیموریان، ا.، وزیری مقدم، ح، .و امیری بختیار، ح.، 1383 ، بررسی میکروفاسیس ها و محیط رسوب سازند سروک در منطقه خوزستان، چاه 443.آغاجاری مجموعه مقالات هشتمین انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، صفحه45

خسرو تهرانی، خ.، و فنونی، ب.، 1373 ، یافته های نوین در میکروبیواستراتیگرافی سازند سروک در ناحیه فارس و خوزستان :مجله- علوم20.زمین، ش 15 ، صفحه 162 نشریه علمی پژوهشی رخساره های رسوبی، شماره چهارم

رحیمی نژاد، ا.، وزیری مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، صفری، ا.، و امیری بختیاری، ح.، 1385 ، بیواستراتیگرافی و میکروفاسیس سازند سروک در میدان نفتی گچساران (چاه شماره :) 55 مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان.

سلیمانی، ب.، خسروتهرانی، خ.، و افقه، م.، 1389 ، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند ایلام در میدان نفتی آب تیمور :فصلنامه 287.زمین شناسی کاربردی، سال ششم، شماره4 .، صفحه293

طاهری، ع.، و سرادقی، ح.، 1390 ، میکروفاسیس و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در جنوب غرب بروجن :پژوهش های چینه نگاری -27.و رسوب شناسی، شماره 42 ، صفحه40

غبیشاوی، ع.، 1387 ، چینه شناسی سازند سروک و ایلام در تاقدیس بنگستان و میدان پارسی :رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، 195 صفحه .

کاظم زاده، م.، قاسمی نژاد، ا.، و وزیری مقدم، ح.، 1390 ، مطالعه زیست چینه نگاری و محیط رسوبی سازند سروک در میدان نفتی اهواز، . پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم , صفحه AZ : 8 چاه354

لاسمی، ی.، و جلیلیان، ع.، 1376 ، بررسی میکرو فاسیس ها و محیط رسوبی سازند سروک مناطق خوزستان و لرستان :مجله علوم زمین، ش 25-26 -59 ، صفحه48 .

محمودی، ا.، 1390 ، زیست چینه نگاری و ریز رخساره های سازند سروک در شمال گچساران (تنگ گرگدار :) رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، 127 صفحه.

محمودی، ا.، و طاهری، ع.، 1390 ، ریز رخساره ها و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در شمال شرق گچساران (تنگ گرگدار :) نشریه -188.علمی-پژوهشی رخساره های رسوبی دانشگاه فردوسی مشهد، صفحه198

مطیعی، ه.، 1374 ، زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس :انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، 536 صفحه .

وزیری مقدم، ح.، و صفری، ا.، 1382 ، بررسی رخساره های آهکی و تفسیر محیط رسوب گذاری سازند سروک در ناحیه سمیرم، مجله

ADAMS, T. D., KHALILI, M., and KHOSRAVI-SAID, A., 1967, Stratigraphy siginificance of some Oligosteginid assemblages from Lurestan province: *Micropalaeontology*, 13, 55-66.

AISNER. R. E., and KERANS, C., 2015, The Mural Limestone of Arizona: An outcrop analog for the Aptian-Albian patch-reef reservoirs of the Maverick Basin, Texa.

ANDRIEU, S., BRIGAND, B, RABOURG, T., and NORET, A., 2015, The Mid-Cenomanian event in shallow marine environments: Influence on carbonate producers and depositional sequences (northern Aquitaine Basin, France): *Cretaceous Research*, 56, 587-607.

ASADI MEHMANDOSTI, E., ADABI, M. H., and WOODS, A. D., 2013, Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran: *Sedimentary Geology*, 293, 9-20.

ASSADI, A., HONARMAND, J., MOALLEMI, S.A., and ABDOLLAHIE-FARD, I., 2016, Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran: *Facies*,

BOLZ, H., 1977, Reappraisal of the biozonation of the Bangestan Group (Late Aptian-Early Campanian) of southwest Iran, Report 1252, Tehran, Iranian Offahore Oil Company.

BOUDAGHER-FEDAL, M. K., 2008, Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera: *Palaeontology*, 21, 571.

BOURGEOIS, F., 1969, Kuh-e Bangestan: a model for Cretaceous structures in Iran, Technical Memoir 89, Iranian Offshore Oil Company Technical.

BURCHETTE. T. P., and, WRIGHT, V. P., 1992, Carbonate ramp depositional system: *Sedimentary Geology*, 79, 3-57.

CAREVIC, I., TAHERPOUR KHALIL ABAD, M., LJUBOVIC-OBRADOVIC, D., VAZIRI, H., MIRKOVIC, M., ARYAEI, A. A., STEJIC, P., and ASHOURI, A. R., 2013, Comparisons between the Urgonian platform carbonates

from eastern Serbia (Carpatho-Balkanides) and northeast Iran (Kopet-Dagh Basin): Depositional facies, microfacies, biostratigraphy, palaeoenvironments and palaeoecology: *Cretaceous*

CHEN, Z., WANG, C., KUHNT, W., HOLBOURN, A., HUANG, Y., and MA, C., 2011, Lithofacies, microfacies and depositional environments of Upper Cretaceous oceanic red beds (Chuangde Formation) in southern Tibet : *Sedimentary Geology*, 235, 100-110.

DUNHAM, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in: W. E. Ham, (ed.) Classification of carbonate rocks, A symposium, *American Association of Peroleum Geologists Memoir ,* 1, 108-121.

EMBRY A.F., and KLOVAN, J.E., 1971, A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19, 730 – 781.

EMERY, D., MYERS, K.J., 1996, SequenceStratigraphy, *Blackwell Science,* Oxford, 297.

Fakour, I., Jahani, D., and Asilian Mahabadi., 2010, Facies, Depositional environment and sequence stratigraphy of the Gadvan and Dariyan formations in North of Dezful Embayement (Mangasht Anticline) in Izeh Zone. Zagros Basin: *International Applied Geological Congress, Islamic Azad University – Mashhad Branch*, 5.

FAROUK, F., 2015, Upper Cretaceous sequence stratigraphy of the Galala Plateaux, western side of the Gulf of Suez, Egypt: *Marine and Petroleum Geology*, 60, 136-158.

FLUGEL, E., 2010, Microfacies of carbonate rocks: Springer, *Berlin*, 984.

GEEL, T, 2000, Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain:
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155, 211-238.

GHABEISHAVI, A., VAZIRI-MOGHADDAM, H., TAHERI, A., and TAATI, F., 2010, Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan Anticlaine, *Journal of Asian Earth Sciences*, 37, 275-285.

GHABEISHVI, A., VAZIRI-MOGHADDAM, H., TAHERI, A., and TAATI, F., 2009, Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. *Journalof Asian Earth Sciences*, 11, 212-223.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J., and VAIL, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea level since the Triassic: *Science*, 235, 1156-1167.

HART, B. B., 1970a, The Kuh-e Bangestan stratigraphical survey, Report 1162, Tehran Iranian Oil Operating Companies.

HART, B. B., 1970b, The Tectonic framework and paleogegraphy of the agreement area, Report 11789, *Tehran Iranian Oil Operating Companies*

HART, B. B., and SETUDEHNIA, A., 1969, The Kuh-e Mish. Geogical Survey, Report 1143, *Tehran Iranian Oil Operating Companies*.

IFRIM, C., and STINNESBECK, W., 2008, Cenomanian-Turonian high-resolution biostratigraphy of north-eastern Mexico and its correlation with the GSSP and Europe: *Cretaceous Research*, 29, 943-956.

JAMES, G. A., and WYND, J. G., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49, 2118-2245.

JEZ, J., OTONIBAR, B., FUBEK, L., and OGORELEC, B., 2011, Late Cretaceous sedimentary evolution of a northern sector of the Adriatic Carbonate Platform (Matarsko Podolje,SW Slovenia): *Facies*, 57, 447-467.

Kalanat B. and Vaziri- Moghadam H. 2019. The Cenomanian/Turonian boundary interval deep-sea deposits in the Zagros Basin (SW Iran). Bioevents, carbon isotope record and palaeoceanographic model. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 533: 109- 238.

KHALILI, M.,1974, The biostratigraphic synthesis of the Bangestan Group in southwest Iran: Report 1219, *Tehran, offshore Oil Campany of Iran*, 70.

Kakemem U. Adabi M.H. Sadeghi A. Jalali M. and Dehyadegari E. 2022. Palaeoenvironment reconstruction, diagenetic overprint and geochemistry of the Upper Cretaceous Sarvak Formation in the north of Dezful Embayment, south-west of Iran. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 38 (3), 1-34.

LEBEDEL, V., LEZIN, C., ANDREU, B., ETTACHFINI, EL. M., and, GROSHENY, D., 2015, The upper Cenomanian–lower Turonian of the Preafrican Trough (Morocco): Platform configuration and palaeoenvironmental conditions: *Journal of African Earth Sciences*, 106, 1-16.

Mirzaee Mahmoodabadi R. 2020. Sequence stratigraphy of Albian–Campanian carbonate deposits (Sarvak and Ilam formations) in Shiraz area, Fars, SW Iran. Carbonates and Evaporites, 35(92): 2-21

Mehrabi H. Rahimpour-Bonab H. Hajikazemi E. and Jamalian A. 2015. Controls on depositional facies in Upper Cretaceous carbonate reservoirs in the Zagros area and the Persian Gulf, Iran. Facies, 61(4): 1-24. Miller K.G. Wright J.D. and Browning J.V. 2005. Visions of ice sheets in a greenhouse world. Marine Geology. 217: 215-231.

Mehrabi H. 2023. Deposition, diagenesis, and geochemistry of Upper Cretaceous carbonates (Sarvak Formation) in the Zagros Basin and the Persian Gulf, Iran. Minerals, 13 (1078): 1-28.

OMIDVAR, M., MEHRABI, H., SAJJADI, F., BAHRAMIZADEH-SAJJADI, H., RAHIMPOURBONAB, H., ASHRAFZADEH, A., 2014, Revision of the foraminiferal biozonation scheme in Upper Cretaceous carbonates of the Dezful Embayment, Zagros, Iran: Integrated palaeontological, sedimentological and geochemical investigation: *Revue de micropaléontologie*.

PIUZ, A., MESTER, C., and VICEDO, V., 2014, New Alveolinoidea (Foraminifera) from the Cenomanian of Oman: *Cretaceous Research,* 50, 344-360.

PREMOLI-SILVA, I., and VERGA, D., 2004, partical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. International School on Planktonic Foraminifera, 3 Course: Cretaceous: *Milan, Universities of Perugia an Milan*, 238.

QUILLAN, H., 1974, Geological map of Fahliyan: *Oil Service Company of Iran*, scale 1:100,000, sheet no 20842.

RAHIMPOUR-BONAB, H., MEHRABI, H., ENAYATI-BIDGOLI, A.H., and OMIDVAR, M., 2012, Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a Mid Cretaceous Carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran: *Cretaceous Research*, 37, 15-34.

READ, J. F., 1985, Carbonate platform facies models: *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 69(1), 1-21.

READING, H. G., 1996, Sedimentary Environment and Facies: *Blackwell Science Publication,* 1. 615.

ROBASZYNSKI, F., FAOUZI ZAGRARNI, M., CARON, M., and AMEDRO, F., 2010, The global bio-events at the Cenomanian-Turonian transition in the reduced Bahloul Formation of Bou Ghanem (central Tunisia): *Cretaceous Research,* 31, 1-15.

ROSALES, I., and SCHLAGINTWEIT, F., 2015, The uppermost Albian–lower Cenomanian Bielba Formation of the type area (Cantabria, northern Spain): facies, biostratigraphy, and benthic Foraminifera*: Facies,* 61, 30.

SEPEHR, M., COSGROVE, J., and MOIENI, M., 2006, The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt: *Tectonophysics,* 427, 265-281.

SHAABANPOUR HAGHIGHI, A., and SAHRAEYAN, M., 2014, Facies analysis and diagenetic features of the Aptian Dariyan Formation in Zagros Fold–Thrust Belt, SW Iran: *Journal of African Earth Sciences,* 100, 598-613.

Shamszadeh, A.,2022, Interaction of inherited structures and contractional deformation in the South Dezful Embayment:Insights from the Gachsaran oilfield, SW of Iran: *Journal of Marine and Petroleum Geology Sciences,* 100, 598-613.

SIMMONS, M.D., SHARLAND, P.R., CASEY, D.M., DAVIES, R.B., and SUTCLIFFE, O.E., 2007, Arabian Plate sequence stratigraphy: Potential implications for global chronostratigraphy:*GeoArabia,* 12(4) 101-130.

SOLAK, C., TASLI, K., and SARI, B., 2015, Stratigraphy and depositional history of the Cretaceous carbonate successions in the Spil Mountain (Manisa, W Turkey): *Cretaceous Research,* 53, 1-18.

TUCKER, M. E., and WRIGHT, V. P., 1990, Carbonate sedimentology: *Blackwell Science Publication,*Oxford, 425.

VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M. JR., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUTIT, T.S., and HARDENBOL, J., 1988, Anoverview of sequence stratigraphy and key definitions. In Sea Level Changes–An Integrated Approach C. K. Wilgus, B. S. Hastings,-C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. VanWagoner, Eds.), *SEPM Special Publication,* 42, 39-45

WENDLER, I., WENDLER, J. E., and CLARK, L. J., 2015, Sea-level reconstruction for Turonian sediments fromTanzania based on integration of sedimentology, microfacies, geochemistry and micropaleontology: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,*

WILMSEN, M., and NAGM, E., 2012, Depositional environments and facies development of the Cenomanian–Turonian Galala and Maghra el Hadida formations of the Southern Galala Plateau (Upper Cretaceous, Eastern Desert, Egypt): *Springer*, 58, 229-247.

WILSON, J. L., 1975, Carbonate facies in geologic history: *Springer-Verlag, New York,* 471 p.

WYND, J.G., 1965, Biofacies of Iranian consortium- agreement area, Report 1082, *Tehran, Iranian Offshore Oil Company*

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

رخساره و محیط رسوبی سازند آقچاگیل در دشت گرگان

مریم احمدی پور[۱]، محمودشرفی*[۲]، بهزاد سلطانی [۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۲- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۳-استادیار، گروه مهندسی اکتشاف نفت، دانشکده فناوری های نوین نفت و انرژی، دانشگاه علم وفناوری مازندران، بهشهر، ایران

*Email: sharafi2262@gmail.com

چکیده

رسوبات سیلیسی-آواری و کربناتی سازند آقچاگیل (پلیوسن بالایی) در برش‌های آق‌بند و ماسان در ناحیه دشت گرگان شامل توالی‌هایی از سیلت سنگ، ماسه سنگ و سنگ‌آهک‌های نازک تا ضخیم‌لایه تشکیل شده است. سه مجموعه رخساره‌ای شامل آبرفت/دلتای مخروط‌افکنه (FA)، پهنه گلی (FB) و حاشیه ساحلی (FC) در این رسوبات شناسایی شده است. مجموعه پهنه گلی شامل تناوب مادستون-سیلت استون_ ماسه سنگ که نشان‌دهنده تغییرات دوره ای شدت جریان در یک محیط با بستر مسطح مانند پهنه جزر و مدی است. مجموعه حاشیه ساحلی متشکل از رخساره‌های گرین‌استون-ردستون اُائیدی-بیوکلاستی-پلوئیدی با لایه‌بندی مورب تراف و مسطح بزرگ‌مقیاس، لامیناسیون مورب و ساختارهای HCS، خوشه های جزر و مدی، طبقه بندی صفحه ای دو جهتی و سطوح دوباره فعال شده است که توسعه یک سیستم حاشیه ساحلی تحت تأثیر امواج و جریان های جزر و مدی را نشان میدهد. مجموعه دلتای مخروط افکنه از رخساره کنگلومرای دانه پشتیبان توده ای با جورشدگی و گردشدگی ضعیف در یک موقعیت بسیار نزدیک به ارتفاعات ته نشین شده است. این مجموعه یک حوضه تکتونیکی فعال و فاصله نزدیک ارتفاعات ناحیه منشا نسبت به موقعیت ته نشینی را نشان میدهد که با ظهور همزمان دانه های سیلیسی-آواری، اینتراکلست و خرده های کنگلومرا تایید میشود.

کلمات کلیدی: آقچاگیل، کاسپین، محیط رسوبی، حاشیه ساحلی، رخساره

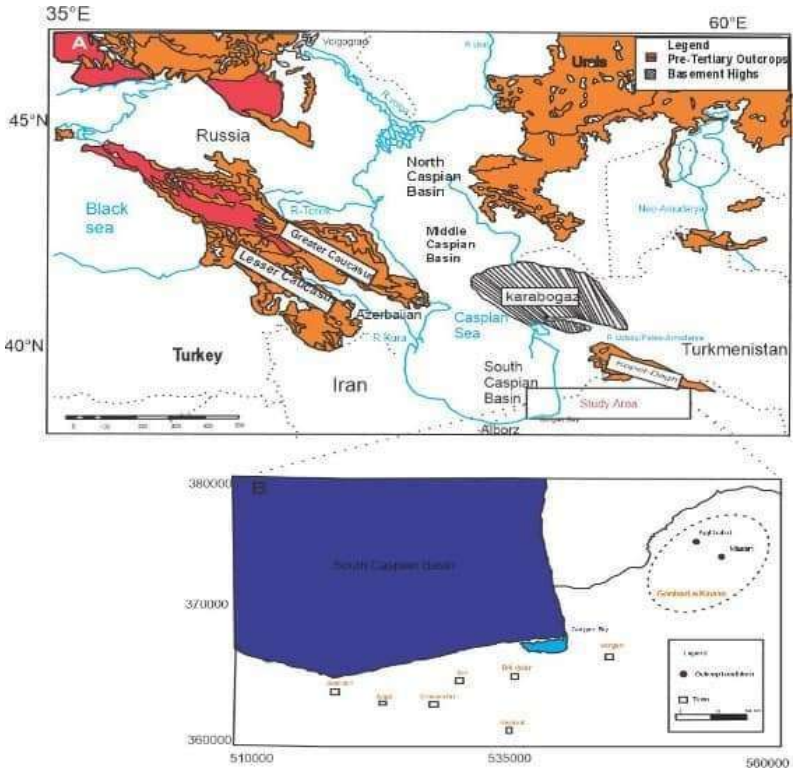
۱- مقدمه

حوضه رسوبی کاسپین به عنوان بزرگ‌ترین پهنه آبی داخلی کره زمین، در منطقه‌ای با زمین‌ساخت پیچیده و فعال واقع شده است. از دیدگاه زمین‌شناسی تاریخی، دریای کاسپین بازمانده‌ای از دریای تتیس است که در میوسن میانی و همزمان با کوهزایی آلپ به دو حوضه مستقل تفکیک شد. حوضه شمالی (پاراتتیس) به محیطی لب‌شور و عمدتاً بسته تبدیل (Popov et al., 2024) و جز در مقاطعی کوتاه‌مدت، فاقد هرگونه اتصال به دریاهای آزاد بوده است. فرآیندهای تکتونیکی مانند کوه‌زایی و فرونشست، نه تنها شکل منحصربه‌فرد این دریا را پدید آورده، بلکه در تشکیل یکی از غنی‌ترین ذخایر نفتی و گازی جهان نقش کلیدی داشته‌اند (Forte et al., 2015). شناخت این فرآیندها، کلید درک تاریخ زمین‌شناختی و پتانسیل منابع این منطقه استراتژیک به شمار می‌رود. تاکنون مطالعات اندکی بر روی توالی های رسوبی حاشیه حوضه کاسپین انجام شده است و بدین دلیل اطلاعات کمی در مورد رسوب شناسی و دیرینه شناسی این حوضه وجود دارد. از جمله سازندهای این حوضه میتوان به سازند کربناته آقچاگیل اشاره کرد که عمدتا از نوع مارن و شیل با میان لایه های اهکی است وسن نسبی این سازند پلیوسن بالایی است. هدف از انجام این مطالعه شناسایی رخساره

های رسوبی و تفسیر محیط رسوبی این سازند است که میتواند اطلاعات پایه ای ارزشمندی در مورد نحوه تکامل این بخش از حوضه رسوبی کاسپین ارائه نماید.

۲- روش مطالعه

در این مطالعه دو برش چینه شناسی آقبند و ماسان از سازند آقچاگیل (پلیوسن بالایی) به ترتیب به ضخامت های ۵۹ و ۲۷ متر برداشت و مورد ارزیابی قرار گرفته است. برش های مورد مطالعه در بخش شرقی دشت گرگان و منتهی الیه بخش غربی حوضه رسوبی کپه داغ و در ۳۵ کیلومتری شمال شرق گنبد کاووس قرار دارد.



شکل۱- A حوضه کاسپین و کشورهای همسایه ؛ B منطقه مورد مطالعه در دشت گرگان در بخش شرقی دریای کاسپین.

در این تحقیق، تعداد ۷۰ مقطع میکروسکوپی جهت بررسی و ثبت ویژگی های میکروسکوپی شامل بافت، ترکیب و اجزای تشکیل دهنده رسوبات از سازند آقچاگیل در این برش ها تهیه و مطالعه شده است. ارزیابی های دقیق صحرایی شامل ویژگی های دانه بندی، طبقه بندی، فرم هندسی طبقات، ساخت های رسوبی، ماکروفسیل ها، نوع تماس بین طبقات و الگوی انباشتگی رسوبات صورت پذیرفته است. رخساره های کربناته براساس طبقه بندی دانهام (Dunhan, 1962) و امبری و کلوون (Embry & Klovan, 1971) نامگذاری شده اند. با تلفیق اطلاعات بدست آمده از مطالعات میکروسکوپی و صحرایی رخساره های سنگی (lithofacies) و مجموعه

های رخساره ای (facies association) که نماینده زیر محیط های یک سیستم رسوبی هستند، شناسایی و تفکیک شده و در نهایت مدل رسوبی سازند آقچاگیل در شرق حوضه رسوبی کاسپین و در دشت گرگان تفسیر شده است.

۳- بحث

۳,۱. مجموعه‌های رخساره‌ای

رسوبات سازند آقچاگیل در برش‌های مورد مطالعه در سه مجموعه رخساره‌ای گروه‌بندی شده است که هر کدام معرف یک زیرمحیط از سیستم رسوبی نیمه‌دریایی است: مجموعه رخساره‌ای آبرفت/دلتای مخروط‌افکنه (Alluvial/Fan Delta, FA)، مجموعه رخساره‌ای پهنه گلی (Mud Flat, FB) و مجموعه رخساره‌ای حاشیه ساحل (Shorface, FC) . مجموعه‌های رخساره‌ای بر مبنای برقراری ارتباط بین رخساره ها در توالی عمودی و چارچوب لایه‌بندی (مانند تناوب یا پیوستگی لایه‌ها)، الگوی انباشتگی طبقات و ضخامت لایه‌ها تعیین شده‌اند.

۳,۲. مجموعه رخساره‌های آبرفتی/ دلتای مخروط‌افکنه (FA)

این مجموعه رخساره‌ای منحصرا در برش آق‌بند مورد شناسایی قرار گرفته است. ویژگی اصلی این رخساره‌ها وجود کنگلومرای قهوه‌ای-خاکستری با بافت توده‌ای، جورشدگی بسیار ضعیف و دانه‌های عمدتا زاویه‌دار با ترکیب پلی‌میکتیک است. ضخامت این نهشته‌های دانه‌درشت تغییرات جانبی چشمگیری نشان می‌دهد، به‌طوری‌که در برش آق‌بند از چند سانتی‌متر تا بیش از دو متر در نوسان است. این مجموعه رخساره‌ای ارتباط چینه‌شناختی واضحی با نهشته‌های مارنی سیلتی-ماسه‌ای پهنه گلی (FB) نشان می‌دهد.

تفسیر: ویژگی‌هایی از قبیل جورشدگی ضعیف، گردشدگی ضعیف دانه‌ها، تنوع ترکیب کانی‌شناسی و طبیعت توده‌ای کنگلومرا، همگی نشان از رسوب‌گذاری توسط جریان‌های خرده دار با چگالی بالا در یک سیستم آبرفتی/دلتای مخروط‌افکنه دارد (Lehmkuhl and Owen, 2024) این رسوبات از مناطق مرتفع مجاور و با فاصله حمل کوتاه منشأ گرفته‌اند که با وجود گرد شدگی ضعیف قطعات مورد تایید قرار میگیرد. ارتباط نزدیک این نهشته‌ها با رسوبات ریزدانه محیط پهنه گلی، حاکی از وقوع جریان‌های پرسرعت با غلظت بالای رسوب بار بستر است که به نظر می‌رسد در طی دوره‌های پرباران یا فصول با رواناب زیاد و توسط رودخانه‌های سیلابی تشکیل شده‌اند (Marchetti et al., 2015)

۳,۳. مجموعه رخساره‌ای پهنه گلی (FB)

این مجموعه با گسترش محدود در برش‌های مورد مطالعه، عمدتاً شامل تناوبی از ماسه‌سنگ-سیلت‌سنگ نازک‌لایه و شیل ماسه‌ای بوده و به‌ویژه در برش آق‌بند توسعه یافته است. از ویژگی‌های شاخص این مجموعه، حضور لایه‌های نازک لامینیت‌های میکروبی برجا با ضخامت ۴ تا۱۱ سانتیمتر است. فابریک‌های فنسترال به همراه عناصر اسکلتی و غیراسکلتی شامل گاستروپودها، استراکودها، دوکفه‌ای‌ها، اووئیدها و پلوئیدها از اجزای تشکیل‌دهنده اصلی این رخساره می‌باشند. در برش ماسان‌تپه، رخساره‌های گل‌سنگ

بیوکلاستیک-پلوئیدال با فابریک فنسترال و لامیناسیون افقی شناسایی شده است. این مجموعه رخساره‌ای ارتباط عمودی مستقیمی با رخساره‌های حاشیه ساحلی (FC) نشان می‌دهد.

تفسیر: مطالعه ویژگی‌های رسوب‌شناسی این مجموعه نشان می‌دهد که رسوب‌گذاری در یک پهنه گلی با انرژی هیدرودینامیکی پایین و در محیطی حاشیه‌ای صورت گرفته است. وجود لامینیت‌های میکروبی برجا با فابریک فنسترال، توسعه پوشش های میکروبی (استروماتولیتی) را در این محیط کم‌انرژی نشان می‌دهد(Noffke et al., 2024). ترکیب مجموعه فسیلی متشکل از گاستروپودها، استراکودها و دوکفه‌ای‌ها، حاکی از حاکمیت شرایط شوری متغیر از لب‌شور تا فوق‌شور در این زیرمحیط حفاظت‌شده است. طبیعت ناهمگن رسوبات این بخش نشان از نوسانات دوره‌ای شدت انرژی جریان های دریایی در محیط رسوبی دارد.

۳,۴. مجموعه رخساره‌ای حاشیه ساحلی (FC)

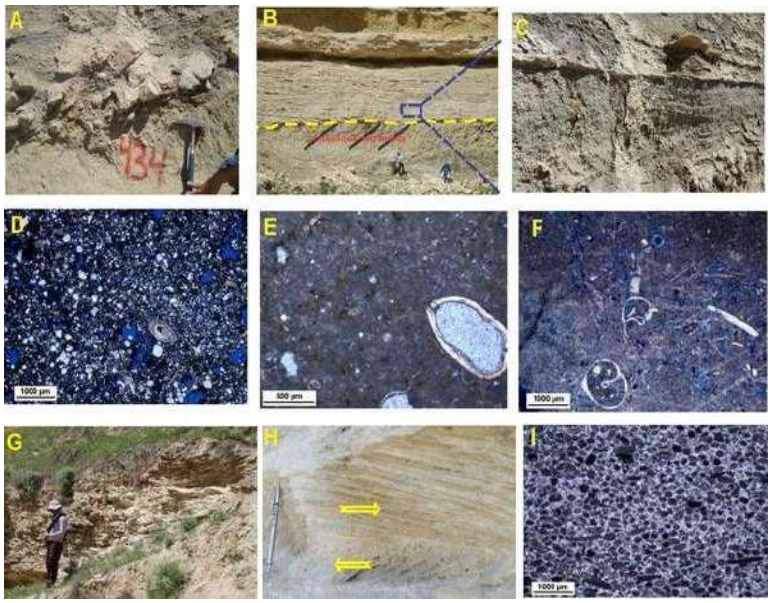
این مجموعه رخساره ای که دارای ضخامتی بین ۳ تا ۲۵ متر در برش های مورد مطالعه بوده است متشکل از رخساره های کربناته و سیلیسی-آواری (ماسه سنگ) است. مجموعه کربناته توسط نهشته‌های گرین‌استون-ردستون اوولیتی-بیوکلاستی-پلوئیدی دارای لایه‌بندی مورب تراف بزرگ مقیاس مشخص می‌شود که به ویژه در برش ماسان توسعه یافته است. همچنین شواهدی از لایه‌بندی مورب مسطح دوجهته، دسته‌های جزرومدی (tide bundle)، سطوح دوباره فعال شده و لایه‌بندی مورب پشته ای (HCS) و لامیناسیون افقی در این رخساره مشاهده شده است. مجموعه فسیلی در این رخساره شامل گاستروپودها، دوکفه‌ای‌ها، اُوئیدها و پلوییدها به همراه مقادیر کمتری از اینتراکلاست‌ها و استراکودها است. ماسه سنگ ها از نوع دانه ریز تا متوسط با جورشدگی نسبتا خوب و دارای طبقه بندی مورب بزرگ مقیاس است.

تفسیر: ساختارهای رسوبی مانند لایه بندی مورب صفحه ای و تراف در مقیاس بزرگ، رسوبات دانه‌درشت، قطعات اسکلتی بزرگ و جورشدگی خوب (در مورد ماسه سنگ ها)، همگی شرایط پرانرژی را با فعالیت نسبتاً پیوسته امواج در یک محیط خط ساحلی نشان می‌دهند (Yeste et al., 2024). این تفسیر، توسط ارتباط نزدیک این واحد با محیط کم‌انرژی پهنه گلی-میکروبی تقویت می‌شود. رخساره گرین‌استون اُائیدی-بیوکلاستی-پِلُویدی که دارای چینه‌بندی مورب صفحه ای و تراف در مقیاس بزرگ هستند، در یک زیرمحیط سدی در محیط جلوی ساحل نهشته شده‌اند. وجود لایه بندی‌های مورب دوطرفه، سطوح دوباره فعال شده و دسته‌های جزرومدی و لایه بندی مورب پشته ای، یک سیستم رسوبی تحت سلطه جزرومد و متأثر از طوفان را نشان می‌دهند (Capilla et al., 2020)

4. مدل رسوبی و عوامل کنترل کننده

ویژگی‌های رسوبی یک حوضه از قبیل ترکیب کانی‌شناسی (سیلیسی-آواری یا کربناتی)، اندازه دانه (شیل، ماسه‌سنگ و کنگلومرا)، شکل و هندسه لایه‌ها (به‌ویژه در رسوبات سیلیسی-آواری)، نوع مرز بین لایه‌ها، نحوه انباشتگی توده‌های رسوبی و در نهایت، نوع مدل رسوبی حاکم، همگی پیامد تعامل پویای عوامل درون‌حوضه‌ای (authogenic) و برون‌حوضه‌ای (allogenic) هستند (Sharafi et al., 2022). فرآیندهای رسوبی همچون امواج در حالت‌های آرام و طوفانی، پدیده جزر و مد و جریان‌های موازی ساحل به عنوان عوامل درون‌حوضه‌ای، نقش تعیین‌کننده‌ای در ترکیب رسوبات، نرخ ته نشینی رسوبات، حالت لایه‌بندی و تا حدی در الگوی تجمع

مجموعه‌های رخساره‌ای ایفا می‌کنند. این عوامل همچنین موجب تغییرات کوچک مقیاس در نوع مجموعه‌های رسوبی، رخساره‌ها و همچنین (تافونومی) پوسته‌های فسیلی در بخش‌های مختلف یک سیستم رسوبی می‌شوند. در مقیاسی کلان‌تر، عوامل برون‌حوضه‌ای مانند رژیم تکتونیکی حاکم، نوسانات جهانی سطح آب دریاها و شرایط آب‌وهوایی، قادرند تغییرات اساسی در نرخ رسوب‌گذاری، الگوی انباشتگی توالی‌های رسوبی و همچنین در نوع سیستم رسوبی غالب ایجاد نمایند. شواهد رخساره ای نشان می‌دهد که توالی‌های سازند آقچاگیل در ناحیه دشت گرگان در چارچوب یک سیستم رسوبی حاشیه ساحلی و متشکل از سه زیرمحیط مخروط افکنه نزدیک به ارتفاعات، پهنه گلی و حاشیه ساحلی تشکیل یافته‌اند.



شکل ۲- (A) رخساره های کنگلومرایی در مجموعه رخساره ای آبرفتی ؛ (C،B) مجموعه رخساره‌ی دشت گلی شامل تناوبی از شیل، سیلت‌سنگ و ماسه‌سنگ است ؛ (D) مارن ماسه‌ای-سیلتی از مجموعه پهنه گلی ؛ (E) مادستون استراکوددار از مجموعه پهنه گلی ؛(F) مادستون_وکستون اینتراکلاست دار از مجموعه پهنه گلی ؛ (G) نمای باز از طبقه بندی مورب تراف بزرگ مقیاس از مجموعه حاشیه ساحلی ؛ (H) لایه‌بندی مورب مسطح و سطح دوباره فعال شده در سنگ‌آهک سفید (شواهد محیط جزرومدی) از مجموعه حاشیه ساحلی ؛ (I) گرین‌استون اووئیدی خوب دانه‌بندی شده از مجموعه حاشیه ساحلی.

بر مبنای تلفیق مطالعات میکروسکوپی وصحرایی از جمله ترکیب اجزای تشکیل دهنده رخساره های کربناته و سیلیسی -آواری، ساختار های رسوبی، فرم طبقات و الگوی انباشتگی ان ها یک سیستم رسوبی کم عمق حاشیه ساحلی در بردارنده سه زیر محیط مخروط افکنه، پهنه گلی و حاشیه ساحلی برای رسوبات سازند آقچاگیل در برش های مورد مطالعه تشخیص داده شده است.

کمربند ساحلی تحت کنترل امواج پرقدرت، به وسیله ورود رسوبات توسط رودخانه از ناحیه بالا دست، فرسایش ارتفاعات مجاور (عمدتا کپه داغ)، انباشت تجمعات فسیلی و ته نشینی ماسه های بیوکلاستی سست به طور مداوم در حال تغییر است. در چنین موقعیت هایی شرایط بستر متفاوت بوده به طوری که پکستون های بایوکلاستی سست در موقعیت جلوی ساحل و گرین استون های

اائیدی بایوکلاستی در موقعیت حاشیه ساحلی ته نشین میشوند (Sharafi et al., 2016). پایین ترین بخش توالی آقچاگیل که با کنگلومرای دانه پشتیبان توده ای با جورشدگی و گردشدگی ضعیف مشخص میشود، مرتبط با یک زیر محیط آبرفت/ دلتای مخروطی است که در یک موقعیت بسیار نزدیک به ارتفاعات ته نشین شده است. این مجموعه یک حوضه تکتونیکی فعال را نشان میدهد(Nouri et al., 2024). ظهور همزمان دانه های سیلیسی-آواری، اینتراکلست و خرده های کنگلومرا فاصله نزدیکه ارتفاعات ناحیه منشا نسبت به موقعیت ته نشینی این رسوبات و همچنین یک رژیم تکتونیکی فعال را تایید میکند(Jackson et al., 2002)(Nouri et al., 2024). بخش پایین توالی متشکل از واحد نسبتا ضخیم شیل – سیلت استون- ماسه سنگ میباشد که در یک پهنه گلی تشکیل شده است. در این رسوبات شرایط لب شور، پایدار، گردش آب اندک و احیایی (حداقل برای بخشی از آن) در این محیط توسط تنوع پایین و حضور اسکلت موجوداتی همچون دو کفه ای، گاستروپود و استراکود هاو پیریت های خوشه ای مشخص میشود. بخش بالایی توالی سازند آقچاگیل متشکل از پکیج ضخیمی از رخساره های آهکی گرین استون -ردستون بایوکلاستی/پلوئیدی/ اائیدی و ماسه سنگ های دارای طبقه بندی مورب تراف و صفحه ای بزرگ مقیاس است که نشان دهنده توسعه محیط کم عمق ساحلی وسیع و با انرژی بالا تحت کنترل امواج و جریان های جزر و مدی (به واسطه وجود سطوح دوباره فعال شده، طبقه بندی مورب صفحه ای دو جهتی، خوشه های جزر و مدی و طبقه بندی مورب پشته ای تایید میشود) است (Yeste et al., 2024; Longhitano & Miocic, 2025).

۵- نتیجه گیری

رسوبات سیلیسی-آواری و کربناتی سازند آقچاگیل (پلیوسن بالایی) در برش‌های آق‌بند و ماسان در ناحیه دشت گرگان شامل توالی‌هایی از سیلت‌سنگ، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک‌های نازک تا ضخیم‌لایه است که در یک سیستم رسوبی حاشیه ساحلی تحت نفوذ امواج و جریان های جزر و مدی نهشته شده‌اند. سه مجموعه رخساره‌ای شامل آبرفت/دلتای مخروط‌افکنه (FA)، پهنه گلی (FB) و حاشیه ساحلی (FC) در این رسوبات شناسایی شده است. مجموعه پهنه گلی شامل تناوب مادستون-سیلتستون_ ماسه سنگ که نشان‌دهنده تغییرات دوره ای شدت جریان در یک محیط با بستر مسطح مانند پهنه جزر و مدی است. مجموعه حاشیه ساحلی متشکل از رخساره‌های گرین‌استون-ردستون اُائیدی-بیوکلاستی-پلوئیدی با لایه‌بندی مورب تراف و مسطح بزرگ‌مقیاس، لامیناسیون مورب و ساختارهای HCS، خوشه های جزر و مدی، طبقه بندی مورب مسطح دو جهتی و سطوح دوباره فعال شده است که مجموعاً توالی‌های درشت‌شونده و ضخیم‌شونده از تناوب شیل و سنگ‌آهک‌های نازک تا ضخیم‌لایه را تشکیل می‌دهند که الگوی تیپیک سیستم حاشیه ساحلی تحت تأثیر امواج و جریان های جزر و مدی میباشد. کنگلومرای دانه پشتیبان توده ای با جورشدگی و گردشدگی ضعیف مرتبط با یک زیر محیط آبرفت/ دلتای مخروطی است که در یک موقعیت بسیار نزدیک به ارتفاعات ته نشین شده است. این مجموعه یک حوضه تکتونیکی فعال و فاصله نزدیک ارتفاعات ناحیه منشا نسبت به موقعیت ته نشینی را نشان میدهد که با ظهور همزمان دانه های سیلیسی-آواری، اینتراکلست و خرده های کنگلومرا تایید میشود.

۶- منابع

Capilla, R., Suarez-Gonzalez, P., & Quijada, I. E. (2020). Sedimentary architecture of storm-influenced tidal flat deposits of the Upper Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. Frontiers in Earth Science, 8, 219.

Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham, W. E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks—A Symposium. AAPG Memoir 1, 108-121. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.

Embry, A. F., & Klovan, J. E. (1971). A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19(4), 730-781.

Forte, A. M., Sumner, D. Y., Cowgill, E., Stoica, M., Murtuzayev, I., Kangarli, T., & Javakhishvili, Z. (2015). Late Miocene to Pliocene stratigraphy of the Kura Basin, a subbasin of the South Caspian Basin: implications for the diachroneity of stage boundaries. Basin Research, 27(3), 247-271.

Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., & Berberian, M. (2002). Active tectonics of the South Caspian Basin. Geophysical Journal International, 148(2), 214-245.

Lehmkuhl, F., & Owen, L. A. (2024). Alluvial fan types, distribution, and formation: a global perspective. Zeitschrift für Geomorphologie, 64(2), 95-142.

Longhitano, S. G., & Miocic, J. M. (2025). Modern and ancient tidal sedimentary systems in the era of energy transition: Introduction to the special volume. The Depositional Record, 11(1), 3-25.

Marchetti, L., G. Forte, M. Bernardi, T. Wappler, C. Hartkopf-Fröder, K. Krainer and E. Kustatscher (2015). Reconstruction of a late Cisuralian (Early Permian) floodplain lake environment: palaeontology and sedimentology of the Tregiovo Basin (Trentino-Alto Adige, Northern Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 440: 180-200.

Noffke, N., Buntin, R.C.C., Drabon, N. (2024). Microbial mat-induced microfacies in clastic deposits – An overview. South African Journal of Geology, 127(2), 555-568.

Nouri, A., Rahimi, B., Vavrycuk, V., & Ghaemi, F. (2024). Tectonic stress around the South Caspian basin deduced from earthquake focal mechanisms. International Geology Review, 66(5), 912-929.

Popov, S., I. Patina, I. Postnikova, A. Zastroznov, S. Lazarev and D. V. Palcu (2024). Paratethys Evolution During the Late Middle to Late Miocene: From Transgression to Fragmentation. Available at SSRN 4979050.

Sharafi, M., Longhitano, S. G., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., & Mosaddegh, H. (2016). Sedimentology of a transgressive mixed-energy (wave/tide-dominated) estuary, Upper Devonian Geirud Formation (Alborz Basin, northern Iran). In Contributions to Modern and Ancient Tidal Sedimentology (pp. 261-292). Wiley.

Sharafi, M., Rodríguez-Tovar, F. J., Bayet-Goll, A., & Richiano, S. (2022). Differentiate allogenic and autogenic controls on the formation of parasequences and depositional sequences of a tide- and wave-dominated carbonate platform (Lower Cretaceous, Kopet-Dagh Basin, Iran). Geological Journal, 57(5), 1886-1911.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

بررسی شرایط دیرینه بوم شناسی خانواده نومولیتیده قاعده سازند آسماری در زون ایذه(شهرستان رستم)

محمد گودرزی، ایرج مغفوری مقدم* ، ئارام بایت گل

دانشجو دکتری چینه‌نگاری و دیرینه شناسی، دانشکده علوم ، دانشگاه لرستان

استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم ، دانشگاه لرستان . خرم آباد

دانشیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

maghfouri.i@Iu.ac.ir

چکیده

در این پژوهش، به منظور بررسی شرایط دیرینه روزن‌داران کف‌زی بزرگ قاعده سازند آسماری(خانواده نومولیتیده)، برش چینه شناسی تنگ چوگ در شهرستان رستم انتخاب شد و سپس با فواصل یک متری و بصورت سیستماتیک نمونه برداری شد. ضخامت سازند آسماری در این برش ۲۹۱ متر بوده که عمدتا از سنگ آهک‌های نازک، متوسط، ضخیم لایه و میان لایه های نازک شیلی – مارنی تشکیل شده و در مرز زیرین آن سازند پابده بصورت تدریجی و پیوسته قرار دارد. پس از شناسایی ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی، شرایط دیرینه خانواده نومولیتیده مورد بررسی قرار گرفت. در این برش دو گروه شکلی، روزن‌داران کف‌زی بزرگ با دیواره نازک - کشیده و روزن‌داران کف‌زی با پوسته ضخیم‌تر – عدسی شکل از خانواده نومولیتیده شناسایی گردید. بر اساس این مطالعه شرایط زیست دیرینه این خانواده مورد بررسی قرار گرفت، بطوریکه مشخص شد خانواده نومولیتیده در قاعده سازند آسماری در شوری نرمال، شرایط نوری کم(الیگوفوتیک) – متوسط(مزوفوتیک) و شرایط غذایی پایین (الیگوتروف) – متوسط(مزوتوف) زیست کرده‌اند. بر مبنای عمق دیرینه، اشکال کشیده و نازک شاخص اعماق ۳۰- ۱۵۰ متری و اشکال ضخیم و عدسی شکل شاخص اعماق کمتر از ۵۰ متر می‌باشند.

کلمات کلیدی: سازند آسماری، شرایط دیرینه بوم شناسی، زون ایذه، خانواده نومولیتیده.

۱-مقدمه

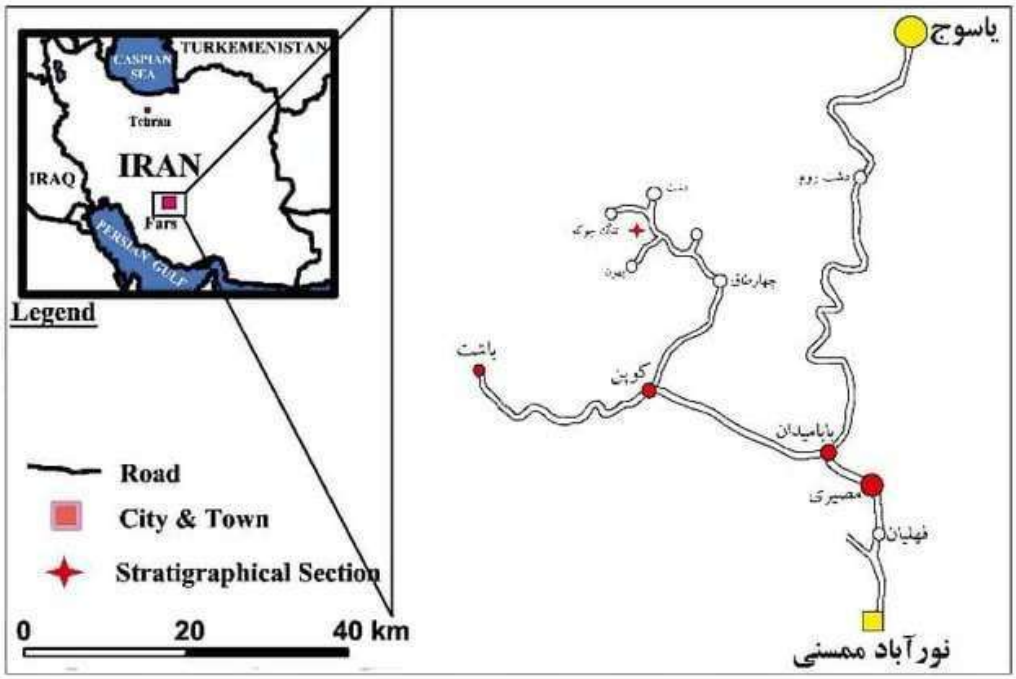
در تتیس غربی، کربنات‌های آب‌های کم‌عمق پالئوسن-میوسن و کربنات‌های مخلوط سیلیسی آواری، با تنوع زیاد روزن‌داران کف‌زی بزرگ (LBF) مشخص می شوند، که برخی از آنها به عنوان نشانگرهای تشخیص سن در نظر گرفته شده‌اند (Mónica Bolivar et al, 2025). فرامینیفرهای کف‌زی به دلیل تکامل سریع، فراوانی زیاد، گسترش وسیع و انقراض ناگهانی گونه یا اجتماع گونه‌ها به عنوان ابزار مهمی در زیست چینه‌نگاری، تکامل جنس‌ها -گونه‌ها، تعیین عمق نسبی و بازسازی محیطهای قدیمه محسوب می‌شوند(Romero et al. 2002، Hohenegger 2005). بازسازی محیط‌های دیرینه بر مبنای توزیع و پراکندگی فرامینیفرها و بررسی فاکتورهایی مانند نور، دما، شوری، مواد غذایی، بستر زیست، انرژی هیدرودینامیکی و هم زیستی امکان پذیر است(Beavintone et al. 2004). روزن‌داران مخصوصا فرم‌های کف‌زی بزرگ حساسیت زیادی نسبت به تغییرات محیطی از خود

نشان می‌دهند و به دلیل طول عمر کوتاه‌شان (اغلب تا چند ماه) به خوبی قادر به ثبت شرایط محیطی محل زیست خود می‌باشند(Taler and Hallock 1997). به همین دلیل روزن‌داران ابزار قدرتمندی جهت تفسیر شرایط دیرینه به شمار می‌آیند.

سازند آسماری جوان‌ترین سنگ مخزن زاگرس است و به دلیل اهمیت اقتصادی آن (تولید مواد هیدروکربوری) مطالعات گسترده و جامعی بر روی آن انجام شده است. رسوبات پلاتفرم کربناته‌ای که سازند آسماری را تشکیل می‌دهند، شامل تعدادی از بزرگترین ذخایر نفتی در دنیا می‌باشند(Alavi ,2004). سازند آسماری در برش‌های کامل خود دارای دو عضو ما سه سنگی اهواز (جنوب فروافتادگی دزفول) و تبخیری کلهر (شمال غرب فروافتادگی دزفول و جنوب غربی لرستان) می‌باشد آقانباتی(۱۳۸۵). به لحاظ چینه نگاری زیستی این سازند به سه واحد آسماری پایینی به سن الیگوسن، آسماری میانی به سن میوسن پیشین(آکی‌تانین) و آسماری بالایی به سن میوسن پیشین(بوردیگالین) تقسیم بندی شده که در همه جا دیده نمی شود آقانباتی (۱۳۸۵). مرزهای زیرین و بالایی سازند آسماری در نقاط مختلف حوضه زاگرس به دلیل تغییرات حوضه در زمان رسوبگذاری متفاوت بوده چنانچه در در اکثر نقاط، سازند پابده در مرز زیرین سازند آسماری قرار دارد ولی در نواحی لرستان مرکزی سازند کربناتی شهبازان و فارس داخلی سازند جهرم در مرز زیرین سازند آسماری نهشته شده است(آقانباتی ،۱۳۸۵). از طرفی مرز بالایی سازند آسماری در نقاط مختلف زاگرس یکسان نیست بطوریکه در اکثر نقاط زاگرس سازند گچساران بر روی آن نهشته شده و در بعضی نقاط سازند رازک بجای سازند گچساران نهشته شده است(آقانباتی ،۱۳۸۵).

۲-موقعیت جغرافیایی

برش تنگ چوگ بخشی از زون ایذه و در حوضهٔ رسوبی زاگرس قرار دارد. برش مورد مطالعه در استان فارس و در ۵۷ کیلومتری شمال غرب شهرستان نورآباد ممسنی واقع شده است (شکل ۱). مسیر دسترسی به این برش از طریق جاده نورآباد – بابامیدان امکان پذیر است. جاده آسفالته فرعی در محل شهر کوپن از این مسیر منشعب می شود که پس از عبور از روستاهای چهارطاق و دودک به سمت تنگ گجستان و سپس محل برش مورد نظر می‌رسد(شکل ۱).



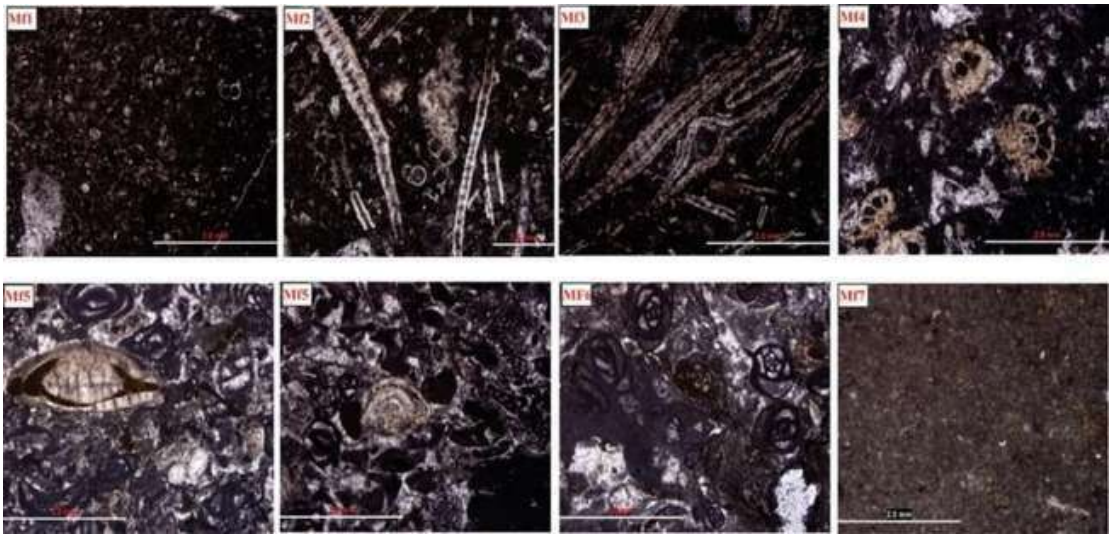
شکل ۱: شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی برش تنگ چوگ

۳-روش کار

در پژوهش حاضر تعداد ۲۸۰ مقطع نازک میکروسکوپی از ۳۲۷ متر از بالاترین بخش سازند پابده و سازند آسماری و با فاصله نمونه برداری یک متری برداشت و مورد بررسی و مطالعه قرار گرفت. پس از بررسی اولیه روزن‌داران در برش مورد مطالعه، به منظور بررسی دقیق شرایط دیرینه بوم شناختی خانواده نومولیتیده در زون ایذه، نمونه‌های قاعده سازند آسماری که حاوی این گروه از روزن‌داران (خانواده نومولیتیده) بودند مورد مطالعه قرار گرفت. نام گذاری و طبقه بندی سنگ‌های کربناته از (Dunham, 1962 و Embry and Klovan 1971) و برای شناسایی ریز رخساره‌ها و تفسیر آنها Wilson 1975; Buxton and Pedley,1989; 2000; Flügel, 2010 استفاده شده است. پس از شناسایی ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی، شرایط دیرینه بوم شناختی(عمق، ماهیت کف بستر و انرژی هیدرودینامکی) بر مبنای(Geel, 2000; Pomar 2007 ; 2014 ; Bassi et all. 2007; Flügel, 2010) در این برش مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

جدول ۱: ریز رخساره های سازند آسماری برش تنگ چوگ (ریز رخساره‌ها، توضیحات و محیط تشکیل).

ریز رخساره‌ها	محیط تشکیل	توضیحات
Mf1: وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون	رمپ خارجی	اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفرهای پلانکتون تشکیل می‌دهد.
MF2: وکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ و فرامینیفرهای پلانکتون	مرز رمپ خارجی و میانی	اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفرهای کف‌زی بزرگ با دیواره نازک و کشیده مانند لپیدوسیکلینیده و نومولیتیده مانند *Eulepidina*، *Operculina* و *Heterostegina* همراه با فرامینیفرهای پلانکتون همچون *Globigerina* تشکیل می‌دهد. *Textularia*، *Ditrupa*، اکینوئید و دوکفه‌ای تشکیل می‌دهد.
Mf3: وکستون – پکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ	رمپ میانی (بخش دیستال)	اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفرهای هیالین کف زی بزرگ با دیواره نازک و کشیده *Eulepidina*، *Spiroclypeous*, *Operculina* و *Heterostegina* تشکیل می‌دهند. اجزای فرعی این ریز رخساره را تکستولاریا *Rotalia viennoti*، اکینوئید و براکیوپود تشکیل می‌دهد.
MF4 : وکستون - پکستون بیوکلستی حاوی فرامینیفرهای هیالین عدسی شکل	رمپ میانی (بخش پروکسیمال)	اجزای اصلی این ریز رخساره را لپیدوسیکلینیده (نفرولپیدینا)، *Asterigerina*، *Rotalia viennoti* با فرم عدسی و لنزی شکل تشکیل داده است. دیگر اجزای تشکیل دهنده این رخساره را *Sphaerogypsina*، جلبک قرمز کورالیناسه آ، الفیدیوم ، اکینوئید، دوکفه‌ای و تکستولاریا تشکیل داده است.
MF5: پکستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز و هیالین.	رمپ درونی لاگون نیمه محصور	اجزای این ریز رخساره متشکل از فرامینیفرهای با پوسته هیالین و پورسلانوز می‌باشد. فرامینیفرهای تشکیل دهنده پوسته پورسلانوز این رخساره را *Archaias* ، *Austrotrillina*، *Pyrgo*، *Quinqueloculina* تشکیل می‌دهد و فرامینیفرهای با پوسته هیالین را *Neorotalia viennoti* ، *Astrigerina* ، *Amphistegina* و *Miogypsinoides* ، *Heterostegina* و *Spiroclypeous* تشکیل می‌دهد. اجزای فرعی این ریز رخساره را *Valvulina* ، *Praerhapydionina delicata*تشکیل می‌دهد.
MF6: وکستون – پکستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز	رمپ درونی (لاگون بسته)	اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز مانند *Dendritina rangi* و *Miliolid* ، *Peneroplis* ، *Archaias*، *Austrotrillina*، *Quinqueloculina* تشکیل می‌دهند. اجزای فرعی این ریز رخساره را اکینوئید،گاستروپود، *Spirolina*، *Discorbis* تشکیل می‌دهند. بافت سنگ، وکستون - پکستون و خمیره آن میکرایت می‌باشد
	رمپ درونی (لاگون محصور)	این ریزرخساره بطور کلی از میکرایت خالص (همگن) تشکیل شده و فاقد فسیل می‌باشد. زمینه آن بصورت میکرایتی و بافت آن مادستون می‌باشد.



شکل ۲: ریز رخساره های سازند آسماری برش تنگ چوگ: MF1: وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون. MF2: وکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ و فرامینیفرهای پلانکتون. MF3 : وکستون – پکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ. MF4: وکستون - پکستون بیوکلاستی حاوی فرامینیفرهای هیالین عدسی شکل. MF5: پکستون حاوی فرامینیفرهای پور سلانوز و هیالین. MF6: وکستون – پکستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوزMF7: مادستون

۴-شرایط دیرینه بوم شناختی

شوری (Salinity): میزان شوری در آب‌های شیرین در محدوده Psu 30 -40 و در آب‌های فوق شور بالاتر از Psu 40 بوده که این حالت در حوضه‌های تبخیری، لاگون محصور و حوضه‌های نیمه بسته مانند خلیج فارس و باتلاق‌ها ایجاد می‌شوند و در آب‌های لب شور میزان شوری، بین شوری نرمال و فوق شور قرار دارد(Flugel, 2010). شرایط شوری روزن‌داران خانواده نومولیتیده در برش مورد مطالعه نرمال(Psu 40 – 34) می‌باشد. این محدوده شوری خاص، روزن‌داران پلانکتون و بنتیک بزرگ با پوسته کشیده و لاملار (لپیدوسیکلینا، هتروستژینا، اپرکولینا، اسپیوکلیپئوس و آمفیستژینا) می‌باشد. (Reisse and Hottinger 1984; Hallock and Flugel, 2010, Gleen 1986; Flügel 2010). ریز رخساره‌های ۲، ۳ و ۴ (MF2, MF3, MF4) حاوی خانواده نومولیتیده شاخص این محدوده شوری در برش مورد مطالعه می‌باشند(شکل‌های ۲ و ۳).

نور (Light) : گونه‌هایی که با نورکم سازگار شده‌اند با کاهش شفافیت آب محدوده عمق زندگی‌شان را کمتر می‌کنند هر چند بیشتر آنها از بین می‌روند (Pomar, 2001). (Pomar et al. 2001) با استفاده از وجود یا نبود ارگانیسم‌های وابسته به نور، محیط‌های اقیانوسی را به ۴ پهنه نوری یوفوتیک، مزوفوتیک، الیگوفوتیک و آفوتیک تقسیم‌بندی کرده است. شرایط دیرینه نور خانواده نومولیتیده قاعده سازند آسماری در برش مورد مطالعه الیگوفوتیک تا مزوفوتیک تعیین گردیده است.

شرایط نوری در زون الیگوفوتیک: در این پهنه نوری جلبک‌های قرمز و تعدادی از فرامینیفرهای بزرگ زندگی می‌کنند(Pomar2001). فرامینیفرهای کف‌زی بزرگ دارای همزیست جلبکی به منظور استفاده از میزان کم نور در این محدوده، مورفولوژی پوسته خود را برای جذب حداکثر نور پهن‌تر و نازکتر می‌کنند (Rasser et al. 2005). این پهنه نوری هم ارز زون نوردار

تحتانی از باسی و همکاران (Bassi et al. 2007) می‌باشد. ریز رخساره‌های دو و سه(MF2, MF3) با حضور فراوان روزن‌داران کف‌زی بزرگ با دیواره نازک و کشیده خانواده نومولیتیده مانند هتروز ستژینا، اوپرکولینا و اسپیروکلیپئوس شاخص این پهنه نوری می‌باشند(شکل‌های ۲ و ۳).

شرایط نوری در زون مزوفوتیک: در این محدوده نوری(شرایط نور متوسط) روزن‌داران کوچکتر با دیواره ضخیمتر و عدسی شکل زیست می‌کنند(Hallock, 1998). از طرفی این زون نوری، حدواسط شرایط نوری زیاد(یوفوتیک زون) و شرایط نوری کم(الیگوفوتیک زون) می‌باشد(Hottinger 1997). این پهنه نوری در محدوده عمق ۴۰ – ۸۰ متری بوده و معادل زون نوردار تحتانی باسی و همکاران(Bassi et al. 2007)می‌باشد. در این برش، روزن‌داران هیالین محیط رمپ میانی(بخش پروکسیمال) مانند هتروستژینا و اسپیروکلیپئوس) با داشتن دیواره‌ای ضخیم‌تر و عدسی شکل شاخص زون نوری مزوفوتیک می‌باشند(شکل‌های ۲ و ۳). بنابراین روزن‌داران کف‌زی بزرگ با دیواره نازک و کشیده خانواده نومولیتیده (هتروستژینا، اوپرکولینا و اسپیروکلیپئوس) در بخش دیستال محیط رمپ میانی شاخص پهنه نوری الیگوفوتیک و روزن‌داران عدسی شکل با دیواره ضخیم‌تر (هتروستژینا، اوپرکولینا و اسپیروکلیپئوس) بخش پروکسیمال رمپ میانی شاخص زون نوری مزوفوتیک زون می‌باشند(شکل‌های ۲ و ۳).

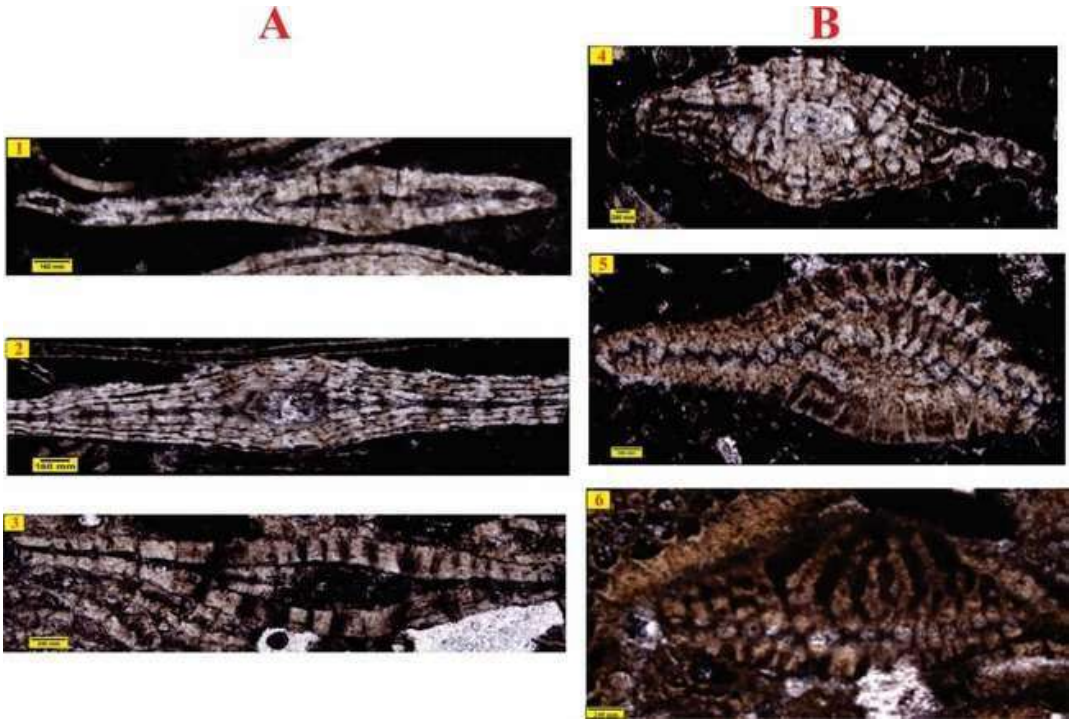
مواد غذایی(Nutrients):: عناصر زیستی در محدوده غذایی شامل فسفات، نیتروژن، آهن و سیلیکات هستند (Flugel, 2010). در آب‌های گرم و نیمه گرم دریایی که فقیر از مواد غذایی است فرامینیفرهای بزرگ کف‌زی و مرجان‌های زئوگزانتلا از تجمعات اصلی زیستی هستند(Hallock 2001: Pomar et al. 2004: Brandano et al, 2009). جهت بیان میزان مواد مغذی در محیط‌های دریایی از واژه‌های الیگوتروفی، مزوتروفی، یوتروفی و هایپرتروفی استفاده می‌شود (Mutti and Hallock 2003). شرایط مواد غذایی روزن‌داران خانواده نومولیتیده در مورد مطالعه الیگوتروف – مزوتروف می‌باشد.

شرایط پهنه الیگوتروفیک: از اختصاصات این پهنه غذایی کاهش و کمبود مواد غذایی می‌باشد که بلوغ را به تاخیر می‌اندازد و فرامینیفرهای بزرگ دارای همزیست چنین شرایطی را ترجیح می‌دهند (Hallock, 1986). روزن‌داران کف‌زی بزرگ همزیست‌دار مانند (هتروستژینا، اپرکولینا، اسپیروکلیپئوس) و گاها جلبک قرمز مرجانی فونای شاخص این زون می‌باشد. MF2 و MF3 از بخش دیستال رمپ میانی با داشتن روزن‌داران کف‌زی بزرگ و دیواره نازک (هتروزستژینا، اوپرکولینا و اسپیروکلیپئوس) شاخص این شرایطی از مواد غذایی در برش مورد مطالعه است (شکل‌های۲- ۳).

شرایط پهنه مزوتروفی: شرایط غذایی متوسط، مورد علاقه معلق خواران می‌باشد(Flugel, 2010). در شرایط مزوتروفی به دلیل میزان متوسط مواد غذایی و مطلوب بودن شرایط نورانی، فرامینیفرها از پوسته پهن و نازکتری نسبت به سطح برخوردارند(Hallock, 1981). ریز رخساره ۴(MF4) با داشتن فرامینیفرهای هیالین ضخیم‌تر و عدسی شکل بخش پروکسیمال رمپ میانی شاخص این پهنه غذایی می‌باشد(شکل‌های ۲ و ۳). بنابراین در این برش، در قاعده سازند آسماری روزن‌داران هیالین و کشیده خانواده نومولیتیده مانند هتروزستژینا، اوپرکولینا و اسپیروکلیپئوس شاخص پهنه غذایی کم(الیگوتروفی) و روزن‌داران عدسی شکل با دیواره ضخیم‌تر مانند اسپیروکلیپئوس و هتروستژینا شاخص شرایط غذایی متوسط(مزوتروفی) می‌باشند(شکل‌های ۲ و ۳).

عمق: روزن‌داران در اعماق مختلف با خصوصیات مورفولوژیکی متفاوتی زیست می‌کنند و تغییر در عمق آب باعث تغییر در سبک زندگی آنها می‌شود(Brandano et al, 2009) . میزان وابستگی جلبک درونی به نور محدوده عمقی خاصی را برای فرامینیفرهای

همزیستدار فراهم می‌کند(Hallock, 1981). حضور فرامینیفرهای کف‌زی بزرگ با دیواره نازک و کشیده در ریز رخساره‌های ۲ و ۳(MF2-3) (هتروستژینا، اپرکولینا و اسپیروکلیپئوس) نشان دهنده اعماق بیشتر از ۴۰ متر(بین ۳۰ تا ۱۵۰ متر) می‌باشد و حضور فرامینیفرهای کف‌زی کوچک‌تر با فرم عدسی - لنزی شکل و دیواره ضخیم (هتروستژینا و اسپیروکلیپئوس) در ریزرخسارهٔ ۴ (MF4) (بخش پروکسیمال رمپ میانی) مربوط به قاعده سازند آسماری بوده که خود نشان دهنده اعماق کمتر از ۵۰ متر می‌باشد (شکل‌های ۲ و ۳).



شکل ۳: گروه‌های شکلی روزن‌دران کف‌زی بزرگ خانواده نومولیتیده قاعده سازند آسماری. A : روزن‌داران با فرم کشیده و نازک خانواده نومولیتیده: 1- *Operculina complanata*. 2 *Spiroclypeous blankenhorni*. 3- *Heterostegina* sp و B : روزن‌داران با فرم عدسی شکل و دیواره ضخیمتر خانواده نومولیتیده: 1- *Spiroclypeous blankenhorni*. 2- *Heterostegina* sp.

۵-نتیجه‌گیری

بر مبنای مطالعه انجام شده مشخص گردید، روزن‌داران کف‌زی خانواده نومولیتیده در قاعده سازند آسماری از نظر شوری در محدوده نرمال، مواد غذایی در محدوده الیگوتروف(بخش دیستال رمپ میانی) - مزوتروف(بخش پروکسیمال رمپ میانی) و نور در محدوده الیگوفوتیک(بخش دیستال رمپ میانی) – مزوفوتیک(بخش پروکسیمال رمپ میانی) زیست کرده‌اند. این روزن‌داران در اعماق مختلفی زیست می‌کنند بطوریکه فرم‌های کشیده و بزرگ در محدوده ۳۰ – ۱۵۰ متری و فرم‌های عدسی شکل با دیواره ضخیمتر در اعماق کمتر(کمتر از ۵۰ متر) زیست می‌کنند.

۶-منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران . سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

گودرزی، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر، ۱۳۹۸، دیرینه‌شناسی و محیط‌های رسوبی بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری در چاه‌های A و B میدان نفتی مارون، شمال شرق اهواز: نشریه علمی پژوهشی رسوب شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۱۳، بهار و تابستان ۱۳۹۸.

گودرزی، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر.، عظام پناه، ی.ا، ۱۳۹۹، ریزرخساره‌ها، دیرینه بوم شناسی، اجتماعات کربناته و بررسی سطوح مرزی NB، PB با مرز آشکوب‌های سازند آسماری با استفاده از نرم افزار سیکلولاگ در یکی از چاه‌های میدان نفتی مارون: نشریه علمی پژوهشی رسوب شناسی کاربردی دوره ۸، شماره ۱۵ ، بهار و تابستان ۱۳۹۹.

گودرزی، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر.، صداقت نیا، م، ۱۴۰۴، بررسی سیکل‌های رسوبی(سیکلوا ستراتیگرافی) و انطباق با مرزهای زیستی – زمانی ائوسن بالایی – الیگوسن در سازندهای پابده (بخش بالایی سازند پابده) و آسماری در میدان نفتی مارون: مجله زمین شناسی نفت ایران، سال چهاردهم، دور ۲۷، پاییز و زمستان ۱۴۰۳. صفحات ۸۰- ۹۵.

Bassi D. Hottinger L. Nebelsick J (2007) Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North-East Italy. Paleontology, 50: 845–868.

Bassi D. Nebelsick J. H (2010) Components, facies and ramps: Redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 295: 258280.

Beavington S (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. Earth-Science Reviews, 67: 219-265.

Brandano M.. Corda L (2002) Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. Terra Nova, 14: 257-262. Brandano, M., Vannucci, G., Pomar, L., Obrador , A(2005) Rhodolith assemblages from the lower Tortonian carbonate ramp of Menorca (Spain): Environmental and paleoclimatic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, 226: 307-323.

Brandano M. Frezza V. Tomassetti L. Pedley M (2009) Facies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limstone Formation), Malta. Sedimentology, 56: 1138-1158.

Corda, L., and M. Brandano (2003) Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy: Sedimentary Geology, 161: 55–70.

Cosovic, V. Drobne K. Moro A (2004) Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula): Facies, 50: 61-75.

Flügel E (2010) Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application. Springer, Berlin, p. 976.

Geel T (2000) Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155: 211-238.

Hallock P. Glenn E.C (1986) Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonates depositional facies. Palaios, 1: 44-64.

Hallock P (1998) Habitats of modern larger foraminifera: taxonomic, depth and regional comparisons: Conference abstract, Tertiary to Recent larger foraminifera- their depositional environments and importance as petroleum reservoirs (Kingston- upon- Thames), 13 p.

Hallock P (2000) Symbiont-bearing foraminifera: harbingers of global change?. Micropaleontology,.95-104.

Hallock P. Pomar L (2008) Cenozoic evolution of larger benthic foraminifers: paleoceanographic evidence for changing habitats. In: Proceedings of the 11th International Coral Reef Symposium, pp. 16–20 Lauderdale, Florida.

Hohenegger J. Yordanova E. Hatta A (2000) Remarks on West Pacific Nummulitidae (Foraminifera): Journal of Foraminiferal Research, 30: 3-28.

Lacassagne R.M.A (1963) Asmari sedimentary environment. Unpublished Report of the Geological and Exploration Division, Iranian Oil offshore company, no.1041.

Laursen G.V. Monibi S. Allan T.L. Pickard N.A.H. Hosseiney A. Vincent B. Hamon Y. Van Buchem F.S.H. Moallemi A. Driullion G (2009) The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation, First international petroleum conference & exhibition, Shiraz, Iran.

Lees G. M (1933) The reservoir rocks of Persian oil fields: American Association Petroleum Geology Bulletin, 17, : 229-240.

Loeblich A.R. Tappan H (1988) Foraminiferal Genera and their Classification (2 volumes).: Van Nostrand Reinhold Company, New York, p. 970.

Leutenegger S (1984) Symbiosis in benthic foraminifera; specificity and host adaptations. The Journal of Foraminiferal Research,

Pomar L, Mateu-Vicens G, Morsilli M, Brandano M (2014) Carbonate ramp evolution during the Late Oligocen (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology ,404:109–132.

Romero J. Caus E. Rosell J (2002) A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 179: 43–56.

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

Wynd J.G (1965) Biofacies of the Iranian oil Consortium Agreement Area (I.O.O.C), Unpublished Report no. p. 1082, 88.

Wilson M.E.J. Vecsei A(2005) The apparent paradox of abundant foramol facies in low latitudes, their invironmental significance and effect on platform development: Earth-Science Reviews., 69: 133-168.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

شرایط زیست دیرینه خانواده لپیدوسیکلینیده قاعده سازند آسماری در زون ایذه

محمد گودرزی ، ایرج مغفوری مقدم* ئارام بایت گل

دانشجو دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی، دانشکده علوم ، دانشگاه لرستان

استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم ، دانشگاه لرستان . خرم آباد

دانشیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

maghfouri.i@Iu.ac.ir

چکیده

مهمترین روزن‌داران کف‌زی در قاعده سازند آسماری، خانواده نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده می‌باشند. این دو خانواده جهت تعیین سن، بررسی شرایط دیرینه در زمان رسوبگذاری و همچنین بازسازی محیط‌های دیرینه در سازند آسماری اهمیت بالایی دارند. بر مبنای اهمیت این دو خانواده به خصوص خانواده لپیدوسیکلینیده، در پژوهش حاضر، به منظور بررسی شرایط دیرینه روزن‌داران کف‌زی بزرگ قاعده سازند آسماری(خانواده لپیدوسیکلینیده)، یک برش چینه شناسی در زون ایذه (شهرستان رستم) انتخاب گردید و سپس با فواصل یک متری و بصورت سیستماتیک نمونه برداری شد. ضخامت سازند آسماری در این برش ۲۹۱ متر بوده که عمدتا از سنگ آهک‌های نازک، متوسط، ضخیم لایه و میان لایه های نازک شیلی – مارنی تشکیل شده و در مرز زیرین آن سازند پابده بصورت تدریجی و پیوسته قرار دارد. لپیدوسکلین‌های کشیده با دیواره نازک مانند یولپیدینا شاخص اعماق کم، انرژی هیدرودینامیکی پایین و نیز زون نوری الیگوفوتیک می‌باشد در حالیکه لپیدوسیکلین‌های عدسی شکل با دیواره ضخیم مانند نفرولپیدینا و لپیدوسیکلینا شاخص اعماق کمتر، انرژی هیدرودینامیکی بیشتر و زون نوری مزوفوتیک می‌باشد و ایجاد حجرات جانبی در این خانواده بخاطر همزیستی با جلبک‌ها می‌باشد.

کلمات کلیدی: زیست دیرینه، لپیدوسیکلینیده، نور، انرژی هیدرودینامیکی، عمق، همزیستی

۱-مقدمه

نهشته‌های کم عمق دریایی الیگو سن تتیس حاوی لپیدو سیکلینیده، نومولیتیده و میوپ‌سینوئیدس هستند که برای زون بندی و تطابق ناحیه‌ای استفاده می‌شوند(Cahuzac and Poignant 1997, Drooger 1993; Laagland 1986) . این گروه‌ها حاوی جنس‌های *Cycloclypeus*, *Heterostegina*, *Operculina*, *Spiroclypeus*, *Eulepidina*, *Nephrolepidina*, *Miogypsina*, and *Miogypsinoides* می‌باشند که به تدریج در شواهد چینه شناسی پس از انقراض بسیاری از گروه‌های نومولیتیدها و تمام گونه‌های اورتوفراگمینید در مرز ائوسن-الیگوسن ظاهر می‌شوند. دانش پیشرفته ما در مورد زیست چینه‌نگاری، طبقه‌بندی و تاریخچه فیلوژنتیک بسیاری از روزن‌داران بزرگ‌تر هیالین الیگوسن تتیس غربی بر اساس داده‌های به‌دست‌آمده از مکان‌های جداگانه در منطقه پیرامون مدیترانه/اروپا و غرب هند است (Drooger 1993). فرامینیفرهای کف‌زی در تشکیل رسوبات کربناته نقش مهمی را ایفا می‌کنند و به عنوان ابزاری با ارزش جهت تعیین عمق نسبی محیط رسوب‌گذاری و بازسازی محیط‌های قدیمی به کار می‌روند(Geel, 2000; Romero et al., 2002). توزیع مجموعه‌های فرامینیفرها بر روی پلاتفرم‌های کربناته توسط عواملی مانند ساختار اسکلتی، نوع زندگی، نیازهای غذایی و شرایط دریایی کنترل می‌شود(Brandano et al., 2009). سازند آهکی آسماری جوان‌ترین سنگ مخزن زاگرس است و به دلیل اهمیت اقتصادی آن (تولید مواد هیدروکربوری) مطالعات گسترده و جامعی بر روی آن انجام شده است(آقا نباتی، ۱۳۸۵ و گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸ ,Allahkarampour Dill., 2018). رسوبات پلاتفرم کربناته‌ای که

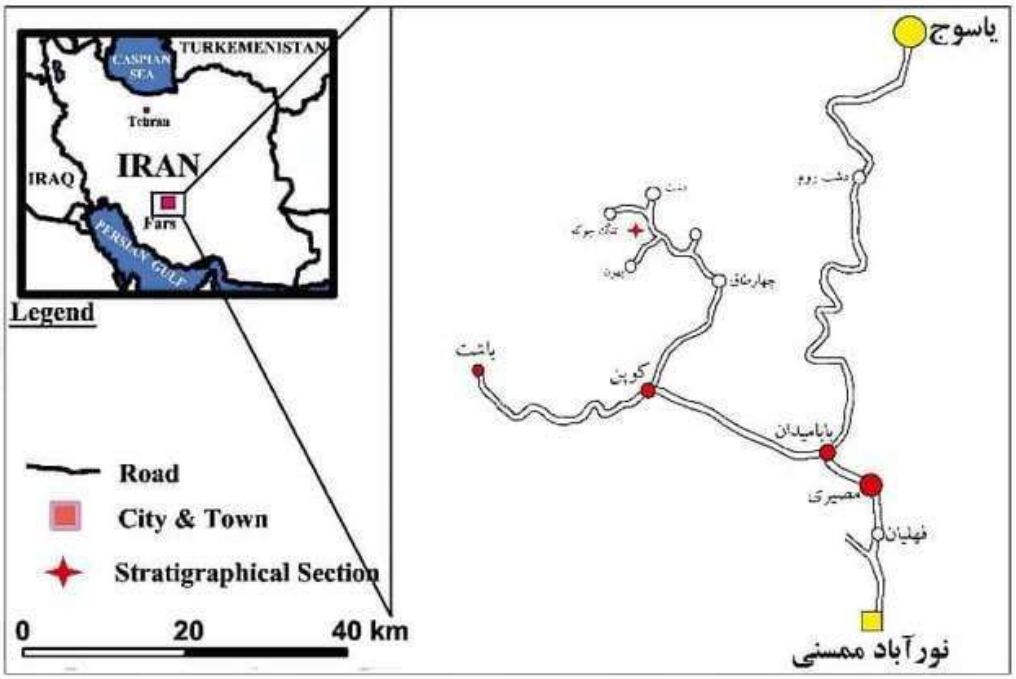
سازند آسماری را تشکیل می‌دهند، شامل تعدادی از بزرگترین ذخایر نفتی در دنیا می‌باشند(Alavi, 2004). این سازند نخستین بار در تنگ گل ترش واقع در کوه آسماری مورد مطالعه قرار گرفت(Richardsone, 1924)، نام آن از کوه آسماری در جنوب شرقی مسجد سلیمان اقتباس شده و برش الگوی آن در تنگ گل ترش با ضخامت ۳۱۴ متر اندازه‌گیری شده است که شامل سنگ آهک‌های مقاوم کرم تا قهوه‌ای رنگ با ریخت شناسی کوه ساز دارای میان لایه‌های جزئی از شیل می‌باشد و به داشتن درزه‌های فراوان شاخص است(James and Wynd, (1965 ; Thomas,1948.

۲-موقعیت جغرافیایی

برش تنگ چوگ بخشی از زون ایذه و در حوضهٔ رسوبی زاگرس قرار دارد. برش مورد مطالعه در استان فارس و در ۵۷ کیلومتری شمال غرب شهرستان نورآباد ممسنی واقع شده است (شکل ۱). مسیر دسترسی به این برش از طریق جاده نورآباد – بابامیدان امکان پذیر است. جاده آسفالته فرعی در محل شهر کوپن از این مسیر منشعب می شود که پس از عبور از روستاهای چهارطاق و دودک به سمت تنگ گجستان و سپس محل برش مورد نظر می‌رسد(شکل ۱).

۳-روش کار

با توجه به اینکه در این پژوهش هدف بررسی شرایط زیست دیرینه خانواده لپیدو سیکلینیده بوده بدین منظور، تعداد ۲۸۰ مقطع نازک میکروسکوپی از ۳۲۷ متر از بالاترین بخش سازند پابده و سازند آسماری، با فاصله نمونه برداری یک متری برداشت و مورد بررسی و مطالعه قرار گرفت. پس از برداشت برش تنگ چوگ و مطالعه روزن‌داران کف‌زی، جهت بررسی شرایط دیرینه بوم شناختی خانواده لپیدو سیکلینیده، نمونه‌های قاعده سازند آسماری که در بردارنده این خانواده بوده با دقت مطالعه شد. نام گذاری و طبقه بندی سنگ‌های کربناته از (Dunham, 1962 و Embry and Klovan 1971) و برای شناسایی ریز رخساره‌ها و تفسیر آنها Wilson 1975; Buxton and Pedley,1989; 2000; Flügel, 2010 استفاده شده است. پس از شناسایی ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی، شرایط دیرینه بوم شناختی(عمق، ماهیت کف بستر و انرژی هیدرودینامکی) بر مبنای(Geel, 2000; Pomar 2007 ; 2014 ; Bassi et all. 2007; Flügel, 2010) در این برش مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

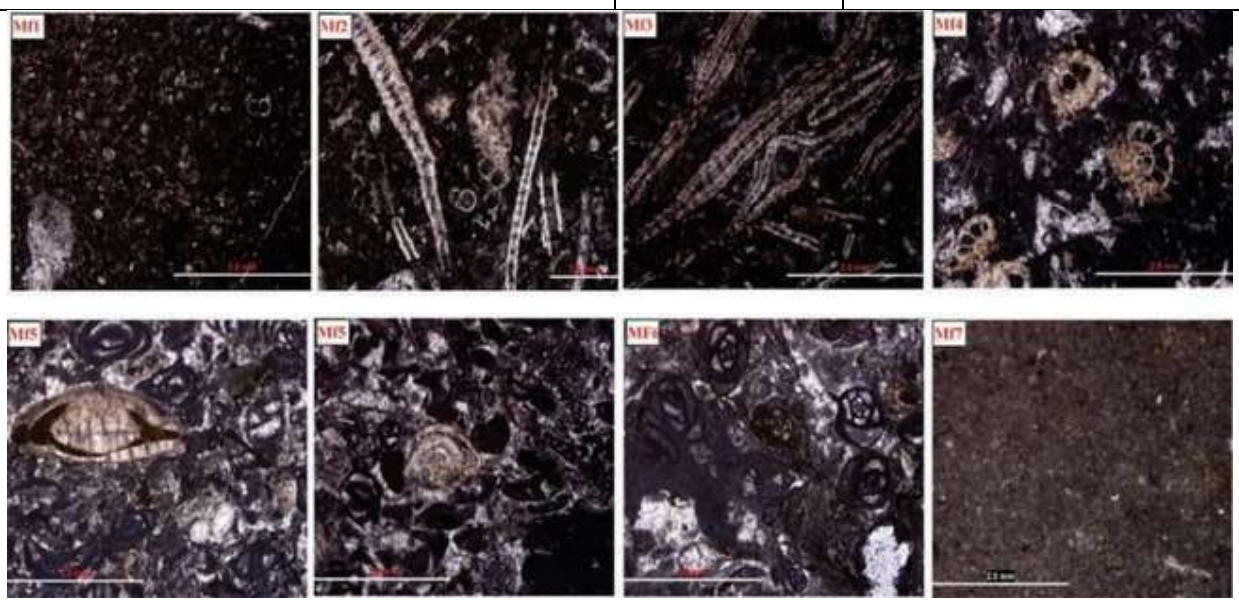


شکل ۱: شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی برش تنگ چوگ

جدول ۱: ریز رخساره های سازند آسماری برش تنگ چوگ (ریز رخساره‌ها، توضیحات و محیط تشکیل).

ریز رخساره‌ها	محیط تشکیل	توضیحات
Mf1: وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون	رمپ خارجی	اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفرهای پلانکتون تشکیل می‌دهد.
MF2: وکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ و فرامینیفرهای پلانکتون	مرز رمپ خارجی و میانی	اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفرهای کف‌زی بزرگ با دیواره نازک و کشیده مانند لپیدوسیکلینیده و نومولیتیده مانند *Eulepidina*، *Operculina* و *Heterostegina* همراه با فرامینیفرهای پلانکتون همچون *Globigerina* تشکیل می‌دهد. *Textularia*، *Ditrupa*، اکینوئید و دوکفه‌ای تشکیل می‌دهد.
Mf3: وکستون – پکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ	رمپ میانی (بخش دیستال)	اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفرهای هیالین کف زی بزرگ با دیواره نازک و کشیده *Eulepidina*، *Operculina*, *Spiroclypeous* و *Heterostegina* تشکیل می‌دهند. اجزای فرعی این ریز رخساره را تکستولاریا *Rotalia viennoti*، اکینوئید و براکیوپود تشکیل می‌دهد.
MF4 : وکستون - پکستون بیوکلستی حاوی فرامینیفرهای هیالین عدسی شکل	رمپ میانی (بخش پروکسیمال)	اجزای اصلی این ریز رخساره را لپیدوسیکلینیده (نفرولپیدینا)، *Asterigerina*، *Rotalia viennoti* با فرم عدسی و لنزی شکل تشکیل داده است. دیگر اجزای تشکیل دهنده این رخساره را *Sphaerogypsina*، جلبک قرمز کورالیناسه آ، الفیدیوم ، اکینوئید، دوکفه‌ای و تکستولاریا تشکیل داده است.

MF5: پکستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز و هیالین.	رمپ درونی لاگون نیمه محصور	اجزای این ریز رخساره متشکل از فرامینیفرهای با پوسته هیالین و پور سلانوز میباشد. فرامینیفرهای تشکیل دهنده پوسته پورسلانوز این رخساره را *Archaias*، *Austrotrillina*، *Pyrgo*، *Quinqueloculina* تشکیل میدهد و فرامینیفرهای با پوسته هیالین را *Neorotalia viennoti*، *Astrigerina*، *Amphistegina* و *Miogypsinoides*، *Heterostegina* و *Spiroclypeous* تشکیل میدهد. اجزای فرعی این ریز رخساره را *Valvulina*، *Praerhapydionina delicata* تشکیل میدهد.
MF6: وکستون – پکستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز	رمپ درونی (لاگون بسته)	اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز مانند *Dendritina rangi* و *Miliolid*، *Peneroplis*، *Archaias*، *Austrotrillina*، *Quinqueloculina* تشکیل میدهند. اجزای فرعی این ریز رخساره را اکینوئید،گاستروپود، *Spirolina*، *Discorbis* تشکیل میدهند. بافت سنگ، وکستون - پکستون و خمیره آن میکرایت میباشد
	رمپ درونی (لاگون محصور)	این ریزرخساره بطور کلی از میکرایت خالص (همگن) تشکیل شده و فاقد فسیل میباشد. زمینه آن بصورت میکرایتی و بافت آن مادستون میباشد.



شکل ۲: ریز رخساره های سازند آسماری برش تنگ چوگ: MF1: وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون. MF2: وکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ و فرامینیفرهای پلانکتون. MF3 : وکستون – پکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ. MF4: وکستون - پکستون بیوکلاستی حاوی فرامینیفرهای هیالین عدسی شکل. MF5: پکستون حاوی فرامینیفرهای پور سلانوز و هیالین. MF6: وکستون – پکستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوزMF7: مادستون

۴-دیرینه بوم شناختی

باز سازی محیط‌های دیرینه بر مبنای توزیع و پراکندگی فرامینیفرها و بررسی فاکتورهایی مانند نور، دما، شوری، مواد غذایی، بستر زیست، انرژی هیدرودینامیکی و هم زیستی امکان پذیر است(Beavintone et al. 2004). روزن‌داران مخصوصا فرم‌های کف‌زی بزرگ حساسیت زیادی نسبت به تغییرات محیطی از خود نشان می‌دهند و به دلیل طول عمر کوتاه‌شان (اغلب تـا چند ماه) به خوبی قادر به ثبت شرایط محیطی محل زیسـت خود می‌باشند(Taler and Hallock 1997). به همین دلیل روزن‌داران ابزار قدرتمندی جهت تفسیر شرایط دیرینه به شمار می‌آیند. با توجه به اهمیت این خانواده در بازسازی محیط‌های رسوبی و شرایط زیست دیرینه، در این پژوهش شرایط دیرینه نور، عمق، انرژی هیدرودینامیکی و همزیستی این خانوده مورد مطالعه قرار گرفته است.

شرایط دیرینه نور: از عوامل پالئواکولوژیکی موثر بر گسـترش و پراکندگی فرامینیفرها نور می‌باشـد که بطور مسـتقیم و غیر مستقیم در همزیستی و رژیم غذایی فرامینیفرها و تولید کربنات تاثیرگذار است(Hallock and Glenn, 1986 - Hottinger,1997). Pomar, 2001 با استفاده از وجود یا نبود ارگانیسم‌های وابسته به نور، محیط اقیانوسی را به ۴ پهنه نوری یوفوتیک، مزوفوتیک، الیگوفوتیک و آفوتیک تقسـیم‌بندی کرده اسـت. بر مبنای این تقسـیم بندی شـرایط زیسـت دیرینه این خانواده در قاعده سـازند آسماری به شرح زیر تفکیک شده است:

زون نوری الیگوفوتیک: این زون نوری با فراوانی فرامینیفرهای کف‌زی بزرگ و کشـیده با پوسـته هیالین و جلبک قرمز مشـخص می‌شـود. فرامینیفرهای بنتیک بزرگ که دارای همزیسـت جلبکی هسـتند به منظور اسـتفاده از میزان کم نور در این محدوده، مورفولوژی پوسته خود را برای حداکثر جذب نور تطبیق داده و پهن‌تر و نازک‌تر می‌گردند(Wilson and Vecsi, 2005). این محدوده نوری معادل با زون نوردار تحتانی از (Bassi et al., 2007) می‌باشـد. در برش مورد مطالعه ریز رخسـاره‌های ۲ و ۳ با داشـتن لپیدوسیکلین‌های کشیده با دیواره نازک(یولپیدینا) شاخص این پهنه نوری می‌باشد(شکل‌های ۲ و ۳). این محدوده نوری مربوط به بخش دیستال رمپ میانی می‌باشد.

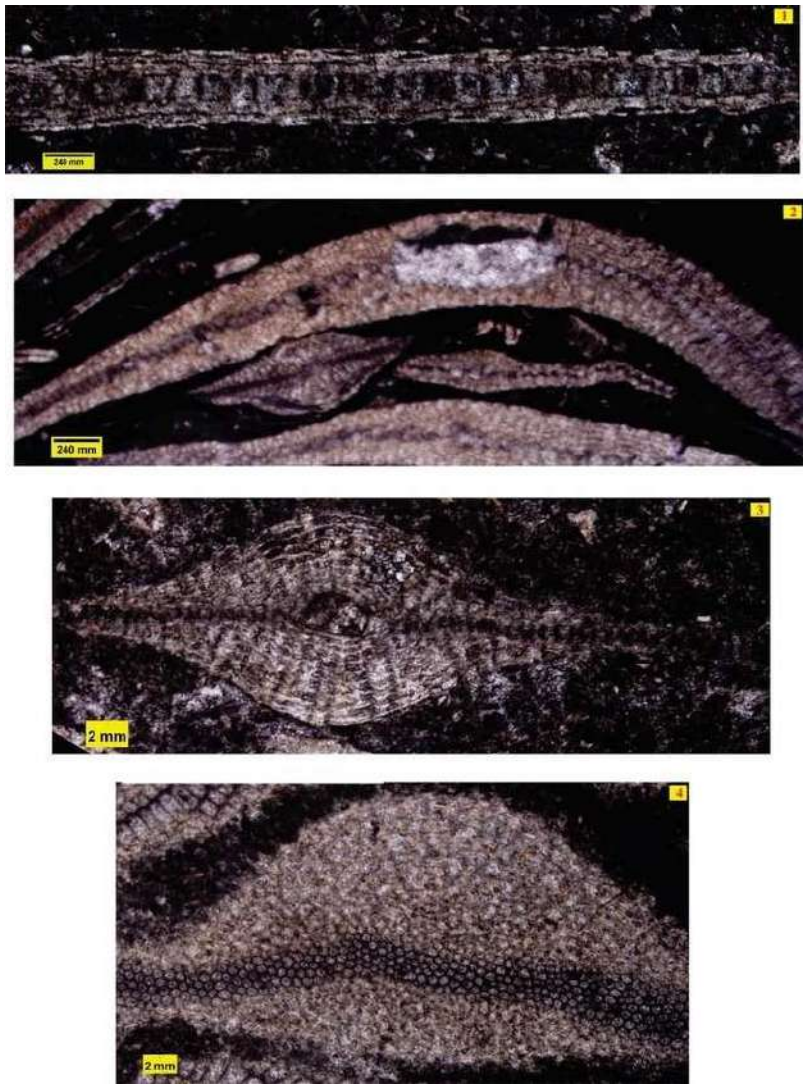
ریز رخسـاره های زون مزوفوتیک: این زون نوری به عنوان زون بینابین در بین زون یوفوتیک و زون الیگوفوتیک قرار می‌گیرد. روزن‌داران کف‌زی این زون نوری دارای فرم عدسی، با دیواره‌ی ضخیم می‌باشد. محدوده مورد نظر را می‌توان معادل با بخش‌های پایینی زون نوردار بالایی(۴۰ - ۸۰ متری) از زون بندی باسی و همکاران (Bassi et al., 2007) که با حضور اشکال متورم و لنزی شکل هیالین که امکان حضور فرامینیفرهای پورسلانوز نیز در آن وجود داشته در نظر گرفت. در برش مورد مطالعه ریز رخساره ۴ در این زون نوری نهشته شده است و متعلق به بخش پروکسیمال رمپ میانی می‌باشد(شکل‌های ۲و ۳).

شرایط دیرینه عمق: روزن‌داران در اعماق مختلف با خصوصیات مورفولوژیکی متفاوتی زیست می‌کنند(Brandano et al., 2009). محدوده‌ی عمقی زیست فرامینیفرهای کف‌زی بزرگ به وابستگی نوری همزیست جلبکی درونی و شرایط هیدرودینامیکی محیط ارتباط دارد (Hottinger, 1983). تغییرات مورفولوژیکی با تغییر عمق زیستگاه‌های گونه‌های همزیست‌دار تغییرمی‌نماید(شکل‌های ۲ و ۳)، بطوری که در نواحی کم عمق فرامینیفرهای هیالین با پوسته‌ای ضخیم‌تر حضور دارند، زیرا در این شرایط فرامینیفرها سطح پوسـته خود را برای حداکثر جذب نور توسـط جلبک همزیسـت افزایش می دهند(Beavingtone and Racey, 2004). بر مبنای مورفولوژی این خانواده، حضور لپیدوسیکلین‌های هیالین با دیواره نازک و کشیده(یولپیدینا) شاخص اعماق زیاد(۳۰ -۱۵۰ متری)

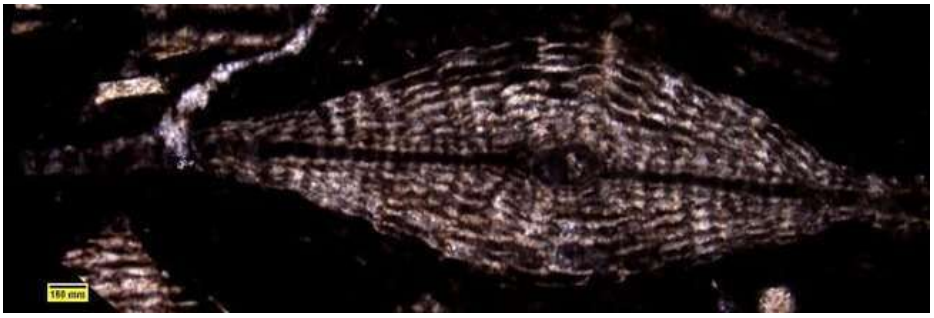
بوده که این وضعیت مروبط به بخش دیستال رمپ میانی می‌باشد(شکل‌های ۲ و ۳) و همچنین حضور لپیدوسیکلین‌های عدسی شکل با دیواره ضخیم‌تر(نفرولپیدینا و لپیدوسیکلینا) شاخص اعماق کمتر بوده که این وضعیت متعلق به بخش پروکسیمال رمپ میانی می‌باشد(شکل‌های ۲ و ۳).

شرایط دیرینه انرژی هیدرودینامیکی: شکل ظاهری موجودات کف‌زی منعکس کننده سازگاری آنها با محیط‌های پرانرژی یا کم انرژی است(Flugel, 2010). در نتیجه متابولیسم فرامینیفرها، مواد آلی نظیرا سیدهای آلی به صورت لایه‌ای در اطراف آنها قرار می‌گیرد. این لایه جذب نور و دی‌اکسیدکربن و بطور کلی فرآیند کلسیتی شدن را با مشکل مواجه می‌کند. در جایی که تحرک و آشفتگی آب وجود داشته باشد مانع از تجمع این محصولات شده و در نتیجه فرامینیفرها دارای پوسته ضخیم‌تر، رشد سریعتر و اندازه متورمی پیدا می‌کنند(Hallock, 1986). با افزایش عمق، از شدت نور و تحرک آب کاسته شده و فرامینیفرها تغییر شکل داده و پوسته نازکتر و کشیده‌تر و رشد کندتری پیدا می‌کنند(Hallock and Glenn 1986 و Brandano et al., 2008). بنابراین در برش مورد مطالعه در ریز رخساره‌های ۲ و ۳ حضور یولپیدینا با دیواه نازک، کشیده و سالم شاخص انرژی هیدرودینامیکی پایین بوده(شکل‌های ۲ و ۳) و حضور نفرولپیدینا و لپیدوسیکلینا با دیواره عدسی شکل و ضخیم شاخص انرژی هیدرودینامیکی بالاتر می‌باشد(شکل‌های ۲ و ۳).

روابط همزیستی : فرامینیفرهای بنتیک بزرگ جهت بازیافت و تسهیل در استفاده از منابع غذایی به جلبک‌های همزیست فتوسنتز کننده خود نیازمند هستند(Renema, 2006). به عقیده(Hallock, 1985) مورفولوژی داخلی پیچیده بدن این دسته از فرامینیفرها بدلیل حضور جلبک‌های همزیست در بدن این موجودات می‌باشد(شکل ۴). تکامل فرامینیفرهای بنتیک بزرگ مربوط به تطابق زیستی این موجودات با جلبک‌های همزیست می‌باشد (Lee et al., 1979; Hallock, 1985, 2000; Triantaphyllou et al, 2009). فرامینیفرها در مناطق کم عمق دریا ازجلبک‌های سبز و قرمز و در مناطق عمیق دریا از دیاتومه‌ها و داینوفلاژله‌ها به عنوان همزیست خود استفاده می‌کنند(Leutenegger, 198). تغییرات مورفولوژیکی همراه با تغییر عمق زیستگاه‌های گونه‌های همزیست‌دار تغییر می‌نماید در نواحی کم عمق فرامینیفرهای هیالین با پوسته‌ای ضخیم‌تر با نسبت ضخامت به قطر زیاد حضور دارند(Beavingtone) (and Racey, 2004. عاملی که در ایجاد این پوسته ضخیم نقش دارد کاهش فتوسنتز جلبک‌های همزیست در شرایط نامساعد نوری می‌باشد (Beavingtone and Racey ,2004). در عمق‌های بیشتر پوسته فرامینیفرهای منفذدار بزرگ و مسطح دارای کمترین میزان ضخامت به قطر است که در این شرایط فرامینیفرها سطح پوسته خود را برای حداکثر جذب نور توسط جلبک همزیست افزایش می‌دهند (شکل ۵)(Beavingtone and Racey, 2004). بنابر توضیحات فوق مورفولوژی این خانواده بخاطر همزیستی با جلبک‌ها ایجاد شده است(شکل ۴).



شکل ۳: روند تغییر مورفولوژی خانواده لپیدو سیکلینیده. ۱ و ۲، یولپیدینا با دیواره کشیده و نازک شاخص اعماق بیشتر و انرژی هیدرودینامیکی پایین. ۳ و ۴، نفرولپیدینا و لپیدوسیکلینا با دیواره ضخیم و عدسی شاخص اعماق کمتر و انرژی بیشتر.



شکل ۴: ایجاد حجرات جانبی در خانواده لپیدوسیکلینیده(نفرولپیدینا) بخاطر همزیستی با جلبک‌ها.

۵-نتیجه‌گیری

بر مبنای پژوهش انجام شده بر روی خانواده لپیدوسیکلینیده قاعده سازند آسماری مشخص گردید، لپیدوسیکلین‌ها با دیواره نازک و کشیده در قاعده سازند آسماری در شرایط نوری کم(الیگوفوتک زون)، اعماق زیاد(۳۰- ۱۵۰ متری) و انرژی هیدرودینامیکی پایین زیست کرده‌اند در حالی که لپیدوسیکلین‌های ضخیمتر مانند نفرولپیدینا و لپیدوسیکلینا در اعماق کمتر، نور بیشتر(زون مزوفوتیک زون) و انرژی هیدرودینامکی بیشتر زیست کرده‌اند. وجود حجرات جانبی در خانواده لپیدوسیکلینیده بخاطر حضور جلبک و همزیستی با این موجودات ایجاد شده است.

۶- منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران . سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

گودرزی، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر، ۱۳۹۸، دیرینه‌شناسی و محیط‌های رسوبی بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری در چاه‌های A و B میدان نفتی مارون، شمال شرق اهواز: نشریه علمی پژوهشی رسوب شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۱۳، بهار و تابستان ۱۳۹۸.

گودرزی، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر.، عظام پناه، ی.ا، ۱۳۹۹، ریزرخساره‌ها، دیرینه بوم شناسی، اجتماعات کربناته و بررسی سطوح مرزی NB، PB با مرز آشکوب‌های سازند آسماری با استفاده از نرم افزار سیکلولاگ در یکی از چاه‌های میدان نفتی مارون: نشریه علمی پژوهشی رسوب شناسی کاربردی دوره ۸، شماره ۱۵ ، بهار و تابستان ۱۳۹۹.

گودرزی، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر.، صداقت نیا، م، ۱۴۰۴، بررسی سیکل‌های رسوبی(سیکلوا ستراتیگرافی) و انطباق با مرزهای زیستی – زمانی ائوسن بالایی – الیگوسن در سازندهای پابده (بخش بالایی سازند پابده) و آسماری در میدان نفتی مارون: مجله زمین شناسی نفت ایران، سال چهاردهم، دور ۲۷، پاییز و زمستان ۱۴۰۳. صفحات ۸۰- ۹۵.

Bassi D. Hottinger L. Nebelsick J (2007) Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North-East Italy. Paleontology, 50: 845–868.

Bassi D. Nebelsick J. H (2010) Components, facies and ramps: Redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 295: 258280.

Beavington S (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. Earth-Science Reviews, 67: 219-265.

Brandano M.. Corda L (2002) Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. Terra Nova, 14: 257-262. Brandano, M., Vannucci, G., Pomar, L., Obrador , A(2005) Rhodolith assemblages from the lower Tortonian carbonate ramp of Menorca (Spain): Environmental and paleoclimatic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, 226: 307-323.

Brandano M. Frezza V. Tomassetti L. Pedley M (2009) Facies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limstone Formation), Malta. Sedimentology, 56: 1138-1158.

Corda, L., and M. Brandano (2003) Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy: Sedimentary Geology, 161: 55–70.

Cosovic, V. Drobne K. Moro A (2004) Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula): Facies, 50: 61-75.

Flügel E (2010) Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application. Springer, Berlin, p. 976.

Geel T (2000) Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155: 211-238.

Hallock P. Glenn E.C (1986) Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonates depositional facies. Palaios, 1: 44-64.

Hallock P (1998) Habitats of modern larger foraminifera: taxonomic, depth and regional comparisons: Conference abstract, Tertiary to Recent larger foraminifera- their depositional environments and importance as petroleum reservoirs (Kingston- upon- Thames), 13 p.

Hallock P (2000) Symbiont-bearing foraminifera: harbingers of global change?. Micropaleontology,.95-104.

Hallock P. Pomar L (2008) Cenozoic evolution of larger benthic foraminifers: paleoceanographic evidence for changing habitats. In: Proceedings of the 11th International Coral Reef Symposium, pp. 16–20 Lauderdale, Florida.

Hohenegger J. Yordanova E. Hatta A (2000) Remarks on West Pacific Nummulitidae (Foraminifera): Journal of Foraminiferal Research, 30: 3-28.

Lacassagne R.M.A (1963) Asmari sedimentary environment. Unpublished Report of the Geological and Exploration Division, Iranian Oil offshore company, no.1041.

Laursen G.V. Monibi S. Allan T.L. Pickard N.A.H. Hosseiney A. Vincent B. Hamon Y. Van Buchem F.S.H. Moallemi A. Driullion G (2009) The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation, First international petroleum conference & exhibition, Shiraz, Iran.

Lees G. M (1933) The reservoir rocks of Persian oil fields: American Association Petroleum Geology Bulletin, 17, : 229-240.

Loeblich A.R. Tappan H (1988) Foraminiferal Genera and their Classification (2 volumes).: Van Nostrand Reinhold Company, New York, p. 970.

Leutenegger S (1984) Symbiosis in benthic foraminifera; specificity and host adaptations. The Journal of Foraminiferal Research,

Pomar L, Mateu-Vicens G, Morsilli M, Brandano M (2014) Carbonate ramp evolution during the Late Oligocen (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology ,404:109–132.

Romero J. Caus E. Rosell J (2002) A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 179: 43–56.

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

Wynd J.G (1965) Biofacies of the Iranian oil Consortium Agreement Area (I.O.O.C), Unpublished Report no. p. 1082, 88.

Wilson M.E.J. Vecsei A(2005) The apparent paradox of abundant foramol facies in low latitudes, their invironmental significance and effect on platform development: Earth-Science Reviews., 69: 133-168.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

محیط تکتونیکی تشکیل ماسه‌سنگ‌های هارونی براساس پتروگرافی

مریم خسروی راستابی[1*]، ناهید شبانیان[2]، علیرضا داودیان دهکردی[2]، معصومه نجفی[3]

-دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد۱

- استاد دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد۲

- دانش‌آموخته دکتری پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد۳

Email: khosravirastabi78@email.com

چکیده

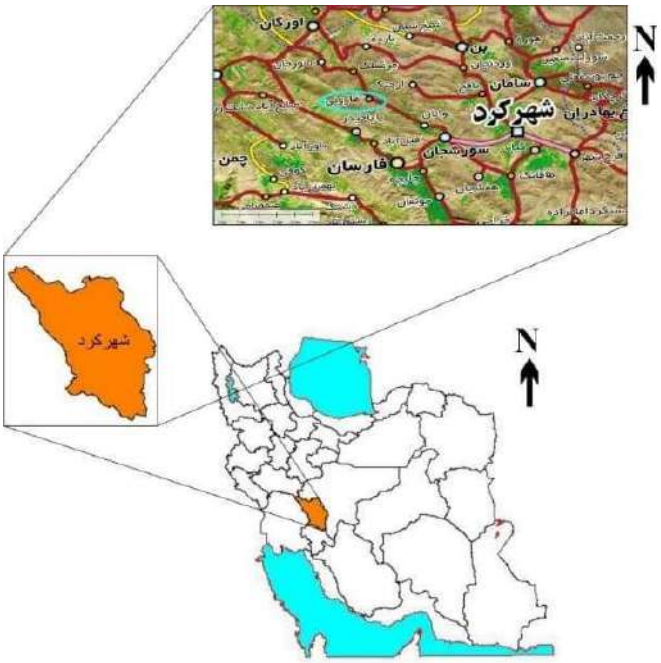
منطقه مورد مطالعه در استان چهارمحال و بختیاری در شمال‌غرب شهرکرد و در محدوده شهر هارونی واقع شده و از نظر زمین‌ساختی در پهنه دگرگونی و آذرین سنندج–سیرجان قرار دارد. در این پژوهش، بررسی‌های پتروگرافی ماسه‌سنگ‌های منطقه هارونی با هدف شناسایی ترکیب کانی‌شناسی، نوع سیمان، بافت و تفسیر شرایط دیاژنتیکی و منشأ انجام گرفته است. بررسی‌های پتروگرافی نشان‌می‌دهد که ماسه‌سنگ‌های این منطقه از نوع غالبا ماسه‌سنگ‌های فلدسپار-لیتیک‌دار (ساب لیتارنایت) و کمتر ماسه سنگ‌های آهکی (کالک‌آرنایت) هستند. ماسه‌سنگ‌های فلدسپار-لیتیک‌دار دارای ترکیبی از کوارتز، فلدسپار، خرده‌سنگ‌های دگرگونی و آذرین، و کانی‌های فرعی مانند زیرکن، تورمالین و روتیل هستند. سیمان غالب در آن‌ها از نوع کربناته بوده و آثار دگرشکلی، تکتونیزه شدن و هوازدگی در مقاطع نازک به‌خوبی مشاهده می‌شود. ماسه‌سنگ‌های آهکی (کالک‌آرنایت‌ها) حاوی کلسیت و دانه‌های آواری کوارتز، فلدسپار و مسکویت هستند. حضور آمفیبول، تورمالین و زیرکن بیانگر منشا ترکیبی آذرین و دگرگونی سنگ‌ها می‌باشد. حضور لیتیک‌های دگرگونی همراه با روتیل، تورمالین و زیرکن نشان می‌دهد بخش عمده رسوبات از سنگ‌های دگرگونی تامین شده‌اند. بر اساس مطالعات پتروگرافی ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه متاثر از کوهزایی‌های بازیافتی هستند.

کلمات کلیدی: پتروگرافی، ماسه‌سنگ، دیاژنز، سنگ‌های آهکی، هارونی

۱- مقدمه

مطالعه‌ی ماسه‌سنگ‌ها به‌عنوان یکی از مهم‌ترین سنگ‌های رسوبی، نقش مؤثری در درک شرایط پالئوزیستی، تکتونیکی و منشا مواد رسوبی دارد. ترکیب و ویژگی‌های بافتی ماسه‌سنگ‌ها بازتابی از نوع سنگ منشا، فاصله‌ی حمل، و شرایط آب‌وهوایی حاکم بر زمان رسوب‌گذاری است (Tucker, 2001; Boggs, 2009). منطقه هارونی در شمال غرب شهرکرد(شکل۱) از نظر زمین‌شناسی در پهنه سنندج–سیرجان است. این پهنه یکی از فعال‌ترین کمربندهای دگرگونی و ماگمایی ایران است. به دلیل تنوع سنگی بالا (شامل ارتوگنایس، پاراگنایس،آمفیبولیت، اکلوژیت، متاپسامیت، مرمر و غیره)، ساختارهای تکتونیکی و رخنمون‌های سنگی، مطالعه آن برای درک تاریخچه زمین‌ساختی زاگرس اهمیت ویژه دارد. منطقه هارونی دارای ترکیب متنوع سنگ‌شناسی است که از جمله می‌توان به ماسه‌سنگ‌ها و سنگ‌های آهکی ماسه‌ای اشاره کرد. حضور سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی در این منطقه، شرایط مناسبی را برای مطالعه‌ی منشا و ترکیب رسوبات فراهم کرده است. در این پژوهش تلاش شده است با استفاده از مطالعات پتروگرافی بر روی مقاطع نازک ماسه‌سنگ‌های منطقه هارونی، نوع کانی‌ها، بافت‌ها و سیمان، شناسایی شود و تفسیر زمین‌ساختی و رسوبی آن‌ها ارائه

گردد تا ضمن شناخت بهتر ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ارتباط آن با فرآیندهای دیاژنتیکی و محیط رسوب‌گذاری اولیه مشخص شود. مطالعه پتروگرافی ماسه‌سنگ‌ها و سنگ‌های آهکی به شناخت محیط رسوبی، منشا مواد و تأثیر دگرگونی و دگرشکلی کمک می‌کند.



شکل ۱-A) نمایش موقعیت منطقه مورد مطالعه در کشور ایران.؛ B) در استان چهارمحال و بختیاری.؛ C) نمایش راه‌های دسترسی به آن برگرفته از اطلس راه های ایران

۲- روش مطالعه

پس از مطالعات کتابخانه‌ای و بررسی‌های صحرایی، ۴۰ نمونه ماسه‌سنگ از واحدهای رسوبی برداشت شدکه ۲۱ مقطع میکروسکوپی از آنها تهیه گردید. در طی مطالعات پتروگرافی توسط میکروسکوپ پلاریزان در آزمایشگاه کانی‌شناسی دانشگاه شهرکرد، ویژگی‌هایی مانند شکل دانه، اندازه، گردشدگی، ماکل و جهت‌گیری بلورها ثبت گردید.

۳- بحث

در منطقه مورد مطالعه، دو نوع ماسه‌سنگ دیده می‌شود: ۱- ماسه‌سنگ فلدسپار-لیتیک‌دار (ساب لیتارنایت) ۲- کالک آرنایت یا ماسه‌سنگ‌های آهکی که اجزای تشکیل دهنده هرکدام از ماسه‌سنگ‌ها شامل موارد ذیل می‌باشد:

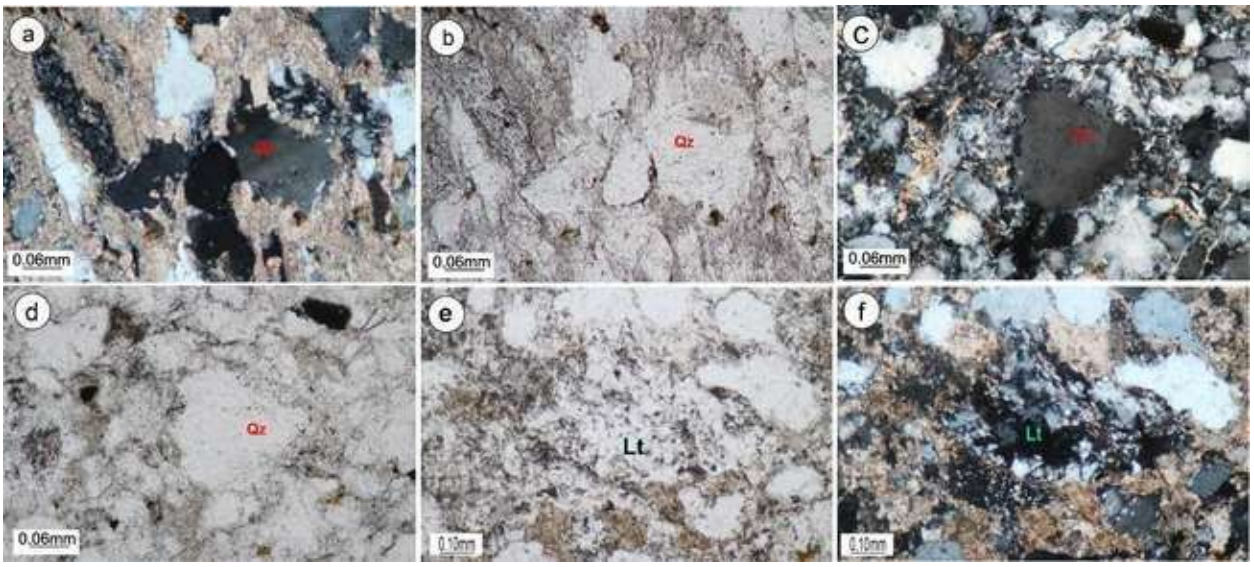
ماسه‌سنگ فلدسپار-لیتیک‌دار : کوارتز بیشترین فراوانی را در ماسه‌سنگ‌ها دارد، در این ماسه‌سنگ‌ها ذرات‌کوارتز به صورت ریز تا متوسط بلور، اما عمدتا متوسط بلورهستند (با اندازه غالب کمتر از۱ میلی‌متر). از لحاظ شکل زاویه‌دار تا نیمه‌زاویه‌دار، و دارای

نشانه‌های دگرگونی و ماهی‌گون می‌باشد. کوارتزبه صورت پلی‌کریستال و تک کریستال هستند که دارای خاموشی‌موجی می‌باشند و بیانگر منشا دگرگونی ماسه‌سنگ‌ها می‌باشد (تصویرA2-b). برخی کوارتزها دارای سوزن‌های روتیل بوده که دمای تشکیل آن‌ها بین ۸۰۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (Cherniak et al., 2007). میزان فلدسپار موجود در ماسه‌سنگ‌های منطقه ناچیز می‌باشد زیرا در برابر هوازدگی شیمیایی دچار تجزیه شده‌اند و ازبین رفته‌اند. دانه‌های فلدسپار عمدتاً پلاژیوکلاز می‌باشند که از لحاظ ظاهری نیمه زاویه‌دار می‌باشند. گاهی نیز دارای هاله‌های رسی ناشی از تجزیه شیمیایی هستند.خرده‌سنگ‌ها عمدتاً شامل قطعات زاویه‌دار شیست و چرت می‌باشندکه فاقد گردشدگی بوده و ترکیب آن‌ها نشان‌دهنده منشا دگرگونی می‌باشد (تصویرA-2) .

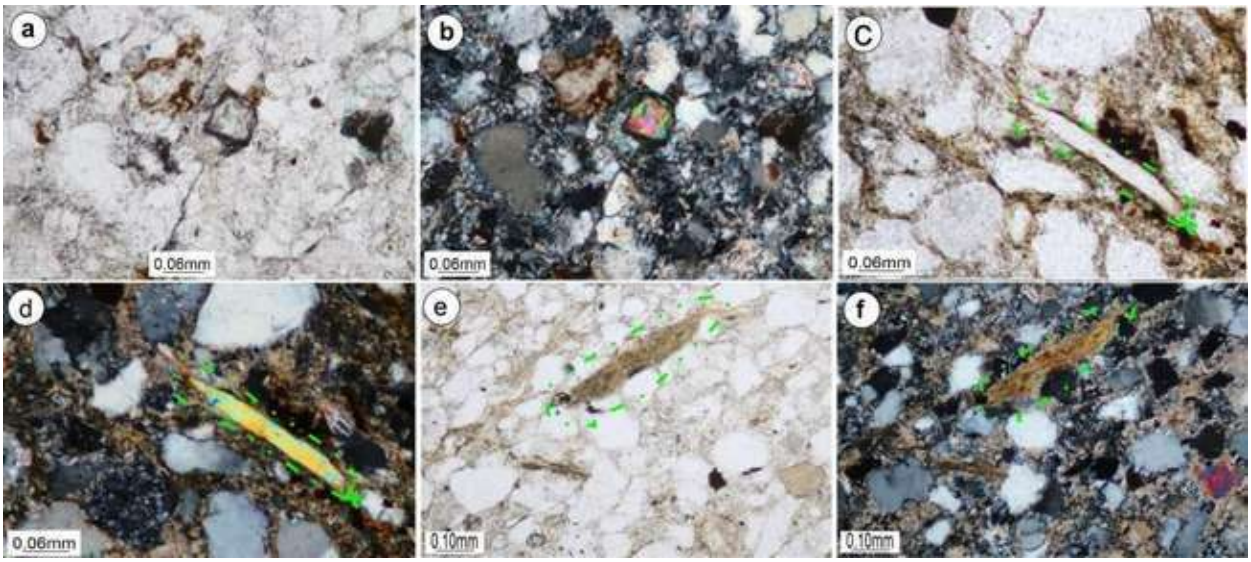
زیرکن از جمله کانی‌های فرعی اما مهم در ماسه‌سنگ‌های منطقه هارونی می‌باشدکه دارای هاله‌های پلوکروئیک و متامیکت می‌باشند. برخی از آنها دارای لبه‌های گرد و ساییده شده هستند که نشان دهنده حمل و نقل طولانی‌تر می‌باشند و در برخی موارد دانه‌ها زاویه‌دار هستند که احتمالا منشا نزدیک‌تری دارند (تصویر۲-B). وجود دو تیپ زیرکن گردشده و زاویه‌دار دلالت بر منشا پلی‌ژنتیک برای ماسه‌سنگ هارونی دارد. تورمالین از لحاظ ظاهری به صورت دانه‌هایی ریز تا متوسط مشاهده می‌شوند که گردشدگی جزئی تا متوسط دارند. درنور پلاریزه به رنگ‌های قهوه‌ای تا سبز و آبی دیده می‌شوند که نشان‌دهنده منشا ترکیبی آذرین و دگرگونی آن‌ها می‌باشند. روتیل از لحاظ ظاهری دانه‌هایی ریز تا متوسط بلور، با منشا دگرگونی می‌باشند که به علت سختی و مقاومت بالا گردشدگی متوسط تا زیاد دارند. این گرد شدگی نشان می‌دهد که دانه‌های روتیل مسافت زیادی را حمل نموده‌اند اما به علت سختی بالا از بین نرفته‌اند. میکاها شامل مسکویت و بیوتیت؛ برخی مسکویت‌ها از نوع فنژیتی هستند که دلالت بر حضور سنگ دگرگونی فشار بالا در منطقه به عنوان سنگ منشا رسوبات ماسه‌سنگی است. میکاماهی‌ها با تیپ‌های مختلف (تیپ۱ و تیپ۶) در پهنه‌های برشی شکل‌پذیر یافت می‌گردند (تصویر۲-B) میزان آمفیبول‌های موجود در ماسه‌سنگ‌ها اندک می‌باشد؛ زیرا دچار تجزیه شیمیایی شده‌اند و از بین رفته‌اند. مقدار باقیمانده آمفیبول اغلب نشانگر منشا نزدیک یا حمل و نقل کوتاه مدت است (تصویر۳-C).

ماسه‌سنگ‌های آهکی (کالک‌آرنایت): کالک‌آرنایت‌ها از لحاظ دانه‌بندی مشابه ماسه‌سنگ‌ها می‌باشند؛ اما از لحاظ سیمان شدگی و متشکلین آلوکمیکال متفاوت می‌باشند. از لحاظ دانه‌بندی عمدتاً کلسیت به عنوان سیمان و دانه اصلی، با دانه‌های آواری کوارتز، فلدسپار، مسکویت و روتیل می‌باشند (تصویر۳-C).سیمان کربناته به صورت پرکننده منافذ و جانشینی دیده شد؛ برخی بلورهای کلسیت دارای ماکل تیپ۲ هستند که نشان‌دهنده دگرشکلی در دماهای ۳۰۰°C- ۲۰۰ است (Passchier and Trouw, 2005). در تعدادی از مقاطع، آثار و بقایای فسیلی مشاهده می‌شود که در برخی نمونه‌ها، بافت فسیلی کاملا حفظ شده‌است. حضور فسیل در این سنگ‌ها، علاوه برآن‌که نشان‌دهنده ماهیت زیستی و کربناته‌ی رسوبات اولیه است، از لحاظ رسوب‌شناسی نیز حائز اهمیت می‌باشد. به طور کلی، وجود فسیل در نمونه‌های آهکی منطقه هارونی نشان دهنده این امر است که این سنگ‌ها در محیط کم عمق دریایی نهشته شده‌اند که در آن رسوبات آواری و کربناته هم زمان با هم تشکیل شده‌اند و فعالیت‌های ارگانیسم دریایی نقش بسزایی در تولید رسوبات کربناته داشته است (Boggs, 2009) حضور قطعات ائوییدی و فسیل‌ها در این ماسه‌سنگ‌های آهکی نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط کم‌عمق دریایی، گرم، پر انرژی و اکسیژن‌دار است (Tucker, 2001). به منظور تعیین ترکیب و رده‌بندی سنگ‌شناسی ماسه‌سنگ‌های منطقه، داده‌های مربوطه به دست آمده از گروه اول (ماسه‌سنگ کوارتزی) درنمودارQFL (Pettijohn et al., 1987) ترسیم گردید که ماسه‌سنگ‌ها در محدوده Quartzose قرار می‌گیرند که نشان دهنده ترکیب بسیار غنی از کوارتز و

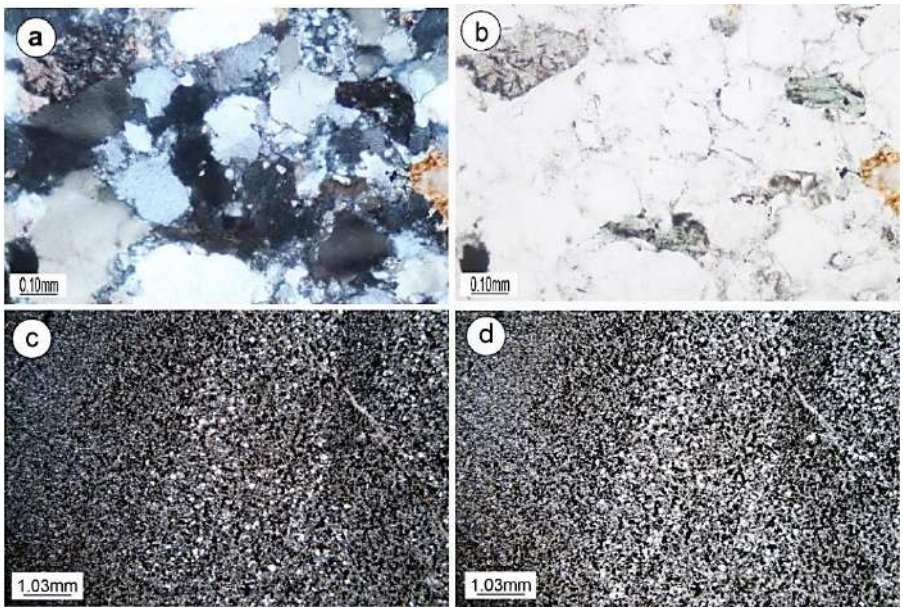
بلوغ بالای رسوبی می‌باشد. در این نمونه ماسه‌سنگ‌ها سهم فلدسپار و لیتیک اندک است و دانه‌ها معمولا از کوارتز تشکیل می‌شوند (شکل ۴-A). براساس نمودارQFR (Folk1980؛1968) نمونه‌ها در محدوده ساب لیتارنایت‌ها قرار می‌گیرند. این ماسه‌سنگ‌ها با درصد بالای کوارتز و مقدار کم فلدسپار شناخته می‌شوند و شامل مقدار متوسطی از خرده‌سنگ‌ها می‌شوند (شکل ۴-B). هم‌چنین در نمودارQt-F-L (Dickinson،1985) نمونه‌ها در محدوده کوهزایی بازیافتی قرارمی‌گیرند (شکل ۴-C) و نشان می‌دهد منشا رسوبات از کمربندهای کوهزایی فرسایش یافته هستند. غالب بودن Qt (Total Quartz) نشان می‌دهد که بخشی از دانه‌های کوارتز از ماسه‌سنگ‌های پیشین (احتمالا متاپسامیت‌ها و پاراگنایس‌ها) آزاد شده‌اند (Dickinson, 1985).



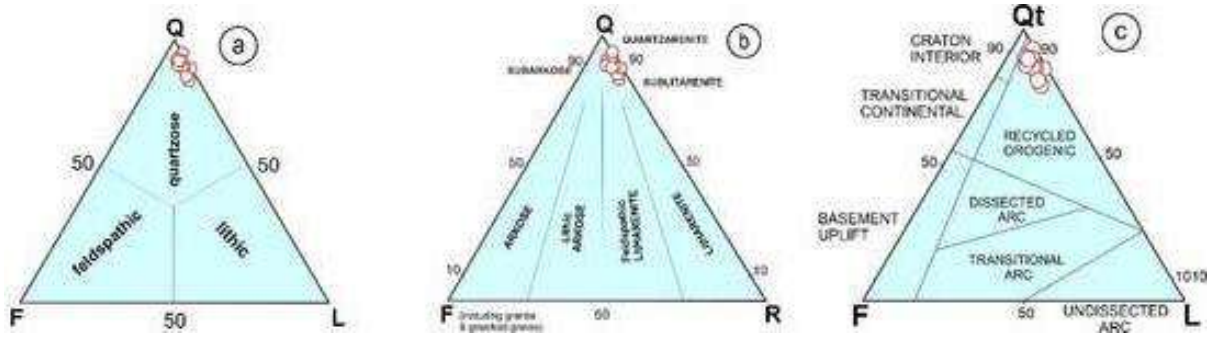
شکل۱-A) کوارتزهای دگرگونی که ادخال‌سیالات را دارند و نشان‌دهنده دگرگونی بودن آنها می‌باشد (XPL)؛ B) همان تصویر (PPL)،. C) کوارتز با خاموشی موجی همراه با مقداری ادخال (XPL،؛) همان تصویر(PPL)،؛ E) یک قطعه لیتیک از یک سنگ منشا شیست کوارتز-فلدسپات (XPL)،؛ F) همان تصویر(PPL).



شکل۲ : A) بلور نسبتا درشت زیرکن (PPL).؛ B) همان تصویر(XPL).؛ C) میکاماهی از نوع مسکویت در (PPL) .؛D) همان تصویر(XPL) .؛ E) بیوتیت حالت میکاماهی که در حال تجزیه به کلریت است (PPL) .؛ F) همان تصویر(XPL).



شکل۳: A) آمفیبول (XPL).؛ B) همان تصویر (PPL).؛ C) تصویری از ماسه‌سنگ آهکی (XPL).؛D) همان تصویر (PPL).



شکل ۴-A) براساس نمودارQFL (Pettijohn, 1987) نمونه‌های ماسه‌سنگ منطقه در محدودهQuartzose قرار گرفته‌اند.؛ B) براساس نمودار QFR(Folk,1980) نمونه‌های ماسه‌سنگ در محدوده ماسه‌سنگ‌های ساب لیتارنایت قرارگرفته اند ؛ C) در نمودارQt-F-L (Dickinson،1985) نمونه‌ها در محدوده کوهزایی بازیافتی قرارمی‌گیرند.

۴- نتیجه گیری

- ماسه‌سنگ‌های منطقه هارونی دارای ترکیب کانی‌شناسی متنوع و ساختارهای دگرگونی قابل توجه هستند.
- کوارتز، فلدسپار، خرده‌سنگ‌ها و میکاها نشان‌دهنده منشا دگرگونی و آذرین با فاصله کوتاه تا متوسط از حوضه رسوبی هستند.
- سنگ‌های ماسه‌ای آهکی با سیمان کربناته و بقایای فسیلی محیط کم‌عمق دریایی و جریان‌های توربیدیته را نشان می‌دهند.
- کانی‌های فرعی پایدار مانند زیرکن، تورمالین و روتیل نشان می‌دهند رسوبات از سنگ‌های آذرین و دگرگونی تامین شده‌اند و معمولا بیانگر حمل و نقل طولانی‌تر یا چند چرخه‌ای بودن رسوب‌ها هستند.
- -از نظر زمین‌ساختی، داده‌های به دست آمده از نمودارهای طبقه‌بندی فولک، QFL و Qt-F-L نشان می‌دهند که منشاء رسوبات عمدتاً از کمربندهای کوهزایی فرسایش یافته است.

۵- منابع

Boggs, S. 2009. Petrology of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press.

Tucker, M. E., 2001. Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. Blackwell Publishing.

Cherniak, D. J., & Liang, Y., 2007. Rare earth element diffusion in natural enstatite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71(5), 1324–1340.

Dickinson, W.R., 1985. Provenance of sandstones in forearc regions. AAPG Bulletin.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R., 1987. Sand and Sandstone (2nd ed.). New York: Springer-Verlag, 553 p.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

پتروگرافی آلی سازند کژدمی در برش مرجع تنگ ماغر تاقدیس کوه بنگستان

دانیال شمس[۱]، مجید علیپور*[۲]، بیوک قربانی[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۳- گروه پژوهش ژئوشیمی پژوهشگاه صنعت نفت تهران، تهران، ایران

*Email: alipour@scu.ac.ir

چکیده

کژدمی مهمترین سنگ منشا هیدروکربنی در فروافتادگی دزفول می‌باشد که حجم زیادی از هیدروکربن‌های حفظ شده در میادین جنوب غرب کشور را تامین کرده است. در مطالعه حاضر به پتروگرافی آلی این سازند در برش مرجع در تنگ ماغر (واقع در تاقدیس کوه بنگستان در حدود ۲۰ کیلومتری شمال‌غرب بهبهان) پرداخته شده است. به همین منظور، ۴۰ نمونه دستی از شیل‌ها و مارن‌های سازند کژدمی از رخنمون سطحی برداشت شده و توسط پیرولیز راک-ایول مورد آنالیز قرار گرفته و با استفاده از میکروسکوپ انعکاسی بر روی آن‌ها پتروگرافی آلی انجام شده است. تفسیر نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌ها، بیانگر این است که سازند کژدمی در برش مورد مطالعه دارای دو رخسارهٔ غنی و فقیر از ماده آلی است. همچنین نتایج نشان می‌دهد که پتانسیل هیدروکربن‌زایی سازند کژدمی در تاقدیس کوه بنگستان در ضخامت موثر ۷۵ متری آن متمرکز شده است. ماده آلی موجود در شیل و مارن‌های رخسارهٔ غنی آن بیشتر از نوع I I است و در رخساره‌های فقیر از نوع II/III قاره‌ای است.

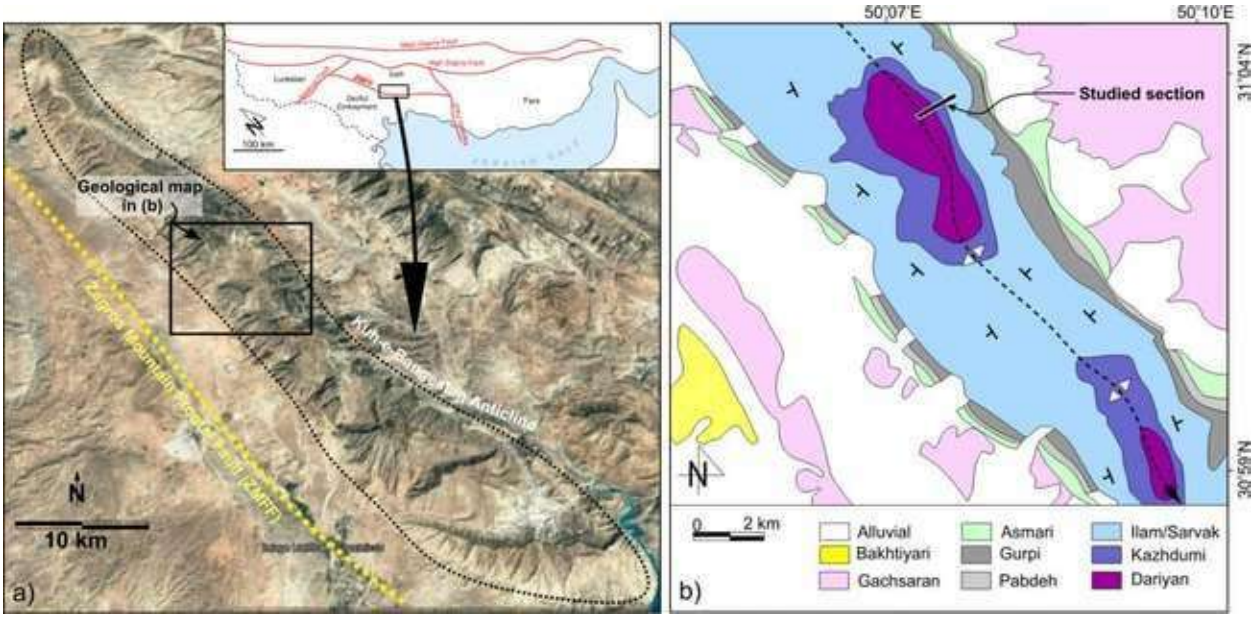
کلمات کلیدی: پتروگرافی آلی، سازند کژدمی، برش مرجع تنگ ماغر، پیرولیز راک-ایول، ضخامت موثر سنگ منشا.

۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در جنوب غربی زون ایذه واقع شده است. گسل پیشانی کوهستان (MFF) جایی است که زاگرس به دو پهنه ساختاری بزرگ تقسیم می‌شود (Alavi, 2004). گسل‌های اصلی دیگری که در زمان‌های مختلف در طول زمان زمین‌شناسی فعال بوده‌اند، شامل سیستم‌های گسلی کازرون و هندیجان هستند که استان فارس را از مناطق فروافتادگی دزفول و لرستان که میزان فرونشست بالاتری داشته‌اند، جدا می‌کنند (Sepehr and Cosgrove, 2004) (شکل ۱). از نظر چینه‌شناسی، سازند کژدمی با سن آپتین-آلبین است که در برخی از نواحی، آپتین پسین به‌عنوان قاعده این سازند در نظر گرفته می‌شود (Motiei, 1993). این سازند سنگ منشا اصلی گروه بنگستان در فروافتادگی دزفول است و مهمترین تامین کننده نفت مخازن آسماری و بنگستان می‌باشد (Alipour, 2024). برش الگوی این سازند واقع در تاقدیس کوه میش متشکل از لیتولوژی‌های شیل آهکی و سنگ آهک رسی به ضخامت ۳۲۰ متر می‌باشد و به سه بخش تقسیم می‌شود (James and Wynd, 1965). برش مرجع این سازند در یال شمالی تاقدیس کوه بنگستان به ضخامت ۲۷۰ متر معرفی شده است و متشکل از تناوب مارن‌های تیره و آهک است (Van Buchem et al., 2010). بخش زیرین به سن آپتین بالایی شامل شیل‌های نازک لایه خاکستری تا خاکستری روشن با میان لایه‌های سنگ آهک و مارن است

که در ابتدای سازند کژدمی پس از سازند داریان نهشته شده است. بخش دوم که به سن آلبین پیشین است، حاوی شیل‌های نازک خاکستری تیره تا شیل‌های لایه‌ای و اندکی سنگ آهک مارنی نودولار است. بخش سوم به سن آلبین میانی شامل شیل‌های نازک لایه به رنگ تیره تا خاکستری و ضخیم لایه است که به تدریج به سنگ آهک مارنی تغییر می‌کند و در بالای آن سازند سروک قرار دارد (Van Buchem et al., 2010).

مطالعات گسترده و متعدد زیرسطحی، در میادین واقع در فروافتادگی دزفول بر روی سازند کژدمی صورت گرفته است، اما پژوهش‌های انجام شده بر روی رخنمون های سطحی این سازند بسیار محدود بوده است. بنابراین هدف از این مطالعه، انجام پتروگرافی آلی و بررسی ارتباط آن با ژئوشیمی آلی سازند کژدمی است. از این رو، نمونه‌های سطحی جمع‌آوری شده از برش مرجع این سازند واقع در یال شمالی تاقدیس کوه بنگستان (تنگ ماغر، شمال غرب شهرستان بهبهان) مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۱).

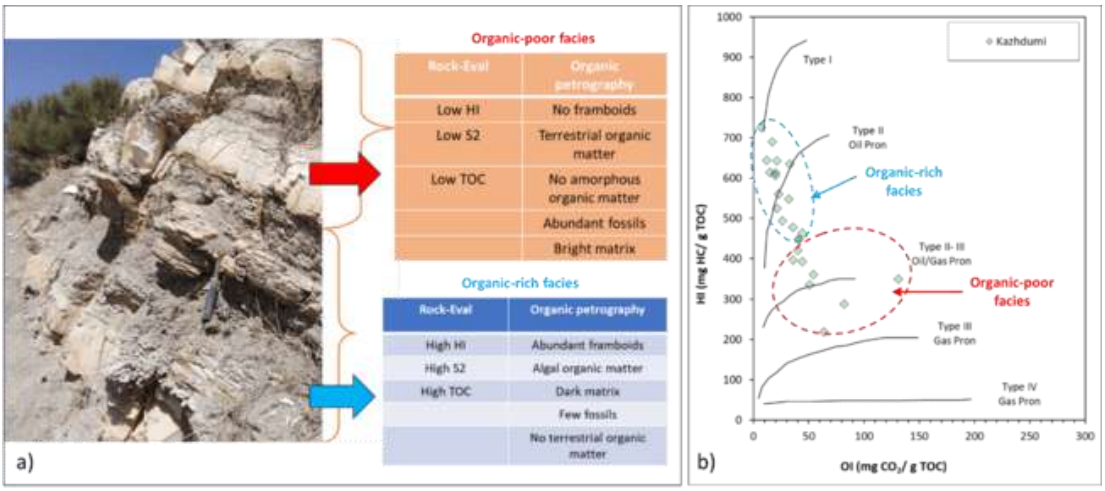


شکل ۲- عکس ماهواره‌ای از تاقدیس کوه بنگستان (a) و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت برش مرجع (b).

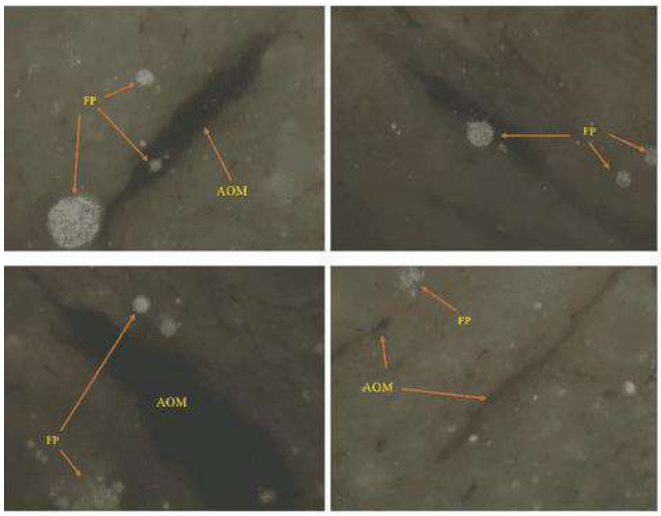
۳- نتایج و بحث

در منطقه مورد مطالعه از پایین‌ترین حد تا بالای سازند کژدمی ۴۰ نمونه برداشت شد. برداشت نمونه‌ها بصورت منظم و با فواصل تقریبی ۵ تا ۱۰ متری و با رعایت اصول صحیح نمونه‌برداری (با کندن گودال‌هایی به عمق ۲۵ سانتی‌متر به منظور دسترسی به سطح غیرهوازدهٔ سازند) صورت گرفته است. برای تشخیص و تقسیم‌بندی قسمت‌های فقیر و غنی کژدمی، ابتدا نمونه‌ها پس از آماده‌سازی در آزمایشگاه، توسط هاون پودر شده و سپس با استفاده از دستگاه پیرولیز راک_ایول ۶ مورد آنالیز قرار گرفتند. همچنین به منظور انجام پتروگرافی آلی بر روی نمونه‌ها، در آزمایشگاه از بخش‌های کوچکی از آن‌ها مقاطع صیقلی تهیه شد. سپس با استفاده از نور

انعکاسی در میکروسکوپ، به مطالعه و عکس‌برداری از نمونه ها پرداخته شد. مشاهدات نشان‌گر آن است که سازند کژدمی در برش مرجع مورد مطالعه دارای دو بخش غنی و فقیر از ماده آلی است (شکل ۲).



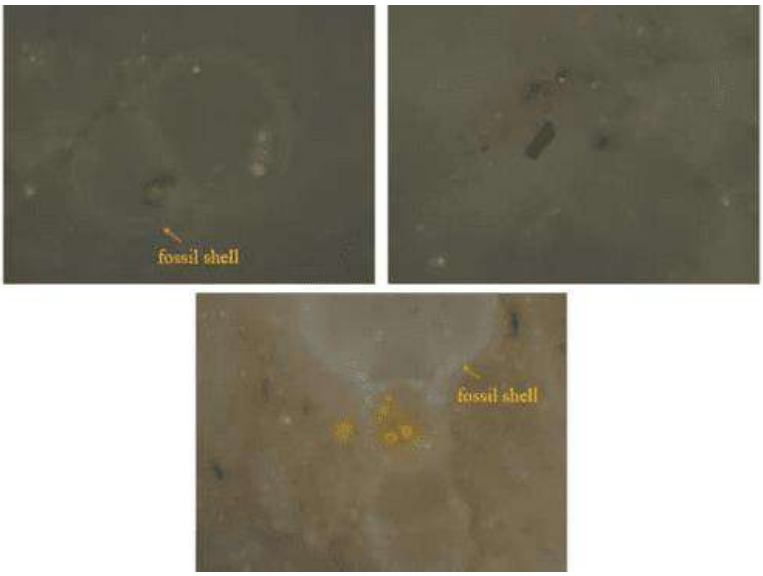
شکل ۲- عکس فیلد از تناوب رخساره فقیر و غنی سازند کژدمی و مشخصات راک-ایول و پتروگرافی آلی هر کدام از آنها.



شکل ۳- پتروگرافی آلی بخش غنی سازند کژدمی (پیریت‌های فرمبوئیدال، ماده آلی جلبکی و زمینه تیره)

بخش‌های غنی، عموما زمینه تیره‌تر دارند. پیریت‌های فرومبوئیدال درون این نمونه‌ها به وفور مشاهده می‌شوند و همچنین ماده آلی جلبکی در این مقاطع دیده می‌شود بنابراین از نظر نوع ماده آلی در محدوده کروژن type II دریایی قرار می‌گیرند (شکل ۳).در مقابل، قسمت‌های فقیر سازند کژدمی از نظر پتروگرافی، دارای فسیل و زمینه روشن هستند. برخلاف لایه‌های غنی، مواد آلی جلبکی و پیریت‌های فرومبوئیدال را نشان نمی‌دهند و همچنین در این نمونه‌ها مقادیر کمی ماده آلی قاره‌ای نیز قابل مشاهده است که این مسئله نشانگر type II/III بودن ماده آلی در این نمونه‌ها است (شکل ۴).با تلفیق داده‌های بدست آمده از پیرولیز راک-ایول و

پتروگرافی آلی و همچنین اندازه گیری‌های فواصل نمونه برداری، برآورد می‌شود که از ۲۷۰ متر ضخامت کلی سازند کژدمی در برش مرجع مورد مطالعه در تنگ ماغر، حدودا ۷۵ متر از آن را می‌توان ضخامت موثر این سازند برای تولید هیدروکربن تخمین زد.



شکل ۴- پتروگرافی آلی بخش فقیر سازند کژدمی (پوسته فسیل، زمینه روشن و عدم حضور ماده آلی جلبکی)

۵-نتیجه گیری

نتایج حاصل شده از آنالیز راک-ایول بر روی نمونه‌های جمع‌آوری شده از رخنمون سطحی سازند کژدمی در تنگ ماغر، نشان می‌دهند که این سازند به طور کلی به دو بخش غنی از ماده آلی و فقیر از ماده آلی تقسیم می‌شود. همچینین با توجه به پتروگرافی آلی انجام شده بر روی نمونه‌ها مشخص شد که بخش های غنی، از ماده آلی جلبکی تشکیل شده و type II دریایی هستند. این در صورتی است که قسمت فقیر کژدمی عمدتا ماده آلی گیاهی داشته و type II/III است.این سازند از ضخامت کلی ۲۷۰ متری خود، دارای ۷۵ متر ضخامت موثر زایش هیدروکربن از ماده آلی دریایی نفت‌زای خود است.

۵- منابع

Alavi, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: American Journal of Science, v. 304, p. 1-20..

Alipour, M., 2024, Petroleum systems of the Iranian Zagros Fold and Thrust Belt: Results in Earth Sciences, v. 2, p. 100027.

James, G., and Wynd, J., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 49, no. 12, p. 2182-2245. DOI:

Motiei, H., 1993, Stratigraphy of Zagros, *in* Hushmandzadeh, A., ed., Treatise of Geology of Iran, Volume 1: Tehran, Geological Survey of Iran, p. 536.

Sepehr, M., and Cosgrove, J., 2004, Structural framework of the Zagros fold–thrust belt, Iran: Marine and Petroleum Geology, v. 21, no. 7, p. 829-843..

Van Buchem, F. S., Baghbani, D., Bulot, L. G., Caron, M., Gaumet, F., Hosseini, A., Keyvani, F., Schroeder, R., Swennen, R., and Vedrenne, V., 2010, Barremian-Lower Albian sequence-stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates, *in* van Buchem, F. S., Al-Husseini, M., Maurer, F., and Droste, H., eds., GeoArabia Special Publication 4, Volume 2: Bahrain, Gulf PetroLink, p. 503-548.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

بررسی چگونگی مهاجرت اولیه هیدروکربن در سنگ منشأ گرو، مطالعهٔ موردی در رخنمون سطحی تاقدیس کبیرکوه ایلام

امیرحسین عماری[۱]، مجید علیپور*[۲]، زهرا غلامی[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲- استادیار گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

۳- دانشجوی دکتری زمین‌شناسی نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

*Email: alipour@scu.ac.ir

چکیده

مهاجرت اولیه از سنگ‌های منشأ به‌عنوان یکی از پارامترهای کلیدی در مدل‌سازی حوضه‌های نفتی، عاملی ناشناخته در سیستم‌های نفتی موجود در ایران است. به‌منظور آشکارسازی چگونگی مهاجرت اولیه در سازند گرو که نقش مهمی در تأمین هیدروکربن موجود در حوضه لرستان ایفا می‌کند، ۱۹ نمونه از رخنمون این سازند در تاقدیس کبیرکوه ایلام با استفاده از پیرولیز راک ایول و پتروگرافی آلی مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس مقادیر TOC و S_2 به‌دست‌آمده از پیرولیز راک ایول، بخش تولیدی این سازند در قسمت قاعده‌ای آن واقع شده است. مطالعات پتروگرافی آلی بر روی بخش‌های مختلف این سازند نشان می‌دهد که ماده آلی موجود در آن در حال حاضر عمدتاً بصورت بیتومن جامد وجود دارد. مقادیر بالای T_{max} به‌دست‌آمده از آنالیز راک ایول در کنار وجود بیتومن جامد نشان‌دهنده قرارداشتن این سازند در پنجره تولید گاز خشک بوده که نشان‌دهنده خارج‌شدن هیدروکربن از سازند گرو در طول زمان بوده است. شواهد پتروگرافی آلی نشان می‌دهند که هیدروکربن‌های زایش یافته در بخش قاعده‌ای سازند ابتدا بصورت عمودی (از طریق شکستگی‌های عمود بر لایه‌بندی در شیل‌های تیرهٔ بخش قاعده‌ای) وارد میان‌لایه‌های آهکی شده و سپس بصورت جانبی در داخل آهک‌ها مهاجرت کرده است. مشاهده بیتومن در بافت‌های دولومیتی و استیلولیتی و شکستگی‌های موازی با لایه‌بندی در میان‌لایه‌های آهکی، شواهدی هستند که نشان‌دهنده مهاجرت هیدروکربن به‌صورت جانبی می‌باشند. بدین ترتیب، آهک‌های بخش‌های بالایی سازند گرو خالی از بیتومن بوده و مشخص است که هیدروکربن‌های زایش یافته از بخش قاعده‌ای بصورت جانبی مخزن فهلیان را در میادین مجاور شارژ کرده است.

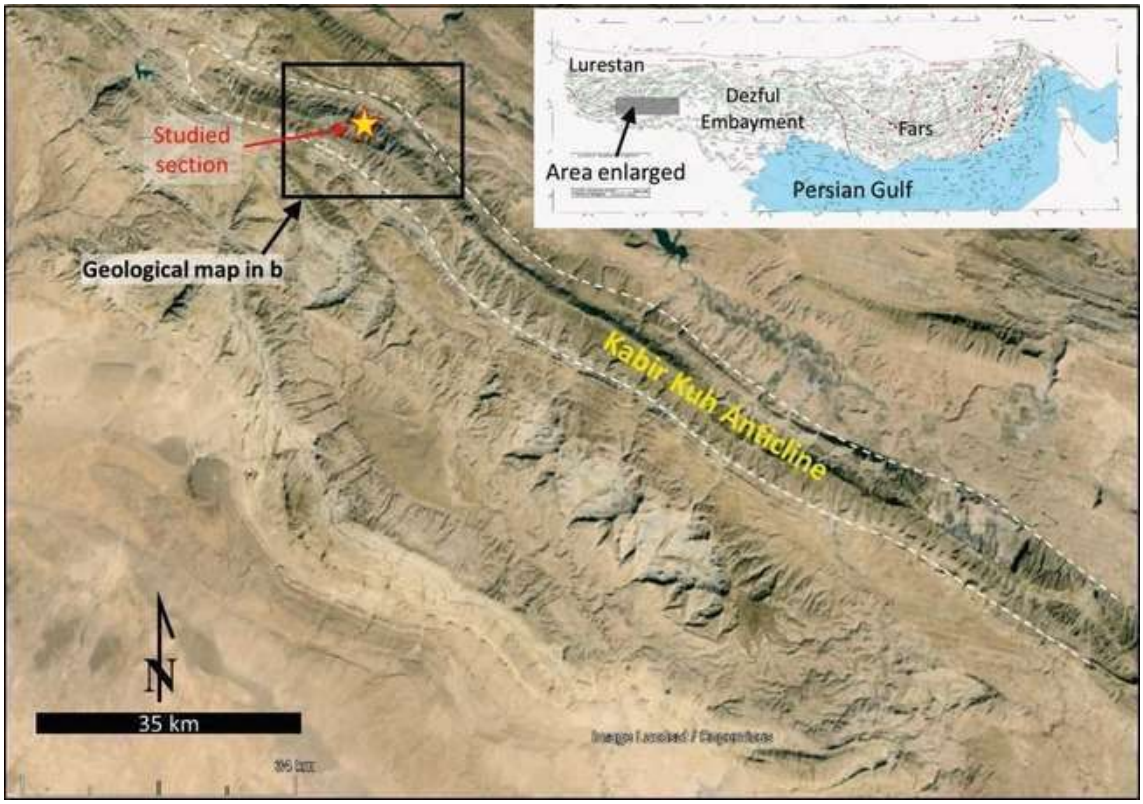
کلمات کلیدی: مهاجرت اولیه و ثانویه، سنگ منشا گرو، بیتومن جامد، تاقدیس کبیرکوه ایلام.

۱-مقدمه

در علم ژئوشیمی آلی، پدیده مهاجرت به معنای حرکت و جابه‌جایی هیدروکربن از نقاط با تخلخل و تراوایی پایین به سمت نقاطی با تخلخل و تراوایی بالاست (England et al., 1987). مهاجرت اولیه شامل حرکت هیدروکربن زایش یافته در داخل فضای منفذی سنگ منشأ به سمت لایه‌ی حامل یا مخزن عمودی می‌باشد (Alipour, 2025). با این‌حال بسته به ضخامت لایه حاوی مواد آلی، درز و شکست موجود در لایه‌های حامل و ضخامت آن و غیره، مهاجرت اولیه همیشه به‌صورت عمودی انجام نمی‌شود. به‌همین علت حرکت هیدروکربن‌ها معمولاً به‌صورت جانبی بوده و در نتیجه تجمعات هیدروکربنی معمولاً از ناحیه پختگاه سنگ منشأ فاصله دارند.

فهم چگونگیِ مهاجرت اولیه یکی از پارامترهای مهم در آنالیز سیستم‌های نفتی می‌باشد، بنابراین بازسازی این فرآیند برای سنگ‌های منشا جزو یکی از الزامات مهم در اقدامات اکتشافات نفتی محسوب می‌شود.

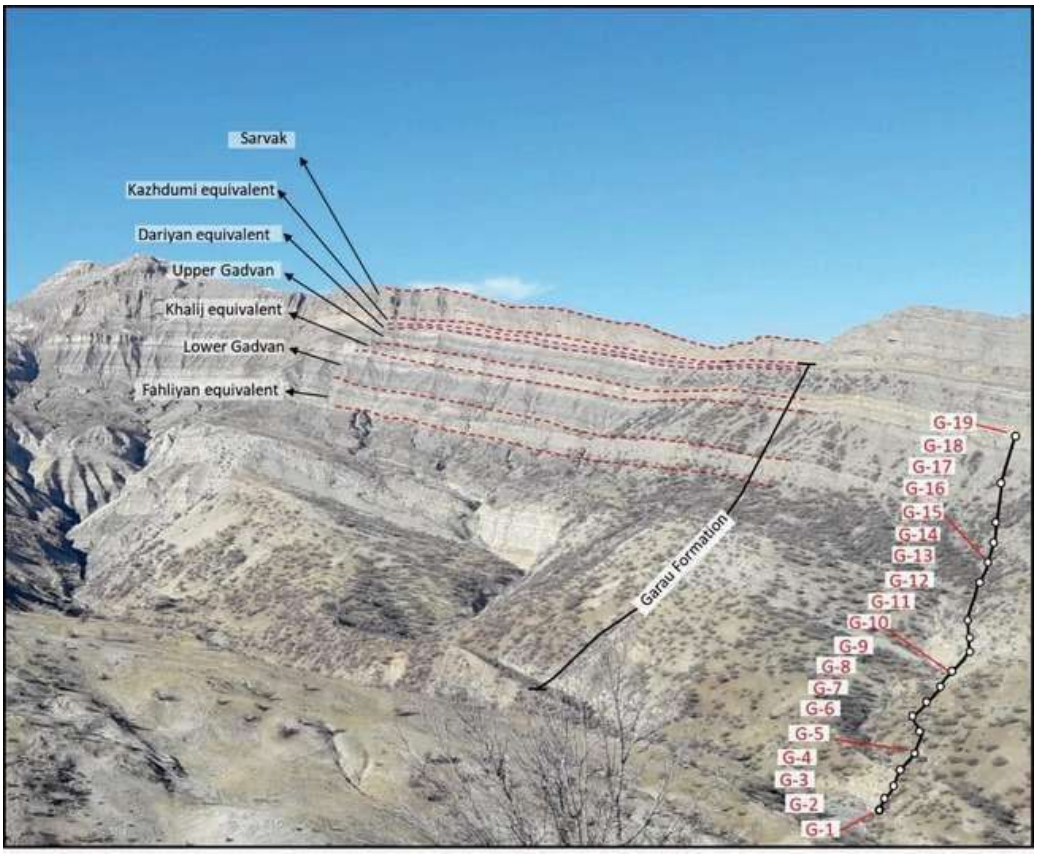
در میان سنگ منشأهای موجود در حوضه زاگرس، سازند گرو به سن کرتاسه پیشین با متوسط میزان کل کربن آلی (TOC) در حدود ۶ wt% و اندیس هیدروژن در حدود ۳۵۰ mg HC/g TOC دارای پتانسیل خوب تا عالی برای زایش هیدروکربن بوده و به‌عنوان مهم‌ترین سنگ منشأ در حوضهٔ لرستان محسوب می‌شود (Kobraei et al., 2017; Ghorbani et al., 2025). مطالعات ژئوشیمیایی بر روی این سازند نشان‌دهنده غنی‌شدگی بسیار بالای مواد آلی در قسمت زیرین این سازند از مواد آلی است و بخش‌های بالایی آن پتانسیل بسیار کمی برای زایش هیدروکربن دارند (Ammari and Alipour, 2024). علیرغم مطالعات چینه‌شناسی گسترده بر روی این سازند، هنوز سازوکار زایش و خروج هیدروکربن از بخش‌های قاعده‌ای آن به‌درستی شناخته نشده است و درک درستی از چگونگی مهاجرت اولیه هیدروکربن‌های زایش یافته نیز وجود ندارد. به همین منظور در این مطالعه برای اولین بار، با استفاده روش‌های ژئوشیمی آلی و مطالعات پتروگرافی آلی، به بررسی نحوه مهاجرت اولیه هیدروکربن در رخنمون سطحی سازند گرو در تاقدیس کبیرکوه ایلام (شکل۱) پرداخته شده است.



شکل ۱- تقسیم‌بندی ساختاری حوضه زاگرس به همراه مکان قرارگیری تاقدیس کبیرکوه، محل مورد مطالعه با ستاره نمایش داده شده است.

۲- زمین‌شناسی منطقه

سازند گرو به سن کرتاسه پیشین (کنیاسین – آلبین) یکی از سنگهای منشأ مهم در حوضه لرستان است (Alipour, 2024). بخش قاعده‌ای این سازند از شیل‌های کربناته (مارن) خاکستری تیره تا سیاه تشکیل شده و بخش‌های بالای آن از ضخامت مارن کاسته و به حجم کربنات اضافه می‌شود و رنگ آن از خاکستری تیره به روشن تغییر می‌یابد (Ammari and Alipour, 2024) (شکل ۲).



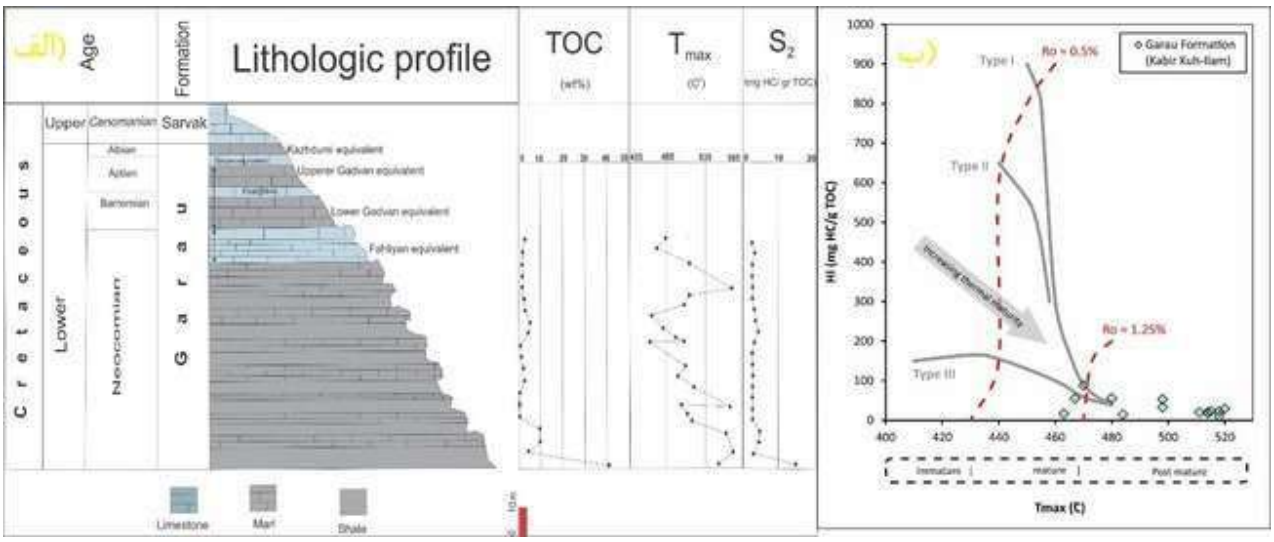
شکل ۲- موقعیت برداشت نمونه‌های سازند گرو از تاقدیس کبیرکوه به همراه سازندهای معادل آن در بخش‌های دیگر حوضه زاگرس.

۳- مواد و روش

به‌منظور انجام این مطالعه تعداد ۱۹ نمونه از سازند گرو با فواصل منظم ۳۰ متری از رخنمون سطحی این سازند در تاقدیس کبیرکوه برداشت شدند که به منظور جلوگیری از تأثیرات هوازدگی بر نتایج از بخش‌های سالم در عمق ۲۵ سانتی‌متری از سطح زمین نمونه‌ها انتخاب شدند. در ابتدا نمونه‌ها به‌منظور ارزیابی ژئوشیمیایی با استفاده از دستگاه راک ایول ۶ آنالیز شدند. سپس از نمونه‌ها قرص‌های صیقلی تهیه شده و در حالت غوطه‌ور در روغن با استفاده از میکروسکوپ Zeiss AxioPlan-II در نور انعکاسی سفید بررسی شدند.

۴- بحث و نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از آنالیز راک-ایول بر روی این سازند در شکل ۳-الف نشان‌داده‌شده است. بر اساس مقدار کل کربن آلی (TOC) و پتانسیل هیدروکربن‌زایی (S_2) قاعده این سازند دارای پتانسیل زایش هیدروکربن بوده و بخش‌های بالایی توانایی زایش هیدروکربن را ندارند. همچنین میزان دمای بیشینه (T_{max}) نشان‌دهنده این است که سازند گرو در این ناحیه در قسمت قاعده‌ای به مرحله گاز زایی رسیده و به‌صورت کلی از بلوغ بالایی برخوردار است. نمودار شاخص هیدروژن (HI) در برابر T_{max} نیز به‌منظور تعیین میزان بلوغ و نوع ماده آلی استفاده می‌شود (Hunt, 1996). نتایج به‌دست‌آمده از این نمودار تأییدی بر بلوغ بسیار بالای سازند گرو است. بلوغ بسیار بالا نشان‌دهنده خروج تقریباً کامل هیدروکربن از این سازند بوده و به همین علت نمی‌توان نوع ماده آلی اولیه را با قطعیت مشخص کرد (شکل ۳-ب).

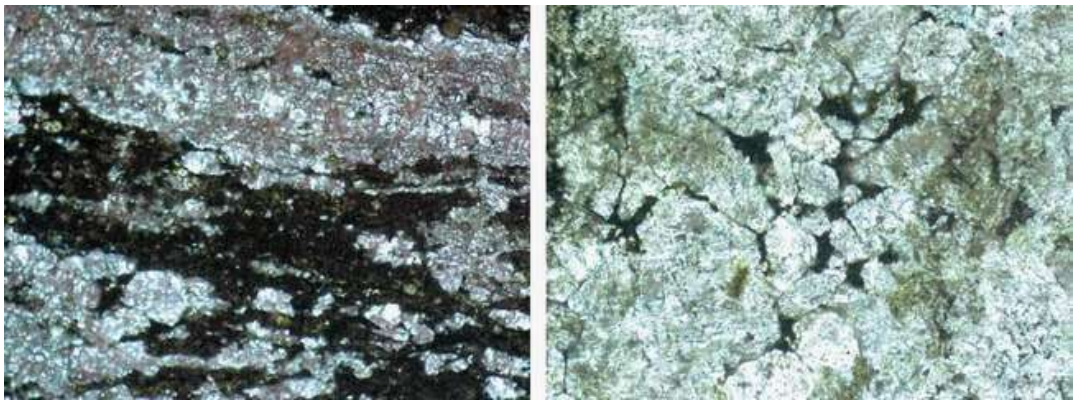


شکل ۳- الف) ستون لیتولوژی سازند گرو در برش کبیرکوه به همراه تغییرات عمودی پارامترهای ژئوشیمیایی، ب) نمودار HI در مقابل T_{max}.

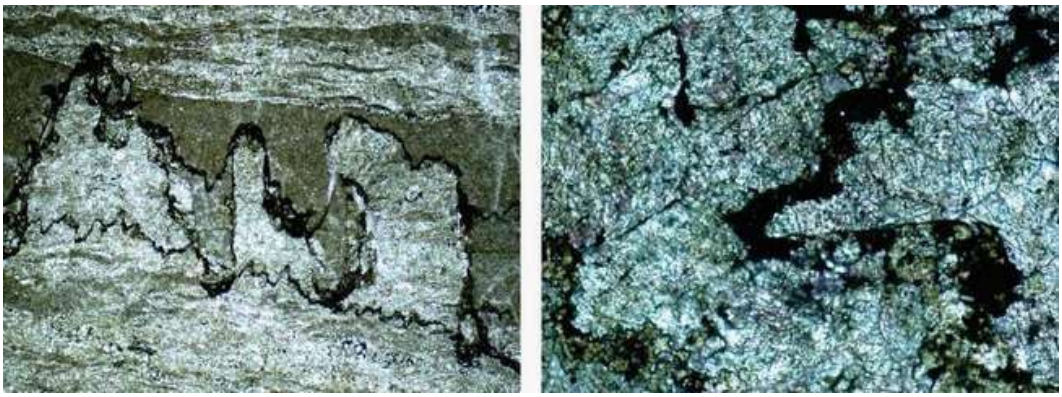
بر اساس مطالعات پتروگرافی آلی، بخش قاعده‌ای سازند گرو به‌شدت غنی از بیتومن جامد است (شکل ۴-الف). از دیگر ویژگی‌های بخش قاعده‌ای سازند گرو، وجود شکستگی‌های عمود بر لامیناسیون است که معمولاً حاوی بیتومن جامد هستند (شکل ۴-ب). این شکستگی‌ها به‌همراه بیتومن جامد درون آن‌ها نشان‌دهنده مهاجرت اولیهٔ هیدروکربن‌های زایش یافته به سمت میان‌لایه‌های کربناته بلافصل می‌باشد.

شکل ۴- تصاویر بخش قاعده‌ای سازند گرو در رخنمون کبیرکوه در زیر میکروسکوپ انعکاسی الف) نشان‌دهنده حضور غالب بیتومن جامد (SB) است، ب) حضور شکستگی‌های عمود بر لامیناسیون در بخش قاعده‌ای که حاوی بیتومن جامد هستند.

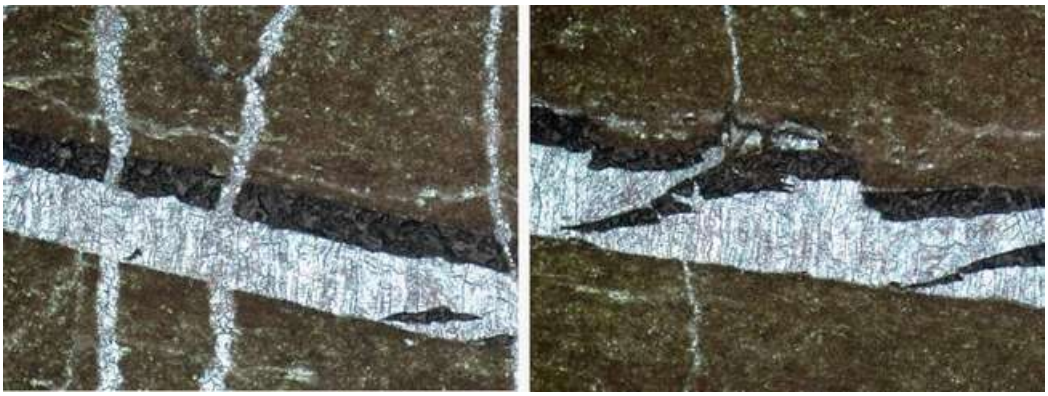
مهاجرت اولیهٔ هیدروکربن‌ها به داخل میان‌لایه‌های آهکی توسط شواهد پتروگرافی آلی تأیید می‌شود. میان‌لایه‌های آهکی معمولاً دارای بافت دولومیتی هستند و فضای میان بافت دولومیتی شده در قسمت‌های آهکی حاوی بیتومن جامد است (شکل ۵). همچنین، میان‌لایه‌های آهکی دارای استیلولت‌های فراوان هستند که دارای بیتومن جامد هستند و این خود نشان‌دهنده انتقال هیدروکربن از بخش قاعده‌ای به درون میان‌لایه‌های آهکی است (شکل ۶). علاوه بر این، شکستگی‌های به‌موازات لایه‌بندی در میان‌لایه‌های آهکی دیده می‌شود که حاوی بیتومن جامد هستند (شکل ۷). حضور بیتومن جامد در این شکستگی‌ها نشان‌دهنده انتقال هیدروکربن از بخش قاعده‌ای به درون میان‌لایه‌های آهکی و عملکرد آن‌ها به‌عنوان معبری برای انتقال هیدروکربن‌هاست (شکل۷).



شکل ۵- بافت دولومیتی در بخش‌های آهکی سازند گرو که حاوی بیتومن جامد است.

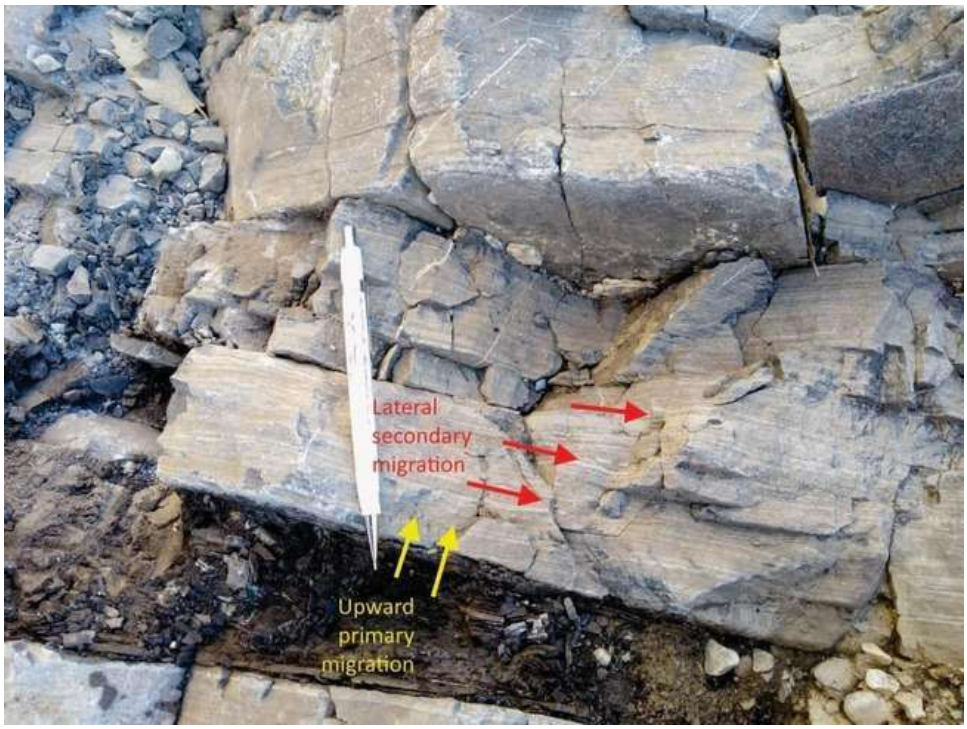


شکل ۶- بخش‌های استیلولیتی شده در قسمت‌های آهکی سازند گرو که حاوی بیتومن جامد است.



شکل ۷- وجود شکستگی‌ها به موازات لایه‌بندی در بخش‌های آهکی سازند گرو که با بیتومن جامد پر شده‌اند.

مجموع این عوامل در کنار یکدیگر نشان‌دهنده این است که مهاجرت اولیه هیدروکربن‌ها از بخش قاعده‌ای سازند گرو در ابتدا به‌صورت عمودی به درون میان‌لایه‌های آهکی صورت گرفته و سپس مهاجرت ثانویه به‌صورت جانبی در درون میان‌لایه‌های آهکی اتفاق افتاده است (شکل ۸).



شکل ۸- شماتیکی از نحوه مهاجرت هیدروکربن از شیل‌های تیرهٔ واقع در بخش قاعده‌ای سازند گرو به درون میان‌لایه‌های آهکی و سپس مهاجرت جانبی هیدروکربن‌ها در درون آن‌ها.

۵- نتیجه‌گیری

مطالعه پتروگرافی آلی در کنار مطالعات ژئوشیمیایی ابزاری مفید در جهت بررسی سازوکار مهاجرت اولیه هیدروکربن در سنگ‌های منشا است. به‌منظور بررسی این مکانیزم در سنگ منشأ گرو، تعداد ۱۹ نمونه توسط آنالیز راک-ایول و روشهای پتروگرافی آلی مورد بررسی قرار گرفتند. نتایج حاصل از پیرولیز راک-ایول نشان می‌دهد که تنها بخش قاعده‌ای این سازند دارای پتانسیل زایش هیدروکربن است. همچنین، به علت قرار گرفتن در پنجره گاز خشک، این سازند نقش اساسی در زایش هیدروکربن در گذشته داشته است. مطالعات پتروگرافی آلی نشان دهنده مهاجرت اولیه هیدروکربن‌ها بصورت عمودی از بخش قاعده‌ای توسط شکستگی‌های عمود بر لامیناسیون است. هیدروکربن‌های خارج شده وارد میان‌لایه‌های آهکی شده و بصورت جانبی مهاجرت کرده‌اند. شواهد پتروگرافی آلی مبنی بر این فرآیند شامل حضور گستردهٔ بیتومن جامد در میان‌لایه‌های آهکی است. این بیتومن‌ها معمولاً در داخل بافت دولومیتی شده، در داخل استیلولیت‌ها، و در داخل شکستگی‌های موجود در درون آهک‌ها دیده می‌شوند که نشان‌دهندهٔ مهاجرت جانبی هیدروکربن از درون آن‌ها در گذشته بوده است. بدین ترتیب می‌توان بیان داشت که هیدروکربن‌های زایش یافته از سنگ منشا گرو توانسته‌اند به صورت جانبی مخزن فهلیان را در مناطق مجاور شارژ کنند و شارژ عمودی مخزن سروک در منطقهٔ مورد مطالعه صورت نگرفته است.

۵- منابع

Alipour, M. (2024). Petroleum systems of the Iranian Zagros fold and thrust belt. *Results in Earth Sciences*, *2*, 100027. https://doi.org/https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rines.2024.100027

Alipour, M. (2025). Petroleum Expulsion and Migration. In *Basics of Petroleum Geochemistry: With Examples from the Zagros Fold and Thrust Belt of Iran* (pp. 33-45). Springer. https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-3-031-86938-9_3

Ammari, A., & Alipour, M. (2024). Organic geochemical evaluation of the Garau Formation in the surface outcrop of Kabir-Kuh Anticline, Ilam. *Advanced Applied Geology*, *14*(4), 976-988. https://doi.org/https://doi.org/10.22055/aag.2024.46573.2449

England, W., Mackenzie, A., Mann, D., & Quigley, T. (1987). The movement and entrapment of petroleum fluids in the subsurface. *Journal of the Geological Society*, *144*(2), 327-347. https://doi.org/https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.2.0327

Ghorbani, B., Rahimpour-Bonab, H., Tavakoli, V., Vahidimotlagh, N., & Kazemi, H. (2025). Bulk Organic Matter Characteristics and Hydrocarbon Generation–Expulsion Modeling of Middle Jurassic–Lower Cretaceous Source Rocks in the Abadan Plain, Southern Mesopotamian Basin, SW Iran. *Journal of petroleum Geology*, *48*(1), 29-57. https://doi.org/https://doi.org/10.1111/jpg.12878

Hunt, J. (1996). Petroleum geochemistry and geology (textbook). *Petroleum Geochemistry and Geology (Textbook).(2nd Ed.), WH Freeman Company*.

Kobraei, M., Rabbani, A. R., & Taati, F. (2017). Source rock characteristics of the Early Cretaceous Garau and Gadvan formations in the western Zagros Basin–southwest Iran. *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, *7*(4), 1051-1070. https://doi.org/10.1007/s13202-017-0362-y

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

سنگ چینه نگاری، سنگ رخساره ها و تحلیل شرایط ته نشینی سازند آغاجاری در جنوب خاوری زاگرس چین خورده،پس خشکی بندرعباس (برش شهرک مراورید)

سیده اکرم جویباری*[۱]، بهروز مرادی، پیمان رضائی [۲]

۱- دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی ،کارشناس مطالعات زمین شناسی، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب ایران
۲- کارشناس ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان
۳- استاد گروه زمین شناسی ، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان
*Email: S.akramjooybari@gmail.com

چکیده

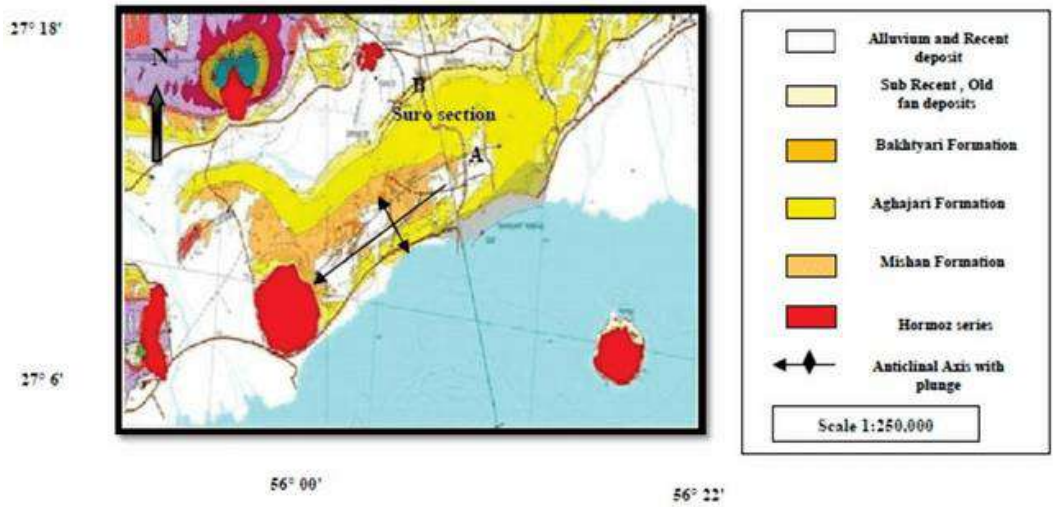
سازند آغاجاری یکی از مهم‌ترین واحدهای رسوبی–تکتونیکی زاگرس به‌شمار می‌رود و تنوع رخساره‌ای آن نقش قابل‌توجهی در درک فرآیندهای رسوب‌گذاری میوسن پسین تا پلیوسن دارد. این پژوهش با هدف بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و رخساره‌ای سازند آغاجاری در برش باختر بندرعباس انجام شد. بدین منظور تعداد ۷۰ نمونه مقطه نازک میکروسکوپی و تعداد ۶ نمونه آنالیز XRD تهیه و مورد بررسی و آنالیز قرار گرفت. ضخامت این سازند در برش مورد مطالعه ۳۶۴٫۵ متر اندازه‌گیری شد و عمدتاً از تناوب مارن، ماسه‌سنگ آهکی، سیلتستون آهکی و سنگ‌آهک تشکیل شده است. چهار رخساره اصلی شامل ماسه‌سنگ آهکی، سنگ‌آهک، سیلتستون و مارن شناسایی گردید که هر یک بر اساس ساخت‌ها، بافت‌ها و ترکیب کانی‌شناسی، شرایط انرژی و عمق متفاوتی از محیط رسوبی را نشان می‌دهند. ریزرخساره‌های کربناته نظیر پکستون و وکستون اینتراکلاستی بیانگر ته‌نشست در پهنه‌های جزرومدی با انرژی متوسط هستند، در حالی‌که ماسه‌سنگ‌های آهکی همراه با فسیل‌های دریایی و لایه‌بندی متقاطع، محیط خلیج دهانه‌ای و تأثیر امواج و جریان‌های رفت‌وبرگشتی را نشان می‌دهند. نتایج XRD نیز حضور کانی‌های تبخیری به‌ویژه هالیت و ژیپس را در مارن‌ها تأیید می‌کند که نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در لاگون‌های کم‌عمق و گرم است. بر این اساس، مدل رسوب‌گذاری سازند شامل سه زیرمحیط اصلی لاگون، پهنه کشندی و خلیج دهانه‌ای تفسیر می‌شود.

کلمات کلیدی: سازند آغاجاری، پس خشکی بندرعباس، سنگ چینه نگاری، زاگرس چین خورده

۱-مقدمه

شواهد زمین‌شناسی نشان می‌دهد که ناحیه زاگرس در گذشته بخشی از یک حاشیهٔ قاره‌ای غیر فعال بوده است که در طی دورهپرمو–تریاس دچار گسستگی و در اواخر دوره ترشیری با فاز چین خوردگی مواجه شده است(آقانباتی،۱۳۸۵). در زون زاگرس، سازند آغاجاری با دو گروه لیتوفاسیس مشخص می‌شود که هرکدام در فارس داخلی و شمال‌غرب فرورفتگی دزفول گسترش می‌یابند(Sahraeyan et al, 2012). گروه نخست عمدتاً شامل رسوبات قاره‌ای آواری (نظیر مادستون، ماسه‌سنگ و کنگلومرا) است، در حالی‌که گروه دوم که در فارس ساحلی گسترش دارد، ویژگی‌های دریایی نشان می‌دهد (از جمله مارن‌های دارای میان‌لایه‌های ژیپس). رسوب‌گذاری سازند آغاجاری در اواخر میوسن تا پلیوسن رخ داده است (Motiei, 1993) اما این سازند وحدت زمانی یکپارچه‌ای ندارد و سن آن از شمال‌غرب به جنوب‌شرق و از شمال‌شرق به جنوب‌غرب جوان‌تر می‌شود (Motie, 1993;Sahraeyan et al, 2012). گستره مورد مطالعه در منتهی الیه زاگرس چین خورده و در پس خشکی بندرعباس قرار دارد (شکل ۲) و از ویژگی

های عمومی این واحد رسوبی-ساختاری پیروی می کند. فرآیند دیاپیریسم سری هرمز که در قالب گنبدهای نمکی دیده می شود ، باعث شده تا ساختارهای مهم زمین شناسی همچون چین خوردگی ها و گسل ها از روند جنوب باختری – شمال خاوری و خاوری – باختری پیروی نمایند. در گستره مورد مطالعه رخنمون بسیار وسیعی از سازند آغاجاری دیده می شود. ماسه سنگ و مارن مهمترین نهشته های موجود در این سازند هستند. در محدوده ی بندرعباس، مطالعه¬ی جامعی در مورد سنگ رخساره ها ، شرایط ته نشینی سازند آغاجاری انجام نشده است و این تحقیق در نوع خود برای اولین بار در گستره جغرافیایی مورد اشاره صورت می گیرد . برش مورد مطالعه در نزدیکی شهربندر عباس واقع شده است(شکل۱).



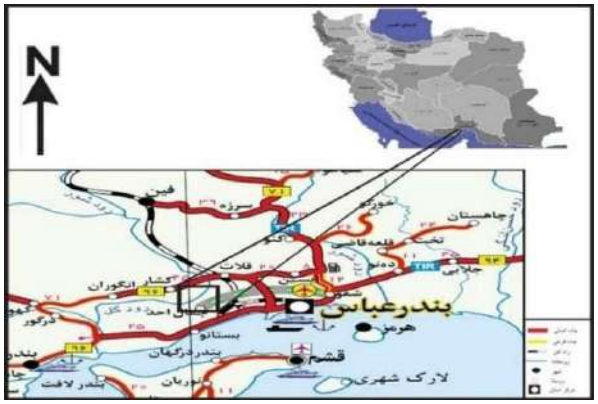
شکل ۱: موقعیت محدوده مورد مطالعه در نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بندرعباس ۱۹۹۴) ،Fakhari and Hosseini)

۲- روش مطالعه

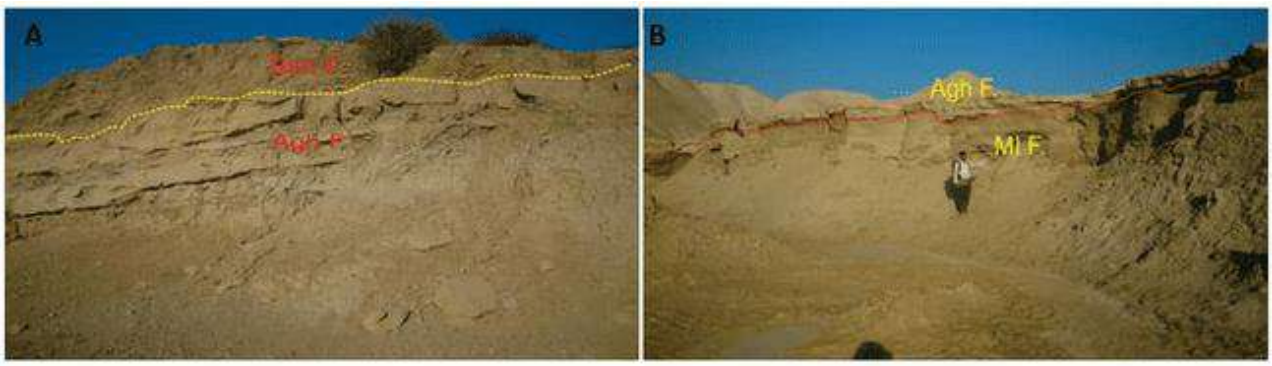
برای انجام مطالعات صحرایی، ابتدا با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای، یک برش مناسب از سازند آغاجاری انتخاب شد. سپس نمونه‌برداری به‌صورت رخساره‌ای و سیستماتیک مطابق روش تاکر (Tucker, 2023) انجام گرفت. با توجه به قابلیت دسترسی، تأثیر فرآیندهای تکتونیکی، دگرگونی، فرسایش و فعالیت‌های معدنی، در مجموع ۶۹ نمونه دستی از بخش‌های مختلف توالی برداشت شد. نمونه‌ها پس از انتقال به آزمایشگاه، بررسی و برای تهیه مقاطع نازک آماده شدند و در مجموع ۷۰ مقطع نازک جهت مطالعه میکروسکوپی تهیه گردید. ریزرخساره‌ها و سنگ‌ها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان و بر اساس رده‌بندی‌های دانهام (Dunham, 1962) و فولک (Folk, 1974) نامگذاری شدند. برای شناسایی ترکیب کانی‌شناسی بخش‌های ریزدانه، ۶ نمونه مارنی به روش پراش پرتو ایکس (XRD) مورد آنالیز قرار گرفت.

۳- بحث

سازند آغاجاری در این برش با یک مرز ناپیوستگی فرسایشی بر روی مارن های راس سازند میشان و مجاور شهرک جمال احمد گرفته است (شکل ۳) و با یک مرزناپیوستگی فرسایشی توسط نهشته های کنگلومرایی سازند بختیاری پوشیده می شود و در مجاور شهرک مروارید قرار دارد. (شکل ۵-۵ و شکل ۵-۶). ستبرای سازند آغاجاری در این برش ۳۶۴,۵ متر اندازه‌گیری شد که دارای ۱۵۲ لایه می باشد که از مارن، ماسه سنگ های آهکی، سنگ آهک، سیلتستون، مارن با میان لایه های آهکی تشکیل شده است. سازند آغاجاری در این برش با یک مرز ناپیوستگی فرسایشی بر روی مارن‌های سازند میشان قرار گرفته است و با یک مرز ناپیوستگی فرسایشی سازند بختیاری پوشیده می شود.



شکل ۲: موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه در نقشه اطلس راه های ایران (موسسه گیتا شناسی، ۱۳۹۱).



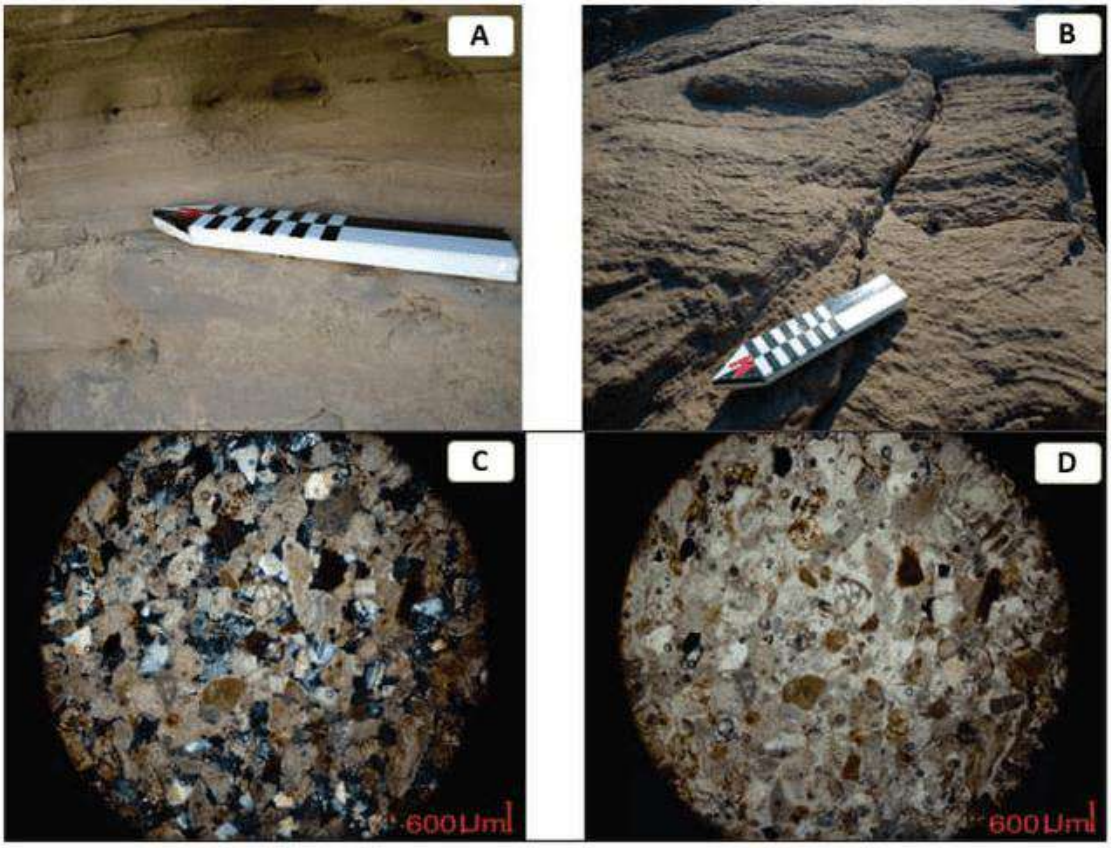
شکل ۳: A: مرز زبرین سازند آغاجاری.Agh F: سازند آغاجاری .Bkh F: سازند بختیاری(دید به سمت شمال باختری)B: مرز زیرین سازند آغاجاری.Agh F سازند آغاجاری. Mi: سازند میشان (دید به سوی شمال)

در برش شهرک مروارید ، چهار نوع رخساره در سازند آغاجاری مشاهده می‌گردد. در بررسی و ارزیابی این رخساره‌ها، نخست ویژگی‌های صحرایی و سپس ویژگی‌های آزمایشگاهی شرح داده می‌شوند.

رخساره ماسه سنگ آهکی

رخساره ماسه‌سنگ آهکی تناوبی با مارن و سنگ آهک، با رنگ‌های قهوه‌ای روشن تا نخودی در لایه‌هایی با ضخامت ۳ سانتی‌متر تا بیش از یک متر گسترده است. ساختارهای اصلی آن شامل لایه‌بندی موازی، موج‌نقش و لایه‌بندی متقاطع (ناوحه‌ای و اپسیلونی) بوده و دارای فرسایش‌پذیری بالا و فسیل‌هایی نظیر دوکفه‌ای‌ها، خارپوستان و قطعات چوب است(شکل۴).

کالک لیتایت: این ریز رخساره به صورت دانه صورت دانه درشت شونده مشاهده می شود. بخش عمده این ریز رخساره را خرده سنگ های کربناته تشکیل داده اند. میزان جورشدگی متوسط و ذرات نیمه زاویه دار تا نیمه گرد شده می باشند. علاوه بر خرده های کربناته،دانه کوارتز ، خرده سنگ رسوبی (از نوع چرت و ماسه سنگی)، کانی های تیره و همچنین فلدسپات به میزان بسیار جزئی در آن دیده می شود. با توجه به فراوانی خرده سنگ رسوبی و براساس طبقه بندی فولک (Folk) (۱۹۸۰)، این ریز رخساره از نوع سد آرنایت و با توجه به وجود میزان بالای خرده سنگ کربناته از نوع کالک لیتایت می باشد(شکل۴).

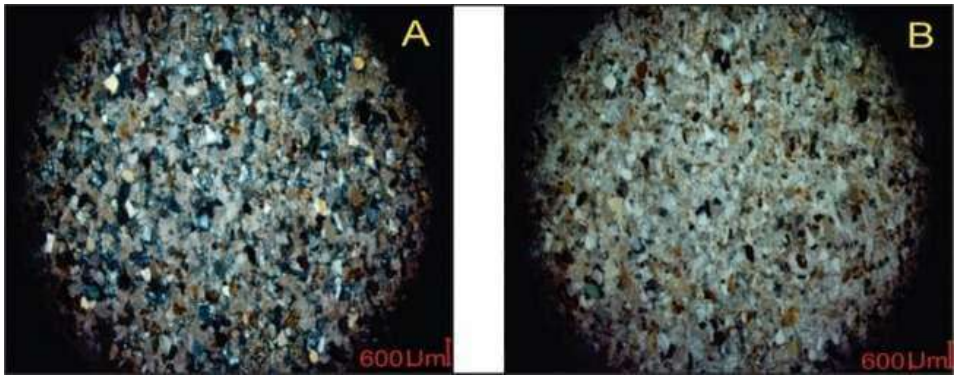


شکل ۴: A) لامینه بندی موازی رخساره ماسه سنگ آهکی B)لایه بندی متقاطع ناوه ای ماسه سنگ آهکیC) پتروفاسیس کالک لیتایتی (نور XPL). D) پتروفاسیس کالک لیتایتی (نور PLL).

رخساره سنگ آهکی

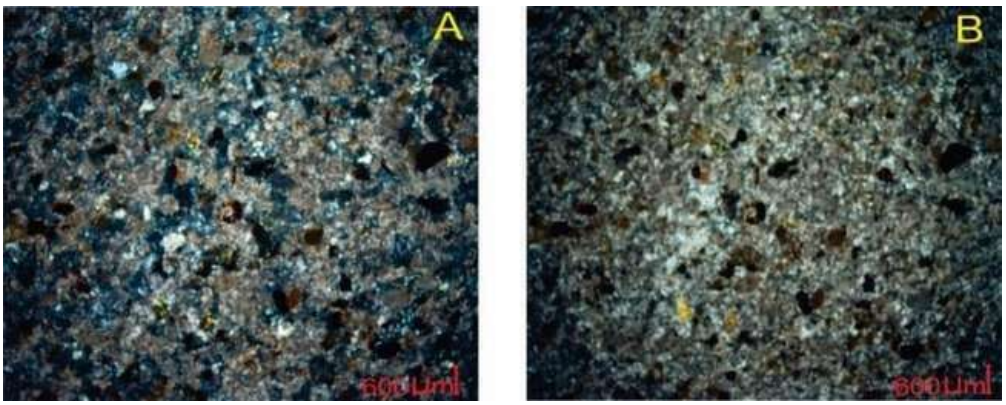
رخساره سنگ آهکی در تناوب با مارن و ماسه‌سنگ آهکی دیده می‌شود و رنگ آن از قهوه‌ای روشن تا کرمی متغیر است. این لایه‌ها ضخامت‌های متفاوتی از چند سانتی‌متر تا بیش از یک متر دارند و دارای ساخت‌های رسوبی مانند لامیناسیون موازی و موج‌نقش‌اند. اجزای اصلی آن شامل اینتراکلاست‌ها، فسیل‌های فرامینیفر، دوکفه‌ای‌ها، شکم‌پایان‌ها، خارپوستان، جلبک‌ها و مرجان‌هاست که بر اساس طبقه‌بندی Dunham (۱۹۶۲) به ریزرخساره‌های مختلفی تقسیم می‌شوند.

پکستون اینتراکلاستی: این ریزرخساره در سنگ‌های موجود در توالی چینه‌شناسی برش مورد مطالعه بصورت لایه‌هایی با ستبرای متوسط تا ضخیم لایه با رنگ قهوی کم رنگ تا کرمی قابل تشخیص می‌باشد و دارای ریپل مارک و لامیناسیون می باشد. که در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده همراه با ذرات اینتراکلاستی با ابعاد مختلفی همراه می‌باشد(شکل۵). در بخش‌هایی از این ریزرخساره زمینه سنگ کاملا دولومیتی شده است(شکل۶-۷ AوB). این ریزرخساره ها معادل کمربند رخساره‌ای شماره ۸ و ۹ (Wilson, 1975)، و ریزرخساره های استاندارد RMF- 22 و RMF- 23 (Flugel, 2010) است.



شکل ۵: A) ریز رخساره پکستون اینتراکلاست (نور XPL). B) پکستون اینتراکلاست (نور PLL).

وکستون اینتراکلاستی: ریزرخساره در سنگ‌های موجود در توالی چینه‌شناسی برش مورد مطالعه بصورت لایه‌هایی با ستبرای متوسط تا ضخیم لایه با رنگ کرمی و همراه با قطعات فسیل دوکفه ای قابل تشخیص می‌باشد که در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده همراه با ذرات اینتراکلاستی با ابعاد مختلفی و همراه می‌باشد. در بخش‌هایی از این ریزرخساره زمینه سنگ کاملا دولومیتی شده است(شکل۶). این ریزرخساره معادل با کمربند رخساره ای شماره ۸ (Wilson, 1975) و ریزرخساره استاندارد RMF- 22 (Flugel, 2010) است.



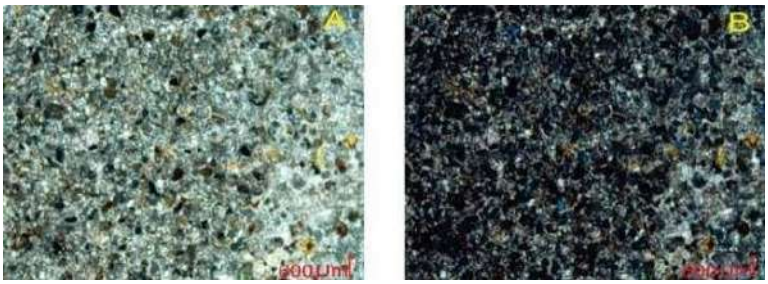
شکل ۶: A) ریز رخساره وکستون اینتراکلاست A)(نور XPL). B) وکستون اینتراکلاست (نور PLL).

رخساره سیلتستون :

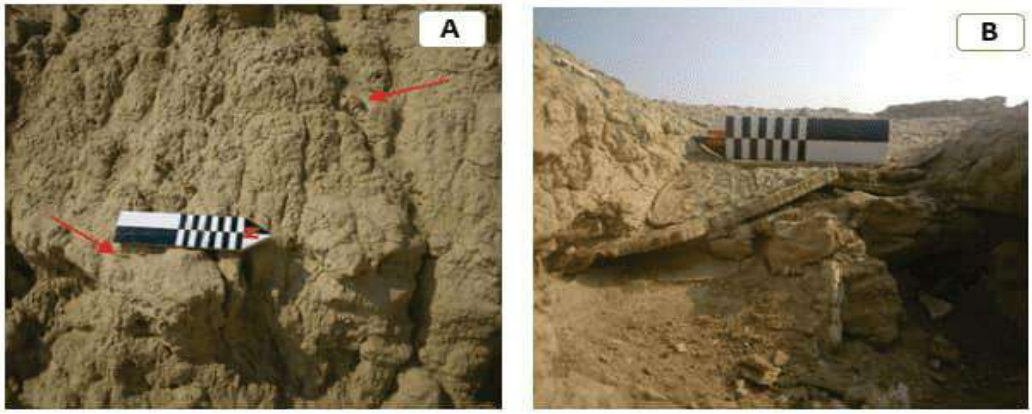
این رخساره به طور عمده شامل دانه های ریز دانه کوارتز، آهک و فلدسپات -دانه های ریز دانه کوارتز، آهک ، فلدسپات می باشد. البته میزان فلدسپات در این رخساره کمتر است(شکل۷).

رخساره مارنی

رخساره مارن آهکی در تناوب با ماسه‌سنگ آهکی دیده شده و رنگی بین خاکی تا قهوه‌ای و گاهی قرمز کم‌رنگ دارد. این لایه‌ها معمولاً توده‌ای بوده و در بخش‌های ابتدایی و میانی دارای رگه‌های ژیپس هستند. به‌دلیل فرسایش‌پذیری زیاد، اشکال انحلالی و فرسایشی مانند حفره‌ها و شیارها در آن مشاهده می‌شود و از کانی‌هایی چون کوارتز، فلدسپار، کلسیت، کانی‌های رسی و تبخیری تشکیل شده‌اند.



شکل ۷: رخساره سیلتستون آهکی A) (نور XPL). B) (نور PLL).

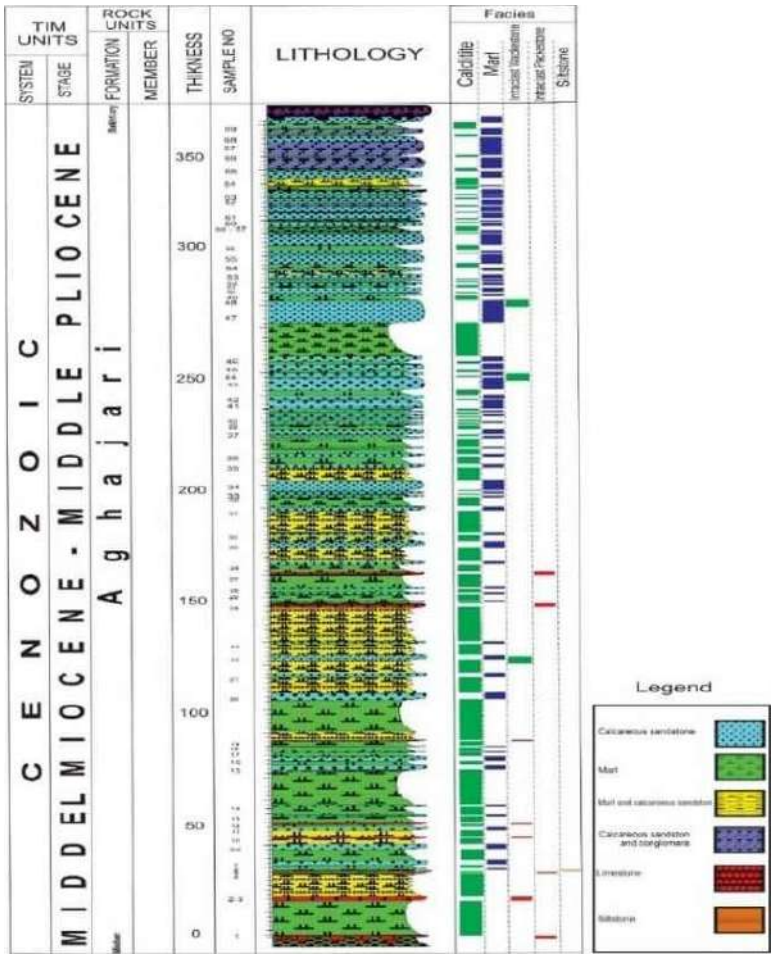


شکل ۸: A) فسیل خرده های دو کفه ای در مارن آهکی.B) ورقه های پولکی شکل ژیپس متبلور شده در مارن آهکی

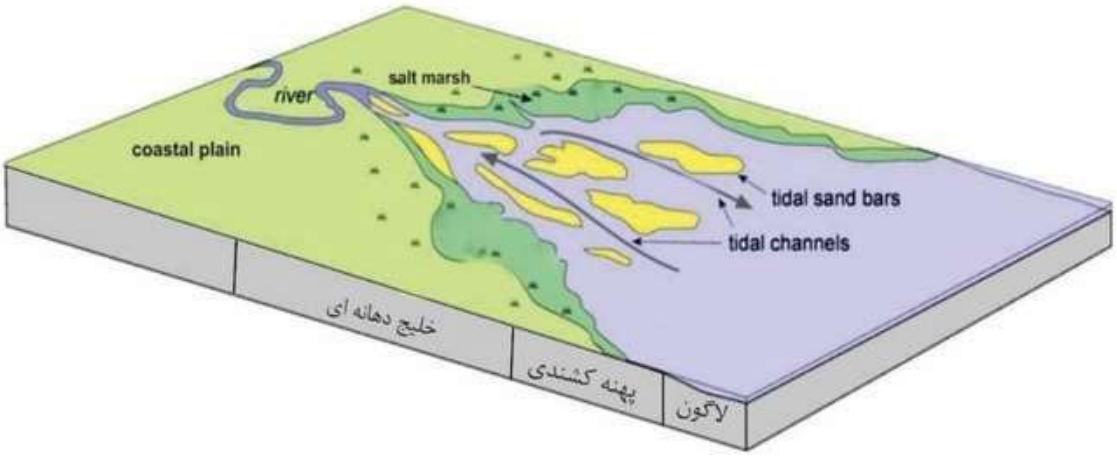
نتایج آنالیز XRD نشان می‌دهد که رسوبات مارنی سازند آغاجاری عمدتاً از کلسیت، کوارتز، کانی‌های رسی (ایلیت و کلریت) و مقدار قابل‌توجهی هالیت تشکیل شده‌اند. هالیت، فراوان‌ترین کانی تبخیری این نهشته‌هاست و به‌دلیل خاصیت انحلال‌پذیری بالا، احتمالاً به‌صورت ثانویه و تحت تأثیر ورود آب دریا در محیط رسوبی تشکیل شده است. حضور تبخیری‌ها همچنین می‌تواند با منشأ سری هرمز مرتبط باشد. بخش عمده کربنات‌های موجود در مارن‌ها از نوع درجا بوده و وجود کوارتز نیز نقش سازندهای هرمز، میشان و آسماری را در تأمین مواد آواری این محیط رسوبی تأیید می‌کند.

شرایط ته نشینی :مطالعه محیط رسوبی سازند آغاجاری با ستبرای ۳۶۰ متر، بر پایه تحلیل رخساره‌های سنگی (شکل هندسی، سنگ‌شناسی و ساخت‌های رسوبی) و با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند میشان آغاز شده است. این سازند عمدتاً از تناوب لایه‌های مارن و ماسه‌سنگ آهکی تشکیل شده و فراوان‌ترین ساخت رسوبی در آن، موج‌نقش‌های متقارن است.رخساره‌های شناسایی شده به سه مجموعه اصلی: کربناته، آواری (ماسه سنگ آهکی و سیلتستون آهکی) و مارنی تقسیم‌بندی شده‌اند(شکل۹).

ریزرخساره‌های کربناته شامل اینتراکلاست پکستون و اینتراکلاست وکستون بوده و وجود اجزای زاویه‌دار و دولومیتی، نشان‌دهنده حمل کوتاه و مجدد رسوبات قدیمی‌تر است.این ریزرخساره‌های کربناته در محیط‌هایی با انرژی متوسط، مانند پهنه جزر و مدی ته نشست کرده‌اند.رخساره‌های آواری، شامل ماسه سنگ‌های آهکی با فسیل‌های دریایی و ساخت‌هایی چون لایه‌بندی متقاطع، دال بر تشکیل در خلیج دهانه‌ای تحت تأثیر شدید جریان‌های رفت و برگشتی هستند. وجود خرده‌های چوب نیز نشان از تشکیل مانداب‌های نمکی در حاشیه این خلیج دهانه‌ای دارد.نهشته‌های مارنی سازند آغاجاری عمدتاً توده‌ای، یکنواخت و در تناوب با آهک و ماسه‌سنگ آهکی هستند که نشان‌دهنده محیط‌های کم‌انرژی و کم‌عمق ساحلی است. وجود رگه‌های ژیپس در مارن‌ها، نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در لاگون کم‌عمق با اقلیم گرم و خشک است. در نهایت، مدل رسوب‌گذاری پیشنهادی برای سازند آغاجاری تلفیقی از سه زیرمحیط لاگون، پهنه کشندی و خلیج دهانه‌ای است(شکل۱۰). پیش‌تر، ذاکرزاده (۱۴۰۴) در پژوهشی بر روی سازند آغاجاری در برش بی‌بی‌حکیمه، محیط‌هایی شامل دریای کم‌عمق و نواحی حدواسطی نظیر باتلاق‌های نمکی را برای این سازند گزارش کرده است. همچنین، Abbasi و Rezaee (۲۰۱۴) در مطالعه‌ای بر روی برش غرب بندرعباس، زیرمحیط‌هایی چون لاگون، پهنه کشندی و خلیج دهانه‌ای را برای این سازند معرفی کرده‌اند.



شکل۹: ستون چینه شناسی برداشت شده از سازند آغاجاری در برش مورد مطالعه



شکل ۱۰: مدل رسوبی ارائه شده برای سازند آغاجاری در برش باختر بندر عباس.

۴- نتیجه گیری

بررسی سازند آغاجاری در برش باختر بندرعباس نشان می‌دهد که این واحد رسوبی از تنوع قابل‌توجهی در رخساره‌ها، ترکیب سنگی و محیط‌های ته‌نشست برخوردار است و شکل‌گیری آن تحت تأثیر مجموعه‌ای از عوامل تکتونیکی، تغییرات سطح پایه و شرایط هیدرودینامیکی منطقه بوده است. رسوب‌گذاری سازند با یک ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند میشان آغاز شده و در ادامه با تناوبی از مارن، ماسه‌سنگ آهکی، سیلتستون و سنگ‌آهک ادامه یافته است. نتیجه تحلیل رخساره‌ها حاکی از تفکیک سه مجموعه اصلی رخساره‌ای شامل واحدهای کربناته، آواری و مارنی است که هر یک بیانگر عمق و انرژی متفاوت محیط رسوبی‌اند. رخساره‌های آواری، همراه با لایه‌بندی متقاطع، موج‌نقش‌ها و قطعات چوب، نشان‌دهنده نهشت در یک خلیج دهانه‌ای تحت تأثیر جریان‌های رفت‌وبرگشتی و ورود متناوب آب شور و شیرین هستند. رخساره‌های کربناته از نوع پکستون و وکستون اینتراکلاستی، شرایط انرژی متوسط در پهنه‌های جزرومدی را منعکس می‌کنند و حضور اینتراکلاست‌ها و دولومیتی شدن موضعی بیانگر حمل کوتاه‌مدت و رسوب‌گذاری مجدد است. رخساره‌های مارنی نیز، که اغلب با ژیپس و هالیت همراه‌اند، نشانگر رسوب‌گذاری در محیط‌های کم‌عمق آرام و لاگونی با اقلیم گرم و خشک هستند. نتایج آنالیز XRD نیز حضور کانی‌هایی چون کلسیت، کوارتز، ایلیت، کلریت و هالیت را تأیید کرده و نقش سازندهای تأمین‌کننده نظیر هرمز، میشان و آسماری را در ورود مواد آواری به حوضه نشان می‌دهد. مجموع این شواهد، مدلی تلفیقی از سه زیرمحیط لاگون، پهنه کشندی و خلیج دهانه‌ای را برای رسوب‌گذاری سازند آغاجاری ارائه می‌کند که با یافته‌های مطالعات پیشین سازگار است.

۵- منابع

آقانباتی، ع.،۱۳۸۵. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

ذاکرزاده،م. ۱۴۰۴. بررسی محیط های رسوبی متنوع در سازند آغاجاری در بخشی از میدان نفتی بی بی حکیمه، مجله رسوب شناسی کاربردی پیشرفته، دوره ۱۵، شماره۱، ص ۲۷ تا ۵۰.

Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture.

Fakhari, M., & Hosseini, H. 1994. Geological map of the Bandar Abbas area, scale 1:250,000 (Sheet I-13). Exploration Directorate, National Iranian Oil Company, Tehran, Iran.

Flugel, E., 2010. Microfacies Analysis of Limestones. Springer-Verlag, Berlin, ISBN: 9780387112695, pp: 633.

Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, 182pp.

Motiei, H. 1993. Stratigraphy of zagros. Treatise on the Geology of Iran, 60(151), 237-245.

Sahraeyan, M., & Bahrami, M. 2012. Geochemistry of sandstones from the Aghajari Formation, Folded Zagros Zone, southwestern Iran: implication for paleoweathering condition, provenance, and tectonic setting. International Journal of Basic and Applied Sciences, 4, 390-407.

Tucker, M. E., & Jones, S. J. 2023. Sedimentary petrology. John Wiley & Sons,448pp.

Wilson JL ., 1975. Carbonate facies in geological history. Springer,Berlin Heidelberg New York 471 pp.

Abbasi, R., & Rezaee, P. 2014,. The Depositional Environment and Petrography of Aghajari Formation in Bandar Abbas Area, Zagros Basin. In 6th EAGE Saint Petersburg International Conference and Exhibition (Vol. 2014, No. 1, pp. 1-5). European Association of Geoscientists & Engineers.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

تحلیل چینه‌نگاری سکانسی و چرخه‌ای سازند آسماری در فروافتادگی دزفول بر مبنای لاگ‌های پتروفیزیکی

امیر علیمردانیان[۱]* . علی کدخدایی[۲] . محسن آل‌علی[۱] . مهران آرین[۱] . داود جهانی[۳]

۱. گروه علوم زمین، واحد علوم و تحقیقات ، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران ، ایران

۲. گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز

۳. گروه زمین شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

*Email: **amir.alimardanian@iau.ir**

چکیده

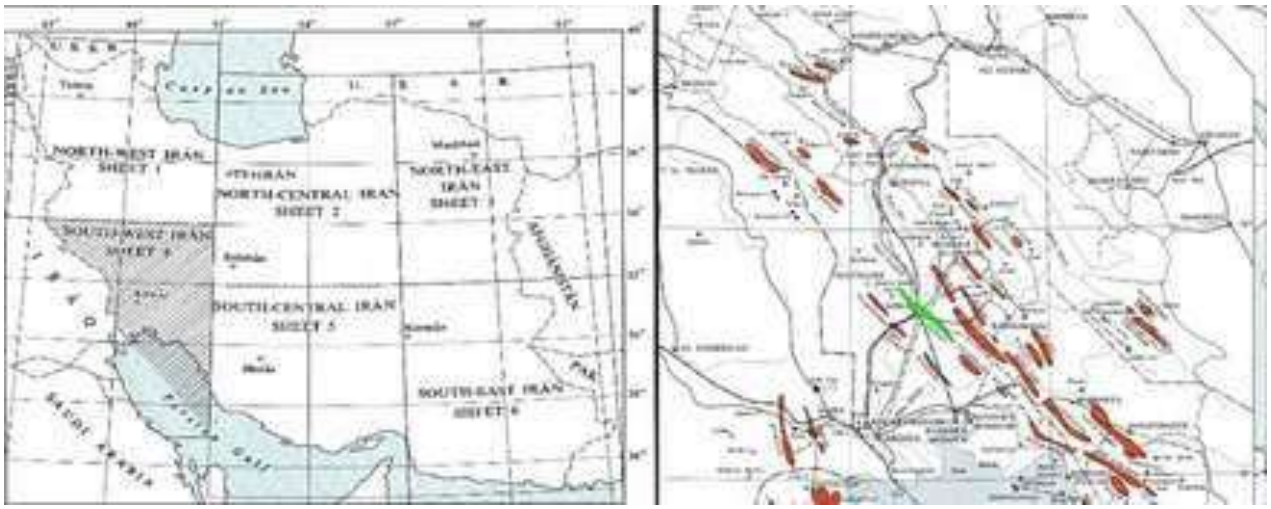
هدف از این پژوهش، تحلیل چینه‌نگاری سکانسی مرتبه سوم و چهارم سازند آسماری در یک حلقه چاه واقع در فروافتادگی دزفول و صحت‌سنجی روند بازسازی سطح آب دریا با استفاده از تحلیل‌های چرخه‌ای است. برای این منظور، از لاگ‌های پتروفیزیکی گامای محاسبه شده (CGR) و صوتی (DT) استفاده شد.تعیین مرزهای سکانسی با استفاده از نقاط عطف لاگ‌ها در نرم‌افزار Geolog صورت گرفت. نتایج نشان داد که هر دو لاگ ۲ سکانس کامل رسوبی مرتبه سوم را با روندی یکسان ثبت کرده‌اند. همچنین، در تفکیک سکانس‌های مرتبه چهارم، لاگ CGR به دلیل حساسیت بیشتر به تغییرات ریزرخساره‌ای، ۹ سکانس کامل و لاگ DT ۴ سکانس کامل را نشان دادند.در گام بعدی، با به‌کارگیری ماژول خودهمبستگی (ρ1) در نرم‌افزار Acycle، روندهای تغییر سطح آب دریا بازسازی شد. لاگ‌های CGR و DT هر دو یک روند کلی ابتدا کاهش (پسروی) و سپس افزایش (پیشروی) سطح آب دریا را نشان دادند که این روند همخوانی کاملاً دقیقی با نمودار جهانی سطح آب دریا در بازه سنی مورد مطالعه دارد.این تحقیق نه تنها مرزهای سکانسی مرتبه سوم و چهارم را تعیین می‌کند، بلکه با تأیید کنترل جهانی سطح آب بر رسوب‌گذاری منطقه، به تفکیک رفتارهای مخزنی و غیرمخزنی محتوای چاه بر اساس تأثیر تغییرات سطح آب دریا کمک شایانی می‌نماید.

کلمات کلیدی: چینه‌نگاری سکانسی، سطح آب جهانی، لاگ‌های پتروفیزیکی، تحلیل خودهمبستگی، سازند آسماری، فروافتادگی دزفول

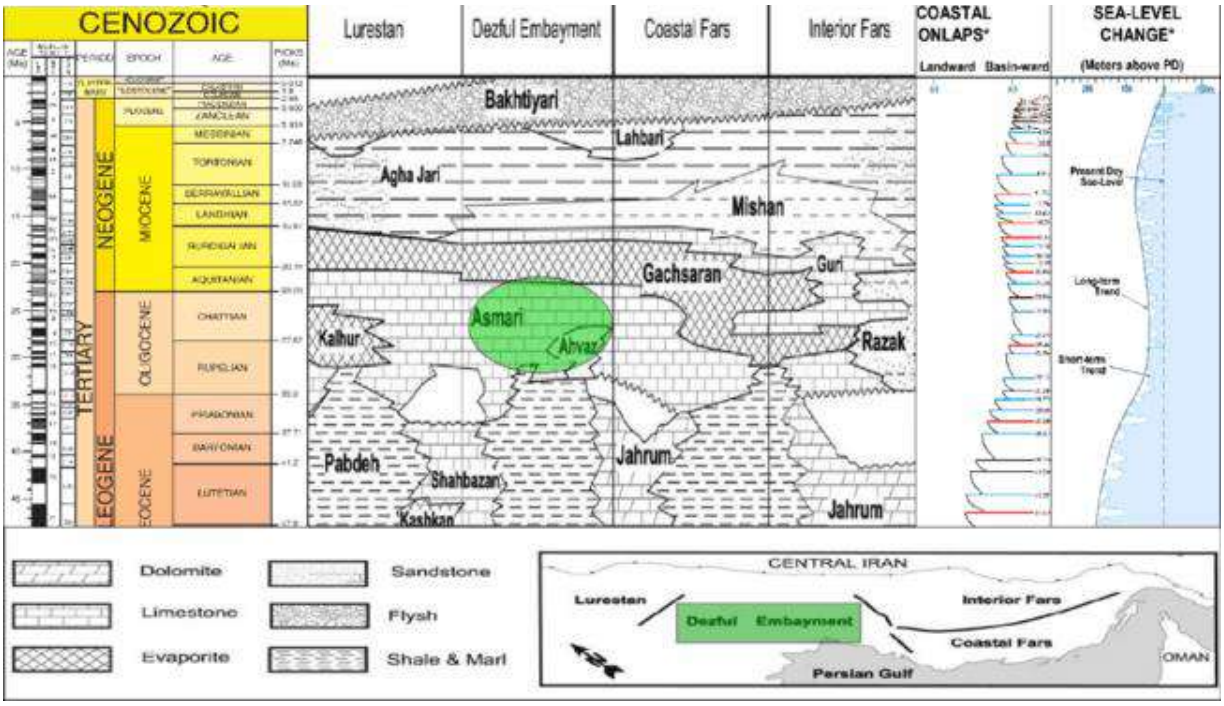
۱- مقدمه

چینه‌نگاری سکانسی (Sequence Stratigraphy) به عنوان یکی از متداول‌ترین و مؤثرترین ابزارها در علوم زمین‌شناسی، نقش محوری در درک توالی‌های رسوبی، بازسازی محیط‌های دیرینه و شناسایی سیستم‌های نفتی ایفا می‌کند. سکانس‌های رسوبی مرتبه سوم و چهارم از مهم‌ترین واحدهای قابل تفکیک در مقیاس میدان‌های نفتی هستند که تعیین دقیق مرزهای آن‌ها (MFS و SB) برای ارزیابی پتانسیل مخزنی ضروری است. در این پژوهش، مطالعه دقیق سکانس‌های رسوبی مرتبه سوم و چهارم در سازند آسماری واقع در فروافتادگی دزفول در جنوب غرب ایران، بر اساس تحلیل لاگ‌های پتروفیزیکی (CGR و DT) صورت گرفته است. مطالعه سکانس‌های رسوبی در این منطقه از طریق مقالات متعددی نظیر (Liang et al., 2025; Liu et al., 2023; Moustafa et al., 2023) پیگیری شده است، که اهمیت این حوزه را در مطالعات مخزنی نشان می‌دهد.نکته حائز اهمیت در این شاخه از پژوهش، درک پویایی پیشروی (Transgression) و پسروی (Regression) سطح آب دریا و تأثیر مستقیم آن بر کیفیت مخازن نفتی است؛ زیرا تغییرات سطح آب، توزیع رسوبات و محتوای آلی را کنترل می‌کند. در حالی که بیشتر پژوهش‌های صورت‌گرفته بر اهمیت موضوع پیشروی و پسروی با استفاده از داده‌های مرسوم تأکید دارند، در این مطالعه از یک رویکرد نوین استفاده شده است.

روش خودهمبستگی در نرم‌افزار Acycleکه از مقالاتی نظیر (Jin et al., 2024; Li, Hinnov, et al., 2018; Li, Kump, et al., 2018; Song et al., 2025)، یک ابزار قدرتمند برای بازسازی سطح آب دریا به ازای هر عمق از داده‌های پتروفیزیکی در دسترس است. استفاده از این روش، درک دقیق‌تر و بهتری از رفتار سطح آب و متعاقباً تغییرات رفتار مخزنی (مخزنی یا غیرمخزنی بودن) در قبال این تغییرات را فراهم می‌آورد. هدف اصلی این تحقیق، اعتبارسنجی تطابق توالی‌های سکانسی تعیین شده در چاه، با روند مرجع جهانی سطح آب دریا و استفاده از این همخوانی جهت روشن ساختن کنترل‌های ائوستاژیک (Eustatic) بر رسوب‌گذاری در فروافتادگی دزفول برای استفاده در مطالعات آتی است. پژوهش حاضر بر روی داده‌های در دسترس از یکی از میدان‌های نفتی جنوب غرب ایران در فروافتادگی دزفول تمرکز دارد. فروافتادگی دزفول بخشی از زاگرس چین‌خورده است و از نظر ساختاری توسط تاقدیس‌ها و پهنه‌های چینه‌شناسی اصلی منطقه کنترل می‌شود. این چاه مورد مطالعه نیز بر روی یک تاقدیس در این فروافتادگی حفر شده است (شکل ۱ وشکل ۲). این مطالعه بر روی سازند آسماری متمرکز شده است. سازند آسماری دارای سن روپلین تا بوردیگالین (الیگوسن تا میوسن) است که بازه زمانی تقریبی ۳۳,۹ تا ۲۰,۴ میلیون سال را در بر می‌گیرد. این سازند به عنوان مهم‌ترین افق هیدروکربنی ایران شناخته می‌شود و از لحاظ پتانسیل مخزنی دارای اهمیت استراتژیک است. این سازند از بالا توسط پوش سنگ گچساران (عموماً تبخیری و تبخیری-رسی) محدود شده است که نقش مهمی در مهار و حفظ هیدروکربن‌ها ایفا می‌کند.از نظر سیستم نفتی، سازند آسماری از سنگ منشأ غنی سازند پابده که در زیر آن قرار دارد، تغذیه می‌شود.



شکل ۱. نقشه ساختاری و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در جنوب غرب ایران. این نقشه (با مقیاس ۱:۱،۰۰۰،۰۰۰) ساختارهای اصلی زاگرس چین‌خورده را نشان می‌دهد. پانل سمت چپ، موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران را مشخص می‌کند؛ پانل سمت راست، فروافتادگی دزفول را در میان زون‌های ساختاری برجسته می‌سازد؛ موقعیت دقیق چاه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. این نقشه بر اساس داده‌های اولیه شرکت ملی نفت ایران (NIOC) و سازمان زمین‌شناسی کشور تنظیم و توسط نگارنده برای تأکید بر منطقه پژوهش، اصلاح شده است.



شکل ۲. چارت چینه‌شناسی یکپارچه حوضه زاگرس (ایران). این نمودار توسط نویسنده بر اساس مراجع متعدد تدوین شده و چارچوب زمانی و رسوب‌شناسی منطقه را نشان می‌دهد. ستون سمت چپ، چینه‌شناسی زمان را بر اساس آخرین مقیاس زمانی زمین‌شناسی (GTS v. 6.0) (Cohen, K. M. et al., 2012, 2021; Geological Society of America, 2022; Gradstein, F. M. et al., 2012) نشان می‌دهد. پانل‌های میانی و پایینی، چارت چینه‌شناسی سنوزوئیک را به همراه تغییرات لیتولوژیکی و رخساره‌ای در زون‌های ساختاری مختلف (Beydoun et al., 1992; Motiei, 1993; Sepehr & Cosgrove, 2004; Snedden & Liu, 2010) نمایش می‌دهند. ستون سمت راست، تغییرات سطح آب دریا را نشان می‌دهد (برگرفته از مراجع مختلف): ستون Coastal Onlaps جابجایی نسبی سطح آب (سیاه: کمتر از ۲۵متر، خاکستری: ۲۵ تا ۷۵متر و قرمز: بیش از ۷۵متر) و ستون Sea Level Change روندهای کوتاه‌مدت و بلندمدت سطح آب دریا را نسبت به سطح کنونی (Haq & Al-Qahtani, 2005; Haq & Shutter, 2008; Hardenbol et al., 1998) نمایش می‌دهد.

۲- روش مطالعه

۲-۱- داده‌های مورد مطالعه

این پژوهش بر مبنای تحلیل لاگ‌های پتروفیزیکی حاصل از یک حلقه چاه حفاری شده در منطقه فروافتادگی دزفول، واقع در جنوب غرب ایران، صورت گرفته است. داده‌های اصلی مورد استفاده شامل لاگ گامای محاسبه شده (CGR) و لاگ صوتی (DT) می‌باشد.

۲-۲- تحلیل سکانسی با استفاده از لاگ‌های پتروفیزیکی

برای انجام تحلیل‌های پتروفیزیکی، از نرم‌افزار Geolog نسخه ۷ استفاده شد. در این نرم‌افزار، با استفاده از ماژول Well و بخش Layout، نمودارهای مربوط به هر دو لاگ CGR و DT ترسیم گردید.

در این مطالعه، شناسایی مرزهای سکانسی بر اساس تحلیل نمودارهای CGR و DT انجام شد. رویکرد مرسوم در مطالعات چینه‌شناسی سکانسی پتروفیزیکی به کار گرفته شد:

- سطح حداکثر غرقابی (MFS – Maximum Flooding Surface): نقاطی که دارای مقادیر بیشینه در نمودارهای CGR و DT بودند، به عنوان MFS تعیین شدند. (این سطوح معمولاً معرف افزایش سطح آب و تمرکز مواد آلی ریزدانه هستند).
- مرز سکانسی (SB – Sequence Boundary): نقاطی که دارای مقادیر کمینه در نمودارهای CGR و DT بودند، به عنوان SB تعیین شدند. (این مرزها اغلب معرف افت سطح آب و تجمع رسوبات درشت‌دانه فاقد مواد آلی می‌باشند).

هدف از این تحلیل، پیگیری و شناسایی سکانس‌های رسوبی مرتبه سوم و چهارم در این چاه با استفاده از دو لاگ مذکور بود. بدین منظور، نقاط عطف اصلی نمودارها برای تعیین مرزهای سکانس‌های مرتبه سوم و نقاط عطف فرعی (جزئی) برای شناسایی مرزهای سکانس‌های مرتبه چهارم تعمیم داده شدند.

۲- ۳- تحلیل نویز زدایی و بازسازی سطح آب دریا (Sea-Level Reconstruction)

به منظور تکمیل شناسایی سکانس‌ها و بررسی تطابق با روندهای سطح آب دریا، از نرم‌افزار Acycle نسخه ۲. ۸ استفاده شد.

از ماژول خودهمبستگی (Lag-1 Autocorrelation (ρ1) بر روی داده‌های هر دو لاگ CGR و DT استفاده گردید. این تحلیل با ۲۰۰۰ بار تکرار از روش مونت کارلو انجام شد تا نمودارهای خروجی حذف نویز رسوبی به دست آید.

این نمودارها قابلیت نمایش میزان نویز رسوبی را دارند و همچنین ابزاری برای تشخیص پیشروی (Transgression) و پسروی (Regression)نسبی سطح آب دریا در طول عمق چاه فراهم می‌کنند.

- پیشروی سطح آب (Transgression): تطابق بالا با MFS. این بخش‌ها معمولاً حاوی رسوبات ریزدانه (شیل یا آرژیلیت) با احتمال تمرکز مواد آلی بالاتر هستند که با روندهای لاگ‌های مورد مطالعه مطابقت دارند که قابل تعمیم به بخشهای غیرمخزنی (سنگ منشا) هستند.
- پسروی سطح آب (Regression): تطابق بالا با SB. این بخش‌ها معمولاً حاوی رسوبات درشت‌دانه (ماسه یا کربنات‌های دانه‌دار) با احتمال فقر/کمبود مواد آلی هستند که قابل تعمیم به بخشهای مخزنی (سنگ مخزن) هستند.

۲- ۴- اعتبارسنجی و تطابق جهانی

در نهایت، نتایج حاصل از بازسازی سطح آب دریا در چاه مورد مطالعه، برای هر عمق، با نمودار جهانی سطح آب دریاها (Global Sea-Level Chart)تطبیق داده شد تا دقت و صحت شناسایی سکانس‌ها اعتبارسنجی شود. این مقایسه به ارزیابی میزان تأثیر عوامل جهانی در برابر عوامل محلی (تکتونیک، رسوب‌گذاری) بر روی توالی‌های رسوبی منطقه کمک می‌کند.

۳- بحث

۳- ۱- تحلیل و مقایسه سکانس‌های رسوبی مرتبه سوم و چهارم

نتایج حاصل از تحلیل لاگ‌های پتروفیزیکی نشان‌دهنده یک انطباق قابل توجه در شناسایی سکانس‌های مرتبه پایین‌تر و اختلاف در تفکیک سکانس‌های مرتبه بالاتر است.

- سکانس‌های مرتبه سوم: هر دو لاگ گامای محاسبه شده (CGR) و صوتی (DT) به‌طور یکسان، ۲ سکانس کامل رسوبی مرتبه سوم را در توالی چینه‌شناسی مورد مطالعه ثبت کردند. این تطابق بالا، قطعیت شناسایی این مرزهای اصلی را تأیید می‌کند. بر این اساس، در محدوده مورد مطالعه، ۲ سطح حداکثر غرقابی (MFS) و ۳ مرز سکانسی(SB) وجود دارد که نقاط عطف اصلی این نمودارها محسوب می‌شوند. اگرچه بازه تأثیرگذاری این سکانس‌ها در دو لاگ ممکن است اندکی

متفاوت باشد، اما روند خروجی کلی یکسان است. این تفاوت‌های جزئی در نمایش مرزها، عمدتاً به شیوه اندازه‌گیری و واحد متفاوت این دو لاگ (گاما و زمان انتقال موج صوتی) بازمی‌گردد.

- سکانس‌های مرتبه چهارم: در تفکیک سکانس‌های مرتبه چهارم، اختلاف مشاهده می‌شود؛ لاگ CGR ۹ سکانس کامل و لاگ DT ۴ سکانس کامل را ثبت کرده‌اند. این تفاوت در تعداد سکانس‌های مرتبه چهارم، ناشی از حساسیت متفاوت هر یک از لاگ‌ها به تغییرات ریزرخساره‌ای و دانه‌بندی در توالی‌های مرتبه بالاتر است. لاگCGR، که اغلب به محتوای رسی و اورانیوم (مرتبط با مواد آلی) حساس‌تر است، توانسته است تغییرات ریزتر مرتبط با توالی‌های مرتبه چهارم را بهتر ثبت نماید (شکل ۳).

۳- ۲- روند تغییرات سطح آب دریا و کنترل جهانی

تحلیل نمودارهای خودهمبستگی (ρ1)، که روندهای تغییر سطح آب دریا را در طول ستون چاه آشکار می‌سازد، نتایج زیر را ارائه می‌دهد:

- در لاگ CGR، از ابتدا تا عمق ۲۸۰۰ متر، یک روند کاهشی (Regression) و پس از آن تا انتهای نمودار، روند به صورت افزایش سطح آب (Transgression) تغییر می‌یابد.
- در لاگ DT، از ابتدای نمودار تا عمق ۲۶۵۰ متر، کاهش سطح آب دریا و از آن عمق به بعد، افزایش سطح آب دریا رخ می‌دهد.

مقایسه روندهای حاصل از نمودارهای ρ1 با نمودار جهانی سطح آب دریاها در بازه سنی مورد مطالعه، یک همخوانی کاملا دقیق را نشان می‌دهد. روند جهانی سطح آب دریاها در بازه زمانی مورد نظر، به صورت ابتدا کاهش (پسروی) و به دنبال آن افزایش (پیشروی) سطح آب دریا بوده است. این تطابق قوی، مؤید آن است که تغییرات جهانی سطح آب دریا (Eustasy) نقش محوری در کنترل رسوب‌گذاری و ایجاد سکانس‌ها در این منطقه از فروافتادگی دزفول داشته است.

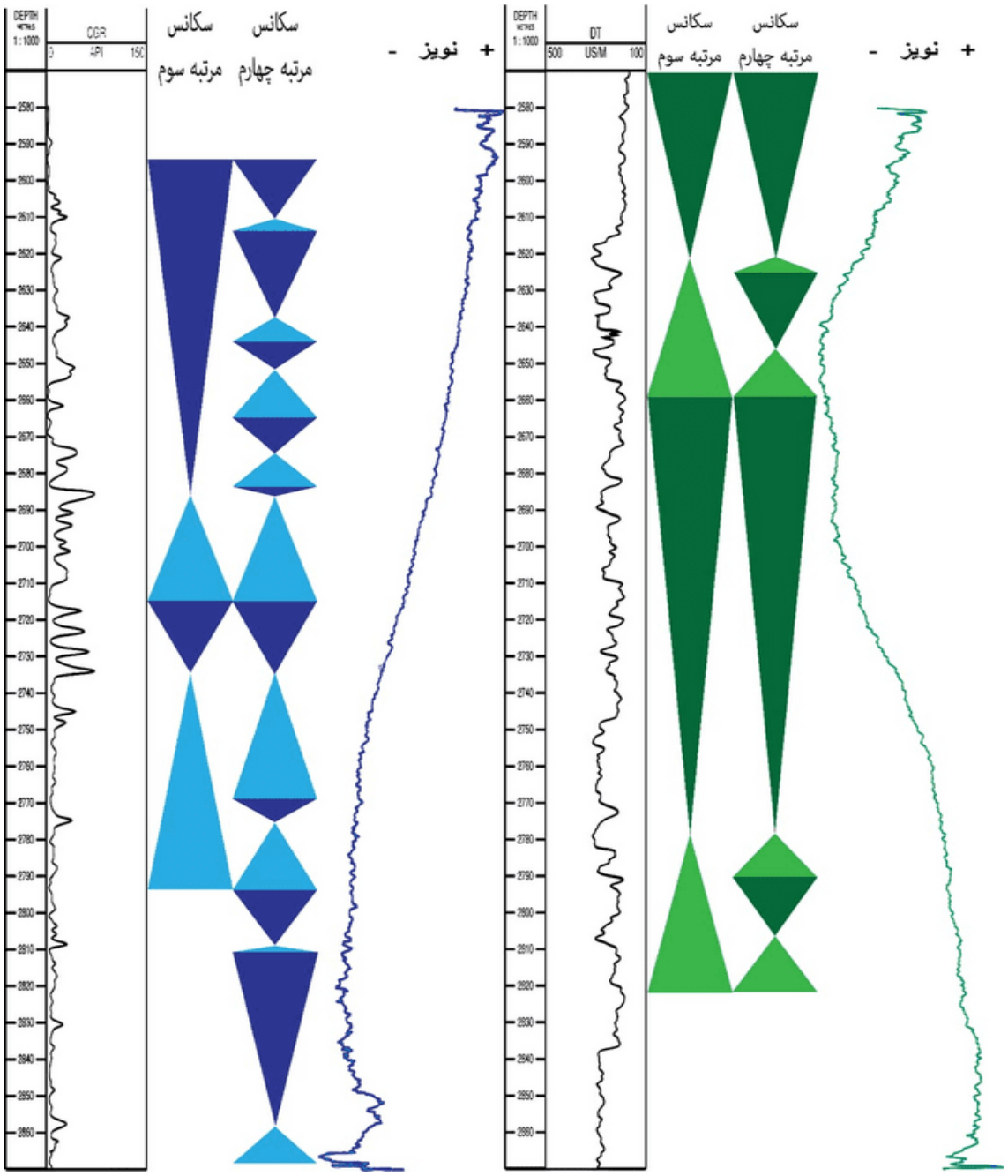
۳- ۳- تغییر رژیم رسوب‌گذاری و پتانسیل مخزنی

نقاطی که در آن‌ها تغییر روند سطح آب رخ داده است (عمق ۲۸۰۰ متر برای CGR و ۲۶۵۰ متر برای DT) نشان‌دهنده تغییر رژیم رسوب‌گذاری در چاه می‌باشد. توجه شود که این ارقام به صورت تخمینی بیان شده و رفتارهای ابتدایی و انتهایی نمودارها به دلیل اثر لبه‌ای (Edge Effect) در نظر گرفته نشده است.

به طور میانگین، می‌توان توالی را به دو بخش کلی تقسیم و پتانسیل مخزنی آن را تفسیر کرد:

- بخش نیمه ابتدایی (تقریباً از ابتدا تا ۲۷۰۰ متر): این بخش غالباً با کاهش سطح آب دریا (پسروی) همراه بوده است. پسروی دریا می‌تواند منجر به بیشتر شدن محتوای رسی و مواد آلی (در بخش‌های MFS) یا رسوبات درشت‌دانه) (در بخش‌های SB) باشد. شواهد پتروفیزیکی نشان می‌دهد که این بخش نیمه ابتدایی، بیشتر به بخش‌های غیرمخزنی-Non) (Reservoirسازند نسبت داده می‌شود.
- بخش نیمه دوم (تقریباً از ۲۷۰۰ متر به بعد): این بخش عمدتاً با افزایش سطح آب دریا (پیشروی) همراه است و می‌توان آن را به رفتارهای مخزنی (Reservoir) در چاه نسبت داد.

علی‌رغم تفاوت اندک در اعماق تغییر روند بین دو لاگ، هر دو نمودار روند یکسان ابتدا پسروی و سپس پیشروی دریا را نشان می‌دهند.



شکل ۳. مقایسه نمودارهای تحلیل چینه‌نگاری سکانسی و چرخه‌ای در چاه مورد مطالعه. این تصویر، تحلیل مقایسه‌ای دو لاگ پتروفیزیکی را نشان می‌دهد: پانل سمت چپ مربوط به لاگ CGR (نمایش داده شده با رنگ آبی) و پانل سمت راست مربوط به لاگ DT (نمایش داده شده با رنگ سبز) است. ستون‌ها (از چپ به راست): رفتار لاگ، سکانس مرتبه سوم، سکانس مرتبه چهارم، نویز رسوبی. تقاطع دو رأس بالایی مثلث‌ها نشان‌دهنده سطح حداکثر غرقابی (MFS) و تقاطع دو کف پایینی مثلث‌ها نشان‌دهنده مرز سکانسی (SB) می‌باشد.

۴- نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از این مطالعه، اثربخشی روش‌های تحلیلی پتروفیزیکی را در بررسی چینه‌شناسی سکانسی توالی‌های زیرسطحی تأیید می‌کند.

شناسایی ۲ سکانس کامل رسوبی مرتبه سوم، که توسط هر دو لاگ CGR و DT تأیید شدند، نشان می‌دهد که این سکانس‌ها مرزهای اصلی توالی را تشکیل داده‌اند. این دو سکانس، دو رفتار متفاوت را در چاه نشان می‌دهند و از نظر پتروفیزیکی از یکدیگر متمایز هستند. به طور کلی، نیمه ابتدایی نمودارها بیشتر به رفتارهای غیرمخزنی (عمدتاً با پسروی) و نیمه دوم به رفتارهای مخزنی (عمدتاً با پیشروی) قابل نسبت دادن است.

ماژول ρ1 (خودهمبستگی) در نرم‌افزار Acycle با موفقیت توانست روندهای تغییر سطح آب دریا را برای هر عمق، با الگوهای جهانی سطح آب دریاها در بازه سنی مورد مطالعه، شبیه‌سازی نماید. این تطابق دقیق، نشان می‌دهد که تغییرات جهانی عامل کنترل‌کننده اصلی در شکل‌گیری و ساماندهی سکانس‌های رسوبی در منطقه فروافتادگی دزفول بوده‌اند.

در صورت وجود داده‌های بیشتر از لاگ‌های پتروفیزیکی متعدد در این چاه و یا در چاه‌های مجاور، می‌توان همبستگی(Correlation) و ارتباط بهتری بین لاگ‌ها برقرار کرد. این کار می‌تواند منجر به قطعیت بیشتری در مورد تعیین مرزهای سکانسی و تفکیک دقیق‌تر سکانس‌های رسوبی شود و دقت تفسیر رفتارهای مخزنی را افزایش دهد.

۵- منابع

Beydoun, Z. R., Clarke, M. W. H., & Stoneley, R. (1992). Petroleum in the Zagros Basin: A Late Tertiary Foreland Basin Overprinted onto the Outer Edge of a Vast Hydrocarbon-Rich Paleozoic-Mesozoic Passive-Margin Shelf. *AAPG*, *55*, 0. https://doi.org/10.1306/M55563C12

Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L., & Fan, J.-X. (2021). *The ICS International Chronostratigraphic Chart* [Map]. International Commission on Stratigraphy. http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2021-10.pdf

Cohen, K. M., Finney, S., & Gibbard, P. L. (2012). *International Chronostratigraphic Chart* [Map]. International Commission on Stratigraphy. https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2012.pdf

Geological Society of America. (2022). *Geologic time scale (Version 6.0)* [Map]. Boulder, CO. https://www.geosociety.org/documents/gsa/timescale/timescl.pdf

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., & Schmitz, M. D. (2012). *The geologic time scale 2012.* [Map]. Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00004-4

Haq, B. U., & Al-Qahtani, A. M. (2005). Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian platform. *GeoArabia*, *10*(2), 127–160. https://doi.org/10.2113/geoarabia1002127

Haq, B. U., & Shutter, S. R. (2008). A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, *322*(5898), 64–68. https://doi.org/10.1126/science.1161648

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., de Graciansky, P. C., & Vail, P. (1998). Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In P. C. de Graciansky (Ed.). *SEPM*, *60*, 3–13.
https://archives.datapages.com/data/sepm_sp/SP60/Mesozoic_and_Cenozoic_Sequence_Chronostratigraphic.htm

Jin, S., Cao, H., Hou, M., Wang, J., Ma, C., & Liu, Y. (2024). Orbital and Millennial-Scale Cycles Through the Hirnantian (Late Ordovician) in Southern China. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *25*(1), e2023GC011127. https://doi.org/10.1029/2023GC011127

Li, M., Hinnov, L. A., Huang, C., & Ogg, J. G. (2018). Sedimentary noise and sea levels linked to land-ocean water exchange and obliquity forcing. *Nature Communications*, *9*(1), 1006. https://doi.org/10.1038/s41467-018-03454-y

Li, M., Kump, L. R., Hinnov, L. A., & Mann, M. E. (2018). Tracking variable sedimentation rates and astronomical forcing in Phanerozoic paleoclimate proxy series with evolutionary correlation coefficients and hypothesis testing. *Earth and Planetary Science Letters*, *501*, 165–179. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.041

Liang, J., Wang, Y., Zhang, S., Liang, Y., Gong, G., & Han, R. (2025). Astronomical chronology framework of the Lingshui Formation (Oligocene) in the Northern South China Sea. *Journal of Marine Science and Engineering*, *13*(1), 86. https://doi.org/10.3390/jmse13010086

Liu, G., Zhang, R., He, X., Wei, R., Zhu, R., Tang, Y., He, W., Zheng, M., Chang, Q., Wang, R., & Zhao, X. (2023). Cyclostratigraphy and high-frequency sedimentary cycle framework for the Late Paleozoic Fengcheng Formation, Junggar Basin. *Frontiers in Earth Science*, *11*, 1206835. https://doi.org/10.3389/feart.2023.1206835

Motiei, H. (1993). *Stratigraphy of Zagros. In A. Hushmandzadeh (Ed.), Treatise on the geology of Iran [Translated title]*. Geological Survey of Iran.

Moustafa, M. S. H., Al Raqaishi, R., El-Ghali, M. A. K., Gharbi, M., Abbasi, I. A., Al Humaidi, A., Al Ghafri, N., Alshukaili, M. M., & Al-Awah, H. (2023). Gamma-ray, stable carbon and oxygen isotope chemostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Mahil Formation (KS-1 Khuff-Equivalent), Northern Oman. *Frontiers in Earth Science*, *11*, 1270795. https://doi.org/10.3389/feart.2023.1270795

Sepehr, M., & Cosgrove, J. W. (2004). Structural framework of the Zagros Fold–Thrust Belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, *21*, 829–843. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.07.006

Snedden, J. W., & Liu, C. (2010). *A compilation of Phanerozoic sea-level change, coastal onlaps, and recommended sequence designations.* (No. 40594; pp. 1–3). AAPG. https://www.searchanddiscovery.com/pdfz/documents/2010/40594snedden/ndx_snedden.pdf.html

Song, C.-Y., Lü, D.-W., Chen, W.-T., Raji, M., Yang, B., Ning, Z.-G., Tang, L., & Zhang, Z.-H. (2025). Astronomically-paced lake-level changes on halite deposition during the Paleogene in the Huanggang Basin, East China. *Journal of Palaeogeography*, S2095383625000434. https://doi.org/10.1016/j.jop.2024.12.008

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

ارزیابی نقش تکتونیک فعال در سازمان‌دهی سیستم رسوب‌گذاری مخروط‌افکنه‌های حاشیه پلایای طبس، رویکردی رسوب‌شناسی - مورفوتکتونیکی

هانیه قاینی[۱]، محمد خانه باد[۲]، علیرضا راشکی[۳]

[۱]دانشجوی دکتری رسوب شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

[۲]دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

[۳]دانشیار گروه مدیریت مناطق بیابانی و خشک، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه فردوسی مشهد

*Email: mkhanehbad@ferdowsi.um.ac.ir

چکیده

مخروط‌افکنه‌های پیرامون پلایای طبس از برجسته‌ترین سامانه‌های رسوبی مناطق خشک ایران مرکزی هستند که حاصل برهم‌کنش پیچیده‌ی فرآیندهای هیدرولوژیک اپیزودیک، عرضه‌ی فراوان رسوب از ارتفاعات شتری (شرق) و کلمرد (غرب) و سازوکارهای فعال تکتونیکی در پهنه‌ی گسل طبس می‌باشند. در این مقاله، با اتکا به اطلاعات میدانی منطقه و تلفیق آن با پژوهش‌های مورفوتکتونیکی و رسوب‌شناسی منتشرشده، ساختار رخساره‌های رسوبی، روندهای تغییرات اندازه‌دانه، مکانیسم‌های حمل‌ونقل رسوب و نقش کنترل‌کننده‌ی حرکات تکتونیکی در توسعه‌ی مخروط‌افکنه‌ها بررسی می‌شود. نتایج نشان می‌دهد که دو نسل اصلی مخروط‌افکنه شامل مخروط‌افکنه‌های قدیمی و پهنه‌گستر و مخروط-افکنه‌های جوان و فعال در منطقه قابل تفکیک بوده و رابطه‌ی مستقیمی با الگوی گسل‌های فعال کواترنری دارند. این مخروط‌افکنه‌ها منبع اصلی تأمین سیلت و ماسه‌های ریزدانه‌ی پلایای طبس محسوب می‌شوند که از منظر تحول ژئومورفولوژی و پویایی‌های حوضه‌ای اهمیت بالایی دارند.

کلمات کلیدی: مخروط‌افکنه، رسوب‌شناسی، پلایای طبس، مورفوتکتونیک فعال، رخساره‌های رسوبی.

۱- مقدمه

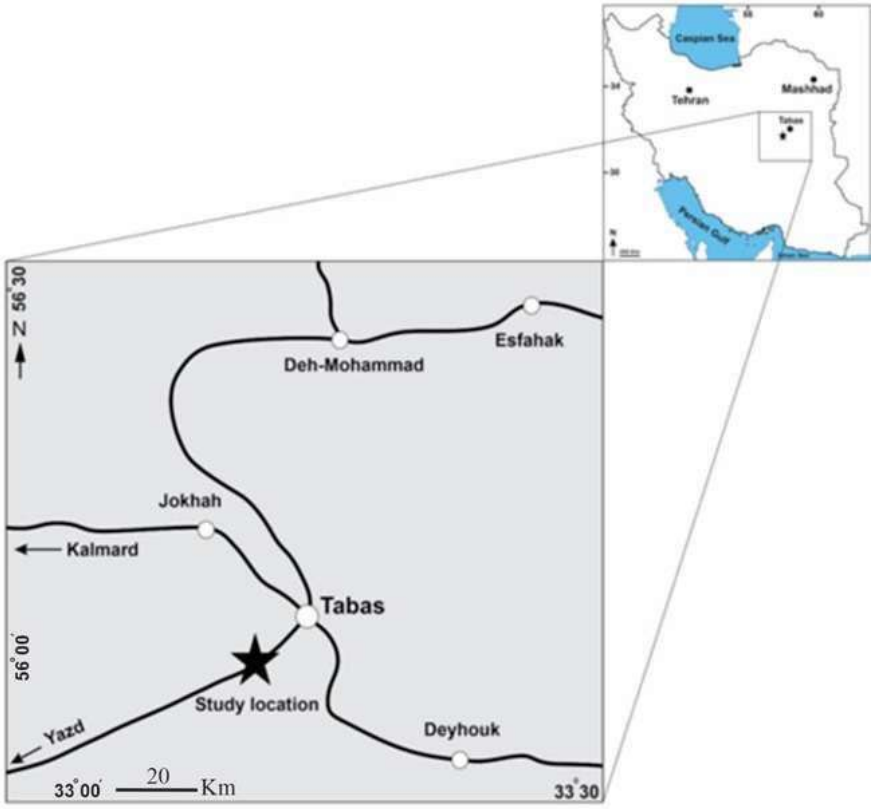
مخروط‌افکنه‌ها، از مهم‌ترین سامانه‌های رسوبی تشکیل‌دهنده‌ی حاشیه‌ی حوضه‌های بسته و نیمه‌بسته در مناطق خشک و نیمه‌خشک به‌شمار می‌روند و نقشی اساسی در انتقال رسوب از حوضه‌های کوهستانی پرشیب به دشت‌های کم‌شیب و محیط‌های پلایایی ایفا می‌کنند. این لندفرم‌ها نتیجه‌ی تجمع نهشته‌های متنوع حاصل از فرآیندهایی چون جریان‌های متمرکز رودخانه‌ای موقت (ephemeral streams)، رواناب ورقه‌ای (sheetfloods)، و جریان‌های خرده دار (debris flows) هستند که تحت تأثیر متغیرهایی نظیر شدت بارش، انرژی هیدرولیکی سیلاب‌ها، ویژگی‌های لیتولوژیکی حوضه‌ی آبخیز و میزان فعالیت‌های تکتونیکی کنترل می‌شوند (Blair and McPherson, 2009; Harvey et al., 2005). از دیدگاه رسوب‌شناسی، مخروط‌افکنه‌ها آرشیوی از پاسخ‌های حوضه‌ای به تغییرات اقلیمی کوتاه‌مدت و تحولات تکتونیکی در مقیاس کواترنری محسوب می‌شوند و به همین دلیل مطالعه‌ی رخساره‌ها و معماری رسوبی آن‌ها می‌تواند ابزار مهمی برای بازسازی تحول چشم‌اندازهای بیابانی باشد (Nichols, 2019). مطالعات متعدد نشان داده‌اند که معماری رسوبی مخروط‌افکنه‌ها عمدتاً تابع الگوی تغییرات انرژی در امتداد شعاع آن‌ها است؛ به‌گونه‌ای که در رأس مخروط‌افکنه‌ها رسوبات بسیار درشت با جورشدگی ضعیف به‌وسیله‌ی جریان‌های خرده دار نهشته می‌شوند، در میانه مخروط‌افکنه‌ها

غالباً فرآیندهای کانالی گیسویی (braided) فعال می‌شوند و در بخش‌های پایینی و مجاور پلایا، نهشته‌های سیلابی ورقه ای (sheetflood) و ذرات معلق سیلتی-رسی غالب هستند (Blair and McPherson, 2009; Mather et al., 2017). این روند کلاسیک موسوم به ریزشوندگی به طرف پایین دست مخروط افکنه (Down-fan fining) شاخصی بنیادی در تفسیر سیستم‌های آبرفتی محسوب می‌شود و در اغلب مخروط‌افکنه‌های مناطق خشک جهان شناسایی شده است (Harvey et al., 2005). علاوه بر عوامل اقلیمی، نقش تکتونیک فعال در کنترل شکل‌گیری و تکامل مخروط‌افکنه‌های آبرفتی در دهه‌های اخیر مورد توجه گسترده قرار گرفته است. جابجایی‌های پوسته‌ای سبب ایجاد اختلاف در میزان بالاآمدگی بلوک‌های کوهستانی، افزایش گرادیان شیب دامنه‌ها، بالارفتن نرخ تولید رسوب و نهایتاً جوان‌سازی یا چندنسله‌شدن مخروط‌افکنه‌ها می‌شود (Garcia-Estève et al., 2021; Özpolat et al., 2022). ارتباط مستقیم میان شاخص‌های مورفومتریک مخروط‌افکنه‌ها (مانند شیب سطح، عدم تقارن الگوی زهکشی و تمرکز کانال‌ها) با نرخ لغزش گسل‌ها در مناطق فعال زمین‌ساختی نظیر آلپ، آند، حاشیه تبت و ایران مرکزی گزارش شده است (Mather et al., 2017; Harvey et al., 2005). در ایران مرکزی، مخروط‌افکنه‌های آبرفتی به‌دلیل شرایط اقلیمی فوق‌خشک و فعالیت گسترده‌ی پهنه‌های گسلی کواترنری، از تنوع ساختاری و رسوبی قابل توجهی برخوردارند. گسل طبس به‌عنوان یکی از سامانه‌های زمین‌ساختی فعال شرق ایران، تأثیر مستقیمی بر توسعه‌ی شبکه‌ی مخروط‌افکنه‌های پیرامون پلایای طبس گذاشته است؛ به‌گونه‌ای که بر اساس مطالعات مورفوتکتونیکی انجام‌شده در دامنه‌های کوهستان شتری، مخروط‌افکنه‌های این ناحیه به دو نسل متمایز شامل مخروط-افکنه‌های پهنه‌دار و قدیمی با گسترش قابل توجه به درون دشت مرکزی، و مخروط‌افکنه‌های جوان‌تر و فعال با تمرکز در امتداد جبهه‌های گسلی، تقسیم می‌شوند (Nazemi et al., 2015). ارزیابی شاخص‌های تکتونیکی فعال در منطقه نشان می‌دهد که محل تمرکز مخروط‌افکنه‌های نسل جوان همبستگی بالایی با شاخه‌های فعال گسل طبس دارد که خود مؤید نقش غالب تکتونیک در سامان‌دهی این نهشته‌ها است (Mosavi et al., 2015).

پلایای طبس به عنوان یک حوضه‌ی بسته‌ی تبخیری، پذیرنده‌ی محصولات نهایی سامانه‌ی مخروط‌افکنه‌ای پیرامونی است. رسوبات ریزدانه‌ی سیلتی و رسی که از رخساره‌های پایین‌دست مخروط‌افکنه‌ها تأمین می‌شوند، عامل اصلی شکل‌دهی دشت‌های نمکی، پوسته‌های تبخیری و کنترل الگوی نفوذپذیری هیدرولوژیک پلایا می‌باشند (Abdolkhanian et al., 2018). بدین‌ترتیب، سامانه‌ی مخروط‌افکنه‌ها نه تنها تعیین‌کننده‌ی ریخت‌شناسی پیرامونی پلایا هستند بلکه به طور مستقیم در تحول رسوبی و ژئوشیمیایی بستر مرکزی آن نیز مشارکت دارند. با وجود پژوهش‌های مورفوتکتونیکی پیشین، بررسی سیستماتیک رخساره‌های رسوبی و معماری دانه‌بندی مخروط‌افکنه‌های آبرفتی پیرامون پلایای طبس هنوز به‌صورت متمرکز انجام نشده است و نیازمند رویکرد تلفیقی رسوب‌شناسی ـ مورفومتری می‌باشد. هدف از این مطالعه، ارائه‌ی یک چارچوب تحلیلی جامع برای توصیف رخساره‌ها، الگوهای ریزشدگی دانه‌بندی، جایگاه نسل‌های مخروط‌افکنه‌ای و ارزیابی میزان کنترل تکتونیکی در روند تکامل این سامانه می‌باشد.

۲- روش مطالعه

پلایای طبس، در جنوب غرب شهرستان طبس واقع شده و توسط ارتفاعات شتری در شرق و رشته‌کوه‌های کلمرد در غرب احاطه شده است (شکل۱). جریان‌های فصلی کوتاه‌مدت با انرژی بالا، مواد تخریبی این ارتفاعات را به سمت دشت مرکزی منتقل می‌کنند. پهنه‌ی گسلی طبس به‌عنوان مهم‌ترین ساختار تکتونیکی فعال منطقه، با ایجاد نابرابری در نرخ بالاآمدگی دامنه‌ها باعث تمرکز تشکیل مخروط‌افکنه‌های جوان در امتداد جبهه‌های گسلی شده است (Nazemi et al., 2015). مطالعه حاضر، بر پایه‌ی مشاهدات میدانی مستقیم مخروط‌افکنه‌های پیرامون پلایای طبس انجام شده‌است. در طول بازدیدهای صحرایی، ویژگی‌های ریخت‌شناسی مخروط-افکنه‌ها شامل شیب، هندسه، طول و پهنا، موقعیت کانال‌های اصلی و همچنین نوع رسوبات و رخساره‌های رسوبی در بخش‌های بالادست، میانی و پایین‌دست مخروط‌افکنه‌ها مشاهده و ثبت شد. مشاهدات شامل شناسایی رسوبات درشت‌دانه مانند گراول، ماسه و همچنین نهشته‌های ریزدانه مانند سیلت و رس بود. این اطلاعات برای تحلیل روندهای رسوب‌گذاری، ریزشدگی رسوبات و تقسیم‌بندی رخساره‌ها استفاده شد و بر اساس مدل‌های شناخته‌شده مخروط‌افکنه‌های آبرفتی تفسیر گردید.



شکل۱: موقعیت جغرافیایی پلایای طبس در جنوب‌غرب شهر طبس و راه‌های دسترسی به آن.

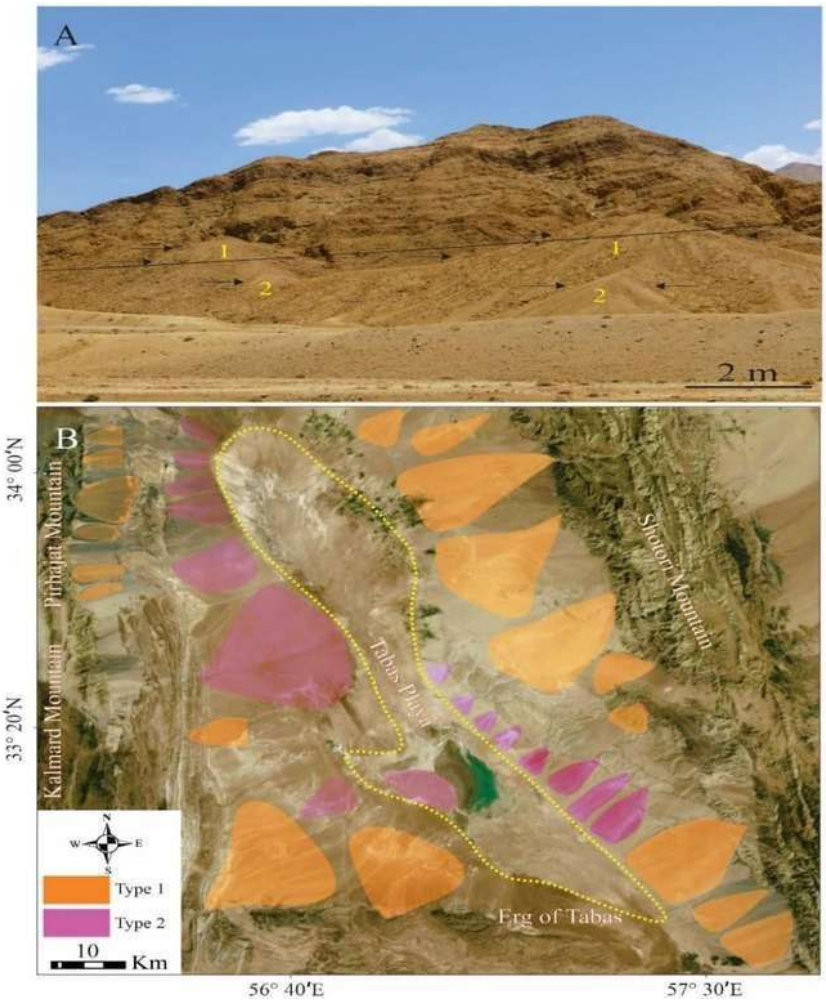
۳- بحث

۳-۱- انواع مخروط‌افکنه‌های پیرامون پلایای طبس

بر مبنای ویژگی‌های ریخت‌شناسی و رسوبی، دو نسل عمده شناسایی شده است (شکل۲):

۳-۱-۱- مخروط‌افکنه‌های قدیمی (Type I)

این مخروط‌افکنه‌ها، دارای ویژگی‌هایی نظیر گسترش تا بخش‌های مرکزی دشت طبس، با شیب ملایم و کانال‌های کم‌تحرک، سطح فرسایش‌یافته و نیمه‌سخت‌شده و پوشیدگی موضعی با نهشته‌های جوان‌تر می‌باشند. این ساختارها محصول نرخ نسبتاً پایین حرکات تکتونیکی و رژیم رسوب‌دهی پیوسته بصورت دوره‌ای هستند.



شکل۲: نمای کلی مخروط‌افکنه‌های میان ارتفاعات و پلایای طبس. در تصاویر A و B دو نسل مخروط‌افکنه مشاهده می‌شود: نوع ۱ قدیمی‌تر و واقع در بخش‌های بالادست با رسوبات درشت‌دانه، و نوع ۲ جوان‌تر در پای‌کوه با رسوبات ریزتر و بافت ظریف‌تر.

۳-۱-۲- مخروط‌افکنه‌های جوان (Type II)

این نوع از مخروط‌افکنه‌ها دارای تمرکز در پای جبهه‌های کوهستانی و شکستگی‌های گسلی با شیب زیاد، کانال‌های جوان و پرانشعاب، رخداد مکرر قطع شدگی (Avulsion) و پوشانندگی نهشته‌های قدیمی هستند.

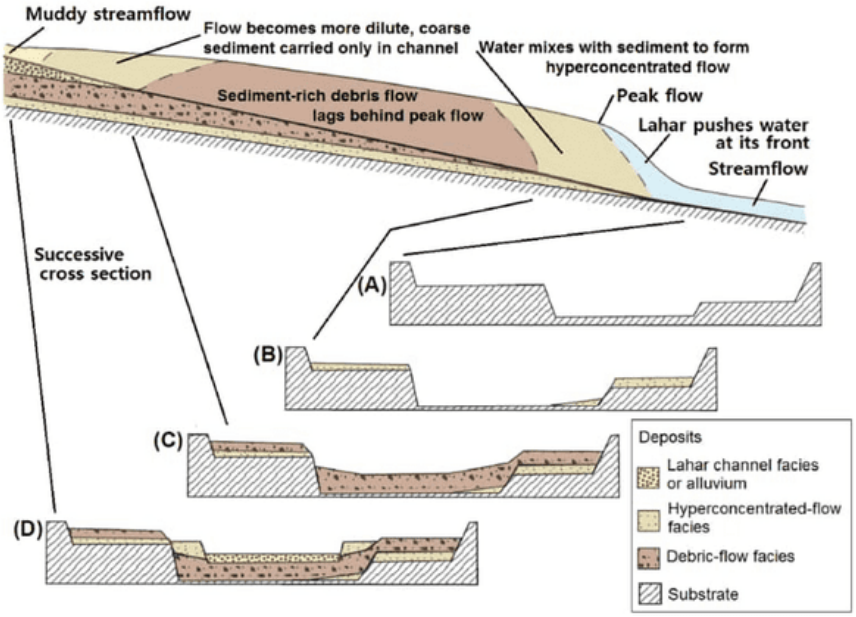
فعالیت این مخروط‌افکنه‌ها مستقیماً به بالاآمدگی تکتونیکی وابسته است (Mosavi et al., 2015).

۳-۲- رخساره‌های رسوبی مخروط‌افکنه‌های پلایای طبس

۳-۲-۱- رخساره بالادست (Proximal): این رخساره شامل کنگلومراهای بددانه‌بندی‌شده، گردشدگی اندک کلست‌ها و نهشته‌های حاصل از جریان‌های خرده دار است.

۳-۲-۲- رخساره میانی (Medial): این رخساره دارای ماسه‌های لایه‌ای با ساخت‌های افقی و مورب، کانال‌های کم‌عمق گیسویی شکل و جورشدگی متوسط است.

۳-۲-۳- رخساره‌های پایین‌دست (Distal): رخساره پایین دست شامل ماسه‌های ریز، سیلت و رس، نهشته‌های سیلابی ورقه ای با لایه‌بندی نازک و گاه ته‌نشست نهشته‌های معلق است. بخش عمده‌ی رسوبات ریزدانه‌ی پلایا از رخساره پایینی تأمین می‌شود (شکل ۳).



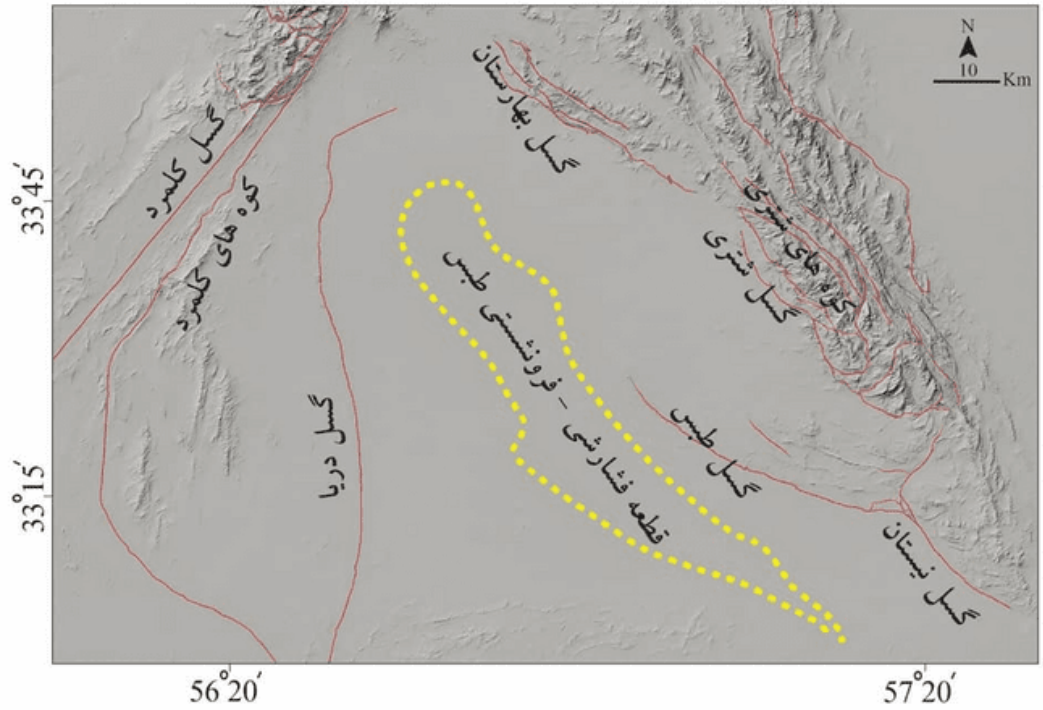
شکل ۳: تقسیم‌بندی کلاسیک رخساره‌های مخروط‌افکنه شامل رخساره‌های بالادست (Debris-flow conglomerates)، رخساره‌های میانی (braided stream gravels and sands) و رخساره‌های پایین‌دست (sheetflood sands, silts and clays)، (modified after Blair and McPherson, 2009).

۳-۳- الگوهای دانه‌بندی

از رأس مخروط‌افکنه تا لبه‌ی پلایا روند کلاسیک ریزشوندگی به سمت پایین دست مشاهده می‌شود، طوری‌که قطر میانگین رسوبات کاهش می‌یابد، جورشدگی در ناحیه‌ی میانی افزایش یافته و در رخساره‌های سیلتی مجدداً کاهش می‌یابد، کج شدگی توزیع دانه‌ها مثبت شده و تمرکز بر ذرات معلق افزایش می‌یابد. این الگو با مدل‌های جهانی مخروط‌افکنه‌ها کاملاً مطابقت دارد (Blair and McPherson, 2009).

۳-۴- نقش مورفوتکتونیک

فعالیت گسل‌های طبس و بهارستان نه‌تنها موجب جابه‌جایی رأس مخروط‌افکنه‌ها و قطعه‌قطعه شدن سطح قدیمی این رسوبات شده است، بلکه نقش اساسی در سازمان‌دهی مجدد کل سیستم رسوب‌گذاری پیرامون پلایای طبس ایفا می‌کند (شکل ۴). جابه‌جایی‌های قائم و امتدادلغز این دو گسل باعث تغییرات محسوس در گرادیان شیب عمومی دامنه‌ها شده و به‌دنبال آن، انرژی جریان‌های ورودی افزایش یافته است. این افزایش انرژی موجب جوان‌سازی رسوبات آبرفتی، فعال‌شدن مسیرهای جدید جریان، و بریدگی و تحلیل‌رفتگی مخروط‌افکنه‌های قدیمی‌تر شده است. شاخص‌های ریخت‌سنجی مخروط‌افکنه‌ها نظیر تراکم آبراهه‌ها و عدم‌تقارن هندسی به‌طور مستقیم با نرخ حرکات فعال گسل‌ها، همبستگی نشان می‌دهد (Nazemi et al., 2015).



شکل ۴: موقعیت گسل‌های طبس و بهارستان و نقش آن‌ها در تغییر شکل مخروط‌افکنه‌های پلایای طبس، شامل جابجایی رأس مخروط‌افکنه‌ها و قطعه‌قطعه شدن رسوبات آبرفتی.

۳-۵- نقش مخروط‌افکنه‌ها در پرشدگی پلایای طبس

گراول‌های بالادست منجربه تثبیت بستر دامنه‌ها می‌شوند. در صورتی‌که ماسه‌های میانی، مسیرهای نفوذ آب زیرسطحی را شکل داده و سیلت‌ها و رس‌های پایین‌دست سبب رسوب‌دهی در هسته‌ی پلایا و کنترل شکل پهنه‌های تبخیری می‌گردند. توزیع این ذرات، تکامل رخساره‌های نمکی و الگوی جریان‌های سطحی پلایا را کنترل می‌کند (Abdolkhanian et al., 2018).

۴- نتیجه گیری

سامانه‌ی مخروط‌افکنه‌های پلایای طبس، نمونه‌ای کلاسیک از تعامل میان تکتونیک فعال و هیدرودینامیک مناطق خشک است. تفکیک مخروط‌افکنه‌های قدیمی و جوان نشان می‌دهد که:

- تحول رسوبی به‌شدت تحت کنترل گسل‌های کواترنری بوده است.
- روندهای منظم ریزشوندگی دانه از بالادست به پایین‌دست برقرار است.
- رخساره‌های پایینی منبع اصلی رسوبات سیلتی پلایا می‌باشند.

این پژوهش چارچوبی معتبر برای تحلیل رفتار رسوبی حوضه‌های بسته‌ی ایران مرکزی فراهم می‌کند.

۵- منابع

Abdolkhanian, N., Elmizadeh, H., Dadolahi Sohrab, A., Savari, A., Fayaz Mohammadi, M., 2018. Modeling Flow Velocity and the Area of Erosion and Sedimentation at the Entrance of Arvand River to the Persian Gulf Using GIS. *Physical Geography Research*, *50*(2), p.207-219.

Blair, T.C. and McPherson, J.G., 2009. Processes and forms of alluvial fans. In Geomorphology of desert environments. *Dordrecht: Springer Netherlands*, p. 413-467.

Garcia-Estève, C., Caniven, Y., Cattin, R., Dominguez, S., Sylvain, R., 2021. Morphotectonic evolution of an alluvial fan: Results of a Joint analog and numerical modeling approach. *Geosciences*, 11(10), p.412.

Harvey, A.M., Mather, A.E. and Stokes, M., 2005. Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics–introduction. A review of alluvial-fan research. *Geological Society, London, Special Publications*, 251, p. 1-7.

Mather, A.E., Stokes, M., Whitfield, E., 2017. River terraces and alluvial fans: The case for an integrated Quaternary fluvial archive. *Quaternary Science Reviews*, 166, p.74-90.

Mosavi, E.J., Arian, M., Ghorshi, M., Nazemi, M., 2015. Neotectonics of Tabas Area, Central Iran by Index of Active Tectonics (IAT). *Open Journal of Geology*, *5*(04), p.209.

Nazemi, M., Ghorashi, M., Ghassemi, M.R., Arian, M., 2015. Morphotectonics Features of Alluvial Fans Associated with Active Tectonics (Shotori Mountains, East of Tabas-Central Iran). *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 24 (95). P. 91-100.

Nichols, G., (2019). Sedimentology and Stratigraphy. 2nd edn. *Oxford: Wiley-Blackwell.*

Özpolat, E., Yıldırım, C., Görüm, T., Gosse, J.C., 2022. Three-dimensional control of alluvial fans by rock uplift in an extensional regime: Aydın Range, Aegean extensional province, *Scientific Reports*, 12:15306

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

ارزیابی هندسه و ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی آبخوان‌های غرب ارومیه با استفاده از چاه‌آزمایی ژئوالکتریک

سارا خالدی*۱

۱-دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

Saraa.khaledi1999@gmail.com

چکیده

این پژوهش با هدف ارزیابی هندسه و ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی آبخوان‌های غرب ارومیه، به بررسی ساختار زیرسطحی منطقه سیلوانا در جنوب‌غربی شهر ارومیه پرداخته و از داده‌های چاه‌آزمایی ژئوالکتریک (VES) با آرایش Schlumberger در سه ایستگاه با ۷۰۰ متر فاصله بهره گرفته است. به منظور تحلیل داده‌ها، منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری (ρa) تصحیح، هموارسازی و سپس با روش‌های وارون‌سازی یک‌بعدی تفسیر شدند. نتایج حاصل از تفسیر، وجود یک ساختار چندلایه‌ای را نشان می‌دهد که شامل لایه‌های سطحی هادی تا نیمه‌هادی، واحدهای میانی با مقاومت بالاتر و لایه‌های عمیق‌تر با رفتار هادی است. کاهش مقاومت در لایه‌های سطحی عمدتاً به رسوبات ریزدانه، خاک‌های رسی و اشباع‌شدگی ناشی از نفوذ آب‌های سطحی مرتبط است. در مقابل، افزایش مقاومت در واحدهای میانی می‌تواند نشان‌دهنده حضور سنگ‌بستر متراکم، آبرفت دانه‌درشت یا واحدهای لیتولوژیکی سخت‌تر باشد. تغییرات مقاومت ویژه در اعماق بیشتر نیز شواهدی از وجود زون‌های شکستگی، مسیرهای جریان آب زیرزمینی، مرزهای لیتولوژیکی و ناهمگنی‌های رسوبی ارائه می‌دهد که نقش مهمی در کنترل رفتار هیدروژئولوژیکی آبخوان ایفا می‌کنند. مدل سه‌لایه‌ای استخراج‌شده از داده‌ها، هندسه تقریبی آبخوان، ضخامت لایه‌ها و عمق سنگ بستر را مشخص ساخته و نشان می‌دهد که منطقه دارای پتانسیل هیدروژئولوژیکی قابل‌توجهی است. نتایج این مطالعه تأکید می‌کند که روش VES ابزاری کارآمد و کم‌هزینه برای شناسایی ساختار زیرسطحی، ارزیابی کیفیت نسبی آب زیرزمینی و ارائه مبنایی مناسب برای مطالعات ژئوفیزیکی و هیدروژئولوژیکی تکمیلی در منطقه سیلوانا محسوب می‌شود.

کلمات کلیدی: ژئوالکتریک، چاه‌آزمایی الکتریکی (VES)، مقاومت ویژه، آبخوان‌های غرب ارومیه، ساختار زیرسطحی.

۱-مقدمه

روش‌های ژئوالکتریک در مقایسه با سایر روش‌های ژئوفیزیکی از کارایی و تنوع بالاتری برخوردارند و بر پایه آشکارسازی اثرات سطحی ناشی از عبور جریان الکتریکی درون زمین استوارند. این روش‌ها امکان اندازه‌گیری پتانسیل‌ها، جریان‌ها و میدان‌های الکتریکی یا الکترومغناطیسی ایجادشده در محیط‌های طبیعی یا مصنوعی را فراهم می‌کنند و تغییرات هدایت الکتریکی سنگ‌ها و کانی‌ها یکی از ویژگی‌های کلیدی فیزیکی است که کاربرد آنها را در بررسی ساختارهای زیرسطحی امکان‌پذیر می‌سازد (تلفورد، ۱۹۹۰). از میان روش‌های الکتریکی، روش مقاومت ویژه الکتریکی به دلیل دقت بالا، هزینه کم و توانایی تفکیک لایه‌های زمین، کاربرد گسترده‌ای در مطالعات زمین‌شناسی مهندسی، هیدروژئولوژی و تفسیر ساختارهای زمین‌ساختی دارد (پاسیار و انصاری، ۱۳۹۴). پتانسیل‌های الکتریکی طبیعی که ناشی از واکنش‌های الکتروشیمیایی درون زمین هستند، تابع ترکیب شیمیایی سنگ‌ها و الکترولیت‌های موجود

در آب‌های زیرزمینی‌اند و معمولاً در اثر هوازدگی توده‌های سولفیدی، تغییرات لیتولوژیکی، فعالیت‌های زیستی یا وجود زون‌های کانه‌زایی ظاهر می‌شوند (قاسم العسگری، ۱۳۹۰). در روش مقاومت ویژه، جریان الکتریکی از طریق الکترودهای تزریقی وارد زمین شده و به‌صورت شعاعی انتشار می‌یابد. چگالی جریان و پتانسیل متناظر با آن به ترتیب از روابط زیر قابل بیان هستند:

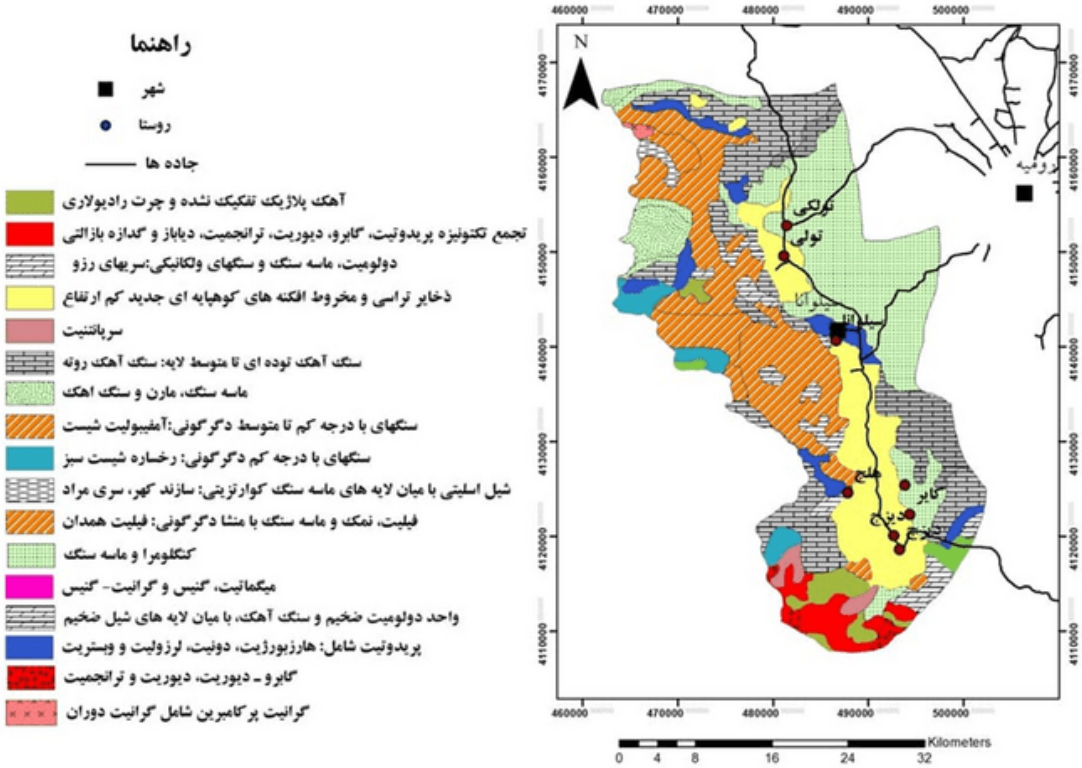
$$i = \frac{I}{2\pi r^2} \qquad V = \int \rho \frac{I}{2\pi r^2} = \rho \frac{I}{2\pi r^2}$$

دستگاه‌های VES معمولاً شامل منبع جریان، کابل‌ها و الکترودهای فلزی برای تزریق جریان و اندازه‌گیری پتانسیل هستند و امروزه برای کاهش اثر پلاریزاسیون، از جریان متناوب با فرکانس پایین استفاده می‌شود که عمق نفوذ و تفکیک لایه‌ها را بهبود می‌بخشد (توکلی، ۱۳۹۸).

۲- روش مطالعه

در این پژوهش، داده‌های چاه‌آزمایی ژئوالکتریک (VES) با آرایش Schlumberger در سه ایستگاه در بخش غربی ارومیه برداشت شد. هدف از جمع‌آوری این داده‌ها، تحلیل تغییرات مقاومت ویژه در عمق و شناسایی لایه‌بندی، زون‌های هادی، مرزهای لیتولوژیکی و ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی آبخوان‌ها بود. منطقه مورد مطالعه در محدوده زون زمین‌ساختی سنندج–سیرجان واقع شده و به دلیل حضور گسل‌ها، تاقدیس‌ها و درزه‌های عمیق، از اهمیت ژئوفیزیکی ویژه‌ای برخوردار است (خالدی و عزیزیان، ۱۴۰۳). واحدهای سنگی منطقه شامل توالی‌های آتشفشانی، رسوبی و دگرگونی با سن مزوزوئیک تا سنوزوئیک بوده و تنوع لیتولوژیکی قابل توجهی ایجاد می‌کنند (عزیزیان، ۱۴۰۳). در روش مطالعه، جریان الکتریکی از طریق دو الکترود بیرونی (A و B) تزریق شده و اختلاف پتانسیل توسط دو الکترود داخلی (M و N) اندازه‌گیری شد. فاصله بین الکترودهای جریان (AB/2) به تدریج افزایش یافت و فاصله الکترودهای پتانسیل (MN) ثابت نگه داشته شد تا داده‌های لازم برای محاسبه مقاومت ویژه ظاهری (ρa) جمع‌آوری گردد. پردازش اولیه شامل کنترل کیفیت داده‌ها، حذف نقاط پرت، نرمال‌سازی و تهیه منحنی نیمه‌لگاریتمی ρa بر حسب AB/2 بود.

تفسیر کمی و تعیین پارامترهای لایه‌ای (مقاومت ویژه و ضخامت) با استفاده از روش هم‌ترازی معکوس (iterative inversion) و نرم‌افزارهای تخصصی مانند IPI2Win و RES2DINV انجام شد. معیار انتخاب مدل‌ها بر اساس کمینه‌سازی خطای RMS بین داده‌های مشاهده‌شده و منحنی‌های تئوریک و سازگاری با زمین‌شناسی منطقه بود. نتیجه فرآیند، تعیین تعداد لایه‌ها، مقاومت ویژه و ضخامت هر لایه و شناسایی ناهنجاری‌های مقاومتی در پروفایل عمق بود.

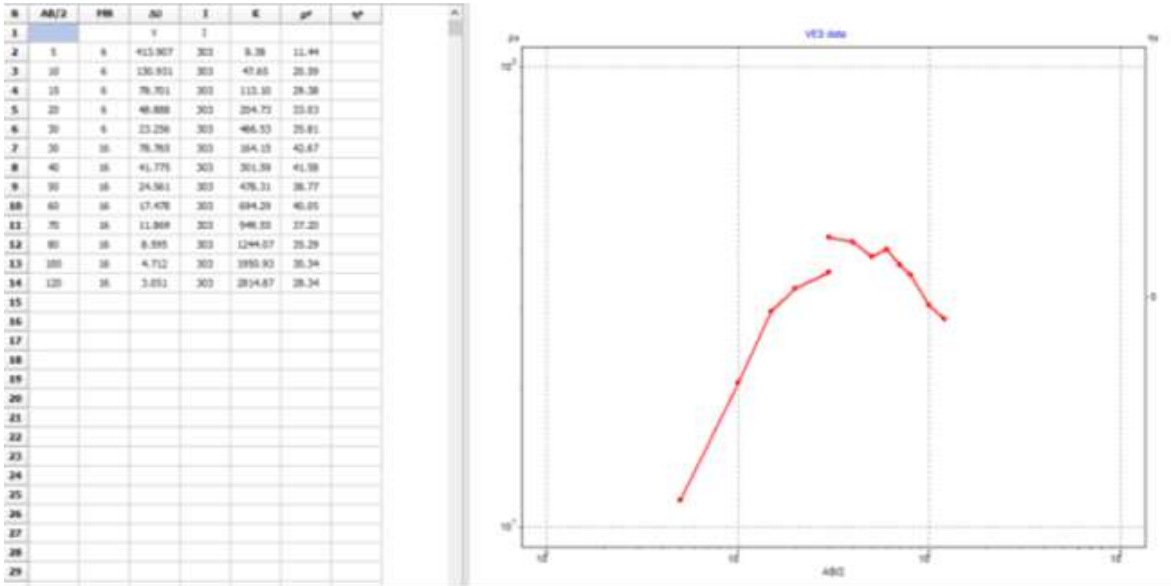


شکل۱- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

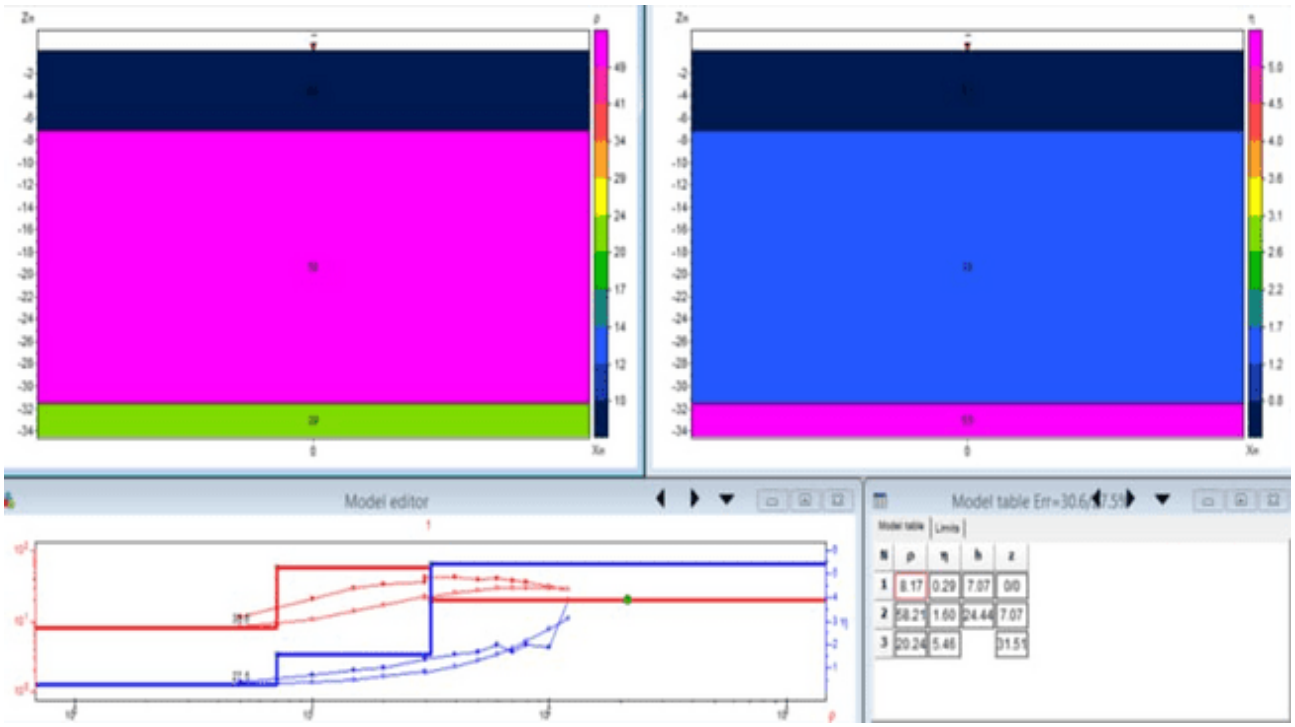
۳- بحث

تحلیل پروفایل‌های ژئوالکتریک سه ایستگاه برداشت‌شده در بخش غربی ارومیه نشان‌دهنده ساختار چندلایه‌ای زیرسطحی با ویژگی‌های مقاومتی متنوع است که با زمین‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه هم‌خوانی دارد.

ایستگاه ۱ با عرض جغرافیایی °۳۷,۲۶۳۱ و طول جغرافیایی °۴۴,۹۴۰۷ شامل یک لایه سطحی با مقاومت ۱۱,۴۴–۲۹,۳۸ اهم متر بود که بیانگر رسوبات نرم یا خاک سطحی با تراکم نسبی پایین و نفوذپذیری محدود است. لایه میانی با حداکثر مقاومت ۴۲,۶۷ اهم متر، معرف سنگ سخت یا رسوبات متراکم با نفوذپذیری پایین است و می‌تواند نشانگر تماس‌های لیتولوژیکی یا سنگ‌بستر نیمه‌متراکم باشد. در لایه‌های زیرین، مقاومت ویژه بین ۲۸,۳۴–۴۱,۵۸ اهم متر نوسان داشت که نشان‌دهنده وجود زون‌های هادی و مسیرهای جریان آب زیرسطحی است. این ناهنجاری‌ها همچنین ممکن است با شکستگی‌ها و تماس‌های لیتولوژیکی مرتبط باشند.

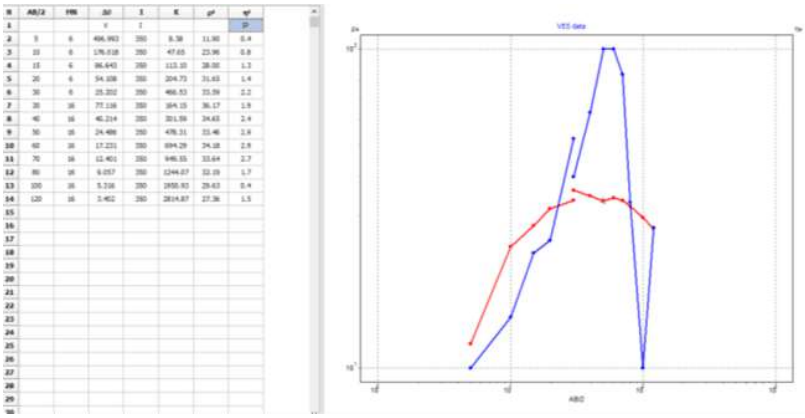


نمودار ۱- منحنی های مقاومت ظاهری حاصل از داده های خام ایستگاه ۱

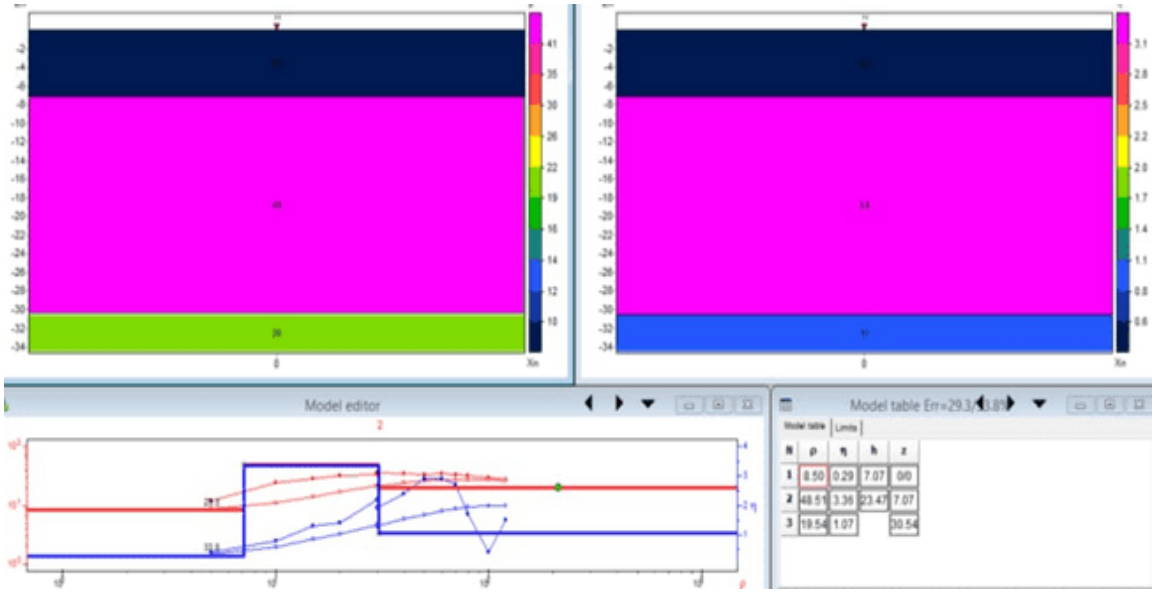


شکل۲- مدل لایه بندی زیر سطحی و نهایی ایستگاه ۱

ایستگاه ۲ با عرض جغرافیایی °۳۷,۲۷۰۰ و طول جغرافیایی °۴۴,۹۲۵۶ نشان داد که لایه سطحی با مقاومت حدود ۱۱,۹۰ اهم متر، شامل رسوبات نرم اشباع و خاک‌های رسی مرطوب است. لایه میانی با مقاومت ۳۶,۱۷ اهم متر نشانگر سنگ‌بستر متراکم یا واحدهای لیتولوژیکی سخت بوده و لایه زیرین با مقاومت ۲۷,۳۶–۳۴,۶۵ اهم متر شامل زون‌های نیمه‌هادی یا هادی و مسیرهای جریان آب زیرسطحی است. مدل سه‌لایه‌ای تقریبی شامل یک لایه سطحی هادی، یک لایه میانی مقاوم و یک لایه زیرین نیمه‌هادی/هادی پیشنهاد شد. نتایج همچنین برخورد با لایه آبی در عمق ۱۵–۵۰ متری را تأیید می‌کنند که اهمیت هیدروژئولوژیکی منطقه را نشان می‌دهد.

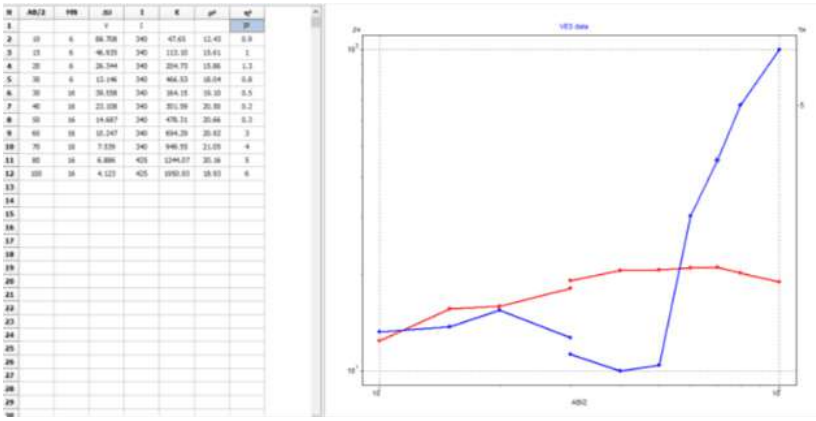


نمودار ۲- منحنی های مقاومت ظاهری حاصل از داده های خام ایستگاه ۲

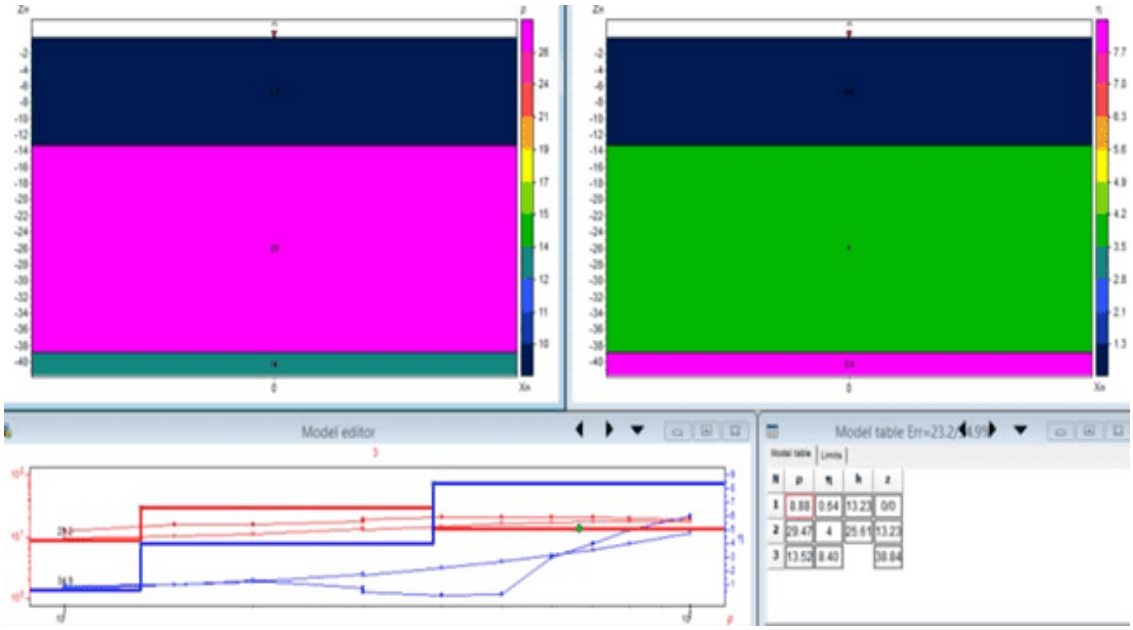


شکل۳- مدل لایه بندی زیر سطحی و نهایی ایستگاه۲

ایستگاه ۳ با عرض جغرافیایی °۳۷,۲۷۶۴ و طول جغرافیایی °۴۴,۹۳۲۱ دارای لایه سطحی بسیار هادی با مقاومت ۲.۰-۱,۳ اهم متر بود که بیانگر رسوبات اشباع، خاک رسی مرطوب و زون‌های دارای آب زیرسطحی است. لایه میانی با مقاومت نسبی بیشتر (۳-۶ اهم متر) معرف رسوبات متراکم یا سنگ‌بستر نیمه‌متراکم است. ناهنجاری‌های هادی در عمق کم و تماس‌های لیتولوژیکی در اعماق بیشتر، مسیرهای جریان آب زیرسطحی و زون‌های شکستگی را مشخص می‌کنند.



نمودار۳- منحنی های مقاومت ظاهری حاصل از داده های خام ایستگاه ۳



شکل۴- مدل لایه بندی زیر سطحی و نهایی ایستگاه۳

در مجموع، تحلیل هر سه ایستگاه نشان می‌دهد که منطقه دارای ساختار چندلایه‌ای قابل تشخیص با لایه‌های سطحی هادی، لایه‌های میانی مقاوم و لایه‌های زیرین نیمه‌هادی تا هادی است. این نتایج امکان شناسایی لایه‌بندی زیرسطحی، ناهنجاری‌های مقاومتی و الگوهای هیدروژئولوژیکی آبخوان‌ها را فراهم می‌آورد و با داده‌های زمین‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه سازگار است. بنابراین، روش VES ابزار مناسبی برای تحلیل هندسه و ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی آبخوان‌ها و پایه‌ای برای مطالعات ژئوفیزیکی تکمیلی در این محدوده محسوب می‌شود.

۴- نتیجه گیری

نتایج مطالعه چاه‌آزمایی ژئوالکتریک (VES) در سه ایستگاه غرب ارومیه نشان می‌دهد که آبخوان‌های منطقه دارای ساختار چندلایه‌ای زیرسطحی با ویژگی‌های مقاومتی متمایز هستند. لایه‌های سطحی هادی عمدتاً ناشی از رسوبات اشباع و خاک‌های رسی بوده و لایه‌های میانی با مقاومت بالاتر، نمایانگر سنگ‌بستر متراکم یا واحدهای لیتولوژیکی سخت هستند. تغییرات مقاومت ویژه در عمق‌های بیشتر، وجود زون‌های شکستگی، مسیرهای جریان آب زیرسطحی و تماس‌های لیتولوژیکی را نشان می‌دهد. مدل سه‌لایه‌ای تقریبی شامل یک لایه سطحی هادی، یک لایه میانی مقاوم و یک لایه زیرین نیمه‌هادی/هادی است و با ویژگی‌های زمین‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه همخوانی دارد. این مطالعه نشان می‌دهد که روش ژئوالکتریک با آرایش Schlumberger ابزاری کارآمد، کم‌هزینه و دقیق برای تحلیل هندسه آبخوان‌ها، شناسایی ناهنجاری‌های زیرسطحی و ارائه داده‌های کاربردی زمین‌شناسی و هیدروژئولوژیکی است و می‌تواند پایه‌ای برای مطالعات ژئوفیزیکی تکمیلی و مدیریت منابع آب منطقه غرب ارومیه باشد.

۵- منابع

پاسیار، ع.، انصاری، ع، (۱۳۹۴)، مطالعات هیدروژئوفیزیک آبخوان زیوه- سیلوانا در استان آذربایجان غربی، کنگره بین المللی تخصصی علوم و زمین.

خالدی و عزیزیان، (۱۴۰۳). بررسی ژئوتوریسم منطقه سیلوانا (مطالعه موردی آبشار سوله دوکل)، نهمین همایش انجمن رسوب شناسی ایران ژئوپارک جهانی طبس.

شرح نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سیلوانا، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

عزیزیان، ا.(۱۴۰۳). بررسی ژئومورفولوژی و تحلیل مخاطرات بالقوه محیطی و انسانی چشمه‌های آبگرم بی بکران از توابع شهرستان ارومیه،یازدهمین همایش ملی انجمن ایرانی ژئ.مورفولوژی.

قاسم العسگری، م ک.(۱۳۹۰). اصول ژئوفیزیک اکتشافی. انتشارات آییژ.

Telford, W.M,etal,1990. Applied geophysics.Campridge university press.New Yourk.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

سنگ چینه‌نگاری سازند مولی در برش ایلان‌قره در شمال خاور ماکو

علی‌اصغر ثیاب قدسی*[۱]، شایان محرابی [۲]

۱- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکدگان علوم، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

*Email: *a.siabeghodsy@urmia.ac.ir*

چکیده

در این پژوهش، توالی رسوبات دونین میانی تا کربونیفر پیشین در برش ایلان‌قره واقع در شمال‌خاوری ماکو مورد بررسی سنگ‌چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی قرار گرفته است. مقطع مورد مطالعه با ضخامت حدود ۶۰۵ متر شامل سازند مولی است که از تناوب سنگ‌های آهکی، دولومیتی، ماسه‌سنگ‌های کوارتزآرنایتی و شیل‌های نازک‌لایه تشکیل شده‌اند. بررسی فسیل‌های شاخص از جمله گونه‌های Umbella bella، Umbella rotunda، Umbella ovata و Miospores‌ها، سن فرازنین میانی تا فامنین را برای سازند مولی مشخص می‌سازد. تحلیل‌های صحرایی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که تغییرات لیتولوژیکی و ساختارهای رسوبی، گویای نوسانات سطح آب دریا و گذار محیط‌های رسوبی از پلاتفرم کم‌عمق کربناته به محیط‌های تخریبی ساحلی در طی رسوب‌گذاری هستند. وجود واحدهای آذرین بیرونی در بخش میانی توالی نیز بیانگر فعالیت‌های ولکانیکی همزمان با رسوب‌گذاری است. نتایج این مطالعه با تفکیک ۹ واحد سنگ‌چینه‌ای، تصویر دقیقی از سیر تکاملی رسوب‌گذاری و تغییرات دیرینه‌محیطی در ناحیه ماکو ارائه می‌دهد و چارچوبی مفید برای بازسازی پالئوزوئیک شمال‌غرب ایران فراهم می‌کند.

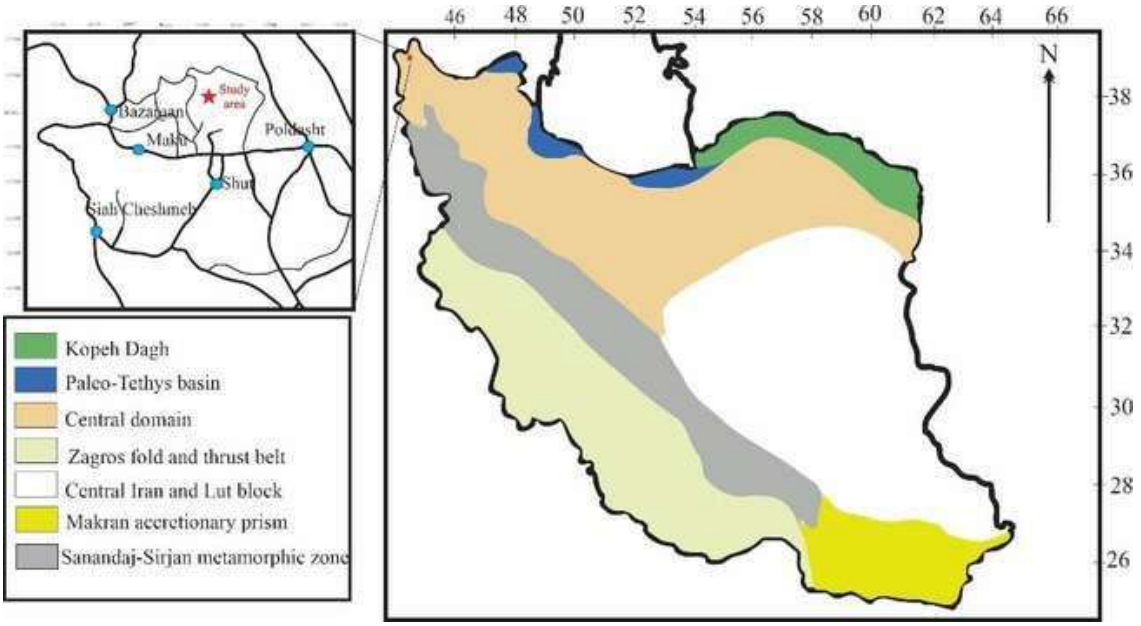
کلمات کلیدی: سنگ چینه‌نگاری، مولی، ماکو، دونین، برش ایلان‌قره

۱- مقدمه

رسوبات دونین میانی و کربونیفر پیشین در برش ایلان قره شامل توالی‌های کربناته و تخریبی بسیار کم‌عمق سازند مولی و ایلان‌قره می‌باشد. سنگ‌های این دو سازند عمدتا شامل آهک، ماسه‌سنگ آرکوزی و کوارتز آرنایتی، دولومیت و میان‌لایه‌های نازک شیل می‌باشد. بخش مورد مطالعه در این تحقیق دارای ضخامت ۶۰۵ متر و دارای سن فرازنین _ فامنین می‌باشد (علوی، ۱۳۷۲). بررسی مجموعه‌های کنودونتی به دست‌آمده توسط قویدل سیوکی (۱۳۸۳) نشان داد که سازند مولی سنی برابر فرازنین میانی تا فامنین دارد. همچنین سه زیست و یک بخش بینابینی شناسایی شده‌اند که دو زیست زون مربوط به فرازنین و یکی مربوط به فامنین است و قاعده رسوبات سازند مولی در این قسمت، سن فرازنین میانی دارد (قویدل سیوکی، ۱۳۸۳). در فامنین میانی و پسین که رسوبات تخریبی به جای گذاشته شده‌اند، محیط رسوب‌گذاری بسیار کم‌عمق شده است. همچنین باز در تورنزین بالاآمدگی آب دریا دیده می‌شود. حضور گونه‌های Miospores و گونه‌های میکروفسیل از جمله Umbella rotunda، Umbella ovate و Umbella bella در سازند مولی بیان کننده سن فرازنین برای این سازند است.

۲- روش مطالعه

مقطع موردمطالعه سطح‌الارضی هست که در شکل ۱ موقعیت جغرافیایی آن نشان داده شده است. مختصات جغرافیایی این مقطع شامل ۴۴ درجه و ۴۳ دقیقه و ۸ ثانیه تا ۴۴ درجه و ۴۳ دقیقه و ۳۵ ثانیه طول شرقی و ۳۹ درجه و ۲۸ دقیقه و ۱۰ ثانیه تا ۳۹ درجه و ۲۶ دقیقه ۱ ثانیه عرض شمالی می‌باشد. برای سطح‌الارضی بودن مقطع، مطالعات صحرایی برای درک و تحلیل زمین‌شناسی منطقه ضرورت دارد. اطلاعات لازم برای کارهای صحرایی شامل سنگ‌شناسی، بافت، ساختارهای رسوبی، رنگ، هندسه و نحوه ارتباط لایه‌ها یا واحدهای رسوبی با هم و توزیع و نحوه حفظ شدگی فسیل‌ها می‌باشد (Tucker, 2001).



شکل۱- موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در ایران (بر گرفته از نقشه رقومی ۱:۲۵۰۰۰۰ ایران، سازمان زمین شناسی واکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۵).

در مطالعات صحرایی برای برداشت سازندهای مورد نظر براساس قواعد چینه‌شناسی به‌طوری‌که بالا و پایین سازندها مشخص شود و دارای کمترین پیچیدگی زمین‌ساختی باشد، یک برش تهیه گردید. در این برش تعداد ۵۵ نمونه برداشت شد.

۳- سنگ چینه‌نگاری سازند مولی در برش مورد مطالعه

این سازند در این برش ۶۰۵ متری دارد و براساس تغییرات الگوی لایه‌بندی و لیتولوژی به ۹ بخش A تا I تقسیم بندی شده است (شکل ۲). در ادامه به هر بخش جداگانه پرداخته می شود.

بخش A به ضخامت ۱۸۰ متر که ۱۷۰ متر آن لیتولوژی آهکی ضخیم لایه به رنگ خاکستری روشن با میان لایه های دولومیتی تیره رنگ وجود دارد. این بخش حاوی فسیل‌های گاستروپود، دوکفه‌ای، براکیوپود، بریوزوئر و خرده‌های اسکلتی فسیلی می‌باشد. در انتهای این بخش طبقات نازک آهک ماسه‌ای نیز به رنگ خاکستری روشن وجود دارد (شکل ۴).

بخش B به ضخامت ۳۸ متر متعلق به سن سیلورین شامل طبقات آذرین بیرونی (آتشفشانی) به رنگ خاکستری متمایل به قرمز در حد ریوداسیت تا ریولیت با یک مرز گسلی به‌صورت ناگهانی از بخش A جدا می‌شوند. این طبقات اکسیدشدگی زیادی از خود نشان می‌دهند (شکل ۴).

بخش C به ضخامت ۸۵ متر شامل ۲۴ متر طبقات متوسط تا نازک لایه کوارتز آرنایتی به رنگ سفید رنگ متمایل به شیری حاوی لامیناسیونکه برروی این واحد به ضخامت ۱۰ متر، طبقات متوسط تا ضخیم لایه کوارتز آرنایتی صورتی رنگ حاوی لامیناسیون بصورت تدریجی قرار می‌گیرد. برروی این واحد به ضخامت ۷ متر طبقات متوسط تا نازک لایه ماسه سنگ کوارتز آرنایتی خاکستری تا قهوه‌ای روشن قرار می‌گیرد که حاوی لامیناسیون است. در داخل این طبقات، طبقات نازک لایه کوارتز آرنایتی نیز دیده می‌شود برروی این طبقات ماسه‌سنگی آرکوزی دوباره طبقات متوسط تا نازک لایه سیلیسی به رنگ سفید تا شیری ۴۰ متر ته‌نهشت پیدا می‌کند این طبقات حاوی ریپل مارک و آثار زیست آشفتگی می باشد. برروی این طبقات به ضخامت ۴ متر دوباره طبقات متوسط تا نازک لایه ماسه‌سنگ خاکستری رنگ آرکوز آرنایتی قرار می‌گیرد که حاوی لامیناسیون می‌باشد. این طبقات ماسه‌سنگی با طبقات آهک ماسه‌ای نازک لایه سفید تا خاکستری رنگ به ضخامت ۲ متر پوشیده شده است (شکل ۵).

بخش D با ضخامت ۳۵ متر شامل طبقات متوسط تا ضخیم لایه دولومیتی خاکستری تیره با میان لایه های آهک ماسه ای به رنگ خاکستری روشن در مقیاس سانتی متری حاوی فسیل دو کفه ای شکم پایان و قطعات شکسته براکیوپود است که در ادامه سکانس به صورت تدریجی بر روی واحد B ظاهر می شود (شکل ۵).

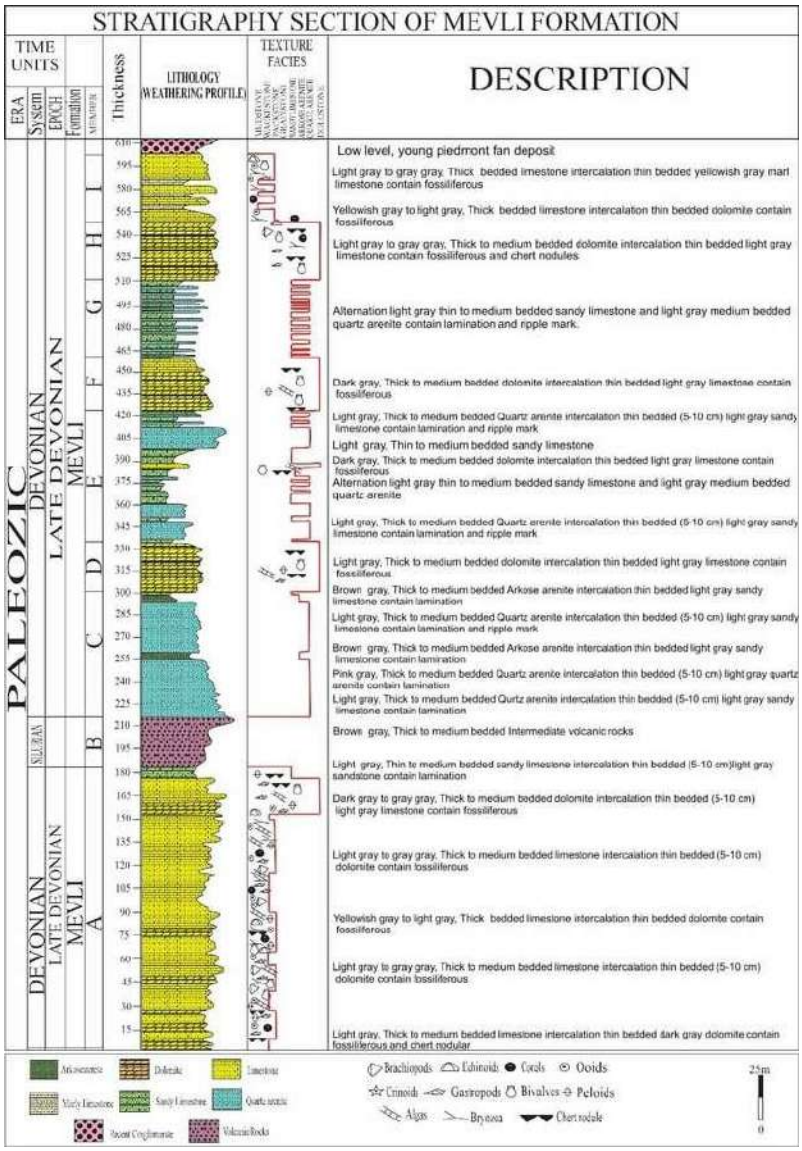
بخش E به ضخامت ۹۰ متر شامل ۱۲ متر طبقات ضخیم تا متوسط لایه کوارتز آرنایتی سفید رنگ حاوی لامیناسیون و ریپل مارک ۲ متر طبقات نازک لایه آهک ماسه ای خاک سفید، ۱۲ متر طبقات متوسط تا ضخیم لایه سفید سفید آرنایتی سفید شیری دارای لامیناسیون ۳۵ متر تناوب طبقات متوسط تا نازک لایه ماسه آهکی سفید خاکستری با طبقات متوسط لایه سفید شیری کوارتز آرنایتی دارای میان لایه های طبقات نازک خاکستری تیره دولومیتی حاوی فسیل دو کفه ای و شکم،پایان ۱۹ متر طبقات رنگ سفید رنگ شیری متوسط تا ضخیم لایه کوارتز آرنایتی با میان لایه های نازک آهک ماسه ای حاوی لامیناسیون و ریپل مارک و ۱۰ متر طبقات نازک تا متوسط لایه آهک ماسه‌ای خاکستری با میان لایه های نازک کوارتز آرنایتی سفید رنگ می‌باشد که به صورت سکانس با مرزهای تدریجی بر روی واحد C قرار میگیرند (شکل ۵).

بخش F شامل ۳۷ متر طبقات ضخیم تا متوسط لایه دولومیتی خاکستری تیره رنگ با میان لایه های نازک آهک ماسه ای خاکستری حاوی قطعات شکسته فسیلی و فسیلی شکم پایان است (شکل ۵).

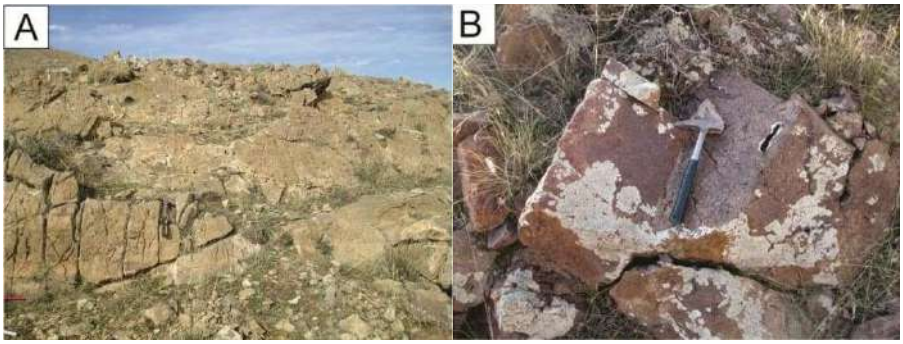
بخش G به ضخامت ۵۰ متر شامل رنگ سفید رنگ لایه رنگ نازک تا متوسط لایه خاکستری رنگ آهک ماسه ای با طبقات نازک لایه سفید رنگ کوارتزآرنایتی حاوی لامیناسیون می‌باشد (شکل ۵).

بخش H به ضخامت ۴۰ متر شامل طبقات ضخیم تا متوسط لایه دولومیتی خاکستری تیره با میان لایه‌های نازک تا متوسط لایه آهک حاوی فسیل براکیوپود دو کفه ای و شکم پایانی است که با یک مرز تدریجی بر روی سکانس G قرار می گیرد (شکل ۴).

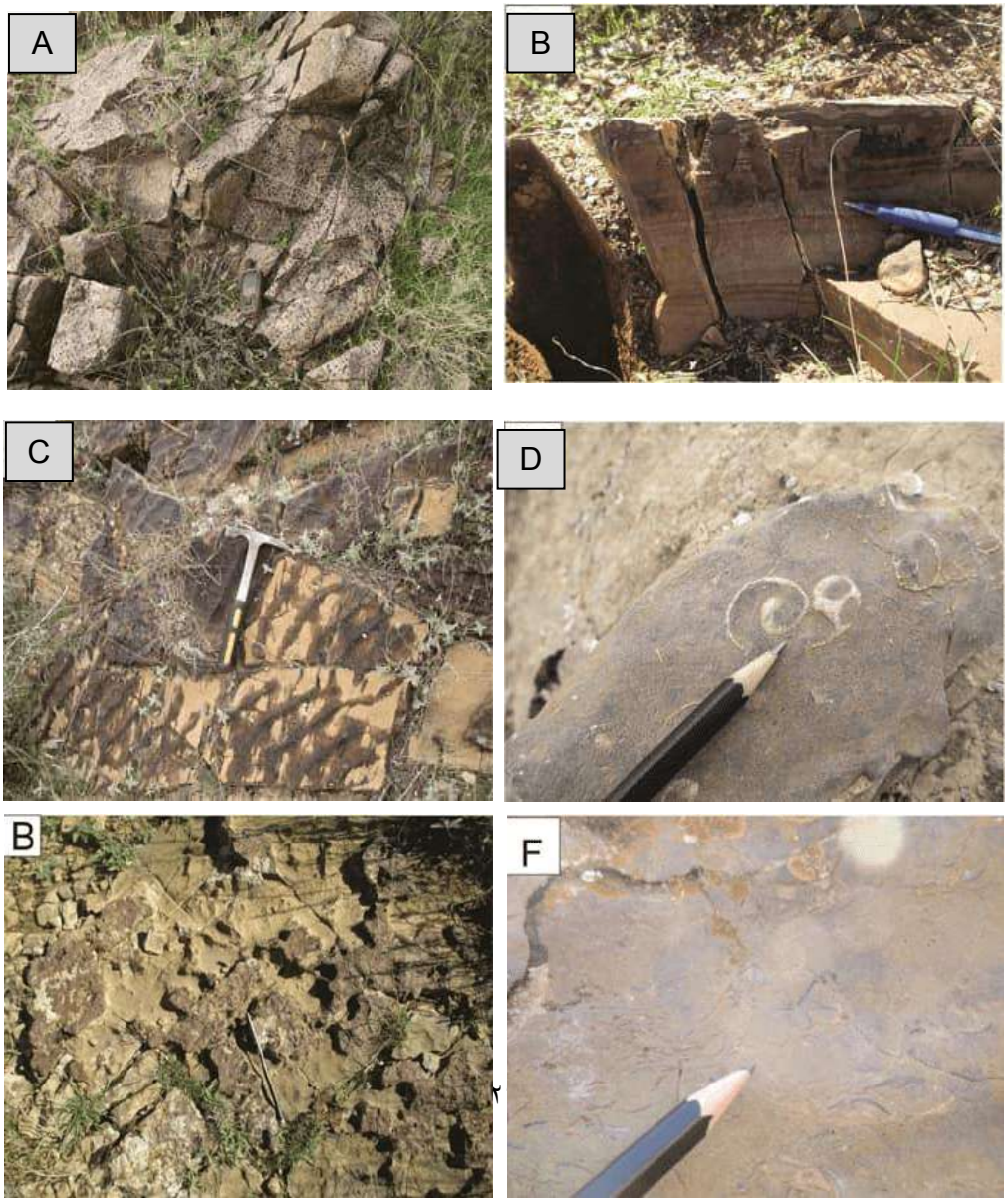
بخش I یا بخش انتهایی این سازند نیز شامل طبقات ضخیم تا متوسط لایه آهک خاکستری با میان لایه های نازک رنگ مارنی به رنگ زرد نخودی حاوی فسیل دو کفه ای خارپوستان و قطعات شکسته فسیلم پایان به ضخامت ۴۵ متر می‌باشد. مرز زیرین سازند مولی در این برش به صورت ناپیوستگی فرسایشی بر روی سنگهای آذرین اسیدی سیلورین قرار گرفته و مرز بالای آن نیز با رسوبات کواترنری پوشیده می شود.



شکل۲- ستون سنگ چینه نگاری سازند مولی در برش مورد مطالعه به همراه واحدهای چینه‌شناسی تفکیک شده.



شکل ۴- نمایی از طبقات آهکی سازند مولی در برش مورد مطالعه (A)، نمایی نزدیک از واحد ریوداسیتی موجود در داخل سازند مولی.



شکل ۵- نمای نزدیک از سیلیس‌های ارغوانی موجود در برش مورد نظر (A)، نمایی از طبقات آرکوز آرنایتی موجود در داخل برش مورد نظر که دارای لامیناسیون است (B)، نمایی از ریپل‌مارک‌های موجود در داخل طبقات کوارتز آرنایتی (C)، نمایی از فسیل گاستروپود (D)، نمایی از طبقات دولومیتی بخش انتهایی سازند (E)، نمایی از قطعات فسیلی دوکفه‌ای موجود در طبقات دولومتی (F) موجود در داخل سازند مولی.

۴- نتیجه گیری

مطالعه حاضر با هدف شناسایی ویژگی‌های سنگ‌چینه‌ای، رسوبی و دیرینه‌زیستی سازند مولی در برش ایلان‌قره در شمال‌خاوری ماکو انجام شد. داده‌های حاصل از بررسی صحرایی، نمونه‌برداری و تحلیل فسیل‌ها نشان داد که توالی مورد مطالعه شامل نه واحد سنگ‌چینه‌ای مجزا است که از نظر لیتولوژی، ساختار رسوبی و محتوای فسیلی تغییرات قابل‌توجهی دارند. حضور سنگ‌های آهکی ضخیم‌لایه با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی و دولومیتی، همراه با فسیل‌های شاخص نظیر Umbella bella، Umbella rotunda و Umbella ovata، سن فرازنین میانی تا فامنین را برای بخش اعظم سازند مولی تأیید می‌کند. وجود واحدهای آذرین بیرونی و آثار ناپیوستگی چینه‌ای در میانه توالی، حاکی از فعالیت‌های تکتونیکی و نوسانات سطح آب دریا در زمان رسوب‌گذاری است. این تغییرات سبب گذار تدریجی محیط‌های کربناته کم‌عمق به محیط‌های تخریبی ساحلی و دلتایی شده‌اند.در مجموع، نتایج این تحقیق بیانگر آن است که سازند مولی در این ناحیه تحت تأثیر نوسانات نسبی سطح دریا، فرایندهای تکتونیکی و تغییرات اقلیمی قرار داشته و مطالعه دقیق آن‌ها می‌تواند در بازسازی تاریخ زمین‌ساختی و پالئوزوئیک شمال‌غرب ایران نقش کلیدی ایفا کند.

۵- منابع

آقانباتی، س، ع.، ۱۳۸۵، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

علوی نائینی، م. بلورچی (ن)، ۱۳۷۲، چینه‌شناسی پالئوزوئیک ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تودن کتاب، شماره ۵، ۴۹۲ ص.

قویدل سیوکی، م. ۱۳۸۳، انتشار چینه‌شناسی و جغرافیایی بازوپایان رینکونلید در دونین پسین (فرازنین) ایران، فصلنامه علوم زمین، شماره ۵۹، صفحه ۱۶۸-۱۷۸.

Flugel, E., 2010- Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin, 984 p.

Tucker, M. E., 2001. Sedimentary Petrology: An introduction to the Origin of Sedimentary Rocks; Blackwell; 262p.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

مقایسه رسوبدهی در تعدادی از حوضه های منتخب شمالی و جنوبی ایران تحت تاثیر شاخص های تکتونیکی

علیرضا ستوده شکیب*[۱]، ضیاءالدین شعاعی [۲]، مهران آرین [۳]، محسن آل علی [۴]،

۱- دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۲-دانشیار، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، تهران، ایران

۳- استادیار، گروه علوم زمین، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۴- استا استادیار، گروه علوم زمین، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

*Email: alirezadm58@gmail.com

چکیده

فرسایش و رسوب‌گذاری از مهم‌ترین عوامل مؤثر بر برنامه‌ریزی منطقه‌ای و حفاظت منابع طبیعی به‌شمار می‌روند. تفاوت در میزان رسوبدهی حوضه‌ها معمولاً به عوامل توپوگرافی، لیتولوژی، اقلیم و کاربری زمین نسبت داده می‌شود، با این حال مطالعات جدید نشان می‌دهد که فعالیت‌های لرزه‌ای نیز می‌توانند نقش مهمی در تولید و انتقال رسوب ایفا کنند. قرارگیری ایران در کمربند فعال آلپ-هیمالیا موجب شده است که گسل‌های فعال، تغییرشکل‌های تکتونیکی و رخداد زمین‌لرزه‌ها در بسیاری از حوضه‌های کشور منجر به تشدید فرسایش و ایجاد پالس‌های رسوبی شوند. این پژوهش با هدف مقایسه رسوبدهی در حوضه‌های منتخب شمالی (ارس، نکا، نور، سفیدرود، ارومیه) و جنوبی (بندرعباس، زهره، مند، کارون، کرخه)، به بررسی رابطه میان شاخص‌های لرزه‌ای شامل شتاب حداکثر زمین(PGA) ، گشتاور لرزه‌ای تجمعی (M_0) و تراکم گسل‌های فعال با میزان بار رسوبی پرداخته است. برآورد رسوب زیرحوضه‌ها با استفاده از روش EPM و منحنی سنجه‌ها انجام شد و جهت تحلیل ارتباط میان پارامترهای رسوب و شاخص‌های تکتونیکی از رگرسیون خطی دو متغیره استفاده شد. در حوضه‌های شمالی، شاخص‌های لرزه‌ای و تکتونیکی همبستگی قوی با رسوب‌دهی دارند(M_0:R^2=0.65، ΣPGA: R^2=0.72، Fault density: R^2=0.45) که بیانگر نقش بارز لرزه‌خیزی در تحریک پالس‌های رسوبی کوتاه‌مدت است. در مقابل، در حوضه‌های جنوبی ضرایب تعیین پایین‌تر به‌دست آمد (M_0:R^2=0.41، ΣPGA: R^2=0.18، Fault density: R^2=0.20)، که نشان‌دهنده اثر ضعیف‌تر شاخص‌های لرزه‌ای و اهمیت بیشتر عوامل اقلیمی و زمین‌شناسی در این نواحی است. این تفاوت‌ها تأکید می‌کند که در مدل‌سازی و مدیریت منابع آب و خاک ایران، باید سهم تکتونیک و اقلیم به‌طور منطقه‌ای و متمایز لحاظ گردد.

کلمات کلیدی: رسوبدهی حوضه‌های آبخیز، شاخص های تکتونیکی، رگرسیون.

۱- مقدمه

رسوب‌دهی (Sediment Yield) که به‌عنوان یکی از مهم‌ترین فرآیندهای ژئومورفولوژیکی و هیدرولوژیکی است، نقش کلیدی در پویایی چشم‌اندازها، چرخه هیدرولوژیک و مدیریت منابع آب دارد. تولید و انتقال رسوب می‌تواند پیامدهای متعددی بر محیط‌زیست و زیرساخت‌های انسانی از جمله پرشدگی مخازن سدها، کاهش کیفیت آب، نابودی اراضی کشاورزی و افزایش خسارات ناشی از

سیلاب‌ها داشته باشد. در مناطق فعال تکتونیکی، علاوه بر عوامل اقلیمی نظیر بارش، شیب و پوشش گیاهی، نقش فرآیندهای زمین‌ساختی در کنترل رسوب‌دهی پررنگ‌تر است و نادیده‌گرفتن آن‌ها می‌تواند منجر به برآوردهای غیرواقعی از میزان رسوب شود. ایران به‌عنوان بخشی از کمربند فعال آلپ–هیمالیا، یکی از مناطق لرزه‌خیز جهان به شمار می‌رود که در آن گسل‌های فعال متعدد، زمین‌لرزه‌های مکرر و تغییر شکل‌های پوسته‌ای، نقش مهمی در فرسایش و رسوب‌دهی ایفا می‌کنند. در این کشور، تفاوت‌های قابل توجهی بین حوضه‌های شمالی (البرز و حاشیه خزر) و جنوبی (زاگرس و حاشیه خلیج فارس) از نظر اقلیم، لیتولوژی و فعالیت‌های تکتونیکی مشاهده می‌شود. این تفاوت‌ها فرصتی ارزشمند برای مطالعه مقایسه‌ای نقش شاخص‌های تکتونیکی در کنترل رسوب‌دهی فراهم می‌آورد.مطالعات پیشین عمدتاً بر مدل‌های تجربی برآورد رسوب مانند USLE، MPSIAC و EPM تمرکز داشته‌اند که متغیرهای اقلیمی، کاربری اراضی و شیب را مدنظر قرار می‌دهند، اما اثر شاخص‌های تکتونیکی به‌طور مستقیم در آن‌ها لحاظ نشده است. با این حال، شواهد جهانی و ملی نشان داده‌اند که شاخص‌هایی مانند بیشینه شتاب و بزرگای زلزله و تراکم گسل‌ها می‌توانند به‌طور معناداری بر میزان تولید و انتقال رسوب اثرگذار باشند. این شاخص‌ها هم در مقیاس کوتاه‌مدت (تحریک پالس‌های رسوبی پس از زمین‌لرزه‌ها) و هم در مقیاس بلند مدت (افزایش آسیب‌پذیری سنگ‌ها و خاک‌ها در برابر فرسایش) عمل می‌کنند. برخی مطالعات نشان داده‌اند که زمین‌لرزه‌ها می‌توانند باعث ایجاد حرکات توده‌ای شده و منجر به افزایش تولید رسوب شوند (Dadson et al., 2004; Hovius et al., 2011) حتی در مناطق نسبتاً پایدار، تغییرات جزئی در فعالیت لرزه‌ای می‌تواند باعث تغییر در تولید رسوب شود.مطالعات دیگری نیز در تایوان، شیلی، نیوزلند و دیگر مناطق کوهستانی دنیا به تأثیر لرزه‌ها بر تولید رسوب پرداخته‌اند (Hovius et al., 2011; Howarth et al., 2012; Yanites et al., 2010). این تحقیقات نشان داده‌اند که وقوع زلزله‌های بزرگ می‌تواند منجر به افزایش چندبرابری نرخ فرسایش و تولید رسوب شود.

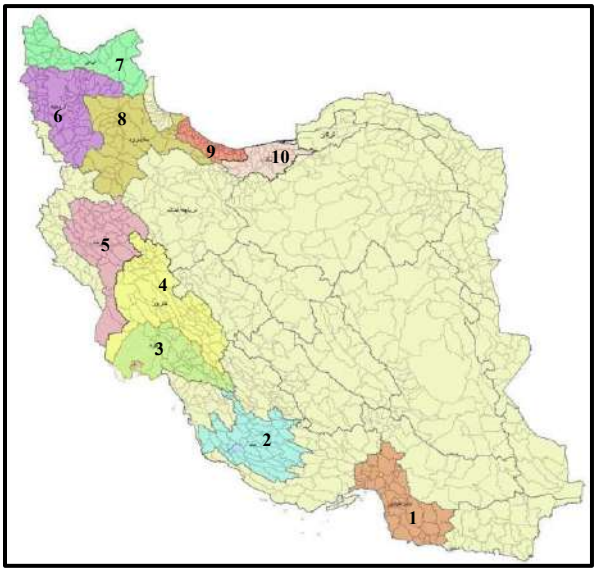
۲- روش مطالعه

از نظر مورفولوژی سرزمین ایران فلات نسبتا مرتفعی است که در بخش میانی کمربند چین خورده آلپ ـ هیمالیا قرار دارد. این رشته ارتفاعات عظیم که از اروپا تا آسیای مرکزی ادامه پیدا می کند، در ایران به دو شاخه کوههای البرز و زاگرس تقسیم می شود. شاخه جنوبی، رشته کوه زاگرس را می سازد و شاخه شمالی، رشته البرز را بوجود آورده است. با توجه به توزیع مکانی حوضه‌های انتخاب‌شده در دو زون اصلی تکتونیکی، کوه‌های البرز که با روند ساختاری شرقی-غربی در شمال ایران مشخص می‌شوند، و کوه‌های زاگرس که جهت‌گیری شمال غربی-جنوب شرقی در امتداد غرب ایران را نشان می‌دهند.

۲-۱- حوضه های آبخیز منتخب

تقسیم بندی و کدگذاری حوزه های آبخیز ایران اولین بار در سال ۱۳۳۵ در بنگاه مستقل آبیاری و با همکاری سازمان خوار و بار کشاورزی جهانی صورت گرفت که بر این اساس سطح کشور به ۶ حوضه اصلی تقسیم گردید که این تقسیمات تا به امروز مبنای انتشار آمار هیدرولوژی و تفکیک محدوده های مطالعاتی بوده است. در مرحله بعد، این حوضه ها به ۳۰ حوضه درجه ۲ و ۱۲۰ حوضه درجه ۳ تقسیم شده اند. در این مطالعات مشخصات ۱۰ حوزه آبخیز درجه ۲ انتخاب شده شامل حوضه ارس، ارومیه، نور، نکا، سفیدرود (حوضه های شمالی)، بندرعباس، زهره، کارون، مند و کرخه (حوضه های جنوبی) و ۶۳ زیر حوضه مربوطه آن (۲۸ زیرحوضه

مربوط به مناطق شمالی و ۳۵ زیر حوضه مربوط به مناطق جنوبی) مورد بررسی قرار گرفته شد (شکل شماره ۱) متأسفانه، در مناطقی مانند شرق کشور، که زلزله‌های نسبتاً شدید با حداکثر شتاب زمین (PGA) قابل توجه به طور مکرر رخ می‌دهند، داده‌های ایستگاه‌های هیدرولوژیکی کافی وجود ندارد. برعکس، در غرب کشور، که داده‌های رواناب و رسوب نسبتاً کافی در دسترس است، وقوع زلزله‌های شدید محدود بوده است. بنابراین، هدف برای شناسایی ایستگاه‌هایی با داده‌های رواناب و رسوب ثبت شده قابل اعتماد (Arab Khadri, 2016; 2021) که در مناطق فعال تکتونیکی با فعالیت لرزه‌ای مستند قرار دارند، واقع شد.



شکل شماره ۱- نمای کلی از ۱۰ حوضه آبریز درجه دو مورد مطالعه (شماره های ۱-۵ مربوط به حوضه های جنوبی و ۶-۱۰ مربوط به حوضه های شمالی)

جدول ۱- خلاصه ای از حوضه های آبخیز منتخب و ویژگی های شاخص آنها

گروه منطقه ای	حوضه اصلی	حوضه های درجه ۲ منتخب	تعداد زیرحوضه های حوضه های منتخب	ویژگی شاخص
شمال ایران	البرز، دریای خزر و دریاچه ارومیه	ارس، نکا، نور، سفیدرود، ارومیه	۲۸	اقلیم مرطوب، شب های تند، رسوب دهی بالا، تراکم گسل بالا، میانگین بارش ۴۰۰-۸۰۰ میلی متر در سال
جنوب ایران	زاگرس، خلیج فارس و دریای عمان	بندرعباس، زهره، مند، کارون، کرخه	۳۵	اقلیم خشک و نیمه خشک، رسوب دهی متوسط تا پایین، ساختار چین خورده،میانگین بارش ۲۰۰-۵۰۰ میلی متر در سال

۲-۲- جمع آوری داه ها

داده های رواناب و رسوب از بررسی و جمع آوری داده های هیدرومتری ایستگاه های سنجه رسوب حوضه ها به منظور انتخاب حداقل ۱۰ حوضه جمع آوری گردید. حوضه های مناسب، حوضه هایی هستند که ایستگاه های هیدرومتری آنها قدیمی بوده و آمار رسوب معلق آنها زیاد باشد بنابراین لازم بود حوضه‌هایی انتخاب شوند که حداقل ۵۰۰ اندازه‌گیری ثبت شده از رواناب و رسوبات معلق داشته باشند، دارای تراکم گسل بالا بوده همچنین زلزله های ثبت شده مداوم از جمله حداکثر شتاب زمین و شدت در یک

دوره ۳۰ ساله داشته باشد. داده‌های هیدرومتری و رسوبی از ایستگاه‌های هیدرومتری سازمان مدیریت منابع آب ایران استخراج شدند. این ایستگاه‌ها مجهز به ابزار اندازه‌گیری دبی و نمونه‌برداری رسوب معلق هستند و داده‌ها به‌صورت سالانه در پایگاه داده ملی ثبت می‌شوند. از میان این ایستگاه‌ها، فقط حوضه‌هایی با اطلاعات تکتونیکی مستند انتخاب شدند. توسط این ایستگاه ها دبی جریان و رسوب معلق و بار بستر به صورت میانگین سالانه محاسبه شد. یکی از محدودیت‌های اصلی در به‌کارگیری نتایج این مطالعه برای اصلاح مدل‌های تولید رسوب، کمبود داده‌های قابل اعتماد رواناب و رسوب در حوضه‌های فعال تکتونیکی است. داده‌های ایستگاه‌های موجود اغلب فاقد پیوستگی و پوشش زمانی کافی هستند. در مواردی که داده های سالانه ناقص بودند شکاف های اطلاعاتی توسط موسسه تحقیقات خاک و آبخیزداری با استفاده از روش منحنی سنجه و یا EPM پر شد و در نهایت مقدار رسوب به صورت رسوب ویژه ($t/km^2/yr$) گزارش شد تا در حوضه های مختلف قابل مقایسه باشند. در نهایت ۱۰ حوضه درجه ۲ و ۶۳ زیر حوضه درجه ۳ انتخاب شدند. که از این تعداد ۲۸ زیر حوضه متعلق به حوضه های شمالی و ۳۵ زیر حوضه متعلق به حوضه های جنوبی می باشد.

۲-۳- شاخص های تکتونیکی

فرایند رسوب‌زایی در حوضه‌های آبخیز تنها تحت تأثیر شرایط اقلیمی و زمین‌شناسی نیست، بلکه پویایی تکتونیکی نیز نقش کلیدی در آن دارد. تغییر شکل‌های پوسته‌ای، تراکم گسل‌ها و رخدادهای لرزه‌ای می‌توانند موجب ناپایداری دامنه‌ها، رانش زمین و شکست لایه‌های سنگی شوند و در نتیجه تولید و انتقال رسوب را به‌طور چشمگیری افزایش دهند. برای ارزیابی کمی این اثرات، شاخص‌های تکتونیکی به‌عنوان معیارهای عددی تعریف شده‌اند که شدت و بسامد فعالیت‌های زمین‌ساختی را در مقیاس حوضه نشان می‌دهند.

از میان شاخص‌های مختلف، سه شاخص زیر بیشترین کاربرد را در تحلیل ارتباط میان تکتونیک و رسوب‌دهی داشته‌اند:

تراکم گسل: (Fault Density) بیانگر میزان شکستگی و خردشدگی ساختاری در واحد سطح حوضه است. هرچه تراکم گسل بیشتر باشد، میزان هوازدگی و پتانسیل فرسایش افزایش می‌یابد. برای این مورداز جدیدترین نقشه گسل‌های اصلی و فعال منتشر شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور استفاده شد. سپس با استفاده از نرم افزارGIS، طول کل گسل‌های فعال در محدوده مرز هر زیرحوضه محاسبه گردید. تراکم گسل به صورت نسبت طول کل گسل ها به متر تقسیم بر مساحت زیر حوضه (km^2) تعریف شد این شاخص میزان شکستگی و تأثیر ساختاری هر زیرحوضه را نشان می‌دهد.

شتاب تجمعی زلزله :(ΣPGA) این شاخص بازتابی از شدت ارتعاشات زمین در طول یک دوره زمانی معین است و می‌تواند نشان‌دهنده انرژی لرزه‌ای منتقل‌شده به سطح زمین و احتمال تحریک فرایندهای ناپایداری و فرسایش باشد. حداکثر شتاب زمین (PGA، ms-2) برای دوره زمانی انتخاب شده (۱۹۹۵-۲۰۲۲) از پایگاه‌های داده حوضه‌های انتخاب شده استخراج شده است. با توجه به اینکه SY از نوع داده‌های توزیع مکانی است، لازم است یک مقدار شتاب لرزه‌ای نماینده برای هر حوضه در طول دوره زمانی انتخاب شده اختصاص داده شود. برای دستیابی به این هدف، بر اساس کل مقادیر PGA ثبت شده در شعاع ۵۰ کیلومتری طی دوره ۳۰ ساله (۱۹۹۵-۲۰۲۲)، امتیاز شتاب برای هر حوضه محاسبه شد. سپس این امتیاز نسبت به شتاب گرانشی (۹۸۱ سانتی‌متر بر ثانیه) نرمال‌سازی شد.

گشتاور لرزه‌ای تجمعی :(ΣM_0) شاخصی بنیادی برای بیان انرژی آزادشده از رخدادهای لرزه‌ای است. تجمع این گشتاور در یک بازه زمانی، بیانگر پتانسیل لرزه‌خیزی منطقه و توانایی آن در تغییر توپوگرافی و تحریک فرایندهای ژئومورفیک از جمله رسوب‌زایی است.

هرچه نیروی ذخیره شده در سنگ‌ها در زمان گسیختگی بیشتر باشد، انرژی بیشتری آزاد می‌شود و در نتیجه، بزرگی زلزله بیشتر خواهد بود. بزرگی زلزله همچنین مستقیماً با مقاومت سنگ‌های درگیر مرتبط است. در برخی مطالعات (Dadson et al., 2004، Vanmaercke et al .2014a,b,2017b,) از گشتاور لرزه ای تجمعی، که اثر ترکیبی زلزله های ضعیف و قوی بر تضعیف فرسایش بلند مدت را در نظر میگیرد استفاده شده است.از آنجایی که SY (نرخ رسوب‌گذاری) و سایر داده‌های مورد استفاده در این مطالعه ماهیت مکانی دارند، لازم بود داده‌های لرزه‌ای توزیع‌شده مکانی برای هر حوضه ارائه شود. بنابراین، بزرگی گشتاور (Mw) زلزله‌ها بر اساس ۳۰ سال داده‌های ثبت‌شده استخراج شد. با توجه به اینکه انرژی زلزله فراتر از مرزهای حوضه تأثیر می‌گذارد، داده‌های زلزله تا شعاع ۵۰ کیلومتری برای هر حوضه جمع‌آوری شدند. متعاقباً، گشتاور لرزه‌ای تجمعی تقریبی (M_0) برای زلزله‌های مؤثر بر هر حوضه با استفاده از معادله پیشنهادی کاناموری (Kanamori, 1977) محاسبه شد:

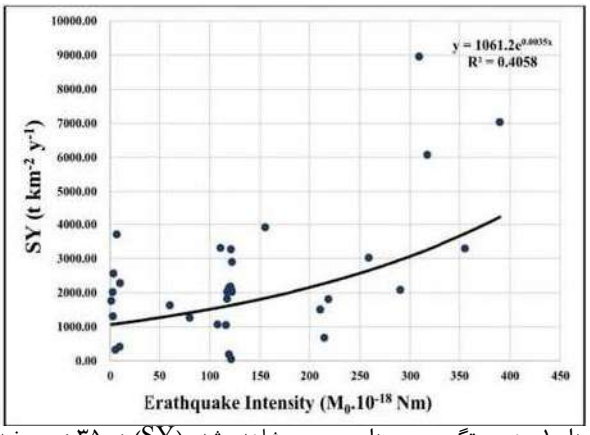
$$M_w = (\log_{10} M_0 - 9.1)/1.5$$

۳- بحث

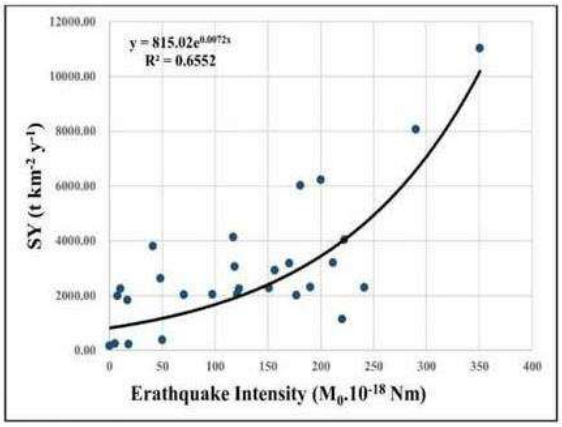
پس از تهیه و جمع آوری اطلاعات ذکر شده فوق به منظور بدست آوردن ارتباط بین پارامترهای رسوب به عنوان متغییر وابسته، بزرگا، شتاب و تراکم گسل به عنوان متغییر مستقل در حوضه های شمالی و جنوبی از روش رگرسیون دو متغیره (خطی) استفاده میکنیم. اولین متغیر در نظر گرفته شده، بزرگای زلزله است که بر حسب گشتاور لرزه‌ای تجمعی (M_0) برای زلزله‌های مؤثر بر هر حوضه در شمال و جنوب کشورتخمین زده می‌شود. نتیجه در نمودارهای ۱ و۲ نشان داده شده است. یک رابطه مثبت و نمایی بین میزان رسوب و بزرگای زلزله در حوضه های شمالی و جنوبی کشور وجود دارد، به طوری که با افزایش شدت زلزله، میزان رسوب افزایش می‌یابد. در حوضه های شمالی، بین میزان رسوب و بزرگای زلزله همبستگی خوب و معنی‌داری دیده می‌شود ($R^2 \approx 0.65$) این نتیجه مؤید آن است که انرژی لرزه‌ای تجمعی نقش جدی در تولید و جابه‌جایی رسوب در مناطق مرطوب دارد. در حوضه های جنوبی، همبستگی متوسط ($R^2 \approx 0.40$) است. این بدان معناست که همچنان اثر زلزله بر رسوب مشهود است، اما شدت آن به اندازه مناطق شمالی نیست.

دومین متغیر مستقل مورد بررسی، حداکثر شتاب زمین در هنگام زلزله (PGA) بر حسب ms-2 برای حوضه های شمالی و جنوبی است که در نمودارهای ۳ و ۴ نشان داده شده است. با بررسی این نمودارها تفاوت قابل توجهی بین دو حوضه شمالی و جنوبی مشاهده شد. در حوضه های شمالی ($R^2 \approx 0.72$) که نشاندهنده بالاترین همبستگی میان رسوب دهی با شتاب زمین لرزه است. در مناطق مرطوب و پرشیب شمال، حتی زمین‌لرزه‌های با شدت متوسط نیز می‌توانند پالس‌های بزرگ رسوبی ایجاد کنند. این پالس‌ها ناشی از ریزش دامنه‌ها، لغزش‌ها و گسیختگی خاک اشباع‌شده هستند که پس از هر زلزله فعال می‌شوند. بالا بودن R^2 نشان می‌دهد که PGA به‌طور مستقیم بر شدت و فراوانی تولید رسوب تأثیرگذار است.در حوضه های جنوبی ($R^2 \approx 0.17$) بوده که نشاندهنده نقش محدود ارتعاشات لرزه ای در این حوضه است. در این مناطق حتی اگر زلزله رخ دهد، کمبود رواناب و شرایط اقلیمی خشک مانع از انتقال قابل توجه رسوب می‌شود.

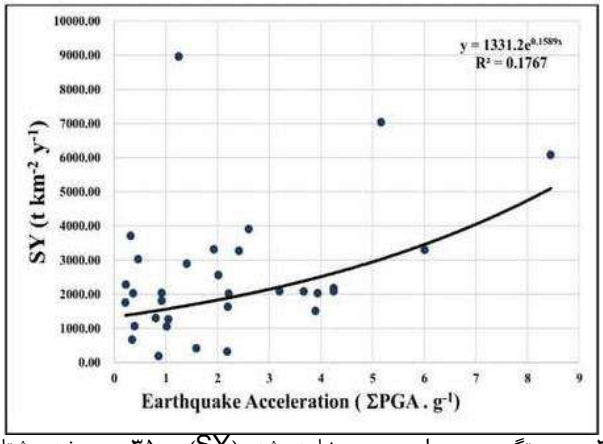
سومین پارامتر برای بررسی شاخص تکتونیکی، تراکم گسل‌های فعال اندازه‌گیری شده بر حسب متر بر کیلومتر مربع، در حوضه رسوبی مربوطه است. نتیجه در نمودارهای ۵ و ۶ نشان داده شده است. مقدار ضریب تعیین ($R^2 \approx 0.45$) برای حوضه های شمالی است که نشان می‌دهد حدود ۴۵٪ از تغییرپذیری در میزان رسوب مربوط به تراکم گسل است. وجود همبستگی نسبتاً قابل توجه بین تراکم گسل و رسوب‌دهی نشان می‌دهد که شکستگی‌های ساختاری و خردشدگی سنگ‌ها نقش مهمی در تسهیل فرسایش دارند. در مناطق البرز، تراکم بالای گسل‌ها موجب افزایش سطح تماس هوازده و کاهش مقاومت سنگ‌ها در برابر فرسایش می‌شود. در ترکیب با اقلیم مرطوب و بارندگی شدید، این شرایط به تولید رسوب زیاد منجر می‌شود. اگرچه این یک همبستگی خیلی قوی نیست، اما نشان دهنده یک رابطه مثبت متوسط است. این مقدار برای حوضه جنوبی ($R^2 \approx 0.20$) که نشان می‌دهد حدود ۲۰٪ از تغییرپذیری در میزان رسوب مربوط به تراکم گسل است. همبستگی ضعیف‌تر در زاگرس نشان‌دهنده آن است که تراکم گسل به‌تنهایی عامل تعیین‌کننده در رسوب‌دهی نیست. در اقلیم خشک جنوب، حتی اگر شکستگی‌ها زیاد باشند، بارش محدود مانع از انتقال و حمل رسوب می‌شود. بنابراین در این ناحیه، اقلیم نقش محدودکننده اصلی است.



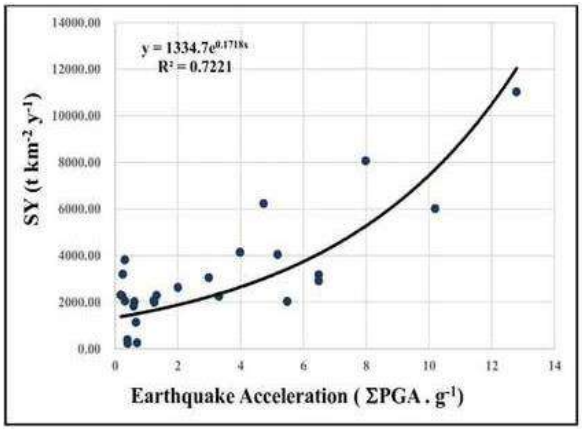
نمودار ۱- همبستگی بین میزان رسوب مشاهده شده (SY) در ۳۵ زیرحوضه و شدت زلزله (M0)برای حوضه های جنوبی کشور



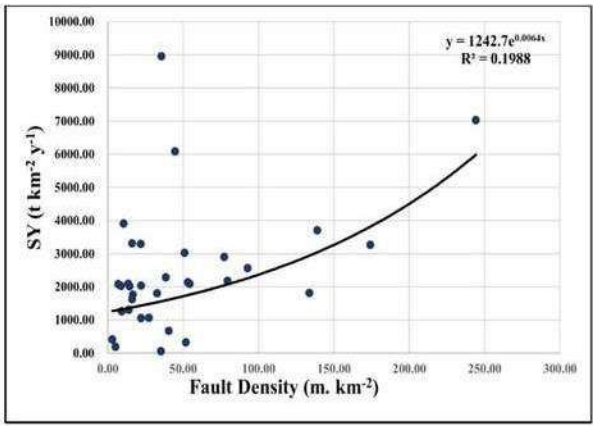
نمودار ۲- همبستگی بین میزان رسوب مشاهده شده (SY) در ۲۸ زیرحوضه و شدت زلزله (M0) برای حوضه های شمالی کشور



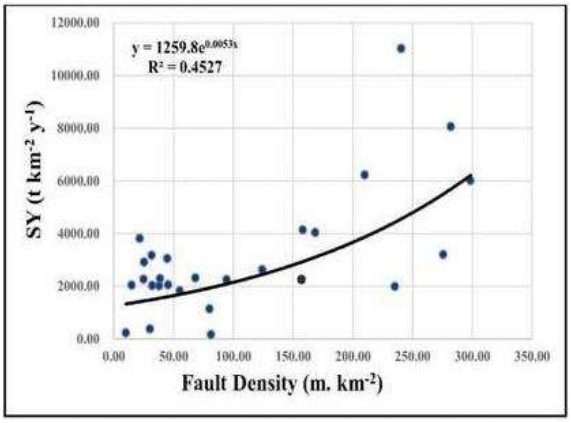
نمودار ۳- همبستگی بین میزان رسوب مشاهده شده (SY) در ۳۵ زیرحوضه و شتاب زلزله (شتاب اوج زمین نرمالیزه‌شده،ΣPGA . g-1). برای حوضه های جنوبی کشور



نمودار ۴- همبستگی بین میزان رسوب مشاهده شده (SY) در ۲۸ زیرحوضه و شتاب زلزله (شتاب اوج زمین نرمالیزه‌شده،ΣPGA . g-1). برای حوضه های شمالی کشور



نمودار ۵- همبستگی بین میزان رسوب مشاهده شده (SY) در ۳۵زیرحوضه و تراکم گسل فعال برای حوضه های جنوبی کشور.



نمودار ۶- همبستگی بین میزان رسوب مشاهده شده (SY) در ۲۸زیرحوضه و تراکم گسل فعال برای حوضه های شمالی کشور.

۴- نتیجه گیری

نتایج نتایج این پژوهش نشان داد که شاخص‌های تکتونیکی نقش قابل توجهی در تبیین تغییرات رسوب‌دهی در حوضه‌های آبخیز ایران دارند، اما شدت و نوع این اثرگذاری در پهنه‌های شمالی و جنوبی کشور متفاوت است. در حوضه‌های شمالی، همبستگی قوی میان شاخص‌های لرزه‌ای به‌ویژه شتاب تجمعی زلزله (ΣPGA) و گشتاور لرزه‌ای (ΣM_0) با رسوب ویژه (SY) مشاهده شد که بیانگر حساسیت بالای این مناطق به تحریک‌های لرزه‌ای است. در مناطق شمالی محیط مرطوب، شیب‌های تند و پوشش گسلی فعال شرایط را برای وقوع پالس‌های رسوبی پس از زلزله فراهم می‌کند. در مقابل، در حوضه‌های جنوبی، همبستگی شاخص‌ها به‌مراتب ضعیف‌تر بوده و تنها گشتاور لرزه‌ای تجمعی ارتباط متوسطی با رسوب‌دهی نشان داد. این یافته‌ها حاکی از آن است که در جنوب ایران، عوامل اقلیمی (مانند کمبود بارش و رواناب) و ویژگی‌های زمین‌شناسی (نظیر سازندهای رسوبی زاگرس) نقش پررنگ‌تری در کنترل رسوب دارند. به‌طور کلی می‌توان نتیجه گرفت که تحلیل رسوب‌دهی در مقیاس ملی ایران بدون در نظر گرفتن اثرات تکتونیکی و لرزه‌ای تصویر کاملی ارائه نخواهد داد. بنابراین، توسعه مدل‌های پیش‌بینی رسوب باید به‌صورت منطقه‌ای و با لحاظ کردن شرایط متفاوت شمال و جنوب صورت گیرد. همچنین، پیشنهاد می‌شود در پژوهش‌های آتی علاوه بر شاخص‌های تکتونیکی، اثر متغیرهای اقلیمی (بارش شدید، سیلاب‌های لحظه‌ای) و تغییرات کاربری اراضی نیز به‌طور توأم بررسی شود تا چارچوب جامع‌تری برای مدیریت منابع آب و خاک کشور فراهم آید.

۵- منابع

Arab Khedri, M., et al. (2016). Soil erosion assessment in large basins using remote sensing techniques. Journal of Environmental Planning and Management, 59(3), 451–468. https://doi.org/10.1080/09640568.2015.1042905

Arab Khedri, M. (2021). Water Erosion and Sediment Production Status in Iran: Statistical and Comparative Analyses. Strategic Research Journal of Agricultural Science and Naturall Resources, 6(2), 139-156. SID. https://sid.ir/paper/1055048/en

Dadson SJ, Hovius N, Chen H, et al. (2004) Earthquake triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. Geology 32: 733–736.

Hovius N, Meunier P, Lin C-W, et al. (2011). Prolonged seismically induced erosion and the mass balance of a large earthquake. Earth and Planetary Science Letters 3–4: 347–355.

Howarth JD, Fitzsimons SJ, Norris RJ, et al. (2012). Lake sediments record cycles of sediment flux driven by large earthquakes on the Alpine Fault, New Zealand. Geology 40(12):1091–1094.

Kanamori, H., (1977). The energy release in great earthquakes, Journal of Geophysical Research (JGR), Volume82, Issue20, Solid Earth and Planets, Pages 2981-2987, 10 July 1977. https://doi.org/10.1029/JB082i020p02981

Vanmaercke, M., Kettner, A.J., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Mamaliga, A., Verstraeten, G., Radoane, M., Obreja, F., Upton, P., Syvitski, J.M.P., Govers, G., 2014a. Moderate seismic activity affects contemporary sediment yields. Prog. Phys. Geogr. 38, 145-172.

Vanmaercke, M., Obreja, F., Poesen, J., 2014b. Seismic controls on contemporary sediment export in the Siret river catchment, Romania. Geomorphology 216, 247–262.

Vanmaercke, M., et al. (2017, a). The impact of tectonic activity on sediment yield: Insights from European and global datasets. Geomorphology , 277, 152–165. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.009

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

ریزساختار پنولا از مرجان کرتاسه زیرین جنس Genus *Ovalastrea*

توران خاموشی*[۱]، احمد لطف آباد عرب [۲]، محمدرضا وزیری [۳]

۱ـ دکتری چینه نگاری ودیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنرکرمان، کرمان، ایران،

۲ـ دانشیار چینه نگاری ودیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنرکرمان، کرمان، ایران

۳ـ استاد چینه نگاری ودیرینه شناسی ، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنرکرمان، کرمان، ایران

*Email: Turan.khamoshi@sci.uk.ac.ir

چکیده

جنس مرجانی *Ovalastrea* متعلق به خانواده Latomeandridae از مرجانهای اسکلراکتنین در برش باغین در غرب کرمان می باشد، اعضای آنها دارای ساختارهای یقه‌مانند پنولا هستند که در امتداد ترابکول‌ها قرار گرفته‌اند و تمایل دارند به صورت لبه‌های کم و بیش پیوسته‌ای به موازات حاشیه خارجی سپتوم، که در هر وجه سپتوم توزیع شده‌اند، ادغام شوند.

کلمات کلیدی: اسکلراکتینیا، لاتومئاندریده، ریزساختار، پنولا، کرتاسه زیرین، کرمان.

۱- مقدمه

فسیل‌های اسکلراکتینیا در ابتدا اسکلت‌های آراگونیتی داشته‌اند-Felix, 1903; Morycowa, 1971, 1980; Cuif, 1972; Montanaro Gallitelli et al., 1973; Montanaro Gallitelli, 1974; Sorauf, 1978; Roniewicz, 1984)، با این حال، اسکلت‌های فسیلی اسکلراکتینیا معمولاً به دلیل تبلور مجدد اسکلت‌های آراگونیتی اولیه به کلسیت یا گاهی اوقات جایگزینی با سیلیس، به خوبی حفظ نشده‌اند (Morycowa, 1980). اسکلت‌های به خوبی حفظ‌شده در جایی یافت می‌شوند که مرجان‌ها در سنگ‌های نسبتاً نفوذناپذیر مانند شیل یا مارن قرار دارند(Morycowa, 1971, 1980)، مانند برش باغین. ریزساختار اسکلت‌ها یک معیار طبقه‌بندی بسیار مهم، هم برای موجودات زنده و هم برای فسیل‌های اسکلرکتینین‌ها، است و همراه با ویژگی‌هایی مانند اشکال رشد، مورفولوژی کورالیت‌ها و ریزساختار اسکلت‌های آنها، شناسایی‌های طبقه‌بندی آنها را ممکن می‌سازد. در اینجا ریزساختارپنولاها - اشکال یقه‌مانند (بالکن مانند) هستند که به صورت سریالی و منظم در امتداد ترابکول‌ها قرار گرفته‌اند، لبه‌های پنولاها به سمت بالا هستند. اصطلاح پنولا پس از گیل (Gill, 1967) به کار رفته‌اند، سایر عناصر اسکلتی مانند پالی، لوب‌های پالیفرم، ستونک، اندوتکا و اگزوتکا و نوع جوانه زدن (Lathuiliere,1996) معمولاً به عنوان تشخیص در سطح عمومی در نظر گرفته می‌شوند. جنس مرجانی *Ovalastrea* متعلق به خانواده Latomeandridae از مرجانهای اسکلراکتنین در برش باغین در غرب کرمان می باشد.

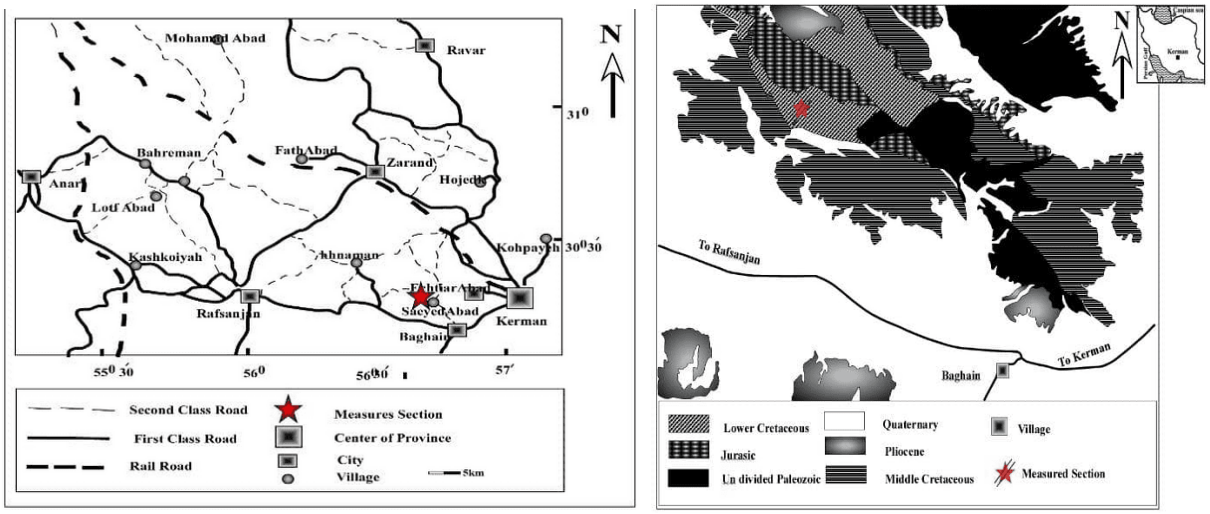
۲- روش مطالعه

برش مورد بررسی در ۹کیلومتری شمال شهر باغین و ۳۲کیلومتری غرب کرمان در مسیر جاده کرمان- باغین واقع شده است (شکل ۱) دسترسی به این منطقه از راه جاده کرمان- باغین-رفسنجان و جاده منتهی به روستای سیدآباد میسر می باشد. این برش دارای مختصات جغرافیایی 30°17´55.5″N درجه و 56°40´50.2 ″E می باشد.

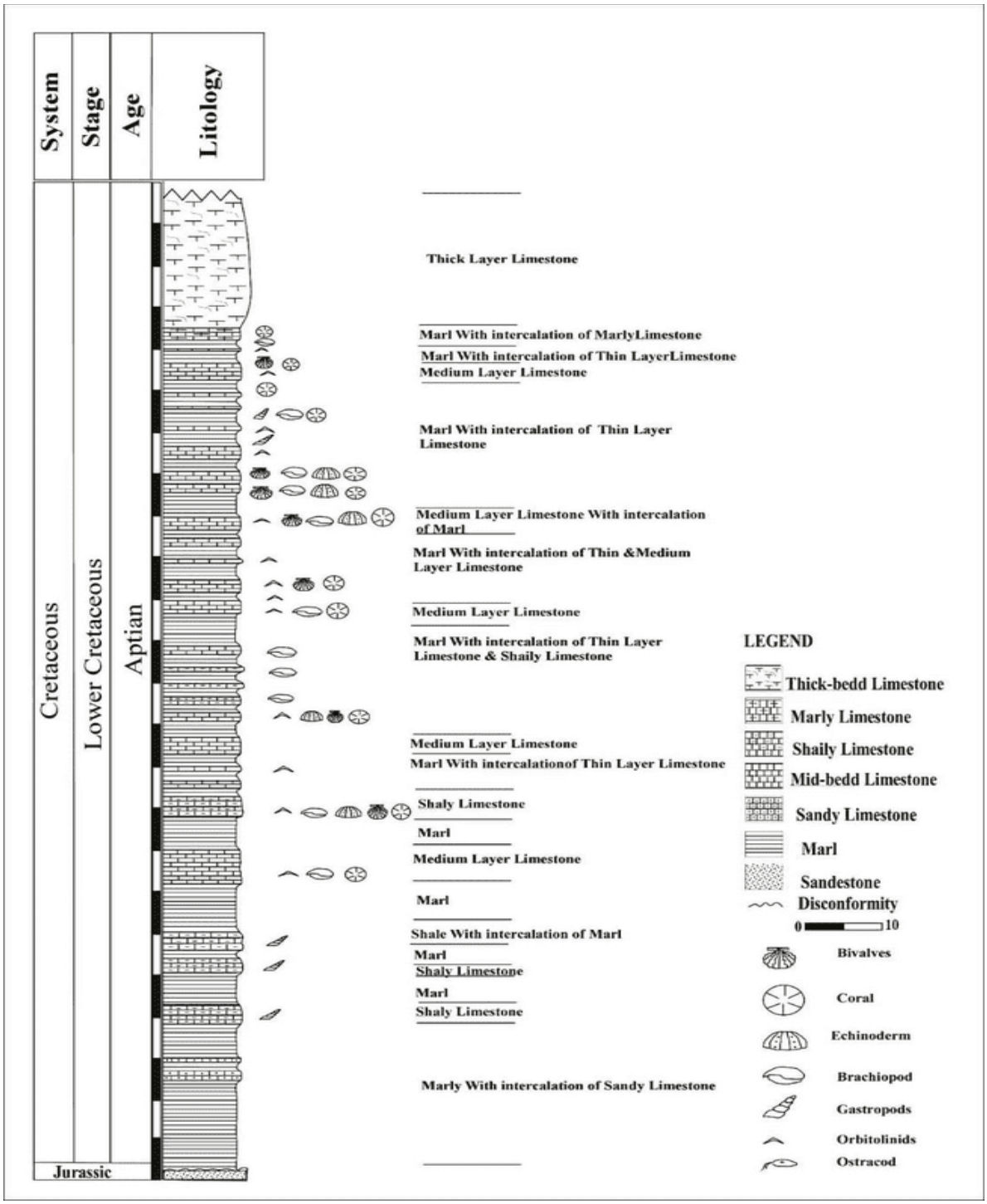
برش مورد مطالعه دارای ضخامت ۲۳۵متر بوده که از تناوب لایه های مارنی و میان لایه سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه تشکیل شده است. تناوب مارن های سبز رنگ با میان لایه آهک با ضخامتی بین ۲۱سانتی متر تا حداکثر ۴متر داشته و حاوی حاوی گروههای مختلف ریز سنگواره ی (اربیتولینید، جلبک و استراکد) و درشت سنگواره ی (مرجانها، خارداران، دوکفه ایها، بازوپایان و شکم پایان. .). میباشند(شکل ۲).

نمونه‌های مرجانی برش داده شده و صیقل داده شدند. مقاطع در هر دو جهت عرضی و طولی تهیه شدند. مقاطع با عبور نور از میان آنها با استفاده از یک اسکنر تخت با وضوح نوری ۶۴۰۰ نقطه در اینچ اسکن شدند. ابعاد کورالایت، تعداد سپتوم‌ها یا تراکم سپتوم‌ها، به طور سیستماتیک با استفاده از مقاطع نازک اسکن شده اندازه‌گیری شدند. برای دستیابی به معناداری آماری، بیشترین تعداد اندازه‌گیری‌های ممکن انجام شد. برای هر نوع اندازه‌گیری (مانند، مثلاً قطر کورالیت یا تعداد دیواره‌های بین‌لایه‌ای)، مقادیر زیر به دست آمد:

n	number of measurements
min–max	lowest and highest measured values
μ	arithmetic mean (average)
s	standard deviation
cv	coefficient of variation according to K. Pearson
μ ± s	first interval



شکل -۱سمت راست: موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به برش مورد مطالعه (برگرفته از بختیاری،۱۳۸۸)، سمت چپ: نقشه زمین شناسی برش مورد مطالعه (برگرفته از Djokovic et al., 1972).



شکل ۲- ستون چینه شناسی برش باغین

۳- بحث

مرجان‌های اسکلراکتینی فسیلی از اواخر قرن هجدهم توصیف شده‌اند. از اواخر قرن بیستم، آنها با استفاده از مقاطع نازک بررسی شده‌اند که منجر به کشف عناصر مورفولوژیکی تاکنون ناشناخته و تغییراتی در طبقه‌بندی شده است. بازنگری‌های سیستماتیک قبلی (Vaughan & Wells 1943; Alloiteau 1952; Wells 1956; Alloiteau 1957) نشان می‌دهد که راسته Scleractinia به زیرراسته‌ها و خانواده‌هایی تقسیم می‌شود. اکنون، ۸۰ سال بعد، تقسیم این راسته به زیرراسته‌ها به دلایل مختلف، همانطور که در لوزر و همکاران (۲۰۱۸)، لوسر و کالاپز (۲۰۲۲) و لوسر و ویلمسن (۲۰۲۳) توضیح داده شده است، عملی تلقی نمی‌شود. بنابراین، سیستم طبقه‌بندی که توسط لوزر (۲۰۱۶) معرفی شد، زیرراسته‌ها را اعمال نمی‌کند، بلکه روخانواده‌های را گروه‌بندی می‌کنند، اعمال می‌کند. عملاً، در حال حاضر زیرراسته‌ها جای خود را به روخانواده‌ها داده‌اند.

جنس Ovalastrea به سن باتونین- سنومانین(شکل۳،۴) در کرتاسه پراکنش گاه به گاه دارد (Löser, 2016) و در برش باغین فراوانی کمی دارد اما جنسی است که دارای بیشترین قطر مرجانی و بیشترین نسبت کوئنوستوم در مرجان‌های برش مورد مطالعه است.

این ویژگی‌ها، همراه با حضور کورالیت‌های بلند، به عنوان ویژگی‌های معمولی مرجان ها قادر به حذف ذرات رسوب نسبتاً بزرگ تفسیر شده‌اند .

کلنی های Ovalastrea معمولاً حجیم یا کروی هستند ، مورفولوژی‌هایی هستندکه نسبت به راموزها در برابر جریان‌ها مقاوم‌تر هستند ، اما رشد کندی دارند و تنها زمانی غالب می‌شوند که مرجان‌های شاخه دار یا راموز نادر یا وجود نداشته باشند .

جنس Ovalastrea، به خانواده لاتومئاندریدها تعلق دارند و پنولا دارند. در مرجان‌های موجود، این ساختار در گونه‌های زوکسانتلات وجود دارد که در آب‌های عمیق زندگی می‌کنند که به عنوان یک سازگاری با آب‌های عمیق با بهینه‌سازی جذب نور (Kahng et al., 2012) یا بهبود تغذیه مخلوطی (Lathuilière, 1995 ؛ Kaiser eet al., 1993) تفسیر شده است.

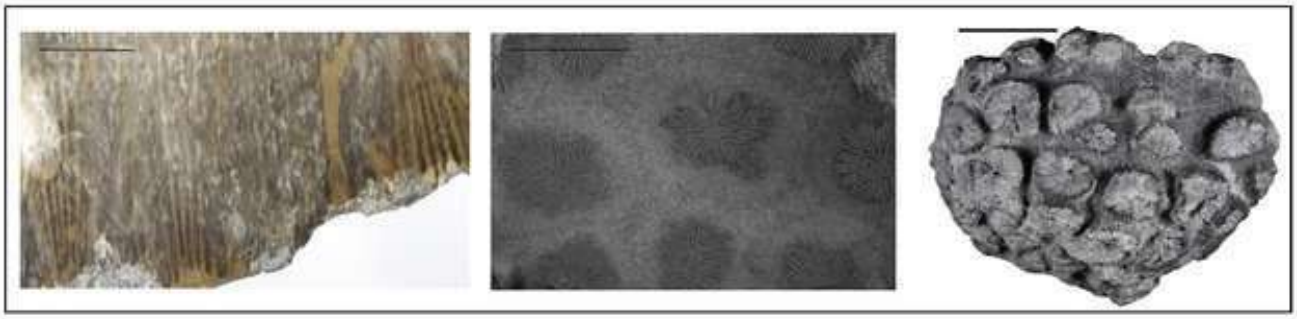
در این مورد، جابجایی آنها در حد پایین ناحیه نوری به معنای آب های عمیق تر نیست ، بلکه این است که ناحیه نوری به‌طور منفی تحت تأثیرآشفتگی قرار می‌گیرد .

Order Scleractinia Bourne, 1900
Superfamily Cyclolitoidea Milne Edwards & Haime, 1849a
Family Latomeandridae de Fromentel, 1861
Genus *Ovalastrea* d'Orbigny, 1849
Type species. *Astrea caryophylloides* (Goldfuss, 1826)
***Ovalastrea caryophylloides* Goldfuss, 1826**
(Fig. 3)

1857 *Favia hemisphaerica* – de Fromentel, p. 35, pl. 4, fig. 7
1963 *Complexastrea cyclops* (Felix) – Reyeros Navarro, p. 16, pl. 5, fig. 1, 2, 5
2021 *Ovalastrea caryophylloides* (Goldfuss, 1826) – Löser, Nieto and Castro, p. 21, Fig. 21.1-3

جدول.۱ ابعاد *Ovalastrea caryophylloides* Goldfuss, 1826 SBUK- B-58-1, SBUK- B-58-2.

SBUK- B-58-1	n	min-max	μ	s	cv	μ±s
ccd	9	25.57-39.52	31.83	5.54	17.4	26.29-37.37
cmax	6	18.48-26.80	22.67	3.57	15.7	19.09-26.24
cmin	6	15.15-19.73	17.05	1.67	9.8	15.37-18.73
septa	2	48-58	53.0	7.07	13.3	45.92-60.07
SBUK- B-58-2	**n**	**min-max**	**μ**	**s**	**cv**	**μ±s**
ccd	2	10.66-10.74	10.70	0.06	0.5	10.65-10.76
cmax	3	7.21-8.76	8.22	0.88	10.7	7.34-9.10
cmin	3	5.75-6.62	6.33	0.50	7.9	5.83-6.83
septa	1	63	63.0	-	-	-



شکل-۳ *Ovalastrea caryophylloides* (Goldfuss, 1826) ، سمت راست تصویر از بالا. ،تصویر وسط: برش عرضی ، تصویرسمت چپ: برش طولی. مقیاس ۱۰ میلی متر

شکل-۴ تصاویر گرافیکی از ساختار پنولا

۴- نتیجه گیری

در کرتاسه پایینی Latomeandridae غالب بوده‌اند (Löser, 2016). جنس Ovalastrea به سن باتونین- سنومانین که دارای بیشترین قطر مرجانی و بیشترین نسبت کوئنوستوم در مرجان‌های برش مورد مطالعه است. به خانواده لاتومئاندریدها تعلق دارند و پنولا دارند.

قدردانی: نویسندگان عمیقاً از دکتر هانس لوسر (دانشگاه ملی مکزیک) برای برای راهنمایی هایش و بحث سازنده در طول دوره تحصیلی و همچنین پشتیبانی و پردازش داده‌ها با استفاده از برنامه Paleotax در مرجان‌های پس از پالئوزوئیک و پایگاه داده‌ای از نمونه‌ها و تصاویر مرتبط واقع در سونورا، مکزیک، تشکر ویژه دارند.

۵- منابع

آقانباتی، ع.،۱۳۸۵. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ص.

بختیاری، س.، ۱۳۸۸. اطلس راههای ایران. مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰،مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۲۷۲صفحه مصور رنگی.

Djokovic, I., Dimitrijevic, M.N., Cvetic, S. and Dimitrijevic, M.D., 1972. Geological map of Iran. 1:100 000 series, sheet 7350-Baghin. Geological Survey of Iran.

Gill, G. A., 1968. Sur les pennules de Microsolenides (coraux). Etude complémentaire. *Rivista Italiana Paleontologica*,
Milano, 74, 3: 968–982.

Löser, H. 2016. Systematic part. Catalogue of CretaceousCorals 4, 1–710.

Löser, H., Steuber, T, and Löser, C. 2018. Early Cenomanian coral faunas from NeaNikopoli(Kozani, Greece; Cretaceous). Carnets de Géologie / Notebooks on Geology, 18:23-121.https://doi.org/10.4267/2042/66094

Löser, H., Heinrich, M., Schuster, U., 2019. Korallen von Rußbach und Gosau (Coniac- Santon; Osterreich). VI. CPress Verlag, Dresden, p. 367, 1195 figs.

löser, H. & Wilmsen, M. (2023): Lower Cenomanian (Cretaceous) corals from Cóbreces (Cantabria, northern Spain). Part 2: family Latomeandridae. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **307**: 277–304. https://doi.org/10.1127/njgpa/2023/1127.

Morycowa, E., 1971. Hexacorallia et Octocorallia du Crétacé inférieur de Rarau (Carpathes orientales roumaines). *Acta Palaeontologica Polonica 16(1–2)*, 1–149.

Morycowa, E., Marcopoulou-Diacantoni, A., 2002. Albian corals from the Subpelagonian zone of Central Greece (Agrostylia, Parnassos region): Annales Societatis Geologorum Poloniae, 72, 1-65.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

تحلیل سیستماتیک سنگ‌شناسی، چینه‌شناسی، رسوب‌شناسی و تکامل تکتونیکی کمپلکس اوفیولیتی لوگر، جنوب شرق افغانستان: تلفیق داده‌های سنجش از دور، زمین‌شناسی و ژئوشیمی

مصطفی رضایی سیستانی*[1]، عاطفه رضی [1]، سیده فروه موسوی زارع [1]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

* Rasam.3835@gmail.com

چکیده

کمپلکس اوفیولیتی لوگر واقع در استان لوگر افغانستان، به عنوان بخشی از پوسته اقیانوسی مزوزوئیک، طی فرآیندهای تکتونیکی بر روی بلوک کابل رانده شده است. این مطالعه با هدف تجزیه و تحلیل سیستماتیک سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی رسوب‌شناسی این کمپلکس و با استفاده از تلفیق داده‌های سنجش از دور، ژئوشیمی و مطالعات صحرایی انجام شده است. نتایج نشان می‌دهد که این کمپلکس شامل توالی‌های اولترامافیک-مافیک، دیاباز، گدازه‌های بالشی و رسوبات آواری-آتشفشانی است. نهشت‌های کرومیتی از نوع پودیفرم در واحدهای دونیت و هارزبرژیت تمرکز یافته‌اند. مطالعات سکانس‌چینه‌شناسی حاکی از وجود یک کمپلکس افیولیتی کامل است که طی فرآیندهای فرورانش و بسته شدن اقیانوس تتیس شکل گرفته است. این پژوهش نقش یکپارچه‌سازی داده‌های سنجش از دور و مطالعات میدانی را در شناسایی و تفکیک واحدهای سنگی و کانی‌سازی‌های مرتبط برجسته می‌سازد.

کلمات کلیدی: اوفیولیت لوگر، چینه‌شناسی، رسوب‌شناسی، سنجش از دور، ژئوشیمی، کرومیت پودیفرم، افغانستان.

۱- مقدمه

افغانستان، واقع در محل برخورد صفحات تکتونیکی اوراسیا و هند، از یک تاریخچه زمین‌شناسی پیچیده و پویا برخوردار است که منجر به تشکیل و حفظ کمپلکس‌های اوفیولیتی متعددی شده است (Abdullah et al, 2008). این کمپلکس‌ها به عنوان بازمانده‌های پوسته اقیانوسی نئوتتیس، آرشیوی ارزشمند از فرآیندهای گسترش کف اقیانوس، فرورانش و برخورد قاره‌ها هستند (Dilek & Furnes, 2014). کمپلکس اوفیولیتی لوگر (LOC) با وسعتی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر مربع در ۳۰ کیلومتری جنوب کابل، یکی از بزرگ‌ترین و مهم‌ترین این کمپلکس‌ها در شرق افغانستان محسوب می‌شود (Ahmadi & Kalkan, 2021). اگرچه مطالعات پیشین عمدتاً بر پتانسیل معدنی LOC، به ویژه کانی‌سازی کرومیت و عناصر گروه پلاتین (PGE) متمرکز بوده‌اند (Benham et al, 2009; Abdelaziz et al, 2018)، اما یک تحلیل سیستماتیک و یکپارچه از جنبه‌های سنگ‌شناسی، رسوب‌شناسی و چینه‌شناسی آن کمتر مورد توجه قرار گرفته است. فقدان چنین مطالعه‌ای، درک کامل از محیط تشکیل، تکامل تکتونیکی و ارتباط واحدهای مختلف این افیولیت را با چالش مواجه کرده است. این پژوهش با هدف پر کردن این خلاء علمی، با بهره‌گیری از تلفیق نوین داده‌های سنجش از دور، مشاهدات میدانی سیستماتیک و آنالیزهای آزمایشگاهی پیشرفته، به تجزیه و تحلیل ساختار رسوبی، توالی‌چینه‌شناسی و تاریخچه تکامل تکتونیکی LOC می‌پردازد. سؤال اصلی این تحقیق آن است که چگونه تلفیق این روش‌ها می‌تواند درک ما را از تاریخچه رسوبی و تکتونیکی یک کمپلکس افیولیتی در یک منطقه با دسترسی محدود، متحول کند.

۲- روش مطالعه

این مطالعه بر پایه یک رویکرد چندرشته‌ای و تلفیق داده‌های متنوع که تاکنون محققان بدست آورده‌اند استوار است.

۲,۱- مطالعات سنجش از دور و پردازش تصویر

داده‌های چندطیفی سنجنده‌های ASTER و Landsat 8 OLI (مربوط به آگوست ۲۰۰۷ و دسامبر ۲۰۱۴) از پورتال USGS Earth Explorer اخذ گردید. مراحل پیش‌پردازش شامل تصحیح رادیومتری و اتمسفری با استفاده از الگوریتم Log Residual برای باندهای VNIR-SWIR و تصحیح اتمسفری حرارتی برای باندهای TIR بود. پردازش‌های اصلی شامل موارد زیر شد:

- شاخص‌های کانی‌شناسی (MI): شاخص مافیک (MI = B12/B13) و نسخه اصلاح‌شده آن (MI = (B12 × B14) / B13) برای جداسازی سنگ‌های مافیک-اولترامافیک از کربنات‌ها محاسبه شد (Ninomiya et al, 2005; Ahmadi & Kalkan, 2021).
- نسبت باند (BR): نسبت باندهای ۱۴/۱۲ در ASTER برای شناسایی سنگ‌های مافیک-اولترامافیک و نسبت باند ۸/۴ برای تشخیص کانی‌های کربناتی به کار گرفته شد (Rowan et al, 2005).
- طبقه‌بندی (SAM[1]): از این الگوریتم برای شناسایی کانی‌های دگرسانی مرتبط با افیولیت مانند آنتیگوریت، کریزوتیل، سرپانتین، کلریت و اپیدوت با استفاده از کتابخانه طیفی USGS استفاده گردید (Yousufi et al, 2023).
- تحلیل مؤلفه‌های اصلی(PCA[2]): برای تفکیک لیتولوژی‌های مختلف و تهیه نقشه زمین‌شناسی به کار رفت (Abdelaziz et al, 2018).

۲,۲- مطالعات میدانی و نمونه‌برداری

پیمایش میدانی در امتداد تراورس‌های زمین‌شناسی مختلف در مناطق مرکزی، غربی و جنوب غربی LOC (عمدتاً در منطقه محمدآغا) انجام شد. در مجموع، ۱۱ نمونه از رخنمون‌های تازه سنگ‌های مافیک-اولترامافیک برای آنالیزهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی جمع‌آوری گردید (Haji Muhammad et al, 2025).

۲,۳-آنالیزهای آزمایشگاهی

پتروگرافی و کانی‌شناسی: مقاطع نازک و صیقلی از نمونه‌ها تهیه و تحت میکروسکوپ پلاریزان و انعکاسی مورد مطالعه قرار گرفتند تا ترکیب کانی‌شناسی، بافت سنگ و روابط بین کانی‌ها مشخص شود.

آنالیز ژئوشیمیایی (XRF): از طیف‌سنجی فلورسانس پرتو ایکس (XRF) برای تعیین ترکیب عنصری و اکسیدی نمونه‌های منتخب، به ویژه کرومیتیت و سنگ‌های میزبان آن (دونیت، هارزبرژیت) استفاده شد (Haji Muhammad et al, 2025).

---

[1] Spectral Angle Mapper

[2] Principal Componet Analaysis

۳- بحث

۳,۱-رخساره‌های سنگی و سکانس چینه‌شناسی

مطالعات پتروگرافی و مشاهدات میدانی، یک سکانس افیولیتی نسبتاً کامل را در LOC آشکار می‌سازد. توالی از پایین به بالا به شرح زیر است:

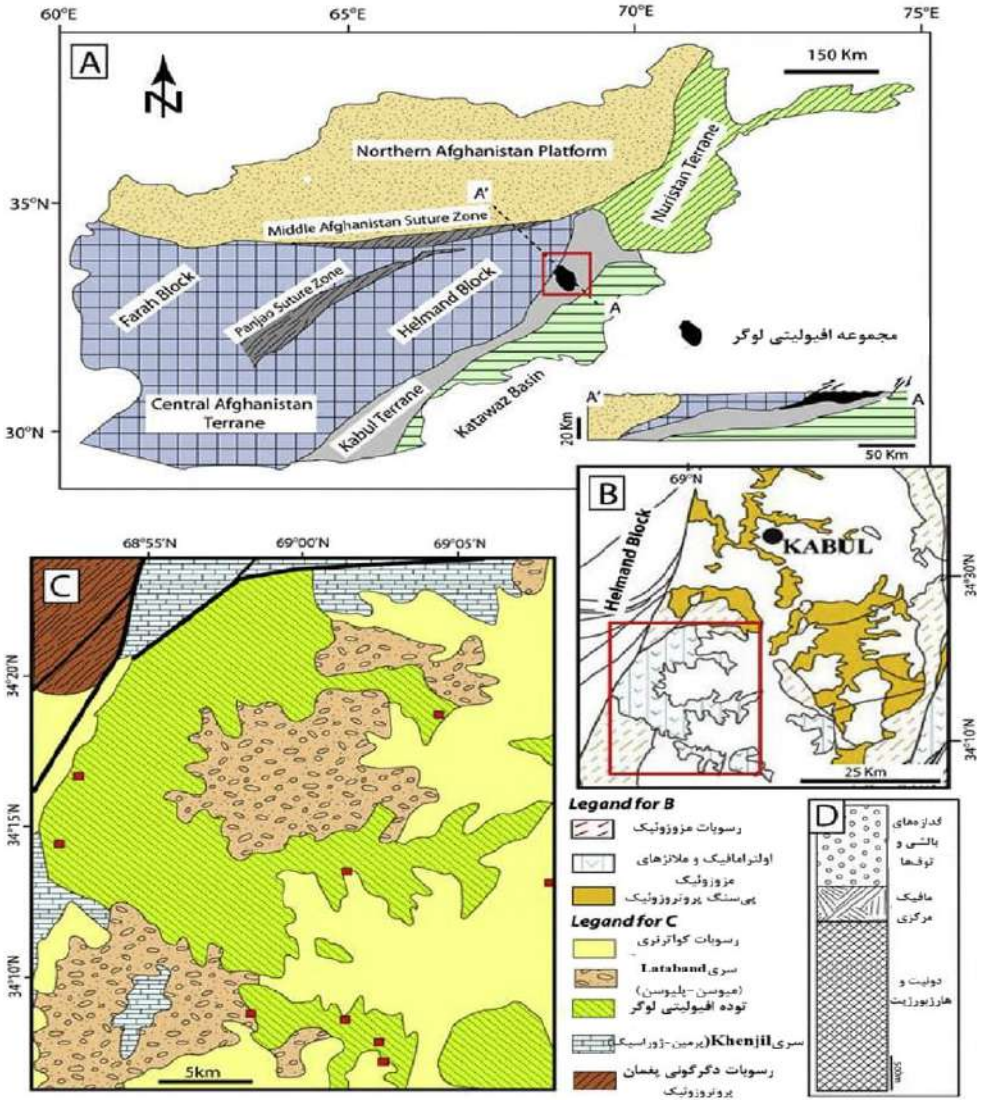
- بخش گوشته (Ultramafic Tectonite): این بخش پایه‌ای، عمدتاً از هارزبرژیت و دونیت با مقادیر کم‌تری لرزولیت و ورلیت تشکیل شده است. این سنگ‌ها بافت تکتونیتی داشته و درجه بالایی از سرپانتینی شدن را نشان می‌دهند. فرآیند سرپانتینی شدن منجر به تشکیل کانی‌هایی مانند آنتیگوریت، کریزوتیل و بروسیت شده است (Yousufi et al, 2023).
- بخش گابرویی (Cumulate Sequence): بر روی سنگ‌های گوشته، یک سری گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ قرار دارد. این سنگ‌ها عمدتاً از کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند و نشان‌دهنده تبلور تدریجی ماگما در یک محفظه ماگمایی هستند.
- مجموعه دایک‌های ورقه‌ای (Sheeted Dike Complex): این بخش توسط دایک‌های متعدد و به هم چسبیده دیابازی با جهت‌گیری تقریباً عمودی تشکیل شده که نشان‌دهنده منطقه گسترش در پشته میان اقیانوسی است (Benham et al, 2009).
- بخش آتشفشانی (Volcanic Sequence): این بخش فوقانی شامل گدازه‌های بالشی بازالتی و آندزیتی به همراه برش‌ها و توف‌های آتشفشانی است. حضور گدازه‌های بالشی، محیط زیرآبی برای تشکیل این بخش را تأیید می‌کند.
- پوشش رسوبی (Sedimentary Cover): بر روی تمامی واحدهای افیولیتی، یک پوشش رسوبی از جنس سنگ‌های آواری (ماسه‌سنگ، شیل) و رسوبات آتشفشانی-آواری (ولکانی‌کلاستیک) مربوط به کرتاسه قرار گرفته است (شکل ۱)(Abdelaziz et al, 2018).

۳,۲- کانی‌سازی کرومیت و ژئوشیمی

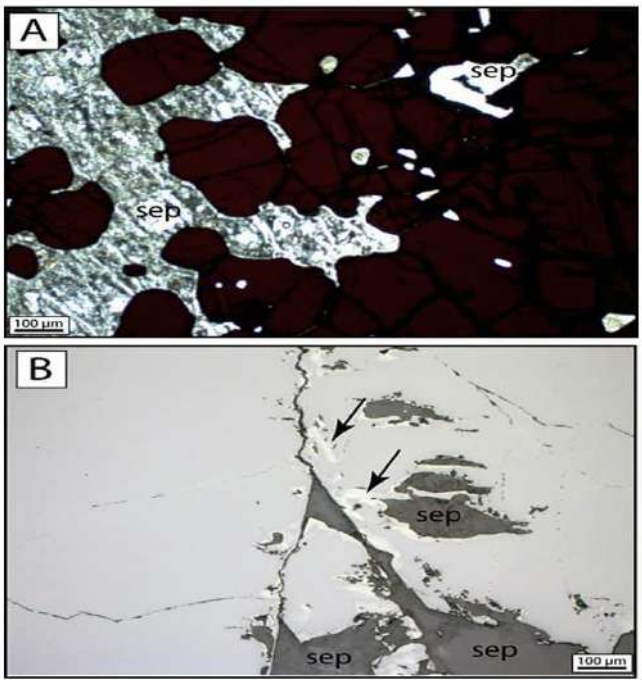
کانی‌سازی کرومیت در LOC از نوع پودیفرم[۳] است که مشخصه افیولیت‌های مرتبط با زون فرافرورانش می‌باشد. این کانی‌سازی به صورت توده‌های عدسی شکل انبوه (Massive Chromitite) تا بلورهای پراکنده (Disseminated) درون واحدهای دونیت و هارزبرژیت سرپانتینی شده رخ داده است (شکل ۲) (Abdelaziz et al, 2018). مطالعات میکروسکوپی، بافت گرانولار کرومیت و تشکیل فرریت کرومیت و مگنتیت در امتداد درزه‌ها و مرز دانه‌ها را نشان می‌دهد. داده‌های حاصل از آنالیز XRF بر روی نمونه‌های کرومیتیت، غلظت بسیار بالای اکسید کروم (Cr_2O_3) را در محدوده ۳۵ تا ۴۰ درصد و اکسید منیزیم (MgO) را حدود ۳۵ درصد تأیید می‌کند. در مقابل، نمونه‌های دونیت میزبان، دارای مقادیر بالای SiO_2 (حدود ٪۴۳) و MgO (حدود ٪۴۴) هستند که نشان‌دهنده ماهیت اولترامافیک اولیوین-دار آنهاست (Haji Muhammad et al, 2025). این داده‌های ژئوشیمیایی، ماهیت ماگمائی از منشا پوسته اقیانوسی در گوشته فوقانی، برای این سنگ‌ها را تأیید می‌کنند.

---

[۳] Podiform



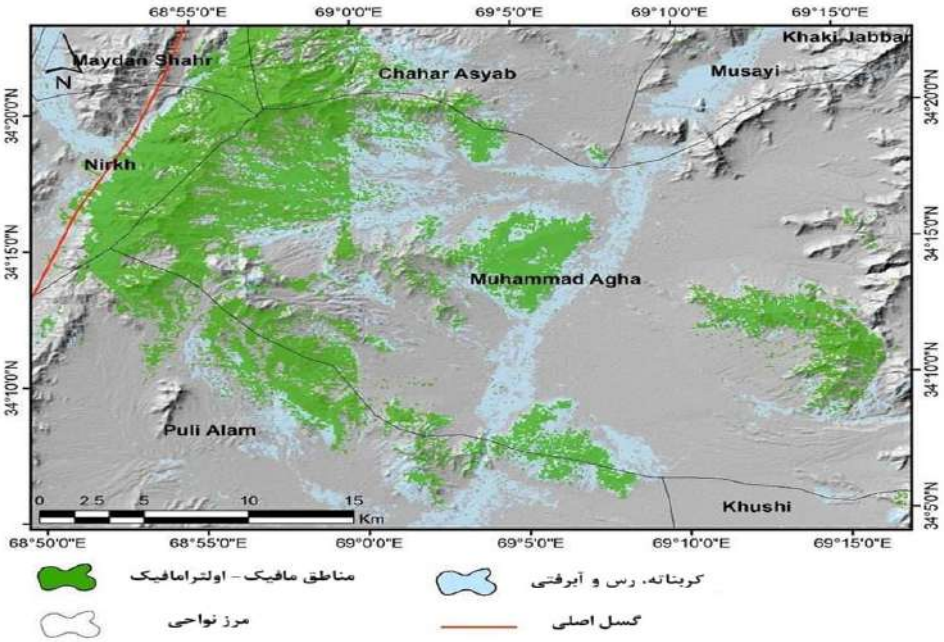
شکل ۱- A: نقشه زمین‌شناسی ساده شده‌ی افغانستان ؛ B: نقشه زمین‌شناسی ساده شده بخش مرکزی دشت کابل؛ C: نقشه زمین‌شناسی افیولیت لوگر که رخدادهای کرومیتی با نقاط قرمز رنگ مشخص شده‌اند.؛ D: ستون لیتواستراتیوگرافی ساده شده از افیولیت لوگر(Abdelaziz et al, 2018).



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی از کرومیت لوگر؛ A: کرومیت دانه‌ای تازه به رنگ قهوه‌ای مایل به قرمز که در سرپانتین (sep) قرار گرفته و بافت باستیتی را نشان می‌دهد؛ B : کرومیت در امتداد ترک‌ها به مگنتیت تبدیل شده است که بازتاب بالاتری را نشان می‌دهد (فلش‌های سیاه) (Abdelaziz et al, 2018).

۳,۳- کارایی سنجش از دور در تفکیک لیتولوژی و دگرسانی

تلفیق روش‌های مختلف پردازش تصویر، نقشه‌ای بسیار دقیق از پراکنش LOC ارائه داد. شاخص مافیک اصلاح‌شده (MI_3) به طور مؤثری سنگ‌های مافیک-اولترامافیک را با حداقل تداخل با کربنات‌ها تفکیک کرد (Ahmadi & Kalkan, 2021). نسبت باند ۱۴/۱۲ در ASTER نیز برای شناسایی این سنگ‌ها و نسبت باند ۸/۴ برای تشخیص زون‌های کربناتی (شامل سنگ‌های آهکی، مارل و اولترامافیک‌های کربناته شده) نتایج قابل اطمینانی ارائه دادند (شکل۳)(Yousufi et al, 2023). طبقه‌بندی SAM موفق به شناسایی پراکنش کانی‌های دگرسانی هیدروترمال کلیدی مانند سرپانتین، کلریت و تالک در اطراف هسته‌های اولترامافیک شد (شکل۴) (Yousufi et al, 2023). این زون‌های دگرسانی، اغلب به عنوان راهنمای اکتشافی برای کانی‌سازی کرومیت و PGE عمل می‌کنند.



شکل۳- پیکسل‌های آستانه‌گذاری شده افیولیت‌ها و سنگ‌های کربناته با استفاده از BR 12/14 و ۸/۴ بر روی کمپلکس افیولیتی لوگر(Yousufi et al., 2023).

۳,۳- کارایی سنجش از دور در تفکیک لیتولوژی و دگرسانی

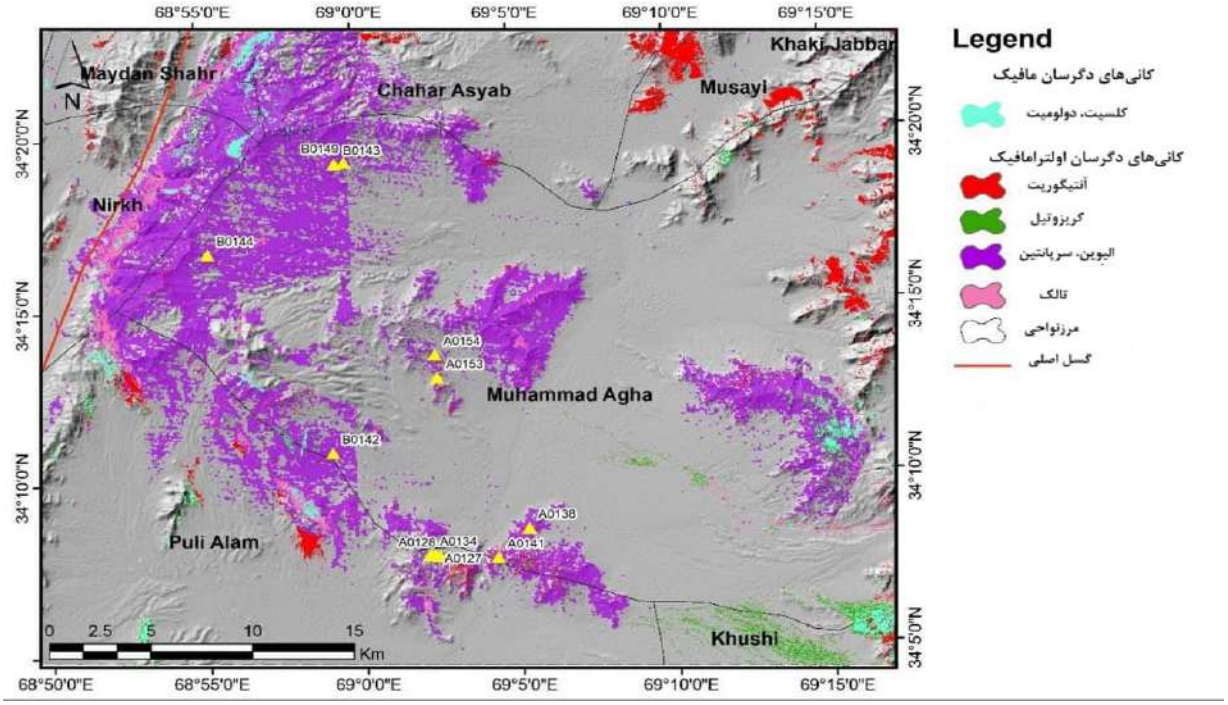
تلفیق روش‌های مختلف پردازش تصویر، نقشه‌ای بسیار دقیق از پراکنش LOC ارائه داد. شاخص مافیک اصلاح‌شده (MI_3) به طور مؤثری سنگ‌های مافیک-اولترامافیک را با حداقل تداخل با کربنات‌ها تفکیک کرد (Ahmadi & Kalkan, 2021). نسبت باند ۱۴/۱۲ در ASTER نیز برای شناسایی این سنگ‌ها و نسبت باند ۸/۴ برای تشخیص زون‌های کربناتی (شامل سنگ‌های آهکی، مارل و اولترامافیک‌های کربناته شده) نتایج قابل اطمینانی ارائه دادند (شکل ۳) (Yousufi et al., 2023). طبقه‌بندی SAM موفق به شناسایی پراکنش کانی‌های دگرسانی هیدروترمال کلیدی مانند سرپانتین، کلریت و تالک در اطراف هسته‌های اولترامافیک شد (شکل ۴) (Yousufi et al., 2023). این زون‌های دگرسانی، اغلب به عنوان راهنمای اکتشافی برای کانی‌سازی کرومیت و PGE عمل می‌کنند.

۳,۴- تفسیر تکتونیکی و محیط تشکیل

ترکیب سنگ‌شناسی و داده‌های ژئوشیمیایی موجود، حکایت از یک تاریخچه تکتونیکی پیچیده برای LOC دارد. حضور هارزبرژیت‌های به شدت تخلیه‌شده (Depleted) و کانی‌سازی کرومیت پودیفرم، نشان‌دهنده تشکیل این افیولیت در یک محیط "زون فرافرورانش" (SSZ[۴]) است (Dilek & Furnes, 2014; Benham et al, 2009). به نظر می‌رسد LOC از یک محیط اولیه پشته میان اقیانوسی (MORB) به سمت یک محیط فرافرورانش (احتمالاً حاشیه یک جزیره قوسی) تکامل یافته است. این انتقال تکتونیکی منجر به ذوب ثانویه در گوشته، تشکیل ماگمای غنی از آب و در نهایت تمرکز کرومیت در زون‌های انتقالی بین هارزبرژیت و دونیت شده است. گسل‌های اصلی منطقه مانند گسل چامان و گاردیز، به عنوان عامل اصلی جایگیری (Emplacement) این کمپلکس بر روی بلوک کابل در طی کوه‌زایی هیمالیا در پالئوسن عمل کرده‌اند (Tapponnier et al, 1981).

---

[۴] Supra-Subduction Zone



شکل۴- ترکیب نقشه موضوعی طبقه‌بندی‌شده با استفاده از SAM، MI و BR که توزیع معدن مافیک-اولترامافیک انتخاب‌شده را نشان می‌دهد(Yousufi et al, 2023).

۴- نتیجه گیری

این مطالعه مروری سیستماتیک نشان داد که کمپلکس اوفیولیتی لوگر، یک سکانس سنگی کامل را نمایندگی می‌کند که شواهد ژئوشیمیایی و سنگ‌شناختی از تکامل یک محیط تکتونیکی از پشته میانی اقیانوس به یک زون فرافرورانش را در خود ثبت کرده است. نهشت‌های اقتصادی کرومیت از نوع پودیفرم، به طور سیستماتیک با واحدهای اولترامافیک پایینی (دونیت و هارزبرژیت سرپانتینی شده) مرتبط هستند. تلفیق داده‌های سنجش از دور (به ویژه شاخص‌های مافیک و طبقه‌بندی SAM) با مطالعات میدانی و آزمایشگاهی، به عنوان یک راهبرد قدرتمند و کم‌هزینه برای تهیه نقشه‌های لیتولوژیکی دقیق، شناسایی زون‌های دگرسانی و تعیین اهداف اکتشافی در مناطق صعب‌العبور مانند افغانستان عمل می‌کند. نتایج این پژوهش نه تنها درک ما را از تاریخچه زمین‌شناسی منطقه تتیس در افغانستان عمق می‌بخشد، بلکه یک چارچوب علمی مستحکم برای برنامه‌ریزی‌های آینده در زمینه اکتشاف مواد معدنی (مانند کرومیت، PGE، تالک و کانی‌های مرتبط با سرپانتین) در این کمپلکس و سایر افیولیت‌های مشابه در منطقه فراهم می‌آورد. مطالعات آینده می‌تواند بر روی تعیین سن دقیق ایزوتوپی واحدهای مختلف این افیولیت و مدل‌سازی سه‌بعدی توده‌های معدنی متمرکز شود.

۵- منابع

1. **Abdelaziz, R., Abd El-Rahman, Y., & Wilhelm, S. (2018)**. Landsat-8 data for chromite prospecting in the Logar Massif, Afghanistan. *Heliyon.
2. **Abdullah, S. H., Chmyriov, V. M., & Dronov, V. I. (2008)**. *Geology and Mineral Resources of Afghanistan.
3. **Ahmadi, H., & Kalkan, K. (2021).** Mapping of Ophiolitic Complex in Logar and Surrounding Areas (SE Afghanistan) with ASTER Data. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing.
4. **Benham, A. J., et al. (2009).** Chromite and PGE in the Logar Ophiolite Complex, Afghanistan. *Transactions of the Institutions of Mining and Metallurgy.
5. **Collet, S., Faryad, S.W., Mosazai, A.M.(2015).** Polymetamorphic evolution of the granulite-facies Paleoproterozoic basement of the Kabul Block, Afghanistan. Min eral. Petrol. 109, 463e484.
6. **Dilek, Y., & Furnes, H. (2014).** Ophiolites and their origins. *Elements.
7. **Haji Muhammad, B. J., et al. (2025).** Integration of remote sensing and geochemical analysis of chromite bodies in the Logar Ophiolitic Complex, Southeast Afghanistan. *Kuwait Journal of Science.
8. **Ninomiya, Y., Fu, B., & Cudahy, T. J. (2005).** Detecting lithology with Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) multispectral thermal infrared "radiance-at-sensor" data. *Remote Sensing of Environment.
9. **Rowan, L. C., Mars, J. C., & Simpson, C. J. (2005).** Lithologic mapping of the Mordor, NT, Australia ultramafic complex by using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). *Remote Sensing of Environment.
10. **Tapponnier, P., Mattauer, M., Proust, F., & Cassaigneau, C. (1981).** Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan. *Earth and Planetary Science Letters.
11. **Yousufi, A., et al. (2023).** Integration of Remote Sensing and Field Data in Ophiolite Investigations: A Case Study of Logar Ophiolite Complex, SE Afghanistan. *Minerals

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

ارزیابی پتانسیل زمین گردشگری آبشار سه‌کاسه جهانجان شهرستان بافت، واقع در جنوب غرب استان کرمان

فاطمه خالوئی*[۱]، حامد زندمقدم [۲]

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی ،دانشکده علوم ،دانشگاه شهید باهنرکرمان

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

*Email: Fa.khalooei@sci.uk.ac.ir

چکیده

آبشار سه‌کاسه جهانجان یکی از آبشارهای زیبا و از مناطق نمونه گردشگری استان کرمان محسوب می‌شود که در ۲۵ کیلومتری شهرستان بافت و حوالی روستای جهانجان قرار دارد. این آبشار در مسیر رودخانه جهانجان با سه حوضچه بهم پیوسته که در اصطلاح محلی به آن کاسه می‌گویند، شناخته می‌شود. این حوضچه‌ها فیروزه‌ای رنگ بوده و سنگ بستر آن از سنگ‌های آتشفشانی مربوط به ائوسن است. نزدیکی این منطقه به دو روستای هدف گردشگری بیدان (کوه شاه) و بنگان (آبشار بنگان) می‌تواند شرایطی مناسب برای جذب گردشگر را داشته و به عنوان یک ژئوسایت معرفی می‌گردد. تهدیدهای اصلی شامل زباله‌ریزی و کاهش دبی آب و فقدان خانه‌های بوم گردی، امکانات رفاهی، تابلوی راهنما و همچنین راه خاکی ناهموار به طول ۲ کیلومتر از مشکلات اصلی این منطقه محسوب می‌شود.

کلمات کلیدی : زمین گردشگری، آبشار سه‌کاسه، شهرستان بافت، استان کرمان.

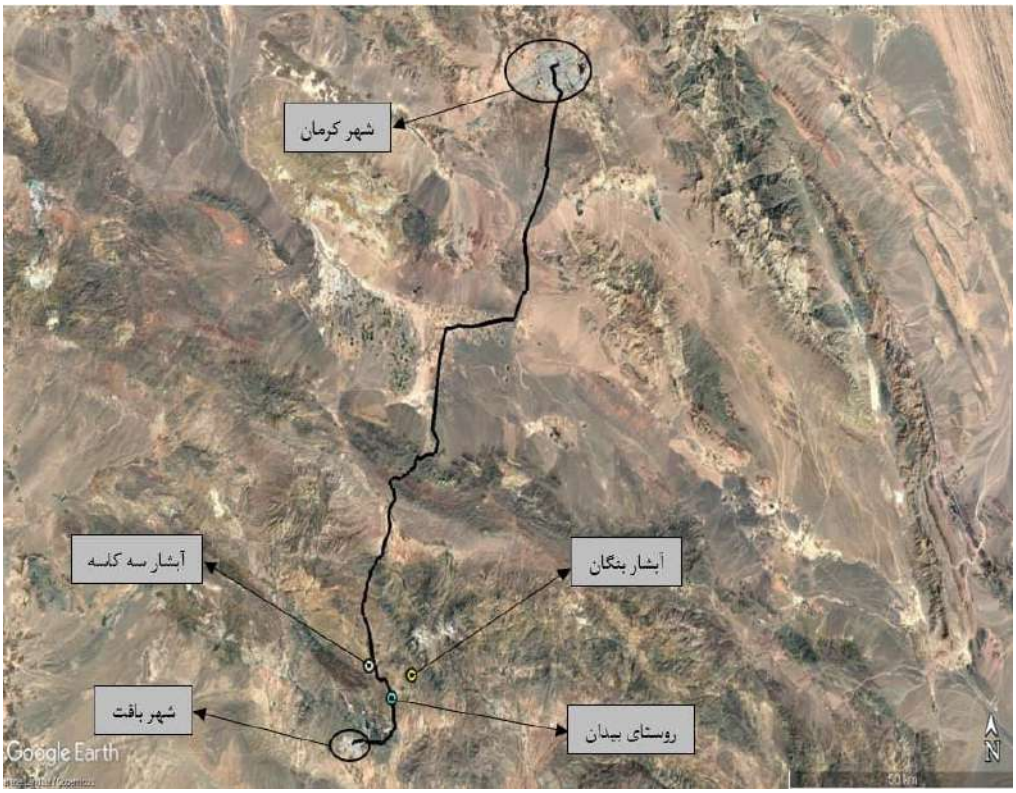
۱- مقدمه

زمین گردشگری از علوم مختلف زمین شناسی کمک گرفته و علاقمندان به طبیعت و پدیده‌های زمین شناسی را برای بازدید از جاذبه‌های زیبای زمین شناسی دعوت می‌کند. ایران یکی از کشورهای غنی از نظر پدیده‌های زمین‌شناختی و پتانسیل زمین گردشگری است (مقیمی، ۱۳۹۵). استان کرمان نیز با داشتن آبشارهای تراورتنی متعدد، ظرفیت بالایی در این حوزه دارد (یزدی و جعفری، ۱۴۰۰). در واقع هر منطقه به خاطر داشتن پدیده‌های زمین شناسی، زیست محیطی، پوشش گیاهی و دیگر زیبایی‌های طبیعی در زمین گردشگری می‌گنجد. در یک منطقه آب و هوا، ژئومورفولوژی، لیتولوژی، ساختارهای موجود در منطقه از مهم‌ترین عوامل در جهت بوجود آمدن جاذبه‌های گردشگری به حساب می‌آیند. استان کرمان با داشتن تنوع محیط زمین شناسی و جغرافیائی، طبیعت زیبا و ظرفیت‌های بالقوه طبیعی، فرهنگی و تاریخی می‌تواند به عنوان یکی از قطب های گردشگری کشور به شمار آید. آبشار سه‌کاسه جهانجان به‌عنوان یکی از مناطق نمونه گردشگری استان، دارای ویژگی‌های زمین شناسی منحصربه‌فرد و زیبایی بصری بالاست، اما تاکنون مورد مطالعه قرار نگرفته است. از این رو هدف از این تحقیق معرفی ویژگی‌های زمین‌شناسی و ارزیابی پتانسیل زمین گردشگری و ارائه راهکارهای مدیریتی برای این منطقه است تا بتوان به عنوان یکی از ژئوسایت‌های گردشگری معرفی شود.

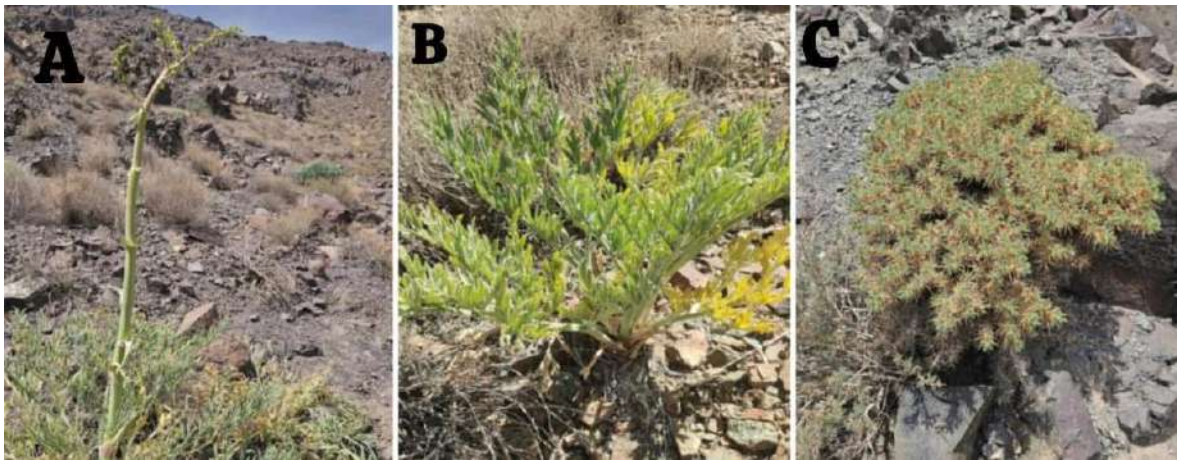
۲- روش مطالعه

این پژوهش از نوع توصیفی-تحلیلی و مبتنی بر روش تحقیق میدانی است. با توجه به هدف اصلی تحقیق یعنی شناخت و معرفی جاذبه زمین گردشگری آبشار سه‌کاسه جهانجان، تمرکز بر جمع‌آوری داده‌های عینی و واقعی از طریق بازدیدهای مستقیم میدانی قرار گرفت. در این چهارچوب، موارد راه‌های دسترسی، روستاهای اطراف و امکانات اقامتی، همراه با بررسی اقامتگاه‌های بومی، خانه‌های محلی و ظرفیت پذیرش گردشگر، مسیر رودخانه، در این روش مورد بررسی قرار گرفت. محقق صرفاً به توصیف عینی،

واقعی و منظم ویژگی‌های موقعیت بدون هیچ‌گونه دخالت یا استنتاج ذهنی پرداخته و نتایج را به‌صورت گزارش مستقیم از مشاهدات میدانی ارائه می‌دهد (رجبی و همکاران، ۱۳۹۵). داده‌های کیفی از طریق یادداشت‌برداری و عکاسی در فصل پائیز مستندسازی شده است.



شکل۱:موقعیت جغرافیائی منطقه مورد مطالعه



شکل۲:پوشش گیاهی منطقه مورد مطالعه A)گیاه انغوزه B)گیاه درمنه C)گیاه گون

۳- بحث

منطقه مورد مطالعه از نظر تقسیمات زمین‌ساختی ایران در قسمت مرکزی کمربند ولکانیکی دهج-ساردوئیه در استان کرمان که قسمتی از کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر به شمار می‌آید، قرار می‌گیرد. این منطقه در کمربند زاگرس چین‌خورده و واحدهای نئوژن-کواترنری واقع شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳؛ نبوی، ۱۳۷۸). آبشار سه‌کاسه در استان کرمان، شهرستان بافت، بخش مرکزی، در محدوده ۲ کیلومتری روستای جهانجان، با مختصات جغرافیایی "۲۹°۲۱′۰۸,۷۹ شمالی و "۵۶°۳۸′۰۴,۹۸ شرقی و ارتفاع تقریبی ۲۱۶۰ متر از سطح دریا واقع شده است (نبوی، ۱۳۷۸) (شکل ۱).فاصله آن تا مرکز استان کرمان ۱۴۵ کیلومتر و تا شهر بافت ۲۵ کیلومتر (در مسیر اصلی جاده بافت – کرمان) است. دسترسی از جاده اصلی کرمان- بافت و سپس ۲ کیلومتر جاده آسفالت فرعی امکان‌پذیر است. از نظر ژئومورفولوژی و اقلیمی این منطقه کوهستانی و سردسیر بوده و دارای توپوگرافی خشن می‌باشد لذا بهترین زمان مسافرت به منطقه اواخر بهار تا اواسط پائیز می‌باشد. پوشش گیاهی منطقه به‌طور عمده از تیپ استپی- نیمه‌استپی و گونه‌های بومی متناسب با اقلیم کوهستانی تشکیل شده است. در ارتفاعات بالا، گونه‌هایی مانند گون، انغوزه، درمنه و برخی گیاهان دارویی همچون آویشن و بومادران رشد می‌کنند (شکل ۲). در بخش‌هایی از منطقه نیز پوشش جنگلی پراکنده‌ای از درختچه‌ها و گونه‌های مقاوم دیده می‌شود. در نواحی پایین‌دست، به‌ویژه در دامنه‌ها و دشت‌ها، باغ‌های گردو، زردآلو و گیلاس به‌صورت گسترده توسعه یافته‌اند که مهم‌ترین محصولات باغی منطقه به شمار می‌روند. علاوه بر این زراعت گندم، عدس و سیب‌زمینی نیز در زمین‌های کشاورزی دیم و آبی رایج است. افزون بر تنوع گیاهی، وجود گونه‌های جانوری متعددی مانند موش صحرایی، خرگوش، روباه، لاک‌پشت، مار، مارمولک و سایر خزندگان در این ناحیه گزارش شده است، که بیانگر پویایی و زیست‌پذیری طبیعی منطقه می‌باشد. از این رو منطقه از دیدگاه بوم گردشگری نیز حائز اهمیت می‌باشد. جایگاه آبشار در مسیر رودخانه دائمی جهانجان قرار دارد که از ارتفاعات بالادست کوه های گوغر بافت سرچشمه می‌گیرد. آبشار با ارتفاع تقریبی ۱۰ متر به درون سه حوضچه پلکانی سنگی (از نوع سنگهای آتشفشانی) فرو می‌ریزد که با توجه به فصول‌تر و خشک عمق آب در کاسه‌ها متفاوت می‌باشد (شکل ۳). در دیواره‌های دره آبشار، دایک‌هایی به‌صورت عمودی مشاهده می‌شود که به عنوان یک جاذبه زمین‌شناسی تکمیلی عمل می‌کنند و امکان آموزش مفاهیم نفوذ ماگما و تاریخ تکتونیکی منطقه را برای گردشگران علمی فراهم می‌آورند. این پدیده در کمتر از ۲ متری پای آبشار (مسیر پیاده‌روی سمت چپ) قابل دسترسی است (شکل ۴). در حال حاضر، منطقه آبشار سه‌کاسه فاقد هرگونه امکانات اقامتی و بوم‌گردی است و زیرساخت‌های گردشگری (مانند سرویس بهداشتی، آلاچیق، پارکینگ منظم و تابلوهای راهنما) در آن وجود ندارد. راه دسترسی اصلی تا ۲ کیلومتری آبشار آسفالت است، اما مسیر نهایی خاکی و نسبتاً ناهموار بوده و در فصل بارندگی ممکن است برای خودروهای سواری معمولی دشوار شود (شکل ۵). با این وجود، آبشار سه‌کاسه از پتانسیل بسیار بالایی برای تبدیل شدن به یکی از قطب‌های اصلی بوم گردشگری و زمین‌گردشگری استان کرمان برخوردار است. موقعیت استراتژیک آن در نزدیکی روستاهای گردشگری شناخته‌شده منطقه، این پتانسیل را دوچندان می‌کند به طوری که روستای بیدان معروف به دروازه کوه شاه و روستای بنگان با آبشار زیبای بنگان که از جاذبه‌های محبوب کوهنوردی و طبیعت‌گردی منطقه محسوب می‌شود، از جمله این مناطق هستند. ایجاد چند واحد بوم‌گردی در روستای جهانجان، بهبود اندک راه دسترسی و احداث امکانات اولیه رفاهی می‌تواند این محدوده را به سرعت به یک خوشه گردشگری طبیعی-روستایی جذاب تبدیل کند که همزمان آبشار سه‌کاسه، ویژگی‌های کارستی، دایک‌های ماگمایی و مناظر کوه شاه را به گردشگران عرضه نماید. در حال حاضر فقدان امکانات مهم‌ترین مانع توسعه گردشگری این جاذبه ارزشمند است، اما همین خلوت و بکر بودن آن نیز فرصتی طلایی برای سرمایه‌گذاری در حوزه بوم‌گردی و گردشگری پایدار به شمار می‌رود.

شکل۳:نمای کلی از آبشار سه کاسه در زوایای متفاوت

شکل۴:دایک دیواره آبشار

شکل۵: مسیر انتهایی ناهموار

۴- نتیجه گیری

آبشار سه‌کاسه جهانجان به‌عنوان یک ژئوسایت برجسته، حوضچه‌های بهم پیوسته و وجود دایک‌های ماگمایی عمودی، یکی از ارزشمندترین جاذبه‌های زمین گردشگری استان کرمان به شمار می‌رود. موقعیت جغرافیایی مناسب آن در فاصله نزدیک به شهر بافت (۲۵ کیلومتر)، قرارگیری در مسیر اصلی کرمان-بافت و نزدیکی به روستاهای گردشگری شناخته‌شده‌ای چون بیدان (دروازه کوه شاه) و بنگان (آبشار بنگان) باعث شده است تا این آبشار پتانسیل تبدیل شدن به یکی از مهم‌ترین خوشه‌های گردشگری طبیعی-روستایی منطقه را داشته باشد. با وجود زیبایی خیره‌کننده و تنوع پدیده‌های زمین‌شناختی، فقدان کامل زیرساخت‌های گردشگری، نبود اقامتگاه بوم‌گردی و مسیر دسترسی ناهموار در بخش نهایی، مهم‌ترین موانع فعلی توسعه گردشگری پایدار این ژئوسایت هستند. ثبت آبشار سه‌کاسه در فهرست آثار طبیعی ملی، ایجاد ژئوتریل تفسیری مجهز به تابلوهای آموزشی زمین‌شناسی، احداث چند واحد بوم‌گردی در روستای جهانجان، بهبود محدود مسیر دسترسی و تأمین امکانات اولیه رفاهی و بهداشتی می‌تواند در کوتاه‌مدت این منطقه بکر را به مقصدی کلیدی برای گردشگری روستایی استان کرمان تبدیل کند و ضمن حفظ ارزش‌های طبیعی و زمین‌شناختی، فرصت‌های اقتصادی پایداری برای جوامع محلی فراهم آورد.

۵- منابع

آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۷۰۶ ص .

رجبی، م.، و همکاران، ۱۳۹۵، روش‌های تحقیق میدانی در جغرافیا و گردشگری، انتشارات سمت، تهران .

مقیمی، ا.، ۱۳۹۵، زمین‌گردشگری ایران، انتشارات دانشگاه تهران، تهران .

نبوی، ع.ر.، ۱۳۷۸، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بافت (برگه ۷۴۵۰)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

یزدی، م.، جعفری، ع.، ۱۴۰۰، آبشارهای تراورتنی استان کرمان و پتانسیل زمین‌گردشگری، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۰(۳) ۲۲۶-۲۱۰.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

رخساره و تغییرات لیتولوژیکی سازند ایلام در شمال غرب کرمانشاه

فردین رحیمی*[۱]، پوریا ولی[۲]، ریحانه رحمانی [۳]، زهرا جهانگیری[۴]، عاطفه جمشیدی مهر[۵]
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان
*Email: rahimifardin750@gmail.com

چکیده

این پژوهش با هدف بررسی ویژگی‌های لیتولوژیکی، رخساره‌ای و فرآیندهای دیاژنتیکی سازند ایلام در شمال‌غرب استان کرمانشاه (محدوده شهرستان ثلاث باباجان، روستای ناریبان) انجام شده است. داده‌های حاصل از مطالعات صحرایی، بررسی مقاطع نازک و تحلیل‌های پتروگرافی نشان می‌دهد که سازند ایلام در منطقه مورد مطالعه عمدتاً از آهک‌های ضخیم‌لایه تا متوسط‌لایه تشکیل شده است. این آهک‌ها به رنگ خاکستری روشن تا قهوه‌ای بوده و گاه حاوی رگه‌های نازک خاکستر آتشفشانی و شواهدی از انحلال و تبلور مجدد هستند. تغییرات لیتولوژیکی مشاهده‌شده، احتمالاً به دلیل حضور فسیل‌های ریز و پلانکتونی است که در مطالعات صحرایی قابل شناسایی نبوده‌اند. تحلیل رخساره‌ها نشان می‌دهد که رسوب‌گذاری در محیطی کم‌عمق تا نیمه‌عمیق از یک پلتفرم کربناته دریای کرتاسه پسین انجام گرفته است. مقایسه نتایج این مطالعه با پژوهش‌های پیشین (رستمی و همکاران، ۱۳۹۸؛ زهدی و همکاران، ۱۴۰۲) نشان می‌دهد که تغییرات رخساره‌ای سازند ایلام در زون زاگرس تحت تأثیر نوسانات سطح آب و فرآیندهای دیاژنتیکی متأخر بوده است.

واژگان کلیدی: سازند ایلام، رخساره آهکی، دیاژنز، تغییر لیتولوژی، ثلاث باباجانی، کرمانشاه.

۱- مقدمه

سنگ‌های کربناته کرتاسه پسین در زاگرس غربی از اهمیت ویژه‌ای در مطالعات چینه‌شناسی و تفسیر محیط‌های رسوبی برخوردارند. سازند ایلام یکی از واحدهای شاخص این دوره است که در اغلب نقاط زاگرس به‌ویژه در استان کرمانشاه گسترش دارد و معمولاً بر روی سازند سروک و زیر سازند گورپی قرار می‌گیرد. (رستمی و همکاران، ۱۳۹۸) با وجود مطالعات متعدد در نواحی جنوبی و مرکزی زاگرس، ویژگی‌های رخساره‌ای و فرآیندهای دیاژنتیکی سازند ایلام در شمال‌غرب کرمانشاه کمتر مورد بررسی قرار گرفته است.

این پژوهش با هدف شناسایی تغییرات لیتولوژیکی، رخساره‌ای و تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی بر سنگ‌های کربناته سازند ایلام در محدوده روستای ناریبان انجام شد. با بررسی‌های صحرایی، برداشت مقاطع نازک و تحلیل میکروسکوپی، تلاش شده تا ارتباط بین ویژگی‌های سنگ‌شناسی و شرایط رسوب‌گذاری بازسازی گردد. در این راستا، نتایج حاصل از این مطالعه می‌تواند در تکمیل مدل‌های رسوبی و بازسازی محیط‌های دیرینه زاگرس غربی (Tucker, 2020; James & Jones, 2016) مفید واقع شود.

۲- موقعیت جغرافیایی و دسترسی

مطالعه حاضر در شمال‌غرب استان کرمانشاه و در محدوده شهرستان ثلاث باباجان، در نزدیکی روستای ناریبان انجام شد. برش مورد مطالعه در موقعیت جغرافیایی ۴۰°۳۴ N'و ۱۰°۴۶ E'قرار دارد (شکل ۱). دسترسی به محل برش از طریق جاده ثلاث باباجان–نوسود امکان‌پذیر است. این برش بخشی از زون زاگرس چین‌خورده را شامل می‌شود و رخنمون‌های مناسبی از سازند ایلام را در خود جای داده است. (زهدی و ربان، ۱۴۰۲)

در مرحله نخست، بررسی‌های صحرایی شامل توصیف دقیق لایه‌ها، تعیین ضخامت نسبی، رنگ، ساخت رسوبی، نوع تماس‌ها و اندازه فسیل‌ها انجام شد. در مجموع ۱۸ نمونه سنگی از بخش‌های مختلف برش (از پایین به بالا) برداشت شد. سپس مقاطع نازک از نمونه‌ها تهیه و با استفاده از میکروسکوپ نوری مورد بررسی پتروگرافی قرار گرفت. با تکیه بر ویژگی‌های بافتی، ترکیب کانی‌شناسی

و محتوای فسیلی، رخساره‌های سنگی شناسایی و تفسیر محیطی آنها بر اساس مدل‌های استاندارد (Tucker, 2020; James & Jones, 2016)انجام گرفت. در نقشه موقعیت جغرافیایی (شکل ۱)، محل برش، مسیر دسترسی و امتداد لایه‌ها مشخص شده است. جهت عمومی لایه‌ها N45°E / 15°SWتعیین گردید. ضخامت کلی سازند ایلام در این برش حدود ۹۵ متر اندازه‌گیری شد.

شکل ۱ – نقشه موقعیت جغرافیایی منطقه بانی‌نار در شهرستان ثلاث باباجانی (استان کرمانشاه).

۳- چینه‌شناسی و ویژگی‌های لیتولوژیکی

۱ .ویژگی‌های لیتولوژیکی

بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که سازند ایلام در برش ناریبان از آهک‌های ضخیم‌لایه تا متوسط‌لایه تشکیل شده است. رنگ غالب سنگ‌ها خاکستری روشن تا قهوه‌ای مایل به زرد است. ساخت‌های رسوبی شامل لایه‌بندی نسبتاً منظم، نواحی بی‌ساخت در اثر تبلور مجدد و آثار انحلال سطحی است. در برخی بخش‌ها حضور رگه‌های نازک خاکستر آتشفشانی و تغییرات تدریجی به سمت آهک‌های رسی مشاهده می‌شود. (رستمی و همکاران، ۱۳۹۸) ضخامت لایه‌ها بین **۰٫۳ تا ۱۰ متر** متغیر است.

۲ .توصیف رخساره‌ها

بر اساس ویژگی‌های میکروسکوپی و صحرایی، سه رخساره اصلی در این برش شناسایی شد:

رخساره :LF1 آهک بیوکلاستی گرینی‌استونی

- **ویژگی‌ها :**بافت گرینی‌استونی تا پک‌استونی، شامل فسیل‌های شکسته بنتیکی و پلانکتونی، سیمان اسپاریتی و ذرات بیوکلاستی فراوان.
- **تفسیر محیطی :**رسوب‌گذاری در نواحی پرانرژی نزدیک به سد پلتفرم.(shoal)

رخساره :LF2 آهک میکرایتی فسیل‌دار

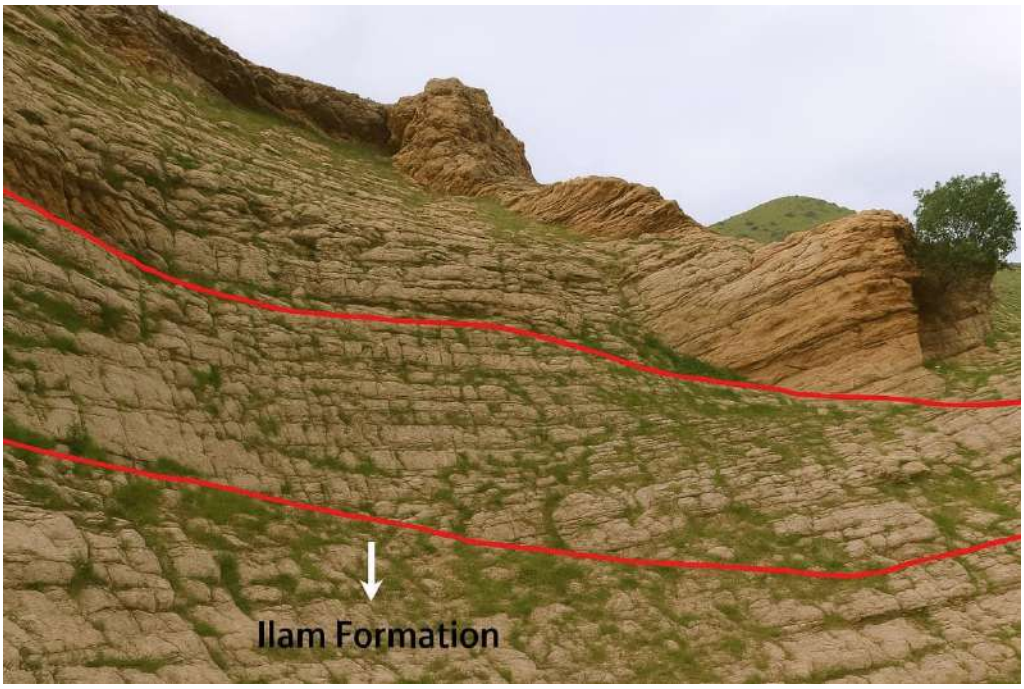
- **ویژگی‌ها :**بافت میکرایتی، حضور فسیل‌های پلانکتونی ریز، رخداد محدود بیوترباسیون و سیمان میکرواسپار.
- **تفسیر محیطی :**رسوب‌گذاری در بخش کم‌انرژی حوضه، زیر ناحیه موج‌زنی.(below fair-weather wave base)

رخساره :LF3 آهک گل‌دار با آثار دیاژنتیکی شدید

- **ویژگی‌ها :**حضور حفرات انحلالی، بلورهای ثانویه کلسیت، رگه‌های فرعی و شواهد فشردگی.
- **تفسیر محیطی :**بخش نیمه‌عمیق تا عمیق پلتفرم، تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی پس‌رسوبی شامل سیمانی‌شدن و انحلال.

۳ .تفسیر محیط رسوبی

توالی عمودی رخساره‌ها از LF3 در پایین به LF1 در بالا، نشان‌دهنده یک روند کم‌عمق‌شدگی تدریجی (shallowing-upward)در طول زمان رسوب‌گذاری است. این تغییر بیانگر نوسانات سطح آب دریا در طی کرتاسه پسین و تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی متأخر بر روی سنگ‌های کربناته است. (James & Jones, 2016; Tucker, 2020)شواهد موجود با مدل‌های پلتفرم رمپی (ramp-type carbonate platform)زاگرس غربی مطابقت دارد.



شکل ۲ – نمای عمومی رخنمون آهکی سازند ایلام در منطقه بانی‌نار.

شکل ۳ –تغییر رنگ از آهک روشن به قهوه‌ای در بخش میانی برش[۵].

شکل ۴ –لایه‌بندی منظم و شیب متوسط لایه‌ها.

[۵] دو خط قرمز در تصویر، به‌ترتیب مرز بالایی و پایینی سازند ایلام را در برش ناریبان نشان می‌دهند. خط قرمز پایین، مرز تدریجی سازند ایلام با سازند سروک و خط قرمز بالا، مرز آن با سازند گورپی را مشخص می‌کند.

۴-بحث

تحلیل رخساره‌ها و شواهد دیاژنتیکی در برش ناریبان نشان می‌دهد که سازند ایلام در شمال‌غرب کرمانشاه تحت تأثیر نوسانات سطح آب دریا و تغییرات تدریجی در انرژی محیطی نهشته شده است. توالی عمودی از رخساره‌های میکرایتی عمیق‌تر (LF3) در پایه، به رخساره‌های بیوکلاستی پرانرژی (LF1) در رأس، گویای یک چرخه‌ی کم‌عمق‌شدگی است که با عقب‌نشینی تدریجی دریا در اواخر کرتاسه پسین مطابقت دارد.

فرآیندهای دیاژنتیکی شناسایی‌شده شامل انحلال، سیمانی‌شدن، تبلور مجدد و اکسیداسیون است. این فرآیندها عمدتاً در شرایط زیرزمینی کم‌عمق تا سطحی رخ داده‌اند و موجب کاهش تخلخل اولیه و توسعه فضاهای انحلالی ثانویه در برخی بخش‌ها شده‌اند. حضور رگه‌های کلسیتی و بلورهای درشت اسپاریتی در مقاطع میکروسکوپی بیانگر مرحله دیاژنتیک متأخر و جریان‌های محلول‌های فوق‌اشباع در طول فازهای فشردگی است.

مقایسه نتایج این پژوهش با مطالعات مشابه (رستمی و همکاران، ۱۳۹۸؛ زهدی و همکاران، ۱۴۰۲؛ Boggs, 2014; Tucker, 2020; James & Jones, 2016)نشان می‌دهد که ویژگی‌های رسوبی و دیاژنتیکی سازند ایلام در زاگرس غربی با مدل پلتفرم رمپی کربناته (carbonate ramp)سازگار است. در این مدل، انتقال تدریجی از رخساره‌های کم‌انرژی عمیق به رخساره‌های پرانرژی حاشیه پلتفرم در اثر بالا و پایین رفتن سطح آب و تغییرات اقلیمی منطقه‌ای توضیح داده می‌شود.

نتیجه گیری:

۱ .سازند ایلام در برش ناریبان از آهک‌های ضخیم‌لایه تا متوسط‌لایه با ترکیب عمدتاً میکرایتی تشکیل شده و دربردارنده فسیل‌های پلانکتونی و بنتیکی است.

۲ .سه رخساره اصلی (LF1 تا LF3) شناسایی شد که نشان‌دهنده تغییرات عمق و انرژی محیطی از شرایط نیمه‌عمیق تا کم‌عمق دریایی است.

۳ .فرآیندهای دیاژنتیکی شامل انحلال، سیمانی‌شدن و بازتبلور در مراحل پس‌رسوبی بر بافت و تخلخل سنگ‌ها تأثیر قابل توجهی داشته‌اند.

۴ .تغییرات عمودی رخساره‌ها روندی کم‌عمق‌شونده را نشان می‌دهد که با عقب‌نشینی تدریجی دریا در اواخر کرتاسه پسین و مدل پلتفرم رمپی زاگرس غربی هم‌خوانی دارد.

۵ .نتایج این پژوهش ضمن تکمیل مطالعات پیشین، می‌تواند در تفسیر محیط‌های رسوبی و تحلیل پتانسیل مخزنی سنگ‌های کربناته زاگرس مورد استفاده قرار گیرد.

۵-منابع

رستمی، ع. و همکاران (۱۳۹۸). چینه‌نگاری و ویژگی‌های رخساره‌ای سازند ایلام در جنوب ایلام. مجله علوم زمین ایران.
Boggs, S. (2014). Principles of Sedimentology and Stratigraphy. 5th Edition. Pearson.
Tucker, M. E. (2020). Sedimentary Rocks in the Field. Wiley.
James, N. P., & Jones, B. (2016). Origin of Carbonate Sediments and Rocks. Springer.

ارزیابی هیدروکربور زایی توالی زغال‌دار تریاس فوقانی–ژوراسیک میانی در حوضه طبس (معدن پروده)، ایران مرکزی

محمد اسکندری[۱*]، مریم خسروی [۲]، امیر عباس جهانگرد [۳]، محمدعلی صالحی[۴]، مرتضی طبایی[۵]

۱*فارغ التحصیل کارشناسی ارشد مهندسی نفت گرایش اکتشاف، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان

۲ استادیار دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان ، ۳ استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، ۴ دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان

۵ دانشیار دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان

*mohammad79esk@gmail.com

چکیده

دراین مطالعه پتانسیل گازایی لایه‌های زغالی معدن پروده را با بررسی مغزه‌های سه سازند نایبند، آب‌حاجی و پروده ارزیابی کرده‌ایم. نتایج پتروگرافی نشان داد ماسرال‌های نایبند عمدتاً ویترینایت با منشا قاره‌ای و ماسرال‌های آب‌حاجی و پروده غالباً اینرتینایت هستند که محیط رسوب‌گذاری در آب‌حاجی و پروده از اکسیدان تا احیایی و در نایبند قاره‌ای است. بلوغ حرارتی با عمق افزایش یافته و از آغاز پنجره نفتی در پروده شروع می‌شود. این بلوغ در آب‌حاجی به اوج زایش نفت رسیده و در نایبند وارد زایش گاز مرطوب و سپس گاز خشک می‌شود. نتایج آزمایش راک–ایول سازند آب‌حاجی را با TOC کم، پتانسیل ضعیف تا متوسط، HI پایین و OI بالا معرفی می‌کند. این ویژگی‌ها نشان‌دهندهٔ کروژن نوع III و IV و شرایط رسوب‌گذاری اکسیدان تا نیمه‌اکسیدان است. در مقابل، نایبند دارای TOC بالا، S2 زیاد، HI بالا و OI کمتر از آب‌حاجی است. کروژن نایبند از نوع III/II و III با منشأ خشکی و دارای پتانسیل بسیار خوب تا عالی برای تولید گاز خشک است. در نهایت، نایبند بالغ‌ترین و گازاترین واحد بوده و حفاری آن با خطر آزادسازی ناگهانی متان همراه است.

کلمات کلیدی: پتروگرافی آلی، بلوغ حرارتی (VRo)، پیرولیز راک–ایول، پتانسیل گازایی، گاز متان.

۱–مقدمه:

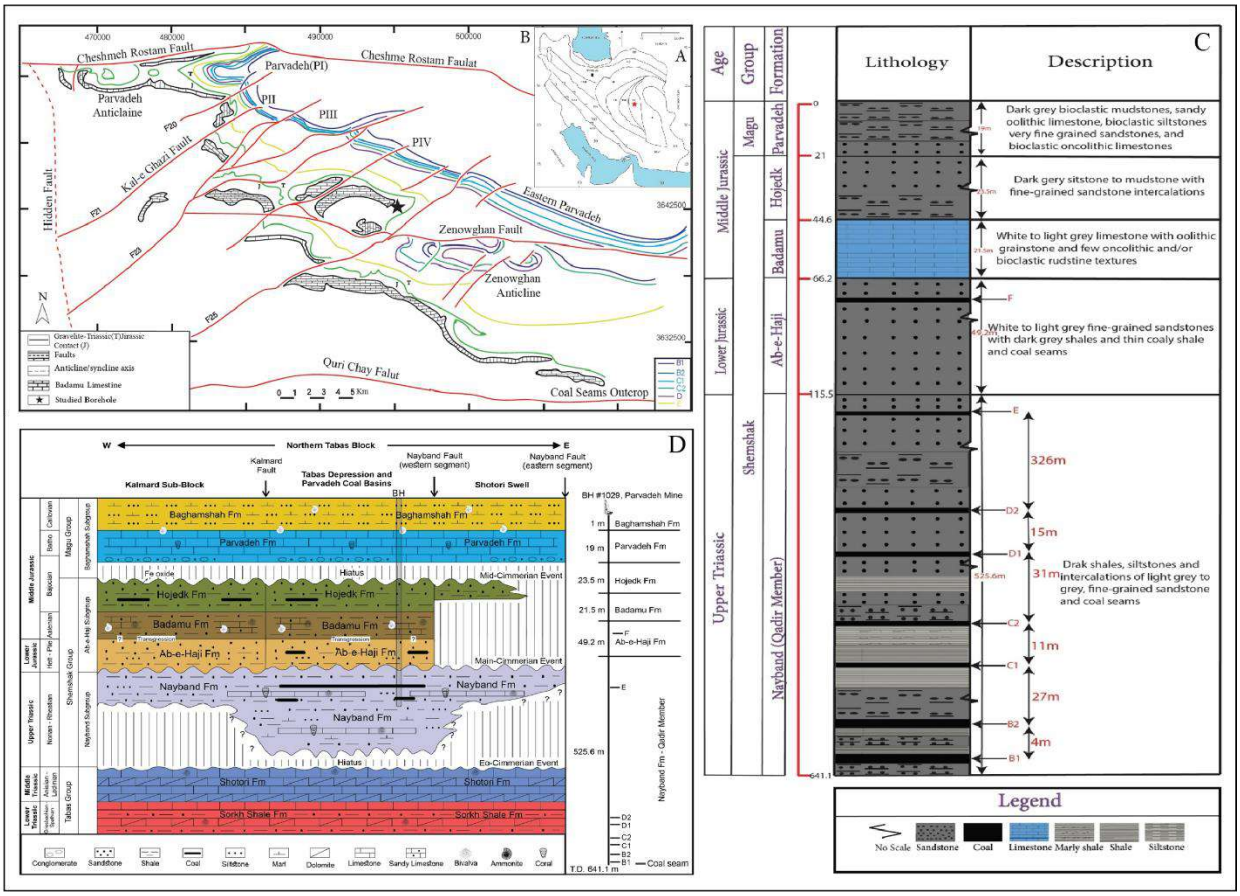
از منظر پتانسیل هیدروکربن‌زایی لایه‌های زغال‌دار، مطالعات پتروگرافی آلی و انعکاس ویترینایت در پروده طبس طی سال‌های اخیر اهمیت یافته و از همین جهت مطالعاتی هم در این زمینه انجام شده است، (Zamansani et al., 2019; Esmailpour et al., 2022; Zamani et al., 2023a, 2023b). در مطالعه (Zamani et al., 2023a). پژوهش‌ها نشان می‌دهد زغال‌سنگ‌های سازند نایبند در محیط پارالیک و در بخش پایینی دشت دلتایی تشکیل شده‌اند. مقادیر انعکاس ویترینایت در لایه‌های B1، B2، C1 و C2 بین 0.97٪ تا 1.35٪ می‌باشد. همچنین مطالعات دیگر بازتاب ویترینایت این لایه‌ها را در محدوده 1.13٪ تا 1.54٪ درصد نشان می‌دهند (Esmailpour et al., 2022). نتایج پیشین نیز بازتاب 1.17٪ تا 1.37٪ را برای همین رگه‌ها تأیید می‌کند (Zamansani et al., 2019). این داده‌ها برای پیش‌بینی پتانسیل گازایی و نفت‌زایی و ارزیابی بلوغ حرارتی زغال‌سنگ اهمیت اساسی دارند. در این پژوهش بخش قدیر از سازند نایبند و نیز سازندهای آب‌حاجی و پروده در یک گمانه اکتشافی در بلوک 7 بررسی شده‌اند. یافته‌ها در ارزیابی کیفیت ذخایر زغال‌سنگ و امکان‌سنجی تولید گاز متان کاربرد دارد. همچنین نتایج، تحلیل خطرات ناشی از انفجار گاز متان در لایه‌های زغالی معدن پروده را امکان‌پذیر می‌سازد.

۲-زمین شناسی منطقه:

حوضه زغال‌دار پروده در 90 کیلومتری جنوب طبس و در زون شرقی ایران مرکزی در بلوک طبس واقع شده و این بلوک توسط گسل‌های اصلی پی‌سنگی از بلوک یزد و بلوک لوت جدا می‌شود. حوضه طبس با گسل‌های نایبند و کلمرد با روند شمال–جنوب محدود و توسط گسل‌های رانده شرق–غرب قطعه‌قطعه شده است. معدن زغال‌سنگ پروده بر یال جنوبی تاقدیس پروده و در یک چین نامتقارن قرار دارد و تحت تأثیر گسل معکوس چشمه‌رستم با روند شرق–غرب است. این منطقه همچنین به‌وسیله سیستم‌های گسلی با روند شمال‌شرق–جنوب‌غرب تفکیک می‌شود. سازند نایبند به‌عنوان واحد زغال‌دار و دارای پتانسیل هیدروکربنی ضخامتی بین 1410 تا 2300 متر دارد و از پنج عضو گلکان، بیدستان، حوض‌شیخ، حوض‌خان و قدیر تشکیل شده و سن آن نورین–رتین تعیین شده است(Ghavidel-Syooki et al., 2015). در معدن پروده رخنمون‌هایی از گروه شمشک و گروه مگو وجود دارد و عضو قدیر از سازند نایبند دارای ذخایر زغال‌سنگ قابل توجه است. سایر سازندهای گروه شمشک پتانسیل زغال‌دار ندارند یا بسیار اندک دارند. عضو قدیر با ضخامت حدود 800 متر شامل ماسه‌سنگ ریزدانه، سیلت‌سنگ، شیل و پنج سری لایه‌های زغال‌سنگ A1, A2, B1, B2, C1, C2, D1, D2, Eاست. در این مطالعه گمانه اکتشافی از بلوک 7 در زون پروده 4 بررسی شده و مغزه‌ها شامل گروه مگو و گروه شمشک شامل سازندهای هجدک، بادامو، آبحاجی و بخش قدیر از نایبند است. مجموع مغزه‌های حفاری‌شده در این گمانه 641.1 متر می‌باشد (شکل ۱) (Konon et al., 2016) (Zamani et al., 2023a).

۳-روش مطالعه:

در این مطالعه، 135 جعبه مغزه از سازندهای مختلف به طول 641.1 متر توصیف سنگ‌شناسی شدند و از میان آن‌ها 35 نمونه برای پتروگرافی آلی و ارزیابی پتانسیل گازایی انتخاب گردید. مطالعات شامل آنالیزهای Rock–Eval، انعکاس ویترینایت و پتروگرافی آلی بود. از 35 نمونه، 14 مقطع صیقلی تهیه و با میکروسکوپ Olympus BX60 تحت نور انعکاسی مطالعه شدند و خواص فلورسانس ماسرال‌ها نیز با میکروسکوپ دارای نور فرابنفش Hinotek L3201 بررسی شد. سپس 5 مقطع صیقلی از نمونه‌های دارای بیشترین TOCبرای اندازه‌گیری انعکاس ویترینایت با میکروسکوپ Leica DM-4500 مجهز به فتومولتی‌پلایر J&M TIDOS MSP 200 و مطابق استاندارد ASTM D7708 در پژوهشگاه صنعت نفت مورد مطالعه قرار گرفت. علاوه بر این، برای ارزیابی سنگ منشأ، 10 نمونه مغزه پودر شده و با دستگاه Rock–Eval 6 ساخت VINCI Technologies در پژوهشگاه صنعت نفت برای آنالیز پیرولیز بررسی شدند.



شکل۱- شکل ۱- (A) نقشه موقعیت زون های ساختاری ایران که موقعیت منطقه مورد مطالعه در بلوک طبس را با علامت ستاره در آن مشخص کرده است، (B) نقشه زمین شناسی منطقه پروده و زیر زون های آن که با توجه به شکل های اصلی منطقه به پروده 1 تا 4 و پروده شرقی تفکیک شده اند، موقعیت تقریبی گمانه مورد مطالعه با علامت ستاره مشخص شده است (اقتباس با تغییراتی از Zamani et al., 2023b)، (C) ستون چینه‌شناسی شماتیک از گمانه مورد مطالعه که بیانگر توالی بخش زیرین گروه مگو و سازندهای گروه شمشک در منطقه پروده 4 است. لایه‌های زغال‌دار به طور عمده در تناوب با لایه‌های شیلی و سیلت‌ستون‌های سیاه رنگ هستند، (D) واحدهای اصلی سنگ-چینه‌ای توالی تریاس -ژوراسیک میانی در بلوک شمالی حوضه طبس (اقتباس از Salehi et al., 2025) و توالی رسوبی در گمانه اکتشافی مورد مطالعه.

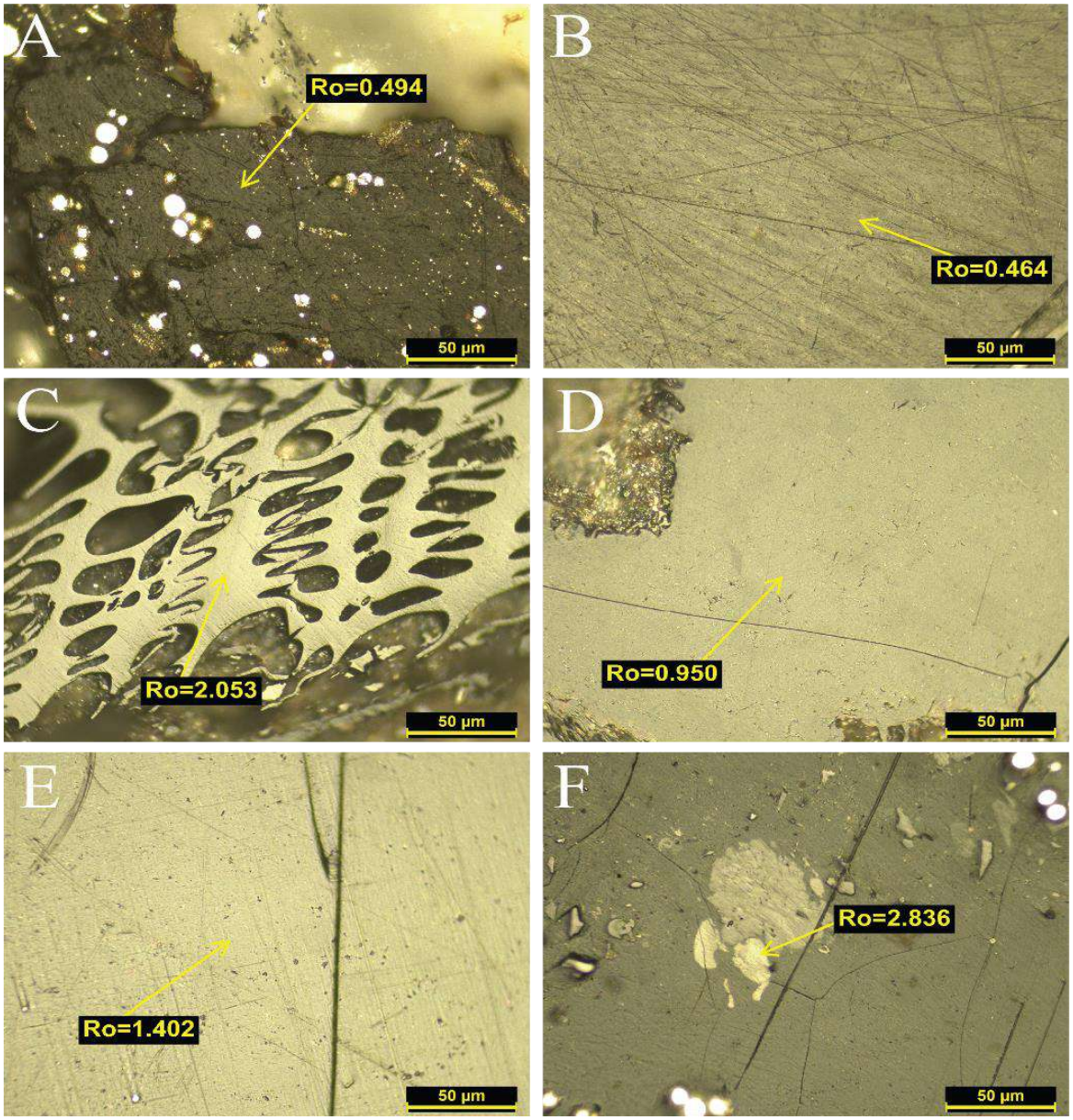
۴-نتایج و بحث:

پتروگرافی: پتروگرافی آلی بخش قدیر سازند نایبند نشان می‌دهد ویترینایت و ژلینایت ماسرال‌های اصلی بوده و وجود ترک‌های پرشده، پیریت و یکنواختی رنگ بیانگر بلوغ حرارتی متوسط تا بالاست. بازتاب بالای نور و ساختار همگن ویترینایت‌ها محیط رسوبی دلتایی و احیایی با نرخ رسوب‌گذاری آرام را تأیید می‌کند. در سازند آب‌حاجی، ماسرال‌های غالب از گروه اینرتینایت شامل فوزینایت، اینرتودترینایت و فانجینایت‌اند که منشأ سوخته یا اکسید شده داشته و روشنایی بالاتری در نور بازتابی دارند. حضور فوزینایت با ساختار سلولی مشخص شرایط اکسیدی تا نیمه‌اکسیدی پیش از دفن را نشان می‌دهد و تجمع پیریت فرامبوئیدال در زمینه سیلتی و شیلی حاصل فرآیندهای دیاژنتیکی در محیط‌های رودخانه‌ای و باتلاقی است. این تفاوت ماسرالی گویای تغییرات قابل توجه در

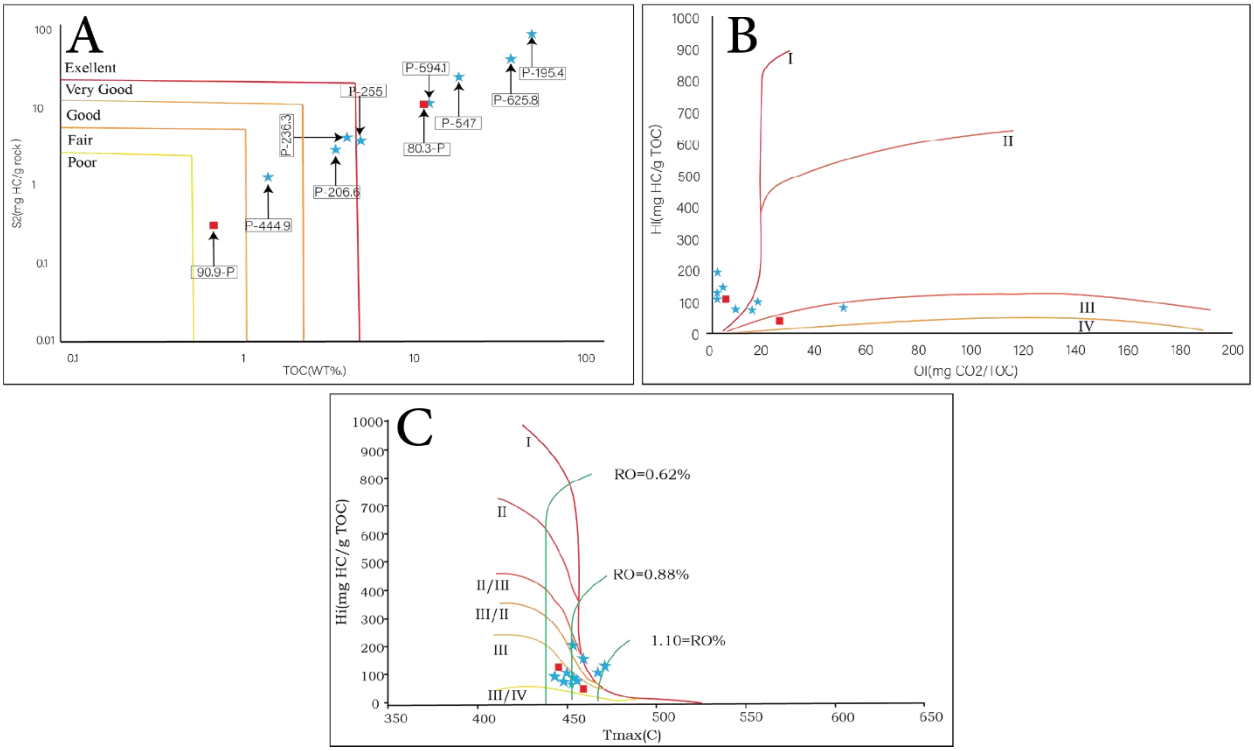
شرایط محیطی و دیاژنتیکی دو سازند است. در سازند پروده، ویترینایت و اینرتینایت فراوان‌ترین گروه‌ها هستند و غلبه ویترینایت نشان‌دهنده تشکیل زغال‌سنگ در محیط احیایی کم‌عمق است. وجود تلینایت و کلوتلینایت با دیواره‌های سلولی حفظ‌شده محیط مردابی را تأیید می‌کند. پیریت پراکنده تا فرامبوئیدال نشان‌دهنده فعالیت باکتری‌های احیاکننده سولفات و شرایط دیاژنز احیایی است. در مجموع، ویژگی‌های پتروگرافی پروده بیانگر نوسانات متناوب شرایط احیایی و اکسیدی در محیط‌های مردابی و دشت سیلابی است (اسکندری و همکاران، ۱۴۰۴).

انعکاس ویترینایت: اندازه‌گیری درصد انعکاس ویترینایت (Ro%) یکی از معتبرترین شاخص‌ها برای تعیین بلوغ حرارتی ماده آلی و ارزیابی توان زایش سنگ منشأ محسوب می‌شود. تفاوت مقادیر میانگین Ro در نمونه‌های سازندهای پروده، آب‌حاجی و نایبند بیانگر تغییرات قابل‌توجه در مراحل بلوغ آنهاست. در توالی زغال‌دار معدن پروده، نمونه کم‌عمق با Ro برابر 0.72% در مرحله بلوغ اولیه قرار دارد و هنوز وارد محدوده زایش هیدروکربور نشده است. نمونه کم‌عمق سازند نایبند و نمونه عمق متوسط سازند آب‌حاجی با مقادیر 0.90%و 0.95%، هر دو در مرحله بلوغ کامل بوده و در محدوده اوج زایش نفت تفسیر می‌شوند. نمونه عمق متوسط از لایه C1 سازند نایبند با Ro حدود 1.21% وارد مرحله بلوغ بالا شده و بیانگر تولید گاز مرطوب و حضور گازهای ترموژنیک از جمله متان و هیدروکربن‌های C2–C5 است. در نهایت، نمونه عمیق‌تر سازند نایبند با Ro برابر 1.32% نشان‌دهنده رسیدن ماده آلی به مرحله زایش گاز مرطوب تا گاز خشک است. این روند افزایش Ro در عمق، گذار تدریجی از مراحل اولیه بلوغ تا تولید گاز را در زغال‌های طبس به‌خوبی آشکار می‌سازد.

نتایج آنالیز راک–ایول در زغال‌سنگ‌های معدن پروده نشان می‌دهد که این نهشته‌ها در یک محیط قاره‌ای غنی از بقایای گیاهی تشکیل شده و دارای مقادیر بالای کربن آلی کل(TOCبین 7.0 تا 39.69 درصد) هستند که گویای فراوانی ماده آلی و ظرفیت مناسب برای گاززایی در مراحل بلوغ حرارتی است. مقادیر S2 و S3 بیانگر شرایط رسوبی عمدتاً احیایی تا نیمه‌احیایی و غلبه کروژن نوع III با منشأ هومیک خشکی‌زی‌اند که ذاتاً تمایل به تولید گاز خشک دارند. با وجود این حجم بالای ماده آلی، شاخص هیدروژن (HI) پایین و ترکیب غالباً غیرلیپیدی ماده آلی نشان می‌دهد که پتانسیل هیدروکربنی این زغال‌سنگ‌ها محدود بوده و عمدتاً در چارچوب گاززایی تعریف می‌شود. بر اساس موقعیت نمونه‌ها در نمودارHI–Tmax، این زغال‌سنگ‌ها در بلوغ حرارتی میانی تا نسبتاً پیشرفته قرار گرفته و تکامل آن‌ها با افزایش Tmax هماهنگ با کاهش تدریجی HI است، که این رفتار مشخصه کروژن نوع III محسوب‌می‌شود.



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی و شدت انعکاس ویترینایت زغال‌سنگ، معدن پروده طبس، اندازه‌گیری به روش غوطه‌ور در روغن ایمرسیون با بزرگ‌نمایی ۵۰ برابر با استفاده بخش سبز طیف نور مرئی با طول موج ۵۴۶ نانومتر. A, B) سازند پروده، عمق ۲۰/۳ متر. C, D) سازند آب حاجی، عمق ۸۰/۳ متر. E) سازند نایبند، عمق ۱۹۵/۴ متر. F) سازند نایبند، عمق ۶۲۵/۸ متر.



شکل۳- (A) نمودار S_2 در مقابل (TOC) برای نمونه‌های زغال‌سنگ معدن پروده (اقتباس از Shaaban et al., 2006)، نمونه‌های سازند نایبند (بخش قدیر) با ستاره آبی و نمونه‌های سازند آبجاحی با مربع قرمز مشخص شده‌اند، (B) نمودار (HI–OI) و تعیین نوع ماده آلی (کروژن) در نمونه‌های زغال‌سنگ معدن پروده (Peters et al., 1986)، (C) نمودارHI-TMAX و تعیین بلوغ حرارتی در سازندهای نایبند و آب‌حاجی (اقتباس از Hunt., 1996).

۵-نتیجه گیری:

بررسی پتروگرافی آلی لایه‌های زغالی در گمانه پروده نشان می‌دهد که در سازند نایبند ماسرال‌های غالب از گروه ویترینایت و در سازندهای پروده و آب‌حاجی از گروه اینرتینایت هستند و منشأ ماده آلی نایبند گیاهان عالی قاره‌ای و مواد آلی آب‌حاجی و پروده حاصل فرسایش و بازرسوب‌گذاری پس از کوهزایی سیمرین پیشین است. حضور پیریت فراوان و شکستگی‌های پرشده با پیریت بیانگر شرایط نیمه‌احیایی تا احیایی هنگام نهشت است. اندازه‌گیری انعکاس ویترینایت نشان می‌دهد سازند پروده در آغاز بلوغ، آب‌حاجی در پیک زایش هیدروکربن و نایبند در مراحل اوج زایش نفت تا زایش گاز مرطوب و گاز خشک قرار دارد. نتایج پیرولیز نشان می‌دهد سازند آب‌حاجی با TOC پایین،HI بین 47 تا 113 و OI بین 27 تا 66 دارای ماده آلی نسبتاً اکسید شده از نوع کروژن IIIتا IV و نهشته‌شده در شرایط اکسیدان تا نیمه‌اکسیدان است و در بلوغ اولیه تا میانی قرار دارد و پتانسیل آن ضعیف تا متوسط است. در مقابل، ماده آلی سازند نایبند با TOC 1.38 تا 39.69، S2 بین 10 تا 80، HI بین 100 تا 200 و OI کمتر از 50 از نوع کروژن III با منشأ خشکی‌زی است و پتانسیل بسیار خوب تا عالی برای تولید گاز طبیعی دارد. این سازند در بلوغ کامل و در پنجره گاز مرطوب قرار داشته و نمونه‌های عمیق آن به آستانه گاز خشک رسیده‌اند. در مجموع، سازند نایبند دارای ظرفیت بسیار بالای تولید گاز و مناسب‌ترین سنگ‌منشأ بالقوه در حوضه طبس است، در حالی‌که سازند آب‌حاجی بلوغ کمتر و پتانسیل محدودتری دارد.

۶- منابع

اسکندری، م.، خسروی، م.، صالحی، م.ع.، طبایی، م.، جهانگرد، ا.ع.، ۱۴۰۴. بررسی پتانسیل هیدروکربورزایی نهشته های زغال دار تریاس بالایی در بخش شرقی معدن زغال سنگ پروده طبس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی اصفهان، ۸۲ صفحه.

Zamansani, N., Rajabzadeh, M.A., Littke, R., Zieger, L. & Baniasad, A., 2019. Organic petrology and geochemistry of Triassic and Jurassic coals of the Tabas Basin, Northeastern/Central Iran. International Journal of Coal Science & Technology 6(3), 354–371.

Zamani, Z., Rahimpour Bonab, H. & Littke, R., 2023a. Palaeoenvironmental reconstruction of a coal bearing unit: the Upper Triassic Nayband Formation, Tabas Block, east central Iran. Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments 103, 733–757.

Zamani, Z., Rahimpour Bonab, H. & Littke, R., 2023b. Coal petrology, sedimentology and depositional environment of the Parvadeh coals in the Upper Triassic, Tabas Block of Central East Iran. International Journal of Coal Science & Technology 10(1), 40.

Esmailpour, R., Alipour, S., Ardejani, F.D., Rodrigues, S. & Esterle, J., 2022. Petrology of the Parvadeh coals, Tabas Basin, Iran. International Journal of Coal Geology 258, 104028.

Ghavidel-Syooki, M., Yousefi, M. & Mohnhoff, D., 2015. Palynostratigraphy, palaeogeography and source rock evaluation of the Nayband Formation at the Parvadeh area, Central Iran. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 26(3), 241–263.

Hunt, J.M., 1996. Petroleum Geochemistry and Geology, 2nd ed. W. H. Freeman and Company, New York.

Konon, A., Nadimi, A., Koprianiuk, M., Wysocka, A., Szaniawski, R., Wyglądała, M., Słaby, E., Beygi, S. & Barski, M., 2016. Formation of intracontinental basins in the opposite corners of the Tabas block as coeval structures controlled by transpressional faulting, Iran. GSA Bulletin 128, 1593–1617.

Peters, K.E., Moldowan, J.M., Schoell, M. & Hempkins, W.B., 1986. Petroleum isotopic and biomarker composition related to source rock organic matter and depositional environment. Organic Geochemistry 10, 17–27.

Salehi, M.A., Wilmsen, M., Zamanian, E. & Heubeck, C., 2025. Cimmerian tectonostratigraphic events in east-central Iran revealed by a long drill core of the Shemshak Group (Upper Triassic–Middle Jurassic). Journal of Asian Earth Sciences, 106895.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

بازالتهای منشوری بایگ (تربت حیدریه، شمال شرق ایران) جاذبه زمین گردشگری ارزشمند در رشته کوه کوهسرخ

تکتم امیری زراشکی[۱]، الهام داوطلب*[۲]، مرضیه قدرتی[۱]

[1]- دانشجوی کارشناسی ارشد گوهر شناسی و کانی های صنعتی، دانشکده فناوریهای نوین بین رشته ای، دانشگاه نیشابور

[2]- استادیارگروه فناوری فرآورده های طبیعی وفرآوری مواد معدنی، دانشکده فناوریهای نوین بین رشته ای، دانشگاه نیشابور

*Email: edavtalab@neyshabur.ac.ir

چکیده

منطقه بایگ واقع در شمال غرب شهرستان تربت حیدریه با داشتن جاذبه های کم نظیر زمین گردشگری، موقعیت منحصر به فردی را در رشته کوه کوهسرخ واقع در شمال شرق ایران واقع در زون ساختاری ایران مرکزی به خود اختصاص داده است. این ظرفیت های اقتصادی، علمی طبیعی و وجود چشم اندازهای زیبا باعث شده است تا این منطقه مورد توجه گردشگران به ویژه در حوزه زمین گردشگری قرار گیرد. سنگ های آتشفشانی ائوسن و پلیوسن به همراه نهشته های آذرآواری گسترش وسیعی در این منطقه داشته و رگه های سیلیسی با رنگ ها و ضخامت های مختلف در درون سنگ های آتشفشانی و آذرآواری مشاهده می شوند. سنگ های آتشفشانی موجود بیشتر از نوع پیروکسن آندزیت، بازالت آندزیتی و بازالت با بافت های پورفیری، گلوموپورفیری، غربالی و پرلیتی بوده و دارای ساخت منشوری و یا نزدیک به آن هستند. وجود این منشورهای بازالتی، باعث ایجاد پدیده‌های ژئومورفولوژیکی جذاب در این منطقه شده است. سنگ های آتشفشانی به ویژه آندزیت بازالت های موجود میزبان اگات ها می باشند که به صورت رگه هایی با طول های مختلف و با رنگ های متنوع از منظر سهولت دید و زیبائی شناسی جاذبه ی زمین گردشگری مهمی به شمار می روند. توجه بیشتر به این منطقه می تواند موقعیت مناسبی را برای علاقه مندان و محققان علوم زمین فراهم آورد تا در یک محیط طبیعی، دست نخورده و واقعی، مطالعات ژئومورفولوژی، پترولوژی و زمین‌ساختی انجام داده و نسبت به حفظ میراث زمین اقدام نمایند. این امر نه تنها به حفظ میراث زمین کمک می کند، بلکه با رونق بخشیدن به گردشگری در این بخش از کشور، به بهبود شرایط اقتصاد بومی نیز منجر خواهد شد.

کلمات کلیدی: تربت حیدریه، بایگ، منشورهای بازالتی، ژئوتوریسم.

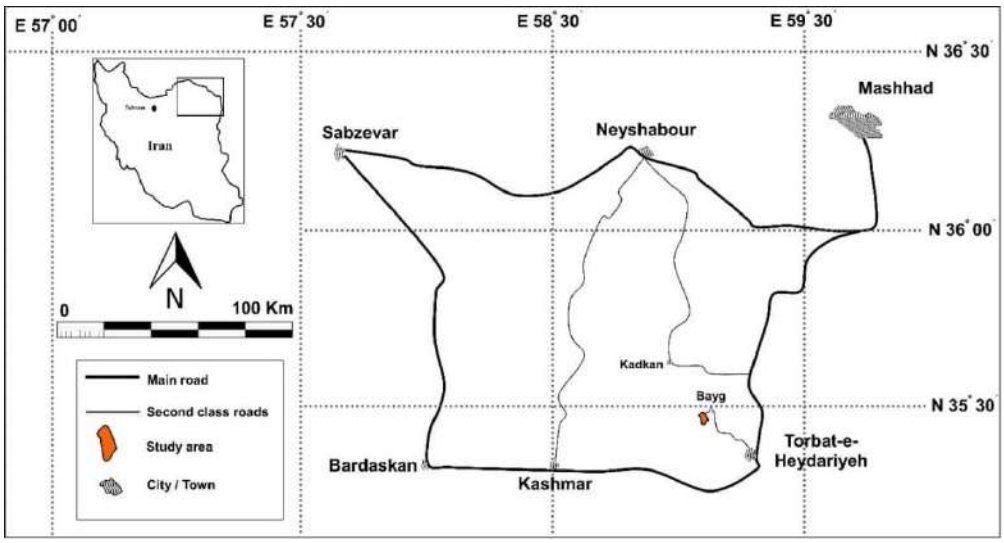
۱- مقدمه

گردشگری در جهان امروزی به عنوان صنعتی پویا و رو به رشد شناخته می شود که نقش بسزایی در ایجاد اشتغال و رونق اقتصادهای محلی ایفا می کند (مقصودی و نکوئی صدری، ۱۳۸۷). این صنعت تاثیرات معنا داری در اقتصاد کشورهای توسعه یافته و در حال توسعه بر جای گذاشته است (Garcia- melon et al. 2012). توسعه گردشگری برای کشورهائی مانند ایران که دارای اقتصادهای تک محصولی می باشند، اهمیت فراوانی دارد (جهانگیر و همکاران، ۱۳۹۹). بخشی از گردشگری که ویژگی های جغرافیائی، محیط، فرهنگ و میراث طبیعی منطقه مورد بازدید را ارتقا داده و حفظ می کند ژئوتوریسم نام دارد (Tourtellot, 2002). مکان هائی که به دلیل شرایط جغرافیائی ویژه خود مانند پوشش گیاهی، محیط زیست، زیبائی های منحصر به فرد، فرهنگ بومی و ... مورد بازدید قرار می گیرند، از ارزش ژئوتوریستی برخوردارند (Robert, 1980). ژئوتوریسم تنها به منظور تفریح و تفرج نبوده و می تواند باعث فراگیری و آموزش از طبیعت گردد (مقصودی و نکوئی صدری، ۱۳۸۷). در ژئوتوریسم تلاش می گردد پدیده های طبیعی و منحصر به فرد چه از نگاه تخصصی و چه از منظر جاذبه های عمومی برای معرفی به گردشگران مورد بررسی قرار گیرند (احراری رودی، ۱۳۸۶).اساس ژئوتوریسم بر مبنای شناخت و معرفی ژئوسایت ها می باشد (Reyenard et al., 2007) .

رشته کوه کوهسرخ (معروف به رشته کوه تربت -کاشمر) در شمال شرق ایران در زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است (Stockline, 1968). این رشته کوه دارای روندی شمال غربی- جنوب شرقی بوده و در گستره شهرستان های بردسکن، کوهسرخ، خلیل اباد، کاشمر، مه ولات، تربت حیدریه، باخرز، تربت جام و خواف قرار گرفته است. این رشته کوه بخشی از کمربند آلپ-هیمالیا محسوب شده و از مرز افغانستان تا رشته کوه کوه میش در شهرستان ششتمد ادامه دارد. تاکنون مطالعات ژئوتوریسمی چندانی در این زون زمین ساختی انجام نگرفته است به همین دلیل ژئوتوریسم یکی از ظرفیت های کمتر شناخته شده در این زون زمین شاختی است. در منطقه مورد مطالعه پدیده های مختلف زمین شناختی، طبیعی و ژئومورفولوژیکی منحصر به فردی مشاهده می شود که می تواند در راستای ژئوتوریسم، ضمن کمک به حفاظت از این میراث طبیعی، به افزایش گردشگری و بهبود معیشت جوامع محلی واقع در این منطقه بنماید.

۲- بحث

منطقه ی مورد مطالعه در حدود ۴۰ کیلومتری شمال غربی شهر ستان تربت حیدریه و در نزدیکی شهر بایگ واقع شده ا ست (شکل ۱) . عرض شمالی این منطقه N = ۳۵° , ۳۶′ , ۰۲″ و طول شرقی آن E = ۵۹° , ۰۱′ , ۰۷″ می با شد. محدوده مورد مطالعه در شمال شرق کشور و با روندی شمال غرب-جنوب شرق در بخش شمالی کمربند ولکانوپلوتونیکی خواف-برد سکن قرار گرفته است. این محدوده در بخشی از نقشه زمین شناسی (۱:۱۰۰۰۰۰) فیض آباد (بهروزی و همکاران، ۱۳۶۶) و نقشه زمین شناسی (۱:۲۵۰۰۰۰) تربت حیدریه (واعظی پور و همکاران، ۱۳۷۰) واقع شده است. ارتفاع متوسط منطقه حدود ۱۳۴۰ از سطح دریا می باشد. آب وهوای منطقه کوهستانی با زمستانهای سرد و مرطوب و تابستانهای معتدل می باشد.



شکل ۱- موقعیت جغرافیائی و راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

منطقه مورد مطالعه که بخشی از واحد زمین ساختی ایران مرکزی به شمار می رود شامل توالی های رسوبی پرکامبرین و پالئوزوئیک است. در این منطقه سنگ های آتشفشانی ائوسن و پلیوسن با ترکیب بازالت، آندزیت، پیروکسن آندزیت همراه با نهشته های آذرآواری گسترش وسیعی دارند. در زمان ائوسن فشردگی ناشی از رخداد لارامید (کرتاسه بالائی) و جریان های گرمائی وابسته،

فازهای کشش سراسری موجب ماگمازائی گسترده به صورت روانه های اتشفشانی و ردیف های آذرآواری شده است. این فعالیت های ولکانیکی به ویژه در مناطق شمالی ایران روی داده است (آقانباتی، ۱۳۸۵).

از نگاه زمین ساختی منطقه تربت حیدریه حد فاصل زون لوت در جنوب و زون ساختاری البرز به طرف شمال است و بیشتر از سری سنگ های رسوبی پوشیده شده است. در منطقه بایگ سنگ های آتشفشانی ائوسن و پلیوسن به همراه نهشته های آذرآواری گسترش وسیعی دارند و رگه های سیلیسی با رنگ ها و ضخامت های مختلف در درون سنگ های آتشفشانی و آذرآواری مشاهده می شوند. عقیق های منطقه بایگ که یکی از جاذبه های زمین گردشگری این منطقه به شمار می رود به صورت توده ای و رگه ای درون سنگ میزبان آندزیت بازالت های منطقه قرار دارند

به شکل کلی سه زون در منطقه قابل تشخیص می باشد: سنگ های رسوبی در بخش بالائی منطقه رخنمون دارند. در این قسمت سنگ آهک های پلاژیک گلوبوترونکانادارو رادیولاریت مربوط به آمیزه های افیولیتی کرتاسه-ائوسن و آهک و شیل و مارن ژوراسیک وجود دارد. در بخش میانی سنگ های آتشفشانی رخنمون دارند که همراه با آنها آگات تشکیل شده است. در این قسمت پیروکسن آندزیت و بازالت و سنگ های آذرآواری و آندزیت رخنمون دارند که به صورت منشورهای بازالتی دیده می شوند (شکل ۲A). معادن سنگ ساختمانی و سنگ های نیمه قیمتی (آگات) از جاذبه های زمین گردشگری این منطقه محسوب می شود.در بخش جنوبی این بخش نیز سنگ های نفوذی و آتشفشانی وجود دارند که کانی زائی طلا و مس و کائولن را به همراه دارند (اسدی و همکاران، ۱۳۹۳). معدن اگات بایگ یکی از مهمترین معادن در نوع خود در استان خراسان رضوی است. پس از معدن فیروزه نیشابور، قدیمیترین معدن سنگ نیمه قیمتی ایران، معدن بایگ است. محدوده بایگ - فدیهه رود معجن بزرگترین محدوده از نظر وسعت پیدایش آگات در استان خراسان رضوی میباشد. در محدوده های بایگ تا رود معجن - تعدادی معدن سنگ ساختمانی از نوع بازالت منشوری وجود دارد (شکل ۲E). آگات در دامنه ارتفاعات این معادن دیده می شود و به صورت ژلهای سیلیسی در داخل بازالت قرار دارد. آگات ها در این معدن دارای تنوع رنگی از سفید و شفاف تا خاکستری و تیره با بافت های نواری و توده ای می باشد (جامی الاحمدی و همکاران، ۱۳۹۸) (اشکال ۲B و ۲C). آگات ها به صورت رگه ای (شکل ۲D) و توده ای پراکنده بوده، ضخامت رگه ها از چند میلی متر تا بیش از سی سانتی متر و طول آنها ۵ متر تا بیش از ۲۰ متر است (جامی الاحمدی و همکاران، ۱۳۹۸). ماده معدنی در این منطقه به صورت روباز استخراج می شود و با توجه به تفاوت رنگ آنها با سنگ میزبان به راحتی تشخیص داده شده و استخراج می گردند. از این رو از منظر سهولت دید و زیبائی شناسی جاذبه ی زمین گردشگری مهمی به شمار می روند.

شکل ۲: تصاویر صحرائی از پدیده ها و جاذبه های زمین گردشگری منطقه بایگ.

در منطقه مطالعاتی ردیفی از سنگ های آتشفشانی برونزد دارد که از نوع پیروکسن آندزیت، بازالت آندزیتی و بازالت با بافت های پورفیری، گلوموپورفیری، غربالی و پرلیتی بوده و توسط رسوبات کنگلومرائی پوشیده می شود. این سنگ های آتشفشانی دارای ساخت منشوری و یا نزدیک به آن هستند و کاربرد ساختمانی دارند. این سنگ های آتشفشانی به ویژه آندزیت بازالت ها میزبان اگات ها می

باشند. بررسی ها نشان داد که آبهای جوی در تشکیل ساخت منشوری و بافت پرلیتی نقش دارند. منشا آگات ها برخاسته از محلولهای هیدروترمال و آبهای جوی است (جامی الاحمدی و همکاران، ۱۳۹۸).

بازالتها که سنگهای آتشفشانی مافیک، شیشه ای و ریزدانه ای هستند از پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده اند و فراوانترین سنگهای آتشفشانی به شمار می روند و نه تنها به صورت جریان گدازه، بلکه به صورت دایک و سایر انواع توده های نفوذی کوچک فرعی نیز یافت میشوند(قربانی، ۱۳۹۱). این سنگ در محیطهای زمین شناسی مختلفی از جمله، مناطق بالای زون فرورانش، پشته های میان اقیانوسی و نواحی داخل صفحات قاره ای و اقیانوسی به وجود میآیند (Shelley, 1993). ساخت های منشوری موجود در منطقه باعث ایجاد درزه ها و شکاف ها میشود (شکل ۲Fs). این ساختها بیشتر درسنگهای آندزیت و بازالت وجود دارد. وجود درزه ها و شکستگیهای فراوان در سنگهای پیروکلاستیکی منطقه از یک طرف و فراوانی سنگهای آتشفشانی حدواسط با بافت پورفیری و زمینه شیشه ای از طرف دیگر شرایط مناسبی را برای تشکیل رگه های سیلیسی فراهم نموده است (جامی الاحمدی و همکاران، ۱۳۹۸).

۳- نتیجه گیری

منطقه بایگ تربت حیدریه با توجه به موقعیت جغرافیایی ویژه و ترکیب کم نظیر سنگ شناسی خود، از پتانسیل قابل توجهی در حوزه زمین گردشگری برخوردار است. وجود پدیده های شاخصی همچون رگه های آگات و منشور های بازالتی، در کنار ارزش های زیباشناختی منحصر به فرد، این ناحیه را به کانونی جذاب برای مطالعات زمین شناختی تبدیل کرده است. این جاذبه های طبیعی (زمین گردشگری) در کنار ظرفیت های اقتصادی موجود از جمله وجود معادن عقیق و سنگ های ساختمانی می تواند زمینه ساز جذب گسترده تر پژوهشگران علوم زمین و سایر علاقه مندان به حوضه های زمین گردشگری شود. مطالعه حاضر نشان دهنده ظرفیت های بالای توسعه ژئوتوریسم در این منطقه بوده و می تواند بعنوان موتور محرک تقویت اقتصادی و معیشتی جوامع محلی در این بخش از کشورمان باشد.

۴- تقدیر و تشکر

نگارندگان قدردان و مساعدت های اداره میراث فرهنگی تربت حیدریه، جناب آقای مهندس مختاری و جناب آقای مهندس زرمهری می باشد که در مراحل مختلف مطالعات میدانی، و ارائه مطالب مفید یاری رسان این پژوهش بوده اند.

۵- منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی. ۵۸۶ صفحه.

اسدی، س.، اعتمادی، ع.، نادری، س.، ۱۳۹۳. ویژگی های زمین شناختی و شرایط تشکیل آگات های منطقه بایگ (تربت حیدریه-خراسان رضوی)، بیست و دومین همایش بلور شناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه شیراز.

احراری رودی، م.، شاهرخی خرگرد، ژ.، ۱۳۸۱. زمین گردشگری در چاه بهار، مجله علوم زمین، ۵۳-۴۶: ۶۷.

بهروزی، ا.، علوی نائینی، م.، ۱۳۶۶. نقشه‌ی زمین شناسی چهارگوش فیض آباد به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

جامی الاحمدی، ا.، رسا، ا.، مسعودی، ف.، موسوی پاک، ن.ف ۱۳۹۸. کانی شناسی و ویژگی های آگات معدن بایگ در تربت حیدریه، شمال شرق ایران، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، ۵۴-۴۷: (۱)۲۷.

جهانگیر، م. ح.، زاهدی، س.، موسوی رینه، س. م.، ۱۳۹۹. ارزیابی توان اکوتوریسمی پارک چمران کرج با استفاده از مدل SWOT و ماتریس ذینفعان. فصلنامه اقتصاد و برنامه ریزی شهری، ۲۳۴-۲۲۶: (۴)۹.

قربانی، م.، ۱۳۹۱.، سنگ شناسی آذربن پیشرفته، انتشارات آرین زمین، 851 صفحه.

واعظی پور، م. ج.، علوی تهرانی، ن.، بهروزی، ا.، خلقی، م. ح.، علوی نائینی، م.، ۱۳۷۰. نقشه‌ی زمین شناسی چهارگوش تربت حیدریه به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

مقصودی، م.، نکوئی صدری، ب.، ۱۳۸۷. دریچه ای نو به سوی صنعت گردشگری ایران، فصلنامه سپهر، ۶۴-۶۱: ۶۴.

Garcia-Melon, M., Gomez-Navaro, T., Acuna-Durta, S., 2012. A combined ANP-delphi approach to evaluate sustainable tourism, Environmental Impact Assessment Review, 34: 41-50.

Reynard, E., Coratza, P., 2007. Geomorphosites and geodiversity: a new domain of research. Geographica Helvetica, 62, pp. 138-139.

Robert, W. Mcintosh, Shashikant, G., 1980. Tourism: Principles, practices, philosophies. (third ed.), Grid Publishing, 319 pp.

Shelley, D., 1993. "Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classfication, textures, microstructures, and mineral preferred-orientations ", New Zeland, Chapman & Hall, London, 445 P.

Stöcklin, J., 1968. "Structural History and Tectonics of Iran: A review". AAPG Bulletin, 52 (7): 1229–1258 .

Tourtellot, J., 2002. About Geotourism,. National Geographic Society. Conference of Sustainable Tourism. New York.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

تعیین محیط دیرینه سازند سنگانه بر اساس سیست (*Cribroperidinium*) در برش خماری (حوضه رسوبی کپه داغ)

الناز عباس زاده*[1]، سید حمید وزیری[2]، محسن علامه[3]، داود جهانی[2]

۱ـ دانشجوی دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۲ـ گروه زمین شناسی و ژئوفیزیک، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۳- گروه مهندسی نفت، معدن و زمین شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

*Email: esanait@gmail.com

چکیده

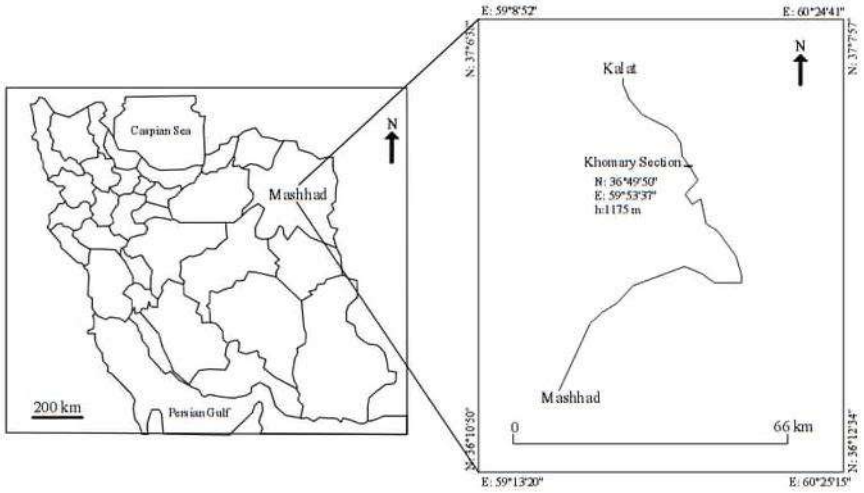
در این پژوهش، محیط دیرینه سازند سنگانه در برش خماری (حوضه رسوبی کپه‌داغ) با تحلیل پالینولوژیکی داینوفلاژله‌ها، به ویژه سیست‌های جنس *Cribroperidinium* ، مورد بررسی قرار گرفت. نمونه‌ها از لایه‌های رسوبی مختلف در طول سازند جمع‌آوری و با روش‌های استاندارد پالینولوژیکی مورد بررسی قرار گرفتند. نتایج نشان داد که توزیع گونه‌های *Cribroperidinium* و فراوانی نسبی آن‌ها نمایانگر محیط‌های نیمه‌عمیق تا ناحیه نریتیک بوده و تغییرات ترکیب تجمع(assemblage) در طول ستون رسوبی، تغییرات محیطی و هیدرودینامیکی را نشان می‌دهد. این مطالعه اهمیت سیست‌های داینوفلاژله به ویژه *Cribroperidinium* را در بازسازی محیط دریایی حاوی شیل‌های تیره رنگ گذشته تأکید می‌کند.

کلمات کلیدی: سازند سنگانه ، کپه داغ ، خماری ، سیست ، کریبروپریدینیوم.

۱- مقدمه

توالی کاملی از سازند سنگانه به سن کرتاسه پیشین در حوضه رسوبی کپه داغ در شمال شرق ایران در برش خماری از رخساره شیل‌های خاکستری تیره متمایل به سبز و آبی با بین لایه‌های سیلت استونی با ضخامت ۹۸۰ متری در برش خماری مورد مطالعه قرار گرفته است. این سازند در برش مذکور دارای ساختار های رسوبی مخروط در مخروط، سپتارین، ندول و همچنین ماکروفسیل آمونیت می‌باشد. مرز پیدایش این سازند در برش خماری به صورت تدریجی از سازند سرچشمه آغاز و در مرز فوقانی به سازند آیتامیر منتهی می‌گردد. با توجه به عناصر پالینومورفی به دست آمده از ۲۰۰ اسلاید پالینولوژیکی مربوط به ۱۰۰ نمونه برداشت شده، از آنجایی که جنس *Cribroperidinium* با ۱۵ گونه مختلف با فراوانی و حفظ‌شدگی نسبتا خوب در توالی‌های سازند سنگانه وجود دارند، از این رو جهت تفسیر محیط دیرینه استفاده شده است.(شکل ۲).

جهت دسترسی به سازند سنگانه در برش خماری ، در مسیر جاده مشهد به کلات و پس از طی ۱۲۷کیلومتر جاده آسفالته به برش مورد نظر می ر سیم، رخنمون سازند در دو طرف جاده پدیدار میگردد . در سمت چپ جاده سازندهای تیرگان و سرچ شمه و در سمت راست، سازند آیتامیر به رنگ سبز گلوکنیتی، ویژگی بارزی است که در این منطقه قابل مشاهده است. قاعده سازند سنگانه در برش خماری به مختصات "N 36°49'50 و"E 59°53'37 و ارتفاع آن۱۱۷۵ متر از سطح دریا است (شکل ۱).



شکل۱- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

۲- روش مطالعه

در این مطالعه سازند سنگانه در برش خماری از دیدگاه پالینولوژیکی مورد ارزیابی قرار گرفته است. برای این منظور تعداد ۱۰۰ نمونه از سازند فوق الذکربه طور سیستماتیک برداشت شده است. نمونه‌ها در آزمایشگاه پالینولوژی دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد مطابق با روش تراورس(Traverse, 1998)، با استفاده از اسید HCL وHF و محلول سنگین ZNCL2 آماده سازی گردید، ودر نهایت تعداد ۲۰۰ اسلاید پالینولوژیکی تهیه و به وسیله میکروسکوپ نوری با لنز 40X و 10X، 100X مورد مطالعه قرار گرفت.

۳- بحث

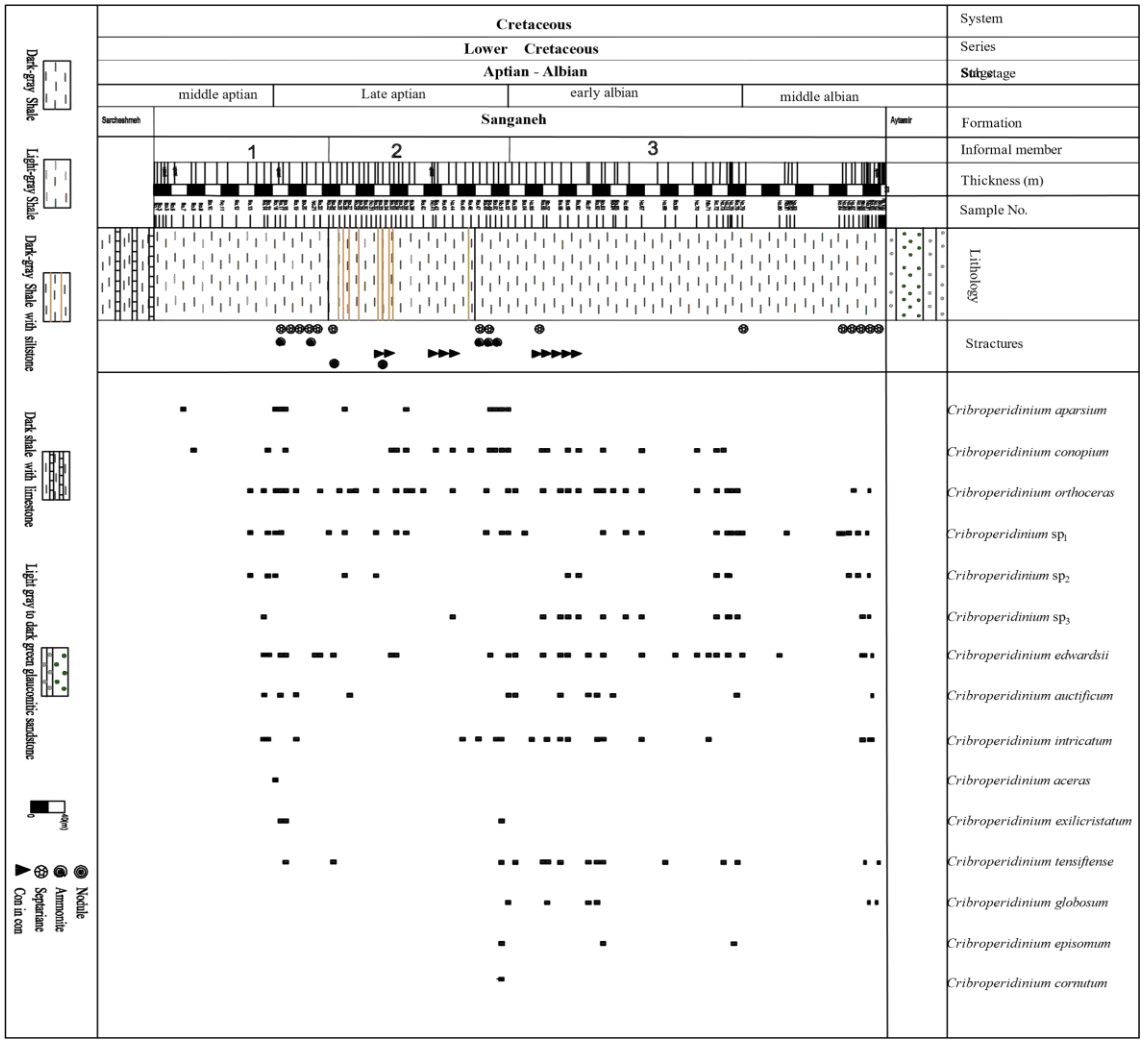
با استفاده از داینوسیست‌ها و بر اساس شکل سیست می‌توان محیط رسوبی را شناسایی نمود. بر این اساس سیست‌هایی با دیواره ضخیم و شکل cavate با شرایط انرژی بالا و دریای کم عمق مطابقت دارند و فرم‌های chorate بیشتر ساکن محیط های آرام، کم انرژی و عمیق می با شند، همچنین داینوفلاژله هایی که دارای پرا سس های طویل می با شند شاخص محیط های دور از ساحل و فرم های با پرا سس‌های کوتاه یا فاقد پرا سس در محیط های ساحل و نزدیک به ساحل فراوان هستند (Ghasemi et al.,2006) با توجه به سیست های شناسایی شده از جنس *Cribroperidinium* در سازند سنگانه از برش خماری را می‌توان به محیط نریتیک داخلی نسبت داد. همچنین با استناد به assemblage فسیل‌های شاخص بوم‌شناسی ، می‌توان وجود سیست‌های *Cribroperidinium*, , *Circulodinium* که در این برش درکنار هم دیده می شوند را مربوط به محیط نریتیک دانست(ربانی، ج.، ۱۳۹۵) و (م، علامه.، ۱۳۸۸).

منطقه نریتیک، محیط دریایی کم‌عمق که از پایین‌ترین سطح آب تا عمق ۲۰۰ متری امتداد دارد و عموماً معادل فلات قاره است. آب‌های نریتیک تحت تأثیر مقادیر مختلفی از نور خورشید قرار دارند که امکان فتوسنتز را برای موجودات پلانکتونی از جمله داینوفلاژله ها فراهم می‌کند. این منطقه به دلیل نزدیکی به خشکی، با مواد مغذی نسبتاً فراوان و فعالیت‌های بیولوژیکی مشخص می‌شود. در ۱۵ گونه شناسایی شده از جنس کریبروپریدینیوم، با توجه به افزایش این گونه ها از ابتدای سازند به سمت انتهایی ان مبین کاهش عمق و تغییرات محیطی و هیدرودینامیکی به سمت انتهایی این سازند در برش خماری می‌باشد (شکل ۲).

گونه‌های شناسایی شده از جنس *Cribroperidinium* عبارتند از:

C. aceras, C. aparsium, C. auctificum, C. conopium, C. cornutum, C. edwardsii, C.episomum, C. exilicristatum, C. globosum, C. intricatum, C. orthoceras, C. sp.$_{1,2,3}$, *C. tensiftense.* (Fig, 3)

داینوفلاژله *Cribroperidinium* در محیط‌های دریایی آب‌های شور تا نیمه شور و آب‌های کم‌عمق و ساحلی زندگی می‌کند. این نوع داینوفلاژله بیشتر در آب‌های سطحی و نزدیک به ساحل، به ویژه در نواحی با غنای مواد غذایی و اکوسیستم‌های مرجانی یافت می‌شود (جدول ۱).

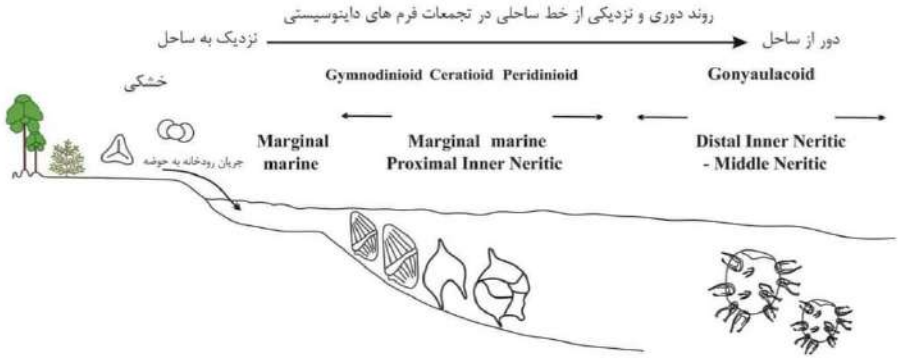


شکل ۲- ستون پالینولوژی برش خماری بر مبنای گونه‌های *Cribroperidinium*

فسیل‌های شاخص بوم‌شناسی (به منظور تهیه جدول فسیل‌های شاخص بوم‌شناختی از این منابع استفاده شده است: Marret & Damassa *et al.*, 1990؛ Gedl, Harris & Tocher, 2003؛ Pross & Schmiedl, 2002؛ Dale *et al.*, 2002؛ Eynaud *et al.*, 2000؛ Jaramillo & Oboh-Ikuenobe, 1999؛ Vernal, 1997؛ Skupien & Bankole *et al.*, 2007؛ Torricelli *et al.*, 2006؛ Skupien, 2006؛ Radi *et al.*, 2006؛ Carvalho, 2006؛ Ghasemi-Nejad *et al.*, 2005؛ 2004؛ Mohamed, 2008؛ Willumsen & Vajda, 2010)

شرایط بوم‌شناختی	فرم فسیلی
آب‌های گرم	*Apectodinium, Diphys colligrum, Polysphaeridium, Homotryblium, Impagidinium, Spiniferites mirabilis*
آب‌های سرد	*Thalassiphora, Cribroperidinium tenuitabulatum , Cannosphaeropsis , Impagidinium , Rottnestia borussica, Achomosphaera alnicornu*
پرانرژی نزدیک به ساحل	*Apectodinium, Kallosphaeridium, Spinidinium, Glaphyrocysta, Wetzelielloideae, Glaphyrocysta*
نریتیک داخلی، نزدیک به ساحل و لاگون	*Homotryblium, Polysphaeridium, Areoligera, Wetzeliella*
خلیج‌های دهانه‌ای	*Wetzelielloideae, Wetzeliella, Polysphaeridium, Operculodinium centrocarpum*
دور از ساحل، نریتیک و دریای باز	*Spiniferites, Spiniferites ramosus, Cleistosphaeridium, Dracodinium, Cordosphaeridium, Homotryblium Tenuispinosum, Cordosphaeridium, Operculodinium, Achomosphaera, Charlesdowniea, Cannosphaeropsis, Cribroperidinium tenuitabulatum, Oligosphaeridium, Impagidinium, Thalassiphora pelagica, Achomosphaera ramulifera, Circulodinium distinctum, Litosphaeridium siphoniphorum, Spiniferites porosus, Pterodinium cingulatum, Exochosphaeridium*
نریتیک خارجی	*Impagidinium, Adnatosphaeridium, Nematosphaeropsis, Cannosphaeropsis, Thalassiphora, Operculodinium*
نریتیک داخلی	*Glaphyrocysta, Circulodinium, Cribroperidinium, Polysphaeridium, Homotryblium*
نریتیک میانی	*Hystrichokolpoma, Charlesdowniea, Wetzeliella*

جدول ۱- فسیل های شاخص بوم شناسی (ربانی، ج.، ۱۳۹۵)



شکل ۳- موقعیت پالینومورف‌ها در محیط دریایی، (ده‌بزرگی، الف.، ۱۳۹۹)

از لحاظ ر سوب شنا سی هم می توان گفت که با توجه به اینکه محیط برش مورد نظر اکثرا حاوی شیل می‌با شد، شیل‌ها به دلیل ریزدانه بودن، انرژی کم محیط، مواد آلی بالا و شرایط شیمیایی مناسب(Anoh Njoh, et al., 2016)، محیط ایده‌آل برای حفظ سیست‌های داینوفلاژله ها (Willems et al., 2007) ، (علامه، محسن، ۱۳۸۷) به خصوص *Cribroperidinium* و بازسازی محیط‌های نریتیکی و shelf دریایی هستند تاییدی بر محیط دیرینه سیست‌های *Cribroperidinium* در برش مذکور می باشد(شکل ۳).

۴- نتیجه گیری

سیست‌های جنس *Cribroperidinium* مناسب برای تعیین محیط دیرینه سازند سنگانه هستند، محیط دریایی سازند سنگانه از نیمه‌عمیق به ناحیه نریتیک تغییر کرده‌است. شیل‌ها به دلیل ریزدانه بودن، انرژی کم محیط، مواد آلی بالا و شرایط شیمیایی مناسب، محیط ایده‌آل برای حفظ سیست‌های جنس *Cribroperidinium* می‌باشند. مطالعه می‌تواند مبنای باز سازی محیط‌های دریایی بر اساس سیست‌های جنس مذکور درآینده باشد.

۵- منابع

ده‌بزرگی، الف.، ۱۳۹۹. پالینو ستراتیگرافی، آب و هوا و محیط‌دیرینه سازند دلیچای در برش چینه شناسی بشم (البرز شرقی)، نشریه علمی رخساره‌های رسوبی، ۲۳ صفحه.

ربانی، ج.، ۱۳۹۵. آنالیز آماری پالینومورفها در بازسازی محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی شیل‌های ارغوانی در برش ملکشاهی، ۱۴ صفحه.

علامه، م و قاسمی نژاد، الف.،۱۳۸۷. پالینولوژی و محیط دیرینه سازند نیزار در شرق حوضه رسوبی کپه داغ، ۱۳ صفحه.

علامه، م و مرادیان، ف.، ۱۳۸۸. پالینوبوژی و آنالیز محیط دیرینه سازند آبدراز در حوضه رسوبی کپه داغ،۱۰صفحه.

Anoh Njoh, O., Taku, A.,2016. Shallow Marine Cretaceous Sequences and Petroleum Geology of the Onshore Portion Rio del Rey Basin, Cameroon, Gulf of Guinea, Vol.6., No.2, 689pp.

Ghasemi-Nejad, E.,2006. Dinoflagellate and foraminiferal biostratigraphy of the Gurpi Formation (upper Santonian-upper Maastrichtian), Zagros Mountains, Iran., Volume 27, Issue 6, Pages 828-835.

Harrington, G., Dunkley Jones,T., 2020. Organic-walled dinoflagllate cyct biostratigraphy of the upper Eocene to lower Oligocene Yazoo Formation, US Gulf Coast, Marcelo Augusto De Lira Mota, 39 pp.

Willems, H., 2007. Selective preservation of organic-walled dinoflagellate cysts in Quaternary marine sediments: An oxygen effect and its application to paleoceanography, 138 pp.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

ظرفیتهای زمین گردشگری بار در رشته کوه های بینالود (شمال غرب شهرستان نیشابور)

الهام داوطلب [*1]، بهناز کلنات [2]، احمد رئوفیان [3]

۱- استادیارگروه فناوری فرآورده های طبیعی وفرآوری مواد معدنی، دانشکده فناوریهای نوین بین رشته ای، دانشگاه نیشابور

۲- استادیار گروه دیرینه شناسی گیاهی، مؤسسه تحقیقات جنگل ها و مراتع کشور، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران، ایران

۳- دانشگاه فرهنگیان، واحد دانشور نیشابور ، نیشابور، ایران

*Email: edavtalab@neyshabur.ac.ir

چکیده

شهرستان بار واقع در شمال غرب شهرستان نیشابور از نگاه زمین گردشگری موقعیت منحصر به فردی را در رشته کوه های بینالود دارا می باشد. ظرفیت های علمی طبیعی، اقتصادی، فرهنگی، زیرساختی و وجود چشم اندازهای زیبا باعث شده است تا این منطقه مورد توجه گردشگران قرار گیرد. جاذبه های زمین گردشگری این منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است. پدیده ها و جاذبه های زمین گردشگری منطقه بار در چند دسته اصلی قرار می گیرند. در این تحقیق کوه های رنگین کمانی شمال غرب روستای خانلق، اشکال شبیه روستای کندوان واقع در غرب روستای دامنجان، روراندگی های سازند لار بر روی سازند دلیچای، چین های جناغی مسیر اریه به بار، طبقات فشرده قرمز رنگ دارای زیای آمونیتی فراوان در سازند دلیچای، پرتگاه ها و صخره های عمودی مربوط به سازند لار و آبشار بار مورد توجه و بررسی قرار گرفته اند. مطالعه حاضر نشان دهنده ظرفیت های بسیار بالای زمین گردشگری در این بخش از شهرستان نیشابور بوده و می تواند در کنار ژئوسایت های متعدد دیگر در این بخش از نیشابور پتانسیل بالایی برای تبدیل شدن به ژئوپارک در این نقطه از کشورمان داشته باشد.

کلمات کلیدی: شهرستان بار، شمال غرب نیشابور، ژئوتوریسم.

۱- مقدمه

امروزه گردشگری یکی از بزرگترین صنایع دنیا بوده و توجه برنامه ریزان را به خود جلب کرده است (Liu et al., 2013). این صنعت تاثیرات بزرگی را در اقتصاد کشورهای مختلف دنیا بر جای گذاشته است (Garcia- melon et al. 2012). یکی از مهمترین بخش ها در صنعت گردشگری، ژئوتوریسم است که هدف اصلی آن در کنار مزایای اقتصادی و جذب گردشگران به یک منطقه، معرفی و شناساندن میراث زمین شناسی به علاقه مندان و گسترش دانش آنان در زمینه علوم طبیعی است. ژئوتوریسم به عنوان بخشی از گردشگری ویژگی های جغرافیائی، محیط، فرهنگ و میراث طبیعی منطقه مورد بازدید را ارتقا داده و حفظ می کند (Tourtellot, 2002). مکان هائی که به دلیل شرایط جغرافیائی ویژه خود مانند پوشش گیاهی، محیط زیست، زیبائی های منحصر به فرد، فرهنگ بومی و ... مورد بازدید قرار می گیرند، از نظر ژئوتوریستی ارزشمند هستند (Robert, 1980).

پس از برخورد ورقه¬ی ایران در طی تریاس به ورقه¬ی توران (برای مثال: Şengör, 1990; Saidi et al., 1997) اقیانوس پالئوتتیس بسته شده و پلتفرم کربناته تریاس میانی به صورت ناپیوسته توسط رسوبات سیلیسی آواری گروه شمشک جایگزین می¬شود. در طی باژوسین پسین، بعد از رویداد سیمرین میانی (Seyed-Emami & Alavi Naeini, 1990) یک فاز کششی جدید در شمال ورقه¬ی ایران روی داده که باعث به وجود آمدن حوضه جنوبی خزر می گردد. در این حوضه شکل گرفته، رسوبگذاری رسوبات عمیق دریائی سازند های دلیچای و لار در البرز و بینالود و چمن بید و مزدوران در کپه داغ صورت گرفته (Thierry, 2000) و

نهشته¬های سیلیسی آواری گروه شمشک توسط رسوبات ژوراسیک میانی – بالائی جایگزین شد که بخش¬های وسیعی از ورقه ایران را تا اواخر ژوراسیک پوشانده است (Fürsich et al., 2009).

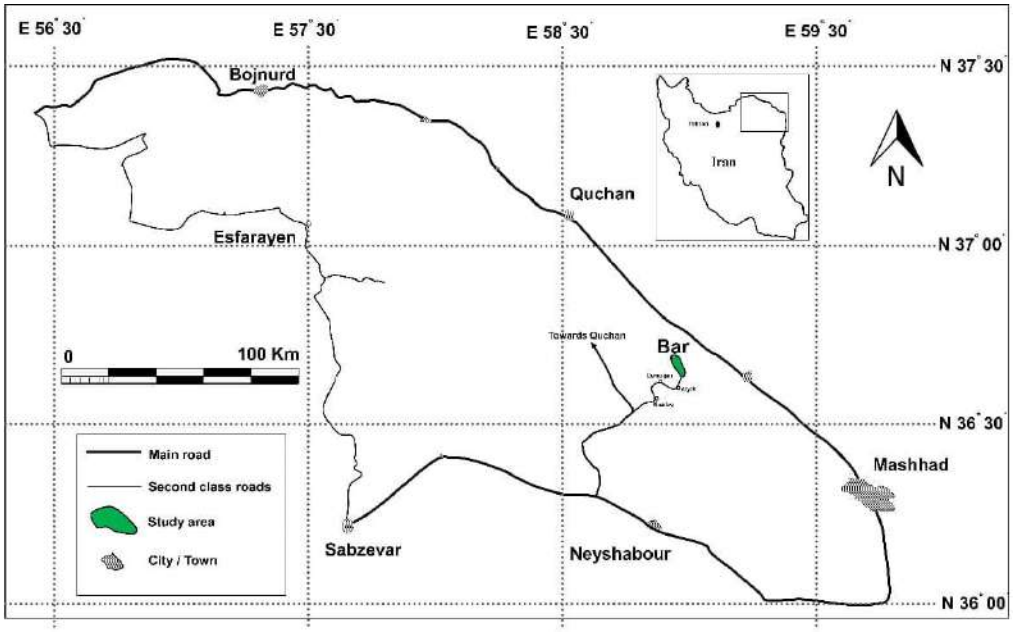
واحد زمین ساختی بینالود واقع در شمال شرق ایران که شامل ردیف¬های ستبری از ردیف¬های رسوبی ژوراسیک است، از نظر ویژگی¬های سنگ شناختی بینابین البرز شرقی به سمت شمال غرب و کپه داغ به سمت شمال و شمال شرق مورد توجه قرار گرفته است (Seyed-Emami & Schairer, 2011). تصاویر ماهواره-ای و مطالعات صحرائی بیانگر امتداد این رشته کوه ها از حوالی شهرستان جاجرم تا اطراف شهر مشهد می-باشد و احتمالاً از شرق به ارتفاعات شمال افغانستان نیز می¬رسد (درویش زاده، ۱۳۸۰). در بخش شمالی این رشته کوه¬ها، دشت قوچان- مشهد و در بخش جنوبی آن دشت نیشابور واقع شده است. ردیف¬های ژوراسیک میانی-بالائی (سازندهای دلیچای و لار) در زون ساختاری بینالود از ستبرای زیادی برخوردار است. سنگ شناسی این سازندها در این منطقه غالبا شامل مارن، شیل، سنگ آهک¬های مارنی به رنگ خاکستری روشن تا تیره و سنگ آهک های ضخیم لایه می¬باشد.

با توجه به رویدادهای روی داده در طی زمان های تشکیل و بعد از آن در این رشته کوه ها، این بخش از کشورمان دارای پدیده های زمین شناختی، طبیعی و ژئومورفولوژیکی ویژه ای است که می تواند در راستای زمین گردشگری ضمن حفاظت از این پدیده ها کمک قابل توجهی به افزایش گردشگری و به تبع آن افزایش درآمد جوامع محلی واقع در این رشته کوه ها بنماید اما زمین گردشگری یکی از ظرفیت های کمتر شناخته شده در این زون زمین شناختی است. مطالعات کمی در این خصوص در شهرستان نیشابور و به ویژه در منطقه بار انجام پذیرفته است. از جمله پژوهش های صورت گرفته می توان به مطالعات شایان و همکاران (۱۳۹۴)، شایان یگانه و همکاران (۱۳۹۵)، زنگنه اسدی و همکاران (۱۳۹۹) ، سعادتی فر و همکاران (۱۴۰۰) اشاره کرد.

۲-بحث

بار در ۵۵ کیلومتری شمال غربی شهرستان نیشابور و در ۲۷ کیلومتری جاده اصلی نیشابور به قوچان واقع شده است (شکل ۱) . منطقه مورد مطالعه در بین عرض های شمالی ″ ۱۹ , ′۲۵ , °۳۶ = N تا ″ ۳۶ , ′۳۱ , °۳۶ = N و طول های شرقی آن ″۱۴ , ′۳۶ , °۵۸ = E تا ۰۴ , ′۴۷ , °۵۸ = E واقع شده است. ارتفاع شهر بار از سطح دریا ۱۶۷۰ متر بوده و قله کمرزرد به ارتفاع ۲۹۰۴ متر در جنوب شرق آن واقع شده است.

محدوده مورد مطالعه در شمال شرق کشور و دامنه های جنوب غربی بینالود (شمال غرب شهرستان نیشابور) واقع شده است. آب و هوای شهر بار ضمن تبعیت از شرایط طبیعی (جریان توده ¬های مهم هوا از غرب)، تحت تاثیر مستقیم همجواری با رشته کوه های بینالود قرار دارد. تابستان های معتدل و زمستان های سرد با بارش های عمدتا برفی از خصوصیات آب و هوایی بار می باشد. بر اساس طبقه بندی با روش های استاندارد بار دارای اقلیم مناطق نیمه خشک سرد تا معتدل می باشد (طاهری، ۱۳۸۴). سیمای عمومی منطقه کوهستانی و صخره ای، تپه ماهورهای فراوان و دره های نسبتا عمیق، اکوسیستمی فعال با ذخیره گاه های طبیعی، دارای تنوع جانوری و گیاهی قابل ملاحظه می باشد. منطقه مورد مطالعه بخشی از واحد زمین ساختی البرز-بینالود به شمار می رود و از نظر ویژگی‌های سنگ شناختی بینابین البرز شرقی و کپه داغ مورد توجه قرار گرفته است (Seyed-Emami & Schairer, 2011). این محدوده در بخشی از نقشه زمین شناسی (۱:۱۰۰۰۰۰) نیشابور(قائمی و همکاران، ۱۳۷۸) و نقشه زمین شناسی (۱:۲۵۰۰۰۰) مشهد (افشار حرب و همکاران، ۱۳۶۵) واقع شده و در حد فاصل روستاهای خانلق و بار قرار گرفته است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیائی و را های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

در مطالعه حا ضر، پس از برر سی های مقدماتی و گردآوری اطلاعات مربوط به منطقه مورد مطالعه، برر سی های میدانی و به دنبال آن مطالعات آزمایشگاهی صورت گرفته ا ست. از نقشه های زمین شنا سی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور و ۱:۲۵۰۰۰۰۰ مشهد، توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه و گردشگری ۱:۲۵۰۰۰۰۰ نیشابور، جهت استفاده شده است. در زیر به مهمترین پدیده ها و جاذبه های زمین گردشگری این منطقه اشاره شده است.

در اطراف و به ویژه شمال رو ستای خانلق واحد های مارنی، شیلی، سیلت ا ستونی به همراه عد سی های گچی با رنگ هایی مانند قرمز، قهوه ای، نارنجی، زرد و سفید دیده می شود (شکل A2). این توالی ها به سن میوسن-پلیوسن بخشی از پدیده جهانی معروف به کوه های رنگین کمانی (Rainbow Mountains) به شمار میروند. در سایر نقاط ایران به ویژه در در ۲۵ کیلومتری شمال شرق تبریز و در شهرستان ماهنشان این پدیده به زیباترین شکل های ممکن قابل مشاهده است.

در مسیر روستای بار و در غرب روستای دامنجان مجموعه ای از کنگلومراهای قرمز تیره تا قهوه ای دیده می شود. اجزای این کنگلومراها از سنگ های آتشفشانی، گرانیت، پبل های سنگ آهک و ماسه سنگ تشکیل شده و دارای میان لایه های نازکی از ماسه سنگ های قهوه ای رنگ و شیل و سیلت استون های تیره رنگ است. این مجموعه اشکال شبیه روستای کندوان در آذربایجان را ساخته اند (شکل B2).

با توجه به اینکه منطقه مورد مطالعه بخشی از کمربند چین‌خورده و رانده شده آلپ-هیمالیا به شمار می رود این موقعیت باعث شده تا ساختارهای پیچیده زمین شنا سی شامل چین‌خوردگی‌های شدید، گسل‌های فعال، روراندگی های متعدد، ... در آن قابل مشاهده با شد. بارزترین نمونه از این نوع مورفولوژی ها در منطقه مطالعاتی در اطراف رو ستای اریه دیده می شود. در سمت غرب روستای اریه گذرگاه تنگه مانندی وجود دارد که در آن سازند سنگ آهکی و ستبر لایه لار به دلیل روراندگی بر روی سازند دلیچای در کنار جاده قابل مشاهده است (شکل C2). با توجه به اینکه رشته کوه بینالود پس از برخورد خرد ورق ایران و ورق توران در تریاس پسین و در نتیجه کوهزایی سیمرین و به دنبال آن کوهزایی آلپ تکوین و تکامل ساختاری یافته است راندگی ها و ورقه

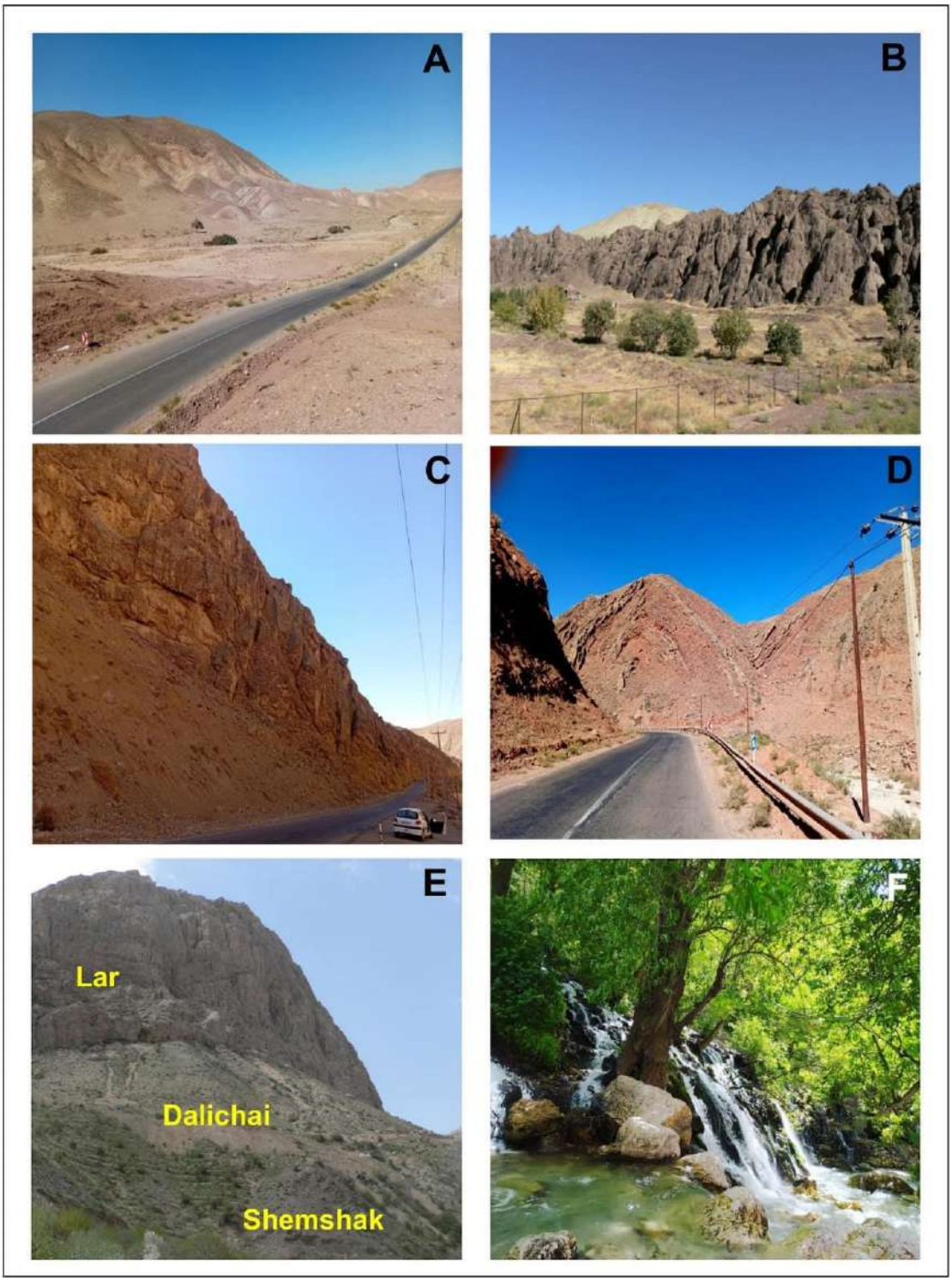
های روراندہ، ساختار کلی این رشته کوه را تشکیل می دهند. جهت حرکت در تمامی این راندگی ها، به سمت جنوب – جنوب باختر است (قائمی و رحیمی، ۱۳۹۳). در همین نقطه چین خوردگی های متعدد قابل مشاهده است که در بین این چین خوردگی ها، چین های جناغی (Chevron fold) زیبائی منحصر به فردی دارند (شکل D2).

در رو ستای بار ردیف¬های ژورا سیک میانی- بالائی از ستبرای زیادی برخوردار بوده و غالبا از ما سه سنگ، مارن، شیل، سنگ آهک¬های مارنی و سنگ آهک ساخته شده است. سازند شمشک در این منطقه توالی های ستبری از ماسه سنگ ها و شیل های تیره رنگ است که فقط در ابتدای ورودی دره بار و در پائین ترین بخش های دره رخنمون دارد. سازند دلیچای دارای بیشترین رخنمون ها در اطراف رو ستای بار بوده و با سنگ شنا سی ویژه خود که شامل مارن های فر سوده، سنگ آهک مارنی و شیل می باشد قابل تشخیص می باشد. این سازند دارای ماکروفسیل هایی مانند آمونیت، بلمنیت، براکیوپود، دوکفه ای و خارپوست است که در بین آنها آمونیت¬ها فراوانترین ماکروفسیل های موجود به شمار می روند. بیشترین فراوانی آمونیت ها در این منطقه در اطراف امام زاده آب کوزه دیده می شود. در همین منطقه یکی از ویژگی های شاخص و برج سته سنگ شناختی سازند دلیچای یعنی طبقات فشرده قرمز رنگ (Ammonitico Rosso) دیده می شود که یکی از ویژگی¬های شاخص و برجسته سنگ شناختی ردیف¬های سازند دلیچای در بینالود و البرز به شمار می¬رود. این توالی ها مشخص کننده¬ی ر سوبات کربناته پلاژیک و طبقات فشرده بوده و در حوضه¬های رسوبی که تحت کنترل فعالیت¬های تکتونیکی می¬باشند تشکیل شده اند (برای مثال: Luczynski, 2002). این رخساره از نظر محتوای ماکر و میکرو فسیل¬ها بسیار غنی می¬با شند (Kandemir & Yilmaz, 2009). این نوع از سنگ شناسی که در تمامی ردیف¬های رسوبی ژوراسیک آلپ- مدیترانه گسترش دارد (برای مثال: Jenkyns 2009) در نزدیکی امام زاده آب کوزه و در لایه های ابتدائی سازند دلیچای دیده می شود.

سازند لار با سنگ شناسی سنگ آهک های کرمی، زرد و نخودی و ستبرای زیاد به صورت صخره سازه بر روی سازند دلیچای قرار گرفته است. در تمامی این منطقه سازند لار به صورت روراندہ دیده می شود و این روراندگی ها باعث شده است تا مورفولوژی صخره ساز این سازند، پرتگاه ها و صخره های عمودی را شکل دهند (شکل E2).

در منتهی الیه دره بار بزرگترین چشمه گسلی رشته کوه های بینالود در شمال غرب شهرستان نیشابور دیده می شود. این چشمه در مرز مشترک سازندهای دلیچای و لار ظاهر شده و آبشار معروف بار را بوجود آورده است. این آبشار که معروفترین جاذبه گردشگری بار به شمار می رود آبشاری پلکانی به ارتفاع حدود ۳۰۰ متر است. این آبشار در ارتفاع حدود ۱۷۰۰متری ظاهر شده و چشم اندازهای بی بدیلی را ایجاد کرده است (شکل F2).

در قسمت بالای آبشار، دیوارهای ۲۰۰ متری قرار دارد که دو مسیر سنگ نوردی روی آن باز شده است .دبی متوسط این آبشار که رودخانه بار را شکل داده است در دوره ۲۳ ساله در محل ایستگاه هیدرومتری اریه حدود ۲۸ میلیون متر مکعب گزارش شده است (طائی سمیرمی و همکاران، ۱۳۹۳). آبدهی منا سب رودخانه بار سبب شده ا ست تا این منطقه از نظر پو شش گیاهی غنی بوده و چشم اندازهای بی بدیلی را ایجاد نموده و یکی از مهمترین مراکز تولید محصولات باغی (به ویژه سیب) در شرق کشور به شمار آید. این موضوع باعث جذب گردشگران متعدد به این منطقه شده است.



شکل ۲: تصاویر صحرائی از پدیده ها و جاذبه های زمین گردشگری منطقه بار.

۴- نتیجه گیری

منطقه بار شهرستان نیشابور در بخش های جنوبی رشته‌کوه های بینالود به دلیل موقعیت جغرافیایی، سهولت دسترسی، ساختارهای تکتونیکی پیچیده، ترکیب سنگ شناسی، پدیده‌های ژئومورفولوژیکی جذاب، ویژگی های دیرینه شناختی، ارزش های بصری و زیبائی شناختی، حفاظت شدگی اکوسیستم منطقه و ... قابل توجه است. این مطالعه نشان دهنده ظرفیت های بسیار بالای ژئوتوریسم در این بخش از شهرستان نیشابور بوده و می تواند در کنار ژئوسایت های متعدد دیگر در این بخش از نیشابور پتانسیل بالایی برای تبدیل شدن به ژئوپارک در این بخش از کشورمان داشته باشد.

۵- منابع

افشار حرب، ع.، آقا نباتی، ع.، مجیدی، ب.، علوی تهرانی، ن.، شهرابی، م، داوودزاده، م.، نوایی، ا.، ۱۳۶۵. نقشه‌ی زمین شناسی چهارگوش مشهد به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.

درویش زاده، ع، ۱۳۸۰. زمین شناسی ایران. موسسه انتشارات امیر کبیر، چاپ دوم، ۹۰۱ صفحه.

زنگنه اسدی، م. ع.، سعادتی فر، ر.، گلی مختاری، ل.، ۱۳۹۹. بررسی اثرات ژئومورفوسایتهای مناطق کوهستانی در توسعه گردشگری)مورد مطالعه:: شمال غرب نیشابور -شهر فیروزه)، فصلنامه مطالعات جغرافیایی مناطق کوهستانی، سال اول، شماره ۴ (۴)، صص۸۷-۶۹.

سعادتی فر، ر.، زنگنه اسدی، م. ع.، گلی مختاری، ل.، ۱۴۰۰. اهمیت زمین گردشگری و پیشنهادی برای ژئوپارک: یک اولویت در اقتصاد منطقه شمال غرب نیشابور-خراسان رضوی، دوفصلنامه توسعه پایدار محیط جغرافیائی، ۷۲-۵۸.

شایان، س.، هاشمی، ف. ز.، دهستانی، ه.، ۱۳۹۴. ارزیابی ژئومورفوسایت های شهرستان نیشابور با استفاده از مدل پرییرا. مطالعات جغرافیائی مناطق خشک، ۳۳-۱۸: (۲۰)۵

شایان یگانه، ع.ا.، زنگنه اسدی، م.ع. ، امیراحمدی، ا.ق.، ۱۳۹۵. نگرشی نوین در ارزیابی ژئومورفوسایت ها و ژئوسایتها در ایران، فصلنامه مطالعات مدیریت گردشگری، ۱۱(۳۴)، ص: ۶۴-۴۱.

طاهری، ع.، ۱۳۸۴. درآمدی بر جغرافیا و تاریخ نیشابور، انتشارات ابر شهر. ۱۶۰ صفحه.

طائی سمیرمی، س.، مرادی، ح. ر.، خداقلی، م.، ۱۳۹۳. بررسی تغییرات جریان رودخانه بار تحت سناریوهای مختلف تغییر اقلیم. مجله انسان و محیط زیست، ۱۹-۱: (۲) ۱۲

قائمی، ف.، حسینی، ک.، ۱۳۷۸. نقشه‌ی زمین شناسی چهارگوش نیشابور به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور .

قائمی، ف.، رحیمی، ب.، ۱۳۹۳. سامانه راندگی ها در کوه های بینالود. فصلنامه علوم زمین، ۳۸-۲۰: (۲۹) ۸.س

Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., 2009. Lithostratigraphy of the Upper Triassic–Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran. In: Brunet, M. F., Wilmsen, M.& Granath, J. W. (eds) South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society, London, Special Publications, 312, 129–160.

Garcia-Melon, M., Gomez-Navaro, T., Acuna-Durta, S., 2012. A combined ANP-delphi approach to evaluate sustainable tourism, Environmental Impact Assessment Review, 34: 41-50.

Jenkyns, H.C., 2009. Origin of Red Nodular Limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: A diagenetic model. In: Hsü, K.j. & Jenkyns, H.C. (eds.): Pelagic Sediments: On Land and under the Sea. doi: 10.1002/9781444855.ch 11; Oxford (Blackwell).

Kandemir, R., Yılmaz, C., 2009. Lithostratigraphy, facies, and deposition environment of the lower Jurassic Ammonitico Rosso type sediments (ARTS) in the Gümüşhane area, NE Turkey: Implications for the opening of the northern branch of the Neo-Tethys Ocean. Journal of Asian Earth Sciences, 34, 586-598.

Liu, Chui-Hua, Tzenge, Gwo-Hshiung, Lee, Ming-Huei, Lee, Po-Yen. 2013. Improwing metro- airport connection services for tourism development: Using hybrid MCDM models. Tourism Managment Prespectives, 6:95-107.

Luczynski, P., 2002. Depositional evoluion of the Middle Jurassic carbonate sediments in the High-Tatric succesion, Tarta Mountains, Western Carpathians, Poland. Acta Geologica Polonica 52 (3), 365–378.

Robert, W. Mcintosh, Shashikant, G., 1980. Tourism: Principles, practices, philosophies. (third ed.), Grid Publishing, 319 pp.

Saidi, A., Brunet, M.F., Ricou, L.E., 1997. Continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen rom Late Palaeozoic to early Cretaceous subsidence curves. Geodinamica Acta, 10, 189–208.

Şengör, A.M.C., 1990. A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman: In (Robertson A.H.F., Searl M.P. and Ries A.C. eds.), The Geology and Tectonics of the Oman Region. Geological Society, Special Publication, 49, 797-831.

Seyed-Emami, K., Alavi-Naini, M., 1990. Bajocian stage in Iran. Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, 40, 215–222.

Seyed-Emami, K., Schairer, G., 2011. New Middle and Upper Jurassic ammonites from the Binalud Mountains (Mashhad region, NE Iran). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 261, 373-380.

Thierry, J., 2000. Middle Callovian (157–155 Ma). In: Dercourt J, Gaetani M, Vrielynck B, Barrier E, Biju-Duval B, Brunet MF, Cadet JP, Crasquin S, Sandulescu M (eds) Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Maps. CCGM/CGMW, Paris, 97 p.

Tourtellot, J., 2002. About Geotourism,. National Geographic Society. Conference of Sustainable Tourism. New York.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

ژئوسایت بقیع (شمال غرب نیشابور) موقعیتی ممتاز در دامنه های جنوبی رشته کوه های بینالود

الهام داوطلب[1*]، بهناز کلنات[2]، احمد رئوفیان[3]

1- استادیارگروه فناوری فرآورده های طبیعی وفرآوری مواد معدنی، دانشکده فناوریهای نوین بین رشته ای، دانشگاه نیشابور.۲- استادیار گروه دیرینه شناسی گیاهی، مؤسسه تحقیقات جنگل ها و مراتع کشور، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران، ایران.

۳- دانشگاه فرهنگیان، واحد دانشور نیشابور ، نیشابور، ایران.

*Email: edavtalab@neyshabur.ac.ir

چکیده

ژئوسایت بقیع واقع در شمال غرب شهرستان نیشابور از نگاه زمین شناختی، تکتونیکی، توالی های رسوبی ژوراسیک، فسیل شناسی و زمین گردشگری موقعیت منحصر به فردی را در رشته کوه های بینالود دارا می باشد. پتانسیل های علمی طبیعی، اقتصادی، فرهنگی، زیرساختی و وجود چشم اندازهای زیبا باعث شده است تا این ژئوسایت مورد توجه گردشگران به ویژه در حوزه زمین گردشگری قرار گیرد. با استفاده از مدل کومانسکو این ژئوسایت مورد ارزیابی قرار گرفته و با سایر ژئوسایت های مطالعه شده به ویژه در شمال غرب شهرستان نیشابور مقایسه شده است. نتایج ارزیابی نشان دهنده امتیاز ۷۶ درصد برای این ژئوسایت بوده که در مقایسه با سایر ژئوسایت ها موقعیت مطلوبی را از نگاه زمین گردشگری دارا می باشد. توجه بیشتر به این منطقه می تواند ضمن رونق بیشتر گردشگری در چهارچوب ژئوپارک پیشنهادی بینالود در این بخش از کشورمان که منجر به بهبود شرایط اقتصاد بومی می گردد، موقعیت مناسبی را برای علاقه مندان و پژوهشگران علوم زمین فراهم آورد تا در یک آزمایشگاه طبیعی، مطالعات زمین‌ساختی، دیرینه شناسی، رسوب‌شناسی و ژئومورفولوژی را در موقعیتی واقعی و دست نخورده انجام داده و با رویکردی حفاظتی و مسئولانه نسبت به حفظ میراث زمین اقدام نمایند.

کلمات کلیدی: ژئوسایت بقیع، شمال غرب نیشابور، ژئوتوریسم، مدل کومانسکو.

۱- مقدمه

ژئوتوریسم نوعی از گردشگری است که ویژگیهای جغرافیایی یک مکان شامل محیط زیست، فرهنگ، زیبا شناختی، میراث فرهنگی و رفاه ساکنان منطقه را تقویت یا افزایش میدهد (Sapp et al. 2009). اساس ژئوتوریسم بر مبنای شناخت ژئوسایتها می باشد (Reyenard et al., 2007). ژئوتوریسم موجب رشد گردشگری و حفظ ژئوسایتهای متنوع زمین شناسی و درک بهتر علوم زمین می گردد. به ویژه شواهد زمین‌شناسی (به خصوص مکان‌هایی که نقاط کلیدی برای آشکارسازی و درک تاریخ زمین‌شناسی زمین هستند و معمولاً میراث زمین‌شناسی محسوب می‌شوند)، که پشتوانه دهه‌ها مطالعه و تحقیق بوده‌اند، ممکن است برای همیشه ناپدید شوند، زیرا اکثر شواهد معمول زمین‌شناسی تجدیدناپذیر هستند. از این رو، زمین شناسان باید مسئولیت اجتماعی تضمین حفاظت از این میراث طبیعی را به عنوان امری بسیار مهم برای پیشرفت علوم زمین بر عهده بگیرند (Brilha, 2016).

ر شته کوه‌های بینالود با درازای حدود ۴۰۰ کیلومتر در شمال شرق ایران واقع و در بین واحدهای ساختمانی کپه‌داغ در شمال، ایران مرکزی در جنوب و البرز در غرب مح صور شده ا ست (نبوی ۱۳۵۵). این ر شته کوه‌ها امتداد شرقی ر شته کوه‌های البرز در شمال ایران به شمار می‌رود (Alavi, 1991). این ر شته کوه‌ها دارای روندی شمال غربی- جنوب شرقی بوده و قله بینالود با ارتفاع ۳۲۵۰ متر، بلندترین نقطه آن در شمال شهرستان نیشابور واقع شده است.

ژئوتوریسم یکی از ظرفیت های کمتر شناخته شده در این زون زمین شاختی است. این رشته کوه ها که با گستره ای حدود ۴۰۰ کیلومتر بین شهرستان های جاجرم در خراسان شمالی تا شهر مشهد واقع شده است دارای پدیده های زمین شناختی، طبیعی و

ژئومورفولوژیکی منحصر به فردی است که می تواند در چهار چوب ژئوتوریسم ضمن حفاظت از این پدیده ها کمک قابل توجهی به افزایش گردشگری و به تبع آن افزایش درآمد جوامع محلی واقع در این رشته کوه ها بنماید. اساس ژئوتوریسم بر شناسائی، معرفی و محافظت از ژئوسایت ها می باشد. یک ژئوسایت محدوده ای است که بخشی از میراث زمین‌شناسی یک منطقه طبیعی بوده و یک یا چند ویژگی را نشان می‌دهد که در تاریخ زمین‌شناسی آن قابل توجه تلقی می‌شوند (García Cortés and Carcavilla, 2013). ایجاد اشتغال، افزایش درآمد، بهبود شرایط اقتصاد محلی، افزایش درآمدهای مالیاتی و ... از جمله دلایل تأثیرگذار ژئوتوریسم بر توسعه اقتصادی قلمداد می شود (Holzner, 2011). ژئو سایتهای مختلفی در منطقه نیشابور با استفاده از مدلهای مختلفی مورد بررسی قرار گرفته وامتیاز بندی شده است (برای مثال : شایان یگانه و همکاران، ۱۳۹۵، زنگنه اسدی و همکاران ۱۳۹۹، سعادتی فر و همکاران، ۱۴۰۰).

۲- بحث

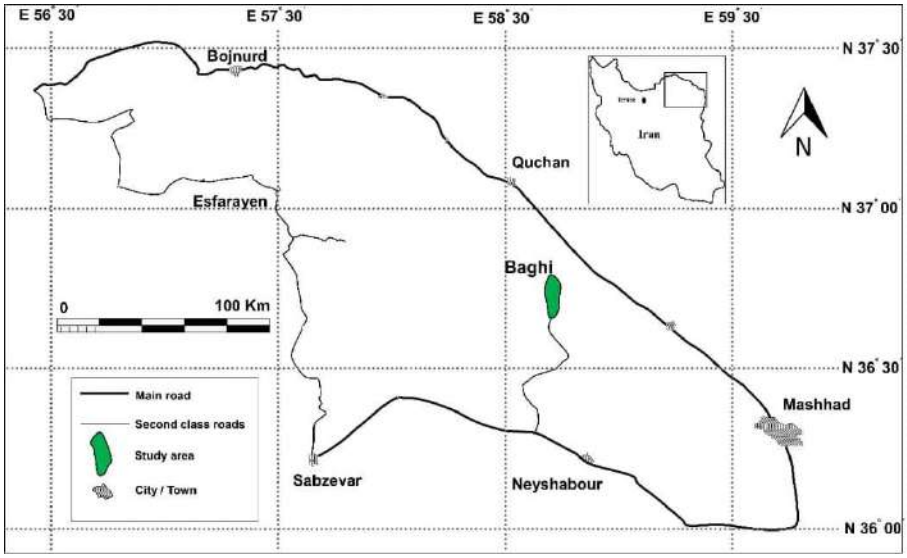
منطقه ی بقیع در ۹۰ کیلومتری شمال غربی شهرستان نیشابور و در ۴۰ کیلومتری جاده اصلی نیشابور به قوچان واقع شده است (شکل ۱) . عرض شمالی این منطقه N = ۳۶° , ۳۵′ , ۳۷″ و طول شرقی آن E = ۵۸° , ۴۲′ , ۱″ می باشد. مساحت این حوضه آبریز حدود ۶۴۰۰ هکتار و ارتفاع متوسط منطقه ۲۲۰۹ متر است. حداکثر ارتفاع در ارتفاعات شمالی روستای بقیع ۲۸۸۰ متر و حداقل نقطه ارتفاعی منطقه مطالعاتی نیز در خروجی حوضه ۱۷۲۰ متر از سطح دریا می باشد (پورهاشمی و همکاران، ۱۳۹۴).

محدوده مورد مطالعه در شمال شرق کشور و دامنه های جنوب غربی بینالود (شمال غرب شهرستان نیشابور) واقع شده است. آب وهوای منطقه نیمه شمالی وکوهستانی با زمستانهای بسیار سرد و مرطوب که اکثر بارش در این بخش بصورت برف بوده (شکل B ۲) و دارای تابستانهای معتدل و خنک می باشد. این محدوده دارای سیمای کوهستانی و صخره ای، تپه ماهورهای فراوان و دره های نسبتا عمیق، اکوسیستمی فعال با ذخیره گاه های طبیعی، دارای تنوع جانوری و گیاهی قابل ملاحظه می باشد (شکل A ۲). این منطقه در امتداد شرقی منطقه حفاظت شده حیدری نیشابور (یکی از مهمترین زیست گاه های قوچ و میش اوریال در سطح کشور و دارای توده های جنگلی ارس) واقع شده است (عباسی و همکاران، ۱۴۰۰).

منطقه بقیع که بخشی از واحد زمین ساختی بینالود به شمار می رود شامل توالی های ستبری از ردیف‌های رسوبی ژوراسیک است و از نظر ویژگی‌های سنگ شناختی بینابین البرز شرقی به سمت شمال غرب و کپه داغ به سمت شمال و شمال شرق مورد توجه قرار گرفته است (Seyed-Emami & Schairer, 2011). پس از حرکات سیمرین میانی (شواهد آن در منطقه به صورت لایه نازکی از خاک قدیمه در مرز سازندهای شمشک و دلیچای قابل مشاهده است) در زمان باژوسین پسین، نهشته‌های سیلیسی آواری گروه شمشک توسط رسوبات ژوراسیک میانی – بالائی جایگزین شد که بخش‌های وسیعی از ورقه ایران را تا اواخر ژوراسیک پوشانده است (Fürsich et al., 2009).

ردیف‌های ژوراسیک میانی- بالائی که منطقه بقیع را در بر گرفته است از ستبرای زیادی برخوردار بوده و غالبا از ماسه سنگف مارن، شیل، سنگ آهک‌های مارنی و سنگ آهک ساخته شده است. قدیمی ترین لایه های شناسائی شده در این منطقه توالی های ستبری از ماسه سنگ ها و شیل های سازند شمشک است که فقط در پائین ترین بخش دره ها رخنمون دارد. سازند دلیچای دارای یکی از بیشترین ستبراها در برش های مطالعه شده در بینالود بوده و دارای ماکروفسیل‌هایی مانند آمونیت، بلمنیت، براکیوپود، دوکفه‌ای و خارپوست می‌باشند که در این میان آمونیت‌ها فراوانترین ماکروفسیل‌های موجود به شمار می‌روند. فراوانی و تنوع آمونیت ها سبب

شده است تا بقیع موقعیتی ممتاز در رشته کوه های بینالود داشته و بتوان بر اساس آنها سن سنجی های دقیقی برای این ردیف ها داشت.



شکل ۱- موقعیت جغرافیائی و را های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

سازند لار به صورت صخره ساز و با سنگ آهک های زرد تا نخودی و فراوانی زیای براکیوپودی بر روی سازند دلیچای قرار گرفته است. یکی از ویژگی‌های شاخص و برجسته سنگ شناختی ردیف‌های سازند دلیچای در این منطقه وجود طبقات فشرده در رخساره "Ammonitico Rosso" در بین آنها می‌باشد (SEYED-EMAMI et al. 2013). این رخساره از نظر محتوای ماکر و میکرو فسیل‌ها بسیار غنی می‌باشند (KANDEMIR & YILMAZ, 2009). این لیتولوژی که در تمامی ردیف‌های رسوبی ژوراسیک آلپ- مدیترانه گسترش دارد (برای مثال ;RAIS et al., 2007)در بخش شمالی روستای بقیع در لایه های ابتدائی سازند دلیچای دیده می شود. این توالی ها مشخص کننده‌ی رسوبات کربناته پلاژیک و طبقات فشرده بوده و در حوضه‌های رسوبی که تحت کنترل فعالیت‌های تکتونیکی می‌باشند تشکیل شده‌اند (برای مثال: RUIZ-ORTIZ et al., 2004).

در مطالعه حا ضر، پس از برر سی های مقدماتی و گردآوری اطلاعات مربوط به منطقه مورد مطالعه، برر سی‌های میدانی و به دنبال آن مطالعات آزمایشگاهی صورت گرفته است. از نقشه های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اخلمد (پورلطیفی، ۱۳۸۵)، توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه، گرد شگری ۱:۲۵۰۰۰۰۰ نی شابور، جهت نق شه های مورد نیاز ا ستفاده شده ا ست. جهت تکمیل جدول کومانسکو و امتیازدهی عوامل موثر بر آن با افراد محلی مطلع، شوراهای اسلامی، گروه های گردشگری و کوهنوردی مصاحبه شده است.

مدل مورد استفاده برای ارزیابی این ژئوسایت مدل کومانسکو و همکاران (Comanescu et al. 2012) بوده که در حال حاضر کاملترین و جدیدترین روش برای ارزیابی ژئومورفوسایت ها به شمار می رود. این مدل دارای پنج ارزش علمی، زیبا شناختی، فرهنگی، اقتصادی و مدیریتی است که هر کدام از این پارامترها دارای زیر مجموعه هائی بوده که جمعا ۳۰ معیار مختلف را در برگرفته است (جدول ۱). مجموع امتیاز هر ارزش ۲۰ و مجموع امتیازات ۱۰۰ امتیاز بوده که در نهایت بر ۱۰۰ تقسیم شده است.

پدیده ها و جاذبه های زمین گردشگری منطقه بقیع در چند دسته اصلی قرار می گیرند. این منطقه بخشی از کمربند چین‌خورده و رانده شده آلپ-هیمالیا است. این موقعیت باعث شده تا ساختارهای پیچیده زمین‌شناسی شامل چین‌خوردگی‌های شدید، گسل‌های

فعال، روراندگی های متعدد، ... در آن قابل مشاهده باشد که برای مطالعه تکامل کمربندهای کوهزایی بسیار ارزشمند است. این روراندگی ها باعث شده است تا مناظر منحصر بفردی از پرتگاه ها و صخره های عمودی در آنجا شکل بگیرید (شکل C ۲). وجود دره‌ها، دره‌های فرسایشی عمیق، آبشارها و سطوح فرسایشی که اطلاعاتی درباره فرآیندهای فرسایش و تغییرات اقلیمی گذشته ارائه می‌دهد. نمونه‌های طبیعی از فرآیندهای ژئومورفولوژیکی مختلف است که برای آموزش و پژوهش اهمیت ویژه ای دارند.

ارزش مدیریت و کاربرد (۲۰ امتیاز) (Management and use)	ارزش اقتصادی (۲۰ امتیاز) (Economic value)	ارزش فرهنگی (۲۰ امتیاز) (Cultural value)	ارزش زیبائی شناختی (۲۰ امتیاز) (Aesthetic value)	ارزش علمی (۲۰ امتیاز) (Scientific value)
درجه حفاظت (۴ امتیاز) (Preservation degree)	قابلیت دسترسی (۴ امتیاز) (Accessibility)	ویژگی های فرهنگی (۴ امتیاز) (Cultural characteristics)	قابلیت مشاهده (۴ امتیاز) (Visibility)	جاذبه های دیرینه جغرافیائی (۳ امتیاز) (Paleogeographic interest)
سایت های حفاظت شده (۳ امتیاز) (Protected sites)	زیرساخت ها (۴ امتیاز) (Infrastructure)	ویژگی های تاریخی (۴ امتیاز) (Historical characteristics)	ساختار فضائی (۴ امتیاز) (Space structuring)	نمایندگی (۲ امتیاز) (Representativeness)
آسیب پذیری/مخاطرات طبیعی (۳ امتیاز) (Vulnerability/natural risks)	تعداد بازدیدکنندگان سالیانه (۴ امتیاز) (Yearly visitors number)	ویژگی های مذهبی (۴ امتیاز) (Religious characteristics)	تضاد رنگ ها (۴ امتیاز) (Color contrast)	کمیابی (۲ امتیاز) (Rareness)
شدت استفاده (۴ امتیاز) (Intensity of use)	تعداد انواع و اشکال کاربردی (شامل گردشگری) (۴ امتیاز) (Number of types and forms of use) (Inclusively touristic)	نمایش های نمادین /ادبی (۲ امتیاز) (Iconographic/Literary representations)	تفاوت سطح (۴ امتیاز) (Level difference)	بی نقصی (۲ امتیاز) (Integrity)
استفاده از ارزش های زیبائی شناختی، فرهنگی و اقتصادی (۳ امتیاز) (Use of aesthetic, cultural and economic value)	توانمندی های اقتصادی (درآمدزائی)(۴ امتیاز) (Economic potential) (incomes)	جشنواره ها/نمایشگاه های فرهنگی (۲ امتیاز) (Festivals/cultural manifestations)	کادربندی چشم اندازها (۴ امتیاز) (Landscape framing)	درجه دانش علمی (۳ امتیاز) (Degree of scientific knowledge)
ارتباط با سیاست های برنامه ریزی (۳ امتیاز) (Relationship with planning politics)		ارزش نمادین (۴ امتیاز) (Symbolic value)		کاربرد در مقاصد آموزشی (۳ امتیاز) (Use in educational purposes)
				ارزش اکولوژیکی (۳ امتیاز) (Ecologic value)
				تنوع (۲ امتیاز) (Diversity)

جدول ۱: شاخص های مورد استفاده برای مشخص کردن ارزش کلی ژئوسایت ها (Comanescou et al., 2012).

نمونه های فراوانی از چشمه های گسلی در این منطقه قابل مشاهده است که غالبا در ارتفاعات و در مرز مشترک سازندهای دلیچای و لار ظاهر شده و چشم اندازهای بی بدیلی را ایجاد کرده است (شکل D ۲). فراوانی این چشمه ها و آبدهی مناسب آنها باعث شده است که این منطقه از نظر پوشش گیاهی غنی بوده (شکل A ۲) و یکی از مراکز عمده تولید محصولات باغی (به ویژه سیب) و عسل به شمار آید. این موضوع باعث جذب گردشگران متعدد به این منطقه به ویژه در فصل بهار و پائیز شده است.

ردیف‌های ژوراسیک میانی- بالائی که منطقه بقیع را در بر گرفته است غالبا از ماسه سنگ، مارن، شیل، سنگ آهک‌های مارنی و سنگ آهک ساخته شده است. قدیمی ترین لایه های شناسائی شده در این منطقه توالی های ستبری از ماسه سنگ ها و شیل های سازند شمشک است که فقط در پائین ترین بخش دره ها رخنمون دارد. ساختمان های رسوبی متعددی در بین ماسه سنگ های سازند شمشک قابل مشاهده است که در بین آنها ساخت های رسوبی دندریتی یا فسیل های کاذب از جمله زیباترین آنها به شمار می رود (شکل F ۲).

سازند دلیچای در منطقه بقیع دارای یکی از بیشترین ستبراها در برش های مطالعه شده در بینالود بوده و دارای ماکروفسیل‌هایی مانند آمونیت، بلمنیت، براکیوپود، دوکفه‌ای و خارپوست می‌باشند که در این میان آمونیت‌ها فراوانترین ماکروفسیل‌های موجود به شمار می‌روند. فراوانی و تنوع آمونیت ها سبب شده است تا بقیع موقعیتی ممتاز در رشته کوه های بینالود داشته و بتوان بر اساس

آنها سن سنجی های دقیقی برای این ردیف ها داشت. فراوانی و تنوع آمونیت ها در این منطقه به حدی است که مصالح سنگی ساختمانی که اهالی منطقه از آن استفاده می کنند نیز در بر گیرنده این فسیل ها می باشد (شکل ۲E).

از نگاه مدیریتی و حفاظت شدگی منطقه بقیع در امتداد منطقه حفاظت شده دهنه حیدری به شمار می رود و با توجه به وفور حیوانات وحشی از قبیل قوچ و میش اوریال، گراز، پلنگ و ... در این منطقه، قواعد حفاظتی نیز در این منطقه اجرائی شده است.

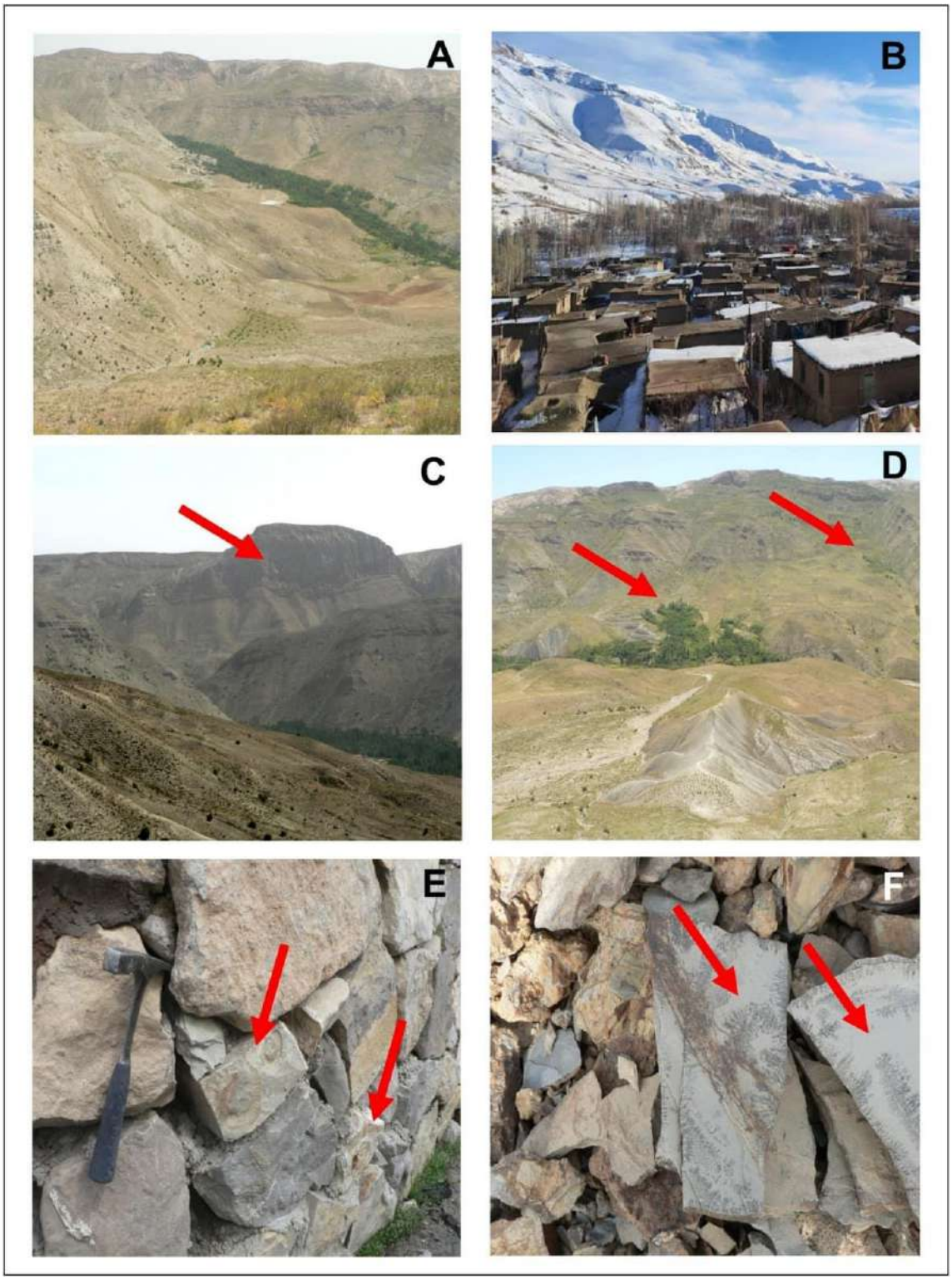
ارزیابی ژئوسایت بقیع با مدل کومانسکو و همکاران در جدول زیر آمده است. ارزیابی کلی صورت گرفته ۷۶ امتیاز و ارزش کلی محاسبه شده برای این ژئوسایت معادل ۰/۷۶ می باشد (جدول ۲). مقایسه ارزیابی صورت گرفته با سایر مطالعات صورت گرفته در شهرستان نیشابور (برای مثال: سعادتی فر و همکاران، ۱۴۰۰ و زنگنه اسدی و همکاران، ۱۳۹۹) نشان دهنده ارزش کلی بالای این ژئوسایت در مقایسه با سایر ژئوسایت های مطالعه شده می باشد.

ارزش علمی (۲۰ امتیاز)	ارزش زیبائی شناختی (۲۰ امتیاز)	ارزش فرهنگی (۲۰ امتیاز)	ارزش اقتصادی (۲۰ امتیاز)	ارزش مدیریت (۲۰ امتیاز)	ارزیابی کلی	ارزش کلی
۱۸/۵	۱۶/۵	۹/۵	۱۶	۱۵/۵	۷۶	٪۷۶

جدول ۲: ارزیابی ژئوسایت بقیع به روش کومانسکو و همکاران (۲۰۱۲).

۳- نتیجه گیری

منطقه بقیع در رشته‌کوه های بینالود به دلیل موقعیت جغرافیایی، نوع و ترکیب سنگ شناسی، ویژگی های دیرینه شناختی غنی، ساختارهای زمین‌شناسی پیچیده، پدیده‌های ژئومورفولوژیکی جذاب، ارزش های بصری و زیبائی شناختی، حفاظت شدگی اکوسیستم منطقه و ... قابل توجه است. و می تواند مانند یک آزمایشگاه طبیعی و واقعی مورد استفاده پژوهشگران علوم زمین و سایر محققان قرار گیرد. مطالعه حاضر نشان دهنده ظرفیت های مناسب ژئوتوریسم در این ژئوسایت بوده و می تواند در کنار ژئوسایت های متعدد دیگر در این بخش از نیشابور پتانسیل بالایی برای تبدیل شدن به ژئوپارک در این بخش از کشورمان داشته باشد.



شکل ۲: تصاویر صحرائی از پدیده ها و جاذبه های زمین گردشگری منطقه بقیع.

۴- منابع

پور لطیفی، ع.، ۱۳۸۵. نقشه¬ی زمین شناسی چهارگوش اخلمد به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

پورهاشمی، س.، امیراحمدی ا.، اکبری، ا.، ۱۳۹۴. مدلسازی و برآورد حجم پهنه های زمین لغزش بر پایه مساحت (مطالعه موردی: حوضه بقیع نیشابور)، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال ۲۶، شماره (۳) ۵۹.

زنگنه اسدی، م. ع.، سعادتی فر، ر.، گلی مختاری، ل.، ۱۳۹۹. بررسی اثرات ژئومورفوسایتهای مناطق کوهستانی در توسعه گردشگری)مورد مطالعه:: شمال غرب نیشابور -شهر فیروزه)، فصلنامه مطالعات جغرافیایی مناطق کوهستانی، سال اول، شماره ۴ (۴)، صص۸۷-۶۹.

سعادتی فر، ر.، زنگنه اسدی، م. ع.، گلی مختاری، ل.، ۱۴۰۰. اهمیت زمین گردشگری و پیشنهادی برای ژئوپارک: یک اولویت در اقتصاد منطقه شمال غرب نیشابور-خراسان رضوی، دوفصلنامه توسعه پایدار محیط جغرافیائی، ۷۲-۵۸.

شایان یگانه، ع.ا.، زنگنه اسدی، م.ع. ، امیراحمدی، ا.ق.، ۱۳۹۵. نگرشی نوین در ارزیابی ژئومورفوسایت ها و ژئوسایتها در ایران، فصلنامه مطالعات مدیریت گردشگری، ۱۱(۳۴)، ص: ۶۴-۴۱.

نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵. دیباچه¬ای بر زمین¬شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین¬شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.

Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristic of the paleo-Tethys remnants in north eastern Iran, Geological Society of America Bulletin, 103, 983-992.

Brilha, J.B., 2016. Inventory and Quantitative Assessment of Geosites and Geodiversity Sites: A Review. Geoheritage, 8, 119–134. https://doi.org/10.1007/s12371-014-0139-3.

Comanescu, L., Nedelea, A., Dobre, R., 2012. The Evolution of Geomorphosits from the Ponoare protected area, Journal of Geography 11(1), pp. 54-61.

Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., 2009. Lithostratigraphy of the Upper Triassic–Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran. In: Brunet, M. F., Wilmsen, M.& Granath, J. W. (eds) South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society, London, Special Publications, 312, 129–160.

García-Cortés, A.; Carcavilla, L., 2013. Documento Metodológico Para la Elaboración del Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG); Instituto Geológico y Minero de España (IGME): Madrid, Spain, 2013.

Holzner, M., 2011. Tourism and Economic development: the Beach Disease?,Tourism management, 32:4, pp. 922-933, https://doi.org/10.1016/j.tourman.2010.08.007.

Kandemir, R., Yılmaz, C., 2009. Lithostratigraphy, facies, and deposition environment of the lower Jurassic Ammonitico Rosso type sediments (ARTS) in the Gümüşhane area, NE Turkey: Implications for the opening of the northern branch of the Neo-Tethys Ocean. Journal of Asian Earth Sciences, 34, 586-598.

Rais, P., Lois-Schmid, B., Bernasconi, S.M., Weissert, H., 2007. Palaeoceanographic and palaeoclimatic reorganization around the Middle-Late Jurassic transition. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 251, 527-546.

Reynard, E., Coratza, P., 2007. Geomorphosites and geodiversity: a new domain of research. Geographica Helvetica, 62, pp. 138-139.

Ruiz-Ortiz, P.A., Bosence, D.W.J., Rey, J., Nieto, L.M., Castro, J.M., Molina, J.M., 2004. Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Betic Cordillera, Southern Spain). Basin Research, 16, 235–257 .

Sapp, M., Gaido, M.F, Miró, R. C .۲۰۰۹ و,A Geodiversity map: geological- tourist map of Calamuchita´s valley. Cordoba Argentina. Serricio Geologico Minero Argentino. 24ª Conferencia Cartográfica Internacional. 23-4 CD, Volume: 1. Santiago de Chile.

Seyed-Emami, K., Schairer, G., 2011. New Middle and Upper Jurassic ammonites from the Binalud Mountains (Mashhad region, NE Iran). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 261, 373-380 .

Seyed-Emami, K., Schairer, G., Raoufian, A., Shafeizad, M., 2013. Middle and Late Jurassic ammonites from the Dalichai Formation west of Shahrud (East Alborz, North Iran). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 267(1), 43-66.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ISC ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

چینه‌نگاری سکانسی و ارزیابی رسوبی عضو سبزپوشان در چاه کوه مند-۴ (سازند کربناته سورمه، فارس ساحلی، جنوب ایران)

سیما عامری[۱]، سیدعباس نجفی*[۲]

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد سنجش از دور زمین‌شناختی، گروه سنجش از دور و GIS، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهیدچمران اهواز، اهواز، ایران

۲- دانشجوی کارشناسی‌ارشد مهندسی‌نفت-اکتشاف، گروه مهندسی‌نفت، دانشکده نفت آبادان، دانشگاه صنعت نفت، آبادان، ایران

*Email: abbas.najafi@ait.put.ac.ir

چکیده

این مطالعه به بازسازی تاریخچهٔ رسوبی عضو سبزپوشان در میدان کوه مند (ناحیهٔ فارس ساحلی) با استفاده از دادهٔ چاه‌نگاری چاه کوه مند-۴ می‌پردازد. از روش‌های PEFA و INPEFA برای تحلیل سکانس‌ها و شناسایی ناپیوستگی‌ها، و روش طیفی MESA برای بررسی چرخه‌های میلانکوویچ و تعیین نرخ رسوب‌گذاری استفاده شد. نتایج نشان می‌دهد عضو سبزپوشان از چهار سکانس رسوبی مجزا تشکیل شده و سه سطح فرسایشی و یک تغییر رخساره سنگی اصلی در آن شناسایی شد. محاسبه نرخ رسوب‌گذاری با روش MESA روند افزایشی معناداری را از سکانس اول (۰٫۰۳۷۱ متر بر هزارسال) تا سکانس سوم (۰٫۰۶۰۴ متر بر هزارسال) نشان می‌دهد که حاکی از تغییرات در تأمین رسوب یا انرژی محیط است. این پژوهش اثبات می‌کند که تلفیق چینه‌نگاری سکانسی با تحلیل چرخه‌های میلانکوویچ، روشی قدرتمند برای تفکیک دقیق سکانس‌ها، شناسایی سطوح کلیدی و کمّی‌سازی پارامترهای دیرینه‌محیطی در مطالعات زیرسطحی است و می‌تواند درک بهتری از تکامل حوضه‌های رسوبی ارائه دهد.

کلمات کلیدی: چینه‌نگاری سکانسی، ارزیابی رسوبی، عضو سبزپوشان، فارس ساحلی.

۱- مقدمه

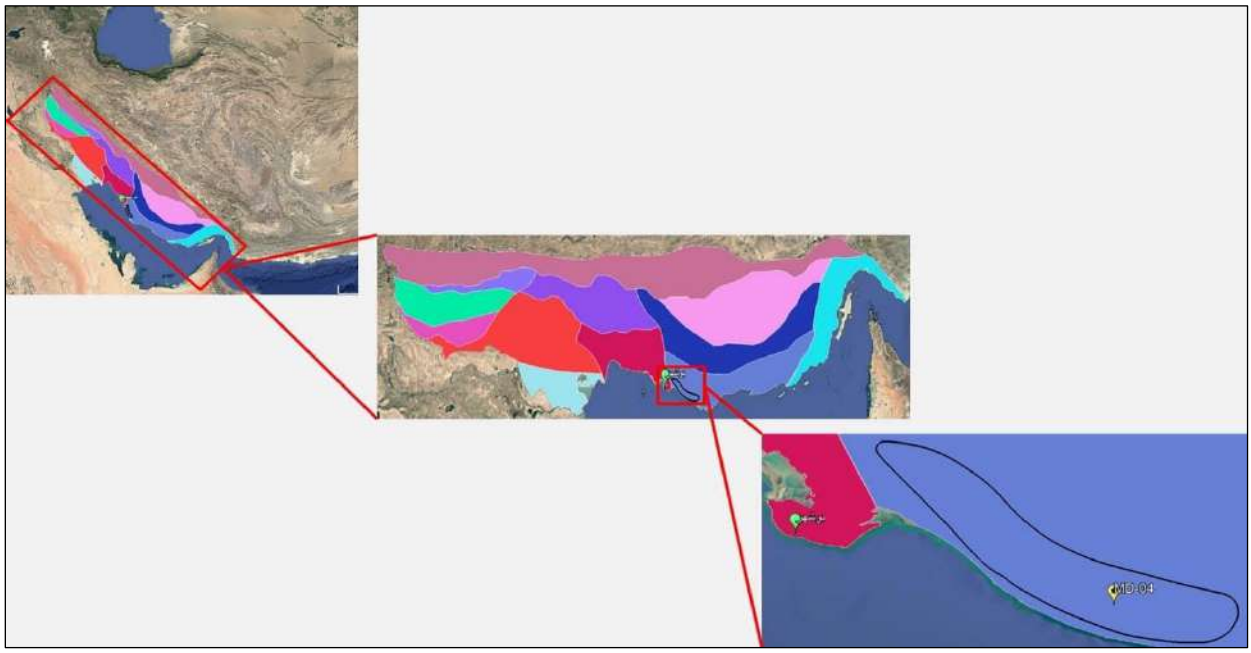
سکانس رسوبی به مجموعه‌ای از لایه‌های رسوبی گفته می‌شود که در یک بازهٔ زمانی مشخص تحت تأثیر تغییرات سطح دریا، فعالیت‌های تکتونیکی و الگوهای رسوب‌گذاری تشکیل شده‌اند (Vail et al., 1977). این توالی‌ها با سطوح ناپیوستگی از یکدیگر جدا می‌شوند؛ این سطوح بیانگر توقف در رسوب‌گذاری یا فرسایش بوده و نقش کلیدی در بازسازی تاریخچهٔ زمین‌شناسی مناطق دارند (Sloss, 1963). چینه‌نگاری سکانسی (Sequence Stratigraphy)، روشی برای تحلیل این توالی‌هاست که تغییرات سطح دریا و روند تکاملی حوضه‌های رسوبی را بررسی می‌کند و در اکتشاف منابع هیدروکربوری اهمیت بالایی دارد (Catuneanu et al., 2009; Posamentier & Allen, 1999). سکانس‌های رسوبی از سه مرحلهٔ اصلی تشکیل شده‌اند: بخش سامانه‌های تراز پایین (LST)، بخش سامانه‌های بالارونده (TST) و بخش سامانه‌های تراز بالا (HST)، که هرکدام منعکس‌کننده شرایط خاص محیط رسوبی هستند (Catuneanu et al., 2009).

برای ارزیابی تاریخچهٔ رسوبی، تمرکز بر شواهد کلیدی قابل تفسیر در برش‌های سنگی و داده‌های زیرسطحی ضروری است. در این راستا، سه شاخص عمده بیشترین کاربرد را دارند: تغییرات رخساره‌های سنگی که بازتابی از تحولات محیط رسوبی هستند، تغییرات نرخ رسوب‌گذاری که نشان‌دهندهٔ تغییرات در تأمین رسوب یا انرژی محیط می‌باشند و همچنین شناسایی سطوح فرسایش و نبودهای رسوبی که وقایع مهم خروج از آب یا حذف بخشی از تاریخچهٔ زمین‌شناسی را ثابت می‌کنند. این سه رکن، چارچوبی اساسی برای بازسازی شرایط گذشته یک حوضهٔ رسوبی تشکیل می‌دهند (Catuneanu et al., 2009; Sadler, 1981; Walker & James, 1992).

حوضهٔ رسوبی زاگرس در جنوب و جنوب‌غرب ایران بدلیل برخورداری از سنگ‌منشأهای غنی از مواد آلی، سنگ مخزن‌های ایده‌آل و پوش‌سنگ‌های مستحکم از دیرباز موردتوجه زمین‌شناسان بوده است. وجود ساختمان‌هایی با تاقدیس‌های پیچیده و تحت گسلش‌های متعدد یکی از ویژگی‌های این حوضهٔ رسوبی بشمار می‌رود. زاگرس بواسطهٔ تقسیمات ساختمانی به نواحی متعددی نظیر ناحیهٔ لرستان، برجستگی ایذه، فروافتادگی دزفول، دشت آبادان، ناحیهٔ فارس و پس‌کران بندرعباس تقسیم می‌شود (مطیعی، ۱۳۸۹).

ناحیهٔ فارس محدودهٔ بین دو گسل کازرون و گسل نخیلو بوده و در شمال به ارتفاعات زاگرس ختم می‌شود. از نظر زمین‌شناسی، برجستگی فارس (Salient) خود دارای تقسیمات کوچک‌تری شامل فارس داخلی (Interior Fars)، فارس نیمه‌ساحلی (Sub-Coastal) و فارس ساحلی (Coastal) است. سازندهای کژدمی (در فارس داخلی و حاشیهٔ غربی فارس) و سرچاهان (برای مخازن گروه دهرم) بعنوان سنگ‌های منشأ، سازند آسماری، گروه بنگستان (در فارس داخلی و غرب و جنوب‌غرب فارس) و گروه دهرم بعنوان سنگ‌های مخزن و سازندهای گچساران، پابده، گورپی (در فارس داخلی و غرب و جنوب‌غرب فارس) و دشتک بعنوان پوش‌سنگ‌های شاخص در ناحیهٔ فارس بشمار می‌روند. در فارس، نفتگیرهای تماماً از نوع ساختمانی بوده و شامل تاقدیس‌هایی با هستهٔ نمکی یا حاصل دیواره‌های نمکی هرمز می‌باشند (مطیعی، ۱۳۸۹).

سازند کربناته سورمه با سن ژوراسیک میانی تا پسین از لایه‌های دولومیتی، آهکی، آهک‌های دولومیتی و آهک‌های رسی به ضخامت حدودی ۶۷۲ متر در برش نمونه‌اش واقع در شمال‌غرب یال شمالی کوه سورمه تشکیل شده و بعنوان سنگ‌مخزن گروه خامی پایینی شناخته می‌شود. قاعدهٔ سازند سورمه بصورت تدریجی به آهک‌های رسی و شیل‌های سازند نیریز تبدیل شده و حد بالایی آن در فارس ساحلی و فروافتادگی دزفول جنوبی به سازند هیث و در فارس نیمه‌ساحلی و داخلی بصورت یکنواخت به سازند فهلیان ختم می‌شود (شعبانیان، ۱۳۹۱؛ مطیعی، ۱۳۸۹). عضو سبزپوشان یک عضو غیررسمی در سازند سورمه بوده و عمدتاً از آهک‌های رسی به همراه کربناته‌ها (آهک و دولومیت) تشکیل شده است. حد بالایی سبزپوشان از مقدار قابل‌توجهی شیل برخوردار بوده که در چاه‌نمودار اشعهٔ‌گاما قابل تشخیص می‌باشد. میدان نفتی کوه مند در فاصلهٔ ۲۵ کیلومتری جنوب‌شرقی شهرستان بوشهر قرار گرفته است. ساختمان کوه مند از یک تاقدیس آرام و کشیده به ابعاد ۹۰*۱۶ کیلومتر تشکیل شده است و رخنمون سطحی این میدان مشتمل بر گروه فارس می‌باشد (مطیعی، ۱۳۸۹). چاه کوه مند-۴ در دی‌ماه ۱۳۵۴ در یال جنوبی میدان، تکمیل گردید (شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی چاه کوه مند-۴ در میدان کوه مند

۲- داده‌ها و روش مطالعه

نرم‌افزار سیکلولاگ با ارائه روش PEFA از پنجرهٔ متحرک برای تحلیل داده‌های چاه‌نگاری استفاده می‌کند. این پنجره بطور همزمان فقط تعداد مشخصی از داده‌ها را بررسی می‌کند و سپس بصورت مرحله‌به‌مرحله روی سری زمانی داده‌ها حرکت می‌کند. در هر موقعیت، داده‌های درون پنجره با استفاده از ضرایب ریاضی محاسبه می‌شوند تا مقدار بعدی پیش‌بینی شود. سپس این مقدار پیش‌بینی‌شده با مقدار واقعی مقایسه می‌شود و اختلاف آن‌ها به عنوان خطای پیش‌بینی ثبت می‌گردد. این فرآیند در طول داده‌ها تکرار می‌شود و هر جا که خطای پیش‌بینی زیاد باشد، نشان‌دهنده یک تغییر یا ناپیوستگی مهم در داده‌ها است. این ناپیوستگی‌ها می‌توانند اطلاعات ارزشمندی درباره تغییرات زمین‌شناسی مانند وقفه در رسوب‌گذاری یا تغییر نوع سنگ ارائه دهند.

منحنی INPEFA با یکپارچه‌سازی و نرمال‌سازی منحنی PEFA به دست می‌آید و روندها و نقاط عطفی را نمایش می‌دهد که در داده‌های اولیه چاه‌نگاری دیده نمی‌شوند. روندهای مثبت و منفی این منحنی نشان‌دهنده اختلاف سیستماتیک بین پیش‌بینی فیلتر خطی و مقدار واقعی هستند. نقاط عطف نیز انتقال بین این روندها را مشخص می‌کنند. در بیانی دیگر روندهای مثبت در این منحنی نشانگر بخش سامانه‌های بالارونده (TST)، روندهای منفی نشانگر بخش سامانه‌های تراز بالا (HST) و نقاط عطف نیز بسته به نحوه حضورشان نشانگر مرز سکانس (SB) یا سطح بیشینهٔ پیشروی دریا (MFS) خواهند بود. این منحنی برای همبستگی دقیق لایه‌های هدف بین چندین چاه استفاده می‌شود و امکان تحلیل تغییرات و ارتباطات لایه‌ها با وضوح بالا را فراهم می‌کند (Nio et al., 2014). چرخه‌های میلانکوویچ به تغییرات دوره‌ای در مدار زمین و محور چرخش آن اشاره دارند که بر مقدار و توزیع نور خورشید دریافتی در زمین تأثیر می‌گذارند. این چرخه‌ها شامل سه مؤلفهٔ اصلی هستند:

۱. گریز از مرکز مداری (Eccentricity): تغییرات در شکل مدار زمین از دایره‌ای به بیضوی، با دوره‌های حدود ۱۰۰ هزارساله (کوتاه‌مدت) و ۴۱۳ هزارساله (بلندمدت).

۲. انحراف محوری (Obliquity): تغییر در زاویه شیب محور زمین نسبت به مدارش، با دوره‌ای حدود ۴۱ هزارساله.

۳. پیشروی محوری (Precession): تغییر جهت محور چرخش زمین، با دوره‌های حدود ۱۹ و ۲۳ هزارساله.

روش MESA در تحلیل چرخه‌های میلانکوویچ بسیار کاربردی است. این روش با تجزیهٔ داده‌ها به مجموعه‌ای از موج‌های ساده، مانند سینوسی و کسینوسی، قادر است تغییرات در فرکانس‌ها و طول‌موج‌های مرتبط با چرخه‌های مختلف را شناسایی کند. MESA با تکیه بر اصول چرخه‌های میلانکوویچ و بکارگیری چاه‌نمودارهای حساس به رخساره (به خصوص چاه‌نمودار اشعهٔ‌گاما)، مجموعه‌ای از طیف‌های حاصل از تجزیه چاه‌نمودار اشعهٔ‌گاما را در قالب یک تصویر نمایش می‌دهد. در این تصویر پنج منحنی اصلی که بیانگر پنج چرخهٔ میلانکوویچ هستند مشاهده می‌شوند. از میان چرخه‌های میلانکوویچ، چرخهٔ گریز از مرکز مداری (Eccentricity)، به‌ویژه چرخهٔ کوتاه‌مدت، اهمیت ویژه‌ای در ثبت رسوب‌گذاری دارد. این چرخه، تغییرات بزرگی در میزان تابش دریافتی زمین ایجاد می‌کند و به عنوان عامل اصلی تناوب بین دوره‌های یخبندان و بین‌یخبندان شناخته می‌شود. با دنبال کردن این چرخه در هر متر از چاه، می‌توان به اطلاعاتی از قبیل نرخ رسوب‌گذاری (متر بر هزارسال (m/Ka)) دست‌یافت (نجفی و همکاران، ۱۴۰۴؛ Nio et al., 2014).

دادهٔ موردنیاز برای این پژوهش، شامل چاه‌نمودار اشعهٔ‌گاما از چاه کوه مند-۴ بود و تهیهٔ منحنی‌های PEFA و INPEFA و تصویر طیفی MESA از طریق این چاه‌نمودار میسر گردید.

۳- نتایج

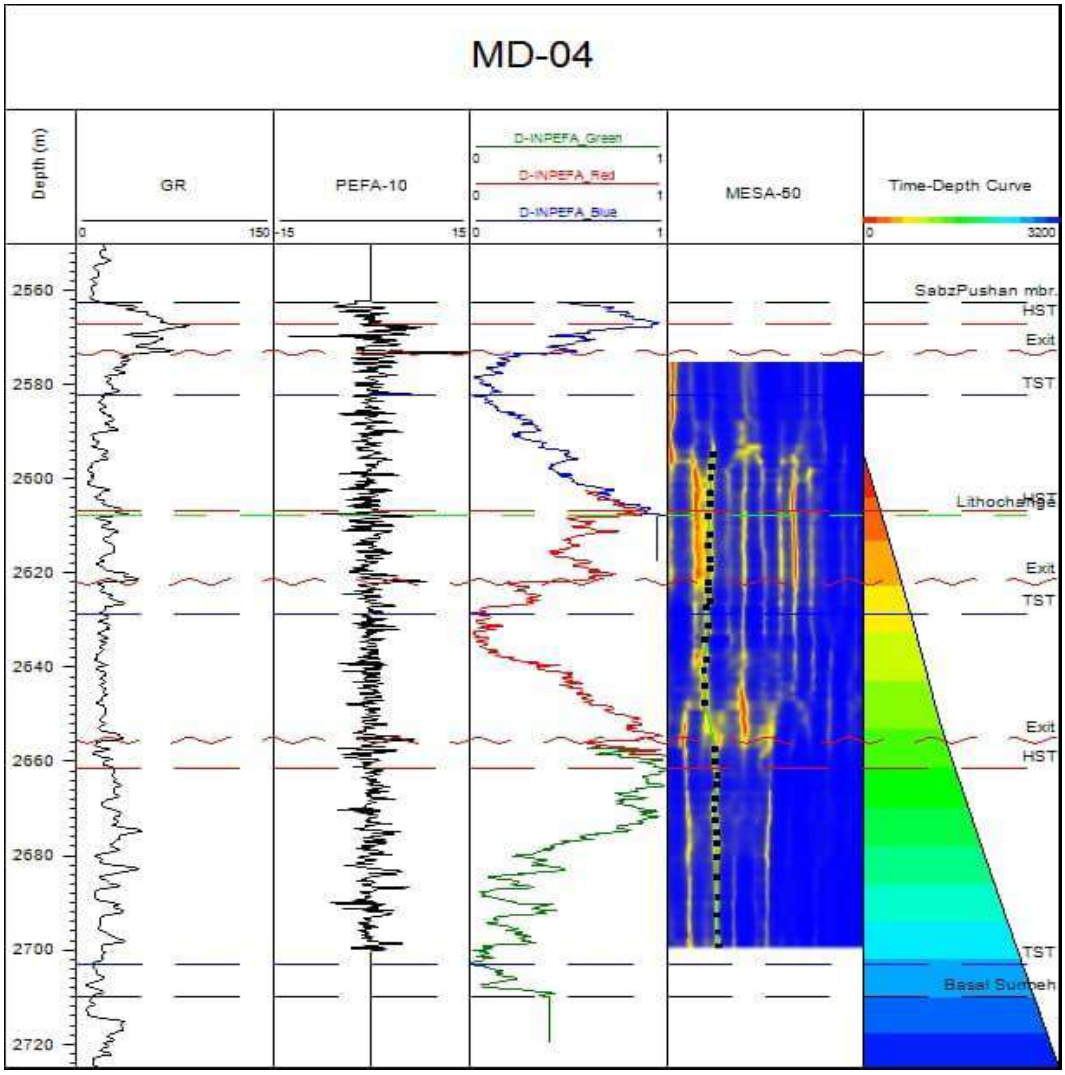
بعد از تهیهٔ منحنی‌های PEFA و INPEFA و تصویر طیفی MESA نتایج زیر حاصل گردید:

۱. منحنی PEFA وجود سه سطح فرسایشی (یا ناپیوستگی) و یک سطح تغییر رخساره سنگی را نمایش می‌دهد.

۲. منحنی INPEFA موفق به شناسایی سه سکانس رسوبی مرتبهٔ چهارم در سبزپوشان گردید.

۳. تصویر طیفی MESA چرخهٔ گریز از مرکز کوتاه‌مدت را به خوبی نشان می‌دهد. با ثبت این چرخه، منحنی زمان-عمق (Time-Depth Curve) تهیه شده و محاسبهٔ مدت زمان رسوب‌گذاری و متوسط نرخ رسوب‌گذاری سبزپوشان از طریق آن میسر شد.

مشخصات سکانس‌های رسوبی عضو سبزپوشان در جدول ۱ قابل مشاهده می‌باشند.



شکل ۲: چاه‌نمودار اشعهٔ‌گاما، منحنی PEFA، منحنی INPEFA، تصویر طیفی MESA و منحنی زمان-عمق متعلق به چاه کوه مند-۴

جدول ۱: مشخصات سکانس‌های رسوبی عضو سبزپوشان در چاه کوه مند-۴

سکانس رسوبی	ضخامت (متر)	سنگ‌شناسی	مدت زمان رسوب‌گذاری (هزارسال)	نرخ رسوب‌گذاری (متر بر هزارسال)
سکانس اول	□□□	آهک و دولومیت	□□□□□	□□□□□□
سکانس دوم	□□□□	آهک رسی، آهک و دولومیت	□□□□□□	□□□□□□
سکانس سوم	□□□□	آهک رسی، آهک و دولومیت	□□□□□	□□□□□□
سکانس چهارم	□□□□	شیل و آهک رسی	عدم وجود داده	عدم وجود داده

۴- بحث

با تحلیل و بررسی منحنی‌های PEFA و INPEFA و تصویر طیفی MESA نتایج زیر قابل انتظار خواهند بود:

۱. در سکانس اول، بخش انتهایی گسترهٔ سامانه‌های تراز بالا (HST) مشاهده می‌شود و گسترهٔ سامانه‌های پیشروندهٔ (TST) آن را بایستی در سازند نیریز ردیابی کرد.

۲. در سکانس دوم، شاهد تغییر نرخ رسوب‌گذاری و افزایش آن هستیم، با بررسی منحنی PEFA، مشاهده می‌شود که در بخش میانی سکانس دوم یک سطح فرسایشی (یا ناپیوستگی) داریم. نرخ رسوب‌گذاری شناسایی‌شده در تصویر طیفی MESA قبل از رسیدن به سطح فرسایشی (یا ناپیوستگی) بین ۰٫۰۳۷۳ تا ۰٫۰۳۹۱ متر بر هزارسال بوده اما با گذر از سطح فرسایشی به میزان ۰٫۰۴۶۳ تا ۰٫۰۴۹۱ متر بر هزارسال افزایش یافته است.

۳. در سکانس سوم، در سطح بیشینهٔ پیشروی دریا (MFS) شاهد وقوع تغییر رخساره سنگی (Lithofacies Change) هستیم و سنگ‌شناسی از آهک‌های رسی به آهک و دولومیت تبدیل می‌گردد. همچنین در ابتدای رسوب‌گذاری این سکانس، یک سطح فرسایشی (یا ناپیوستگی) نیز مشاهده می‌شود.

۴. در سکانس چهارم، شاهد وقوع یک سطح فرسایشی (یا ناپیوستگی) هستیم که سنگ‌شناسی قبل از این سطح، از نوع آهک رسی بوده و با گذر از آن شاهد ظهور شیل خواهیم بود که نشانه حد بالایی سبزپوشان می‌باشد.

۵. بررسی تصویر طیفی MESA در سکانس اول و نیمی از سکانس دوم نشان می‌دهد که احتمالاً محیط رسوب‌گذاری در ابتدا دارای انرژی بالایی بوده و با گذر از سطح فرسایشی (یا ناپیوستگی) نیمهٔ دوم سکانس دوم، سکانس سوم و چهارم از انرژی پایینی برخوردار بوده اند.

۵- نتیجه گیری

این پژوهش با تحلیل دادهٔ چاه‌نمودار اشعهٔ‌گاما در چاه کوه مند-۴، و با به‌کارگیری روش‌های پیشرفته چینه‌نگاری سکانسی و تحلیل چرخه‌های میلانکوویچ، موفق به رمزگشایی دقیقی از تاریخچهٔ رسوب‌گذاری عضو سبزپوشان شد.

مطالعه نشان داد که عضو سبزپوشان در این بخش از ناحیهٔ فارس، نه تنها از چهار سکانس رسوبی مجزا تشکیل شده، بلکه هر سکانس نشانگر پویایی خاص محیطی است. تحلیل منحنی INPEFA این سکانس‌ها را آشکار کرد، در حالی که منحنی PEFA وجود سه سطح فرسایشی و یک تغییر رخسارهٔ سنگی را به عنوان شواهدی از وقفه‌ها و تحولات محیطی تأیید نمود.

کاربرد روش MESA و ردیابی چرخهٔ گریز از مرکز کوتاه‌مدت، گام مهمی در تعیین کمیت فرآیندها بود. محاسبهٔ نرخ رسوب‌گذاری برای سه سکانس، روند افزایشی معناداری را از سکانس اول به سوم (۰٫۰۳۷۱ به ۰٫۰۶۰۴ متر بر هزارسال) نشان داد. این افزایش می‌تواند نشان‌دهندهٔ تغییر در میزان تأمین رسوب یا نوسانات انرژی محیط در طول زمان باشد.

۶- منابع

شعبانیان، ر.، (۱۳۹۱). زمین‌شناسی ایران، انتشارات دانشگاه پیام‌نور، ۳۱۹ ص.

مطیعی، ه.، (۱۳۸۹). مقدمه‌ای بر ارزیابی مخازن نفتی زاگرس (برای زمین‌شناسان)، انتشارات آرین‌زمین، جلد دوم، ۸۰۷ ص.

نجفی، س، ع.، صفارزاده، ص.، رادمهر، الف.، عبدالهی‌فرد، الف.، سراج، م.، (۱۴۰۴). کاربرد آنالیز طیفی حداکثر آنتروپی در تعیین سن فعالیت گسل (مطالعهٔ موردی: میادین نفتی ماماتین و پارسی، فروافتادگی دزفول، جنوب‌غرب ایران). یازدهمین همایش ملی زمین‌ساخت و زمین‌شناسی ساختاری ایران، دانشگاه ارومیه، ۷ ص.

Catuneanu, O., Galloway, W, E., Kendall, C, G, St, C., Miall, A, D., Posamentier, H, W., Strasser, A &,. Tucker, M, E., 2009. Sequence stratigraphy: Methodology and nomenclature. Newsletters on Stratigraphy, 44(3): 173–245.

CycloLog user guide. 2016. ENRES Energy Resources International BV, Netherland.

Nio, S, D., Bohm, A, R., Brouwer, J, H., De Jong, M, G, G &,. Smith, D, G., 2014. Climate Stratigraphy: Principles and Applications in Subsurface Correlation. European Association of Geoscientists and Engineers, Netherland, 130 p.

Posamentier, H, W &,. Allen, G, P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 7, Society for Sedimentary Geology (SEPM), United State of America, 210 p.

Sadler, P. M. 1981. Sediment Accumulation Rates and the Completeness of Stratigraphic Sections. The Journal of Geology, 89(5), 569–584.

Sloss, L, L., 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. Geological Society of America Bulletin, 74(2): 93–114.

Vail, P, R., Mitchum, R, M &,. Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26: 83–97.

Walker, R. G., & James, N. P. 1992. Facies Models: Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

تحلیل اثرات فرآیندهای دیاژنز بر کیفیت مخزنی سازند ایلام با استفاده از تلفیق داده‌های پتروفیزیکی و لاگ انحراف سرعت (VDL) در یکی از میادین جنوب غرب ایران

ابراهیم رحیم زاده [۱]، رحیم کد خدائی[۲]، علی کدخدائی[۳]، ولی مهدی پور[۴]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز ، Ebrahim.rh79@gmail.com

۲- استادیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، rahimkadkhodaee2005@gmail.com

۳- استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، kadkhodaie_ali@tabrizu.ac.ir

۴- دپارتمان علوم زمین، اکتشاف و تولید، شرکت انرژی دانا، mehdipour.vali@gmail.com

چکیده

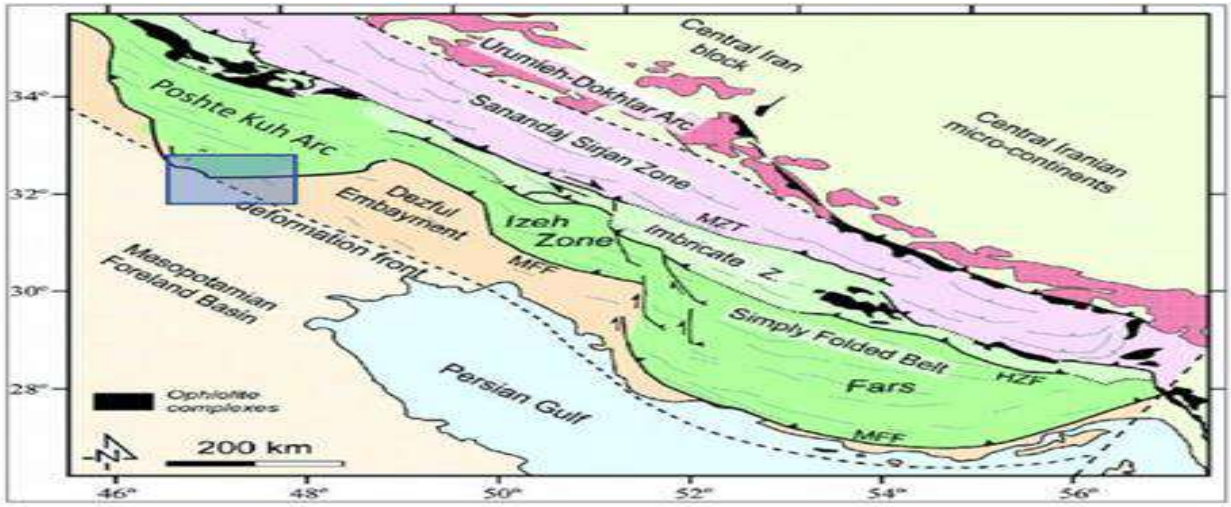
در این پژوهش، رفتار آکوستیکی و ویژگی‌های مخزنی سازند ایلام در یکی از میادین جنوب‌غرب ایران با استفاده از تلفیق نمودار انحراف سرعت (VDL)، داده‌های چاه‌پیمایی و اطلاعات مغزه‌ای مورد بررسی قرار گرفت. مقایسه مقادیر VDL با شواهد رخساره‌ای و دیاژنزی نشان می‌دهد که تغییرات این پارامتر به‌طور مستقیم تحت تأثیر فرایندهایی مانند انحلال، دولومیتی‌شدن و سیمانی‌شدن است. نتایج نشان می‌دهد که گستره تغییرات VDL از حدود ۱۳۰۰– تا ۱۰۰+ متر بر ثانیه معرف ناهمگنی قابل‌توجه در نوع و میزان تخلخل سازند است. زون‌های تحت تأثیر سیمانی‌شدن با مقادیر منفی و زون‌های دارای تخلخل ثانویه ناشی از انحلال با مقادیر مثبت مشخص می‌شوند. همخوانی قابل‌توجه بین داده‌های مغزه و رفتار VDL نشان می‌دهد که این لاگ می‌تواند به‌عنوان ابزار مؤثری برای تشخیص نوع تخلخل، ارزیابی کیفیت مخزنی و تفکیک زون‌های تولیدی در مخازن کربناته پیچیده جنوب‌غرب ایران مورد استفاده قرار گیرد.

کلمات کلیدی: سازند ایلام، مخازن کربناته، نمودار انحراف سرعت(VDL) ، تخلخل اولیه و ثانویه ، دیاژنز.

۱- مقدمه

سازند ایلام یکی از سازندهای مهم کربناته در کرتاسه پسین ناحیه دزفول شمالی و دشت آبادان محسوب می‌شود و در بسیاری از میدان‌های نفتی جنوب‌غرب ایران نقش مخزنی یا نیمه‌مخزنی ایفا می‌کند. این سازند در چارچوب زمین‌ساختی زاگرس چین‌خورده–رانده قرار گرفته و تحت تأثیر تحولات تکتونیکی و رسوبی گسترده‌ای بوده است که شناخت دقیق آن برای تحلیل رفتار مخزنی اهمیت بالایی دارد. موقعیت سازند ایلام در فروبار دزفول شمالی به‌ویژه از این جهت اهمیت دارد که این پهنه یکی از غنی‌ترین بخش‌های بی‌ضخامت رسوبی–مخزنی ایران است، و سازندهای کربناته آن، همچون سروک، ایلام و گورپی، بخش مهمی از سیستم نفتی را تشکیل می‌دهند. شکل ۱ محدوده تقریبی میدان مورد مطالعه را در این پهنه نشان می‌دهد (Casini et al., 2011) . کیفیت مخزنی سازند ایلام به میزان زیادی تحت کنترل فرآیندهای دیاژنزی است. دیاژنزی در این سازند شامل فرآیندهایی مانند سیمانی‌شدن، فشردگی، بازبلورشدگی، دولومیتی‌شدن و انحلال است که به‌صورت گسترده در نمونه‌های مغزه و مقاطع نازک گزارش شده‌اند (ادیبی، ۱۳۹۹؛ کدخدایی، ۱۴۰۱). این فرآیندها می‌توانند بسته به زمان، شدت و نوع رخداد، موجب بهبود کیفیت مخزنی (مانند ایجاد تخلخل ثانویه از طریق انحلال) یا کاهش کیفیت مخزنی (مانند سیمانی‌شدن گسترده یا فشردگی شدید) شوند. ساختارهای فابریکی و انواع منافذ در ایلام عمدتاً محصول همین تغییرات دیاژنزی‌اند و همین امر سبب بروز ناهمگنی گسترده مخزنی در این سازند شده است. در سال‌های اخیر مطالعات متعددی به ارزیابی ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و تاریخچه دیاژنز سازند ایلام

پرداخته‌اند (محسنی و همکاران، ۱۳۸۹؛ کدخدایی، ۱۳۹۷). نتایج این پژوهش‌ها نشان می‌دهد که رخساره‌های کم‌انرژی، لایه‌بندی نازک، میان‌لایه‌های رسی و میزان سیمان‌شدگی بالا از عوامل محدودکننده کیفیت مخزن در بخش‌های مختلف این سازند هستند. با این حال، ارتباط میان فرآیندهای دیاژنزی و رفتار آکوستیکی سنگ هنوز کمتر بررسی شده است، در حالی که مطالعات جهانی در مخازن کربناته نشان می‌دهد که ویژگی‌های آکوستیکی، به‌ویژه سرعت موج تراکمی، حساسیت بالایی به تغییرات ریزساختاری و نوع منافذ دارند(Anselmetti & Eberli, 1993; Eberli & Anselmetti, 1999). در این راستا، لاگ انحراف سرعت (Velocity Deviation Log – VDL) به‌عنوان یک ابزار پیشرفته در تفسیر مخازن کربناته معرفی شده است. این لاگ با مقایسه سرعت واقعی موج تراکمی با سرعت تئوریک پیش‌بینی‌شده، قادر است اثرات مختلف دیاژنز را آشکار سازد. مقادیر منفی VDL معمولاً بیانگر سنگ‌هایی با سیمانی‌شدن یا فشردگی شدید و در نتیجه سرعت بالای موج هستند، در حالی‌که مقادیر مثبت VDL اغلب از انحلال، توسعه تخلخل ثانویه و کاهش سرعت ناشی می‌شون (رضایی، ۱۳۸۴؛ محسنی و همکاران، ۱۳۸۹). به همین دلیل، VDL توانایی تفکیک زون‌های مخزنی مطلوب و نامطلوب را در سنگ‌های کربناته افزایش می‌دهد. با وجود کاربردهای گسترده VDL در مخازن کربناته جهان و همچنین برخی سازندهای ایران مانند آسماری، تاکنون استفاده از این روش در سازند ایلام محدود بوده و امکان تحلیل همزمان تخلخل، نفوذپذیری، رفتار آکوستیکی و فرآیندهای دیاژنزی به‌صورت تلفیقی کمتر بررسی شده است. از آنجا که سازند ایلام دارای ساختار سنگی پیچیده و ناهمگونی‌های فراوان است، بهره‌گیری از VDL می‌تواند درک عمیق‌تری از نقش دیاژنز در کنترل کیفیت مخزن ارائه دهد. در همین راستا، هدف پژوهش حاضر ارزیابی اثر فرآیندهای دیاژنزی بر کیفیت مخزنی سازند ایلام در یکی از میدان‌های واقع در فروبار دزفول شمالی است. در این مطالعه، تلفیق داده‌های پتروفیزیکی شامل تخلخل، چگالی، اشباع سیالات، لاگ‌های صوتی و نوترونی همراه با لاگ VDL برای تفسیر دقیق‌تر ریزفرآیندهای دیاژنزی و تشخیص زون‌های مخزنی مورد استفاده قرار گرفته است. این رویکرد می‌تواند چارچوبی مناسب برای تحلیل مخازن کربناته مشابه در جنوب‌غرب ایران ارائه دهد.



شکل ۱. محدوده تقریبی میدان مورد مطالعه در فروبار دزفول شمالی (کسینی و همکاران، ۲۰۱۱)

۲- روش مطالعه

در این پژوهش برای محاسبه لاگ انحراف سرعت (VDL) و بررسی اثر فرآیندهای دیاژنزی بر کیفیت مخزنی، مجموعه‌ای از داده‌های چاه‌پیمایی و اطلاعات سنگ‌شناسی به‌کار گرفته شد. داده‌های مورد استفاده شامل نمودارهای صوتی(Sonic) ، نوترون (NPHI) و چگالی (RHOB) بودند که از یک چاه واقع در مخزن کربناته جنوب‌غرب ایران استخراج گردیدند. این داده‌ها ابتدا از نظر کیفیت بررسی شده و پس از حذف نوفه‌ها و انجام تصحیحات لازم، در قالب پروفیل‌های عمقی یکنواخت‌سازی شدند تا امکان استفاده در تحلیل‌های بعدی فراهم شود. برای تفسیر دقیق‌تر ویژگی‌های مخزنی، داده‌های چاه‌پیمایی با اطلاعات سنگ‌شناسی شامل توصیف مغزه، نتایج آنالیزهای آزمایشگاهی و مشاهدات پتروگرافی حاصل از مقاطع نازک تلفیق شدند. این اطلاعات به شناسایی نوع منافذ (اولیه و ثانویه) و تعیین نوع و شدت فرآیندهای دیاژنزی کمک کرد و مبنای مقایسه با رفتار آکوستیکی سنگ قرار گرفت. محاسبه VDL بر اساس ترکیب داده‌های نمودار صوتی با تخلخل به‌دست‌آمده از نمودارهای نوترون و چگالی و با استفاده از معادله تایم-اوریج وایلی (Wyllie Time-Average Equation; Wyllie et al., 1956) انجام شد. برای این منظور ابتدا تخلخل نوترون – چگالی (NDφ) از همپوشانی نمودارهای نوترون و چگالی محاسبه گردید و سپس این مقدار در معادله وایلی جایگزین شد تا سرعت تئوریک سنگ محاسبه شود. در مرحله بعد سرعت واقعی موج تراکمی از نمودار Sonic استخراج گردید و اختلاف این دو سرعت به‌عنوان مقدار VDL به‌کار رفت.

$$\phi_{ND}=\frac{DT_{\log}-DT_{ma}}{DT_f-DT_{ma}}\rightarrow\phi_{ND}=\frac{x-DT_{ma}}{DT_f-DT_{ma}}$$ (معادله ۱-۱)

در این معادله DT: زمان عبور صوتی اندازه‌گیری‌شده در سازند، DTma : (µs/ft) زمان عبور صوتی در ماتریکس سنگ، DTf: زمان عبور صوتی در سیال منفذی، ΦND : تخلخل نوترون-چگالی.

زمان عبور ساختگی (DT_syn) به‌صورت زیر به سرعت موج فشاری مصنوعی تبدیل می‌شود:

$$Vp_{syn}(km/s)=\frac{304.8}{DT_{syn}(\mu s/ft)}$$ (معادله ۱-۲)

سرعت موج فشاری واقعی از داده‌های نمودار صوتی واقعی محاسبه می‌شود:

$$Vp_{real}(km/s)=\frac{304.8}{DT(\mu s/ft)}$$ (معادله ۱-۳)

اختلاف بین این دو سرعت، معرف **مقدار انحراف سرعت (VDL)** است که از رابطه‌ی زیر به‌دست می‌آید:

$$VDL(m/s)=(Vp_{real}-Vp_{syn})\times1000$$ (معادله ۱-۴)

در شرایطی که بخشی از داده‌ها در دسترس نبودند، از تخلخل نوترونی یا چگالی به‌صورت مستقل نیز استفاده شد و محاسبه VDL همچنان قابل انجام بود. در نهایت با مقایسه رفتار VDL با داده‌های پتروگرافی و مغزه، نقش فرآیندهای مختلف دیاژنزی بر پاسخ آکوستیکی و کیفیت مخزنی سازند ایلام تفسیر شد.

۳- بحث

نتایج تلفیق داده‌های پتروفیزیکی، رفتار آکوستیکی سنگ و تحلیل لاگ انحراف سرعت (VDL) نشان می‌دهد که فرآیندهای دیاژنزی نقش تعیین‌کننده‌ای در کنترل کیفیت مخزنی سازند ایلام دارند. تغییرات در نوع و میزان تخلخل، نحوه اتصال منافذ، شدت سیمانی‌شدن و درجه فشردگی موجب تغییرات قابل‌توجهی در سرعت موج تراکمی شده و این تغییرات به‌صورت مستقیم در مقادیر

VDL منعکس شده‌اند. (Anselmetti & Eberli, 1993, 1999) بر اساس تحلیل مقادیرVDL ، سه الگوی رفتاری اصلی در سازند ایلام شناسایی شد. نخست، مقادیر VDLمنفی (کمتر از ۵۰۰-) که با توسعه تخلخل‌های ثانویه همراه است. این بخش‌ها معمولاً شامل حفرات انحلالی، شکستگی‌های باز و فضاهای غاری‌شکل بوده و کاهش قابل‌ملاحظه سرعت موج در آنها عمدتاً به دلیل وجود فضای باز و احتمال حضور گاز آزاد است. این مخازن ثانویه کارآمدترین زون‌های جریان در سازندهای کربناته به شمار می‌روند و شواهد مغزه‌ای نیز این موضوع را تأیید می‌کند. نقش شکستگی‌های تکتونیکی در توسعه این فضاهای ثانویه، با توجه به گزارش(کدخدایی، ۱۳۹۷؛ محسنی و همکاران، ۱۳۸۹) مبنی بر وجود شکستگی‌های زیرسطحی گسترده در زاگرس، کاملاً قابل انتظار است. دومین گروه، مقادیر VDL نزدیک به صفر (بین ۵۰۰- تا ۵۰۰+) است که معرف تخلخل‌های اولیه بین‌دانه‌ای و بین‌بلوری متصل می‌باشد. این زون‌ها معمولاً نشان‌دهنده بافت نسبتاً سالم سنگ، میزان کم سیمانی‌شدن و شبکه تخلخلی یکنواخت‌اند. مقایسه با داده‌های پتروگرافی نشان می‌دهد که رخساره‌های آرام و کم‌انرژی سازند ایلام—که طبق گزارش‌های (کدخدایی و باقریان، ۱۳۹۱). نقش مهمی در رفتار مخزنی ایفا می‌کنند— بیشترین همخوانی را با این بازه دارند. این بخش‌ها پایدارترین زون‌های تولیدی مخزن شناخته می‌شوند و تلفیق VDL با تخلخل نوترون–چگالی صحت این نتیجه را تقویت می‌کند. در نهایت، مقادیر VDLمثبت (بیش از ۵۰۰+) نشان‌دهنده تخلخل‌های غیرموثر مانند منافذ قالبی و حفره‌ای جدا از هم است. در این زون‌ها، سرعت موج تراکمی بیش از مقدار پیش‌بینی‌شده است و این موضوع اغلب ناشی از سیمانی‌شدن زودهنگام، فشردگی شدید یا مسدودشدگی بخش عمده‌ای از تخلخل اولیه است. وجود این بافت‌ها معمولاً باعث کاهش نفوذپذیری شده و کیفیت مخزنی را محدود می‌کند. این نتایج با یافته‌های (امیرصادقی، ۱۳۹۰). درباره تأثیر سیمانی‌شدن بر افزایش سرعت موج هم‌خوان است. در مجموع، بررسی‌ها نشان داد که مقدار VDL یک شاخص حساس نسبت به تغییرات ریزسازه‌ای سنگ بوده و می‌تواند تفاوت بین تخلخل‌های مؤثر و غیرمؤثر را به‌خوبی آشکار کند. مقایسه VDL با داده‌های مغزه، رخساره‌شناسی و شواهد دیاژنزی نشان می‌دهد که فرآیندهای انحلال و شکستگی مهم‌ترین عوامل بهبود کیفیت مخزنی، و سیمانی‌شدن و فشردگی اصلی‌ترین عوامل کاهش آن در سازند ایلام هستند. از این رو، استفاده از VDL در کنار سایر داده‌های پتروفیزیکی، ابزار قدرتمندی برای تفکیک زون‌های مخزنی مطلوب در مخازن پیچیده کربناته جنوب‌غرب ایران محسوب می‌شود و می‌تواند در مدل‌سازی و مدیریت بهتر مخزن مورد استفاده قرار گیرد.

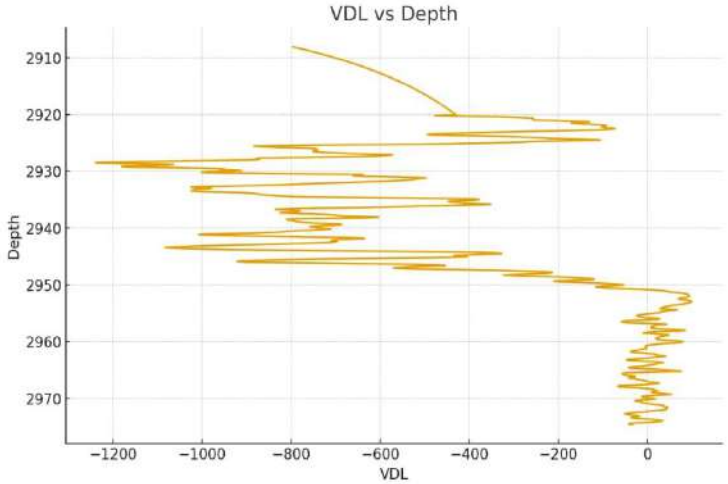
۴- نتیجه گیری

بررسی تلفیقی داده‌های VDL و اطلاعات مغزه‌ای در زون‌های Z-1 تا Z-5 سازند ایلام (جدول۱) نشان داد که تغییرات آکوستیکی ثبت‌شده در نمودار انحراف سرعت، ارتباط مستقیمی با نوع و شدت فرآیندهای دیاژنزی دارد. گستره مقادیر VDL از حدود ۱۳۰۰– تا ۱۰۰+ متر بر ثانیه، تنوع بالای تخلخل و ویژگی‌های پتروفیزیکی در این سازند را تأیید می‌کند (شکل۲). و همخوانی قابل توجهی با مشاهدات مغزه‌ای دارد (شکل ۳). در زونZ-1 ، مقادیر بسیار منفی VDL (از ۴۵۰– تا ۱۰۰۰– متر بر ثانیه) وجود تخلخل‌های ثانویه و تأثیر دولومیتی‌شدن دیرینه را نشان می‌دهد. شواهد مغزه‌ای— از جمله گرینستون اسکلتی– اوئیدی در عمق ۲۹۱۶,۲۶ متر با مقدار VDL برابر با ۵۱۰– متر بر ثانیه — این تفسیر را تأیید کرده و بیانگر نقش دولومیتی‌شدن ثانویه در ایجاد این الگوی آکوستیکی است. زون Z-2 با مقادیر متوسط VDL (۱۰۰– تا ۵۰۰– متر بر ثانیه) کیفیت مخزنی نسبتاً مناسبی دارد. نمونه مغزه در عمق ۲۹۲۳,۳۳ متر با تخلخل ۲۳,۰۷ درصد و نفوذپذیری ۱۴,۴۲ میلی‌دارسی نشان می‌دهد که تخلخل غالب، نوع ثانویه ناشی از انحلال محدود است و نشانه‌ای از سیمانی‌شدن یا دولومیتی‌شدن مشاهده نمی‌شود. در زون Z-3 تغییرات شدید در مقادیر VDL (۱۳۰۰– تا ۴۰۰– متر بر ثانیه) به خوبی بیانگر تأثیر قابل توجه فرآیندهای سیمانی‌شدن و نئومورفیسم بر سیستم منافذ است. مقاطع مغزه‌ای این زون — به‌ویژه نمونه‌های اعماق ۲۹۳۰,۲۳ و ۲۹۳۳,۲۵ متر— باVDL های بسیار منفی (۶۰۰– تا ۹۵۰– متر بر ثانیه) تغییرات شدید دیاژنتیکی در محیط‌های حاشیه‌لاکونی را تأیید می‌کنند. زون Z-4 نیز باVDL های ۴۰۰– تا ۹۰۰– متر بر ثانیه

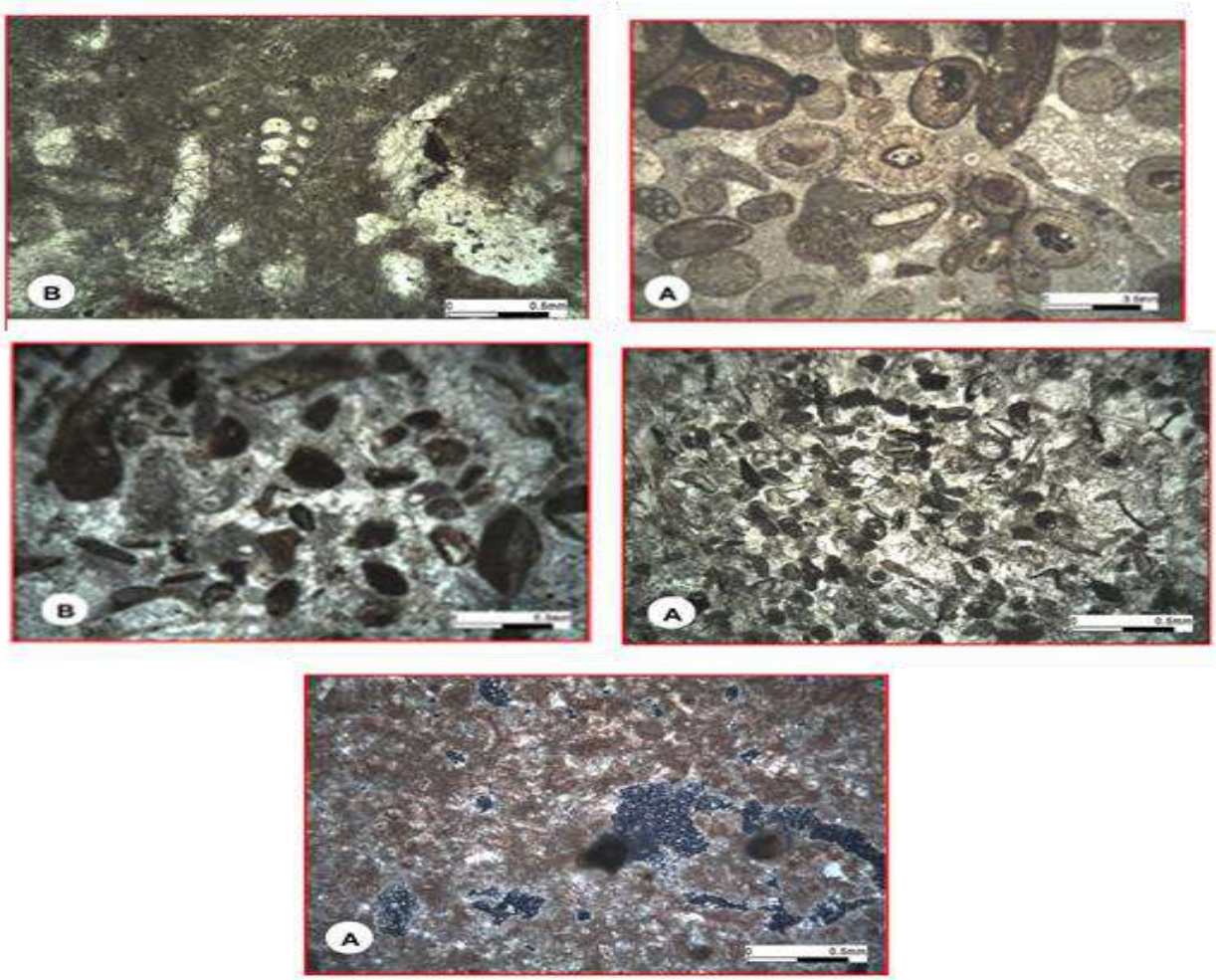
معرف توسعه تخلخل‌های ثانویه متوسط است، هرچند نبود داده مغزه‌ای مانع از ارزیابی دقیق‌تر این بخش می‌شود. زون Z-5 با دامنه VDLاز ۵۰۰– تا ۱۰۰+ متر بر ثانیه، ترکیبی از تخلخل اولیه و ثانویه را نشان می‌دهد. نمونه مغزه از عمق ۲۹۶۱٫۸۳ متر با تخلخل ۲۴٫۴۷ درصد و نفوذپذیری ۷٫۴۶ میلی‌دارسی نشان می‌دهد که انحلال محدود عامل اصلی ایجاد تخلخل ثانویه بوده و اثری از سیمان‌شدگی یا دولومیتی‌شدن مشاهده نمی‌شود. وجود مقادیر مثبت VDL در بخش‌های بالایی این زون نیز بیانگر حضور منافذ غیرمتصل و افزایش سرعت موج به دلیل بلوکه‌شدن بخشی از تخلخل اولیه است. به‌طور کلی، نتایج این پژوهش تأکید می‌کند که نمودار VDL ابزاری مؤثر برای شناسایی نقش دیاژنز در کنترل کیفیت مخزنی سازند ایلام است. این پارامتر توانسته است تفاوت میان زون‌های تحت تأثیر انحلال، شکستگی، سیمانی‌شدن و نئومورفیسم را با دقت بالا مشخص کند و به‌عنوان روشی مکمل در کنار مغزه و داده‌های پتروفیزیکی، امکان تفکیک زون‌های مخزنی مطلوب و نامطلوب را فراهم سازد.

جدول ۱-Zone Depth Table

Zone	Depth From	Depth To
Z1	2906	2920
Z2	2920	2925
Z3	2925	2944
Z4	2944	2946
Z5	2946	2970



شکل ۲. نمودار VDL از چاه مورد مطالعه در سازند ایلام



شکل ۳. نماهای میکروسکوپی منتخب از رخساره‌های میکروسکوپی سازند ایلام در میدان مورد بررسی، که ویژگی‌های بافتی، شواهد دیاژنتیکی و گونه‌های مختلف سیستم منافذ را به‌خوبی نمایش می‌دهند.

۵- منابع

ادیبی، ف. (۱۳۹۹). *مبانی مهندسی مخازن نفت و گاز* .اهواز: انتشارات دانشگاه صنعت نفت.

امیرصادقی، م. (۱۳۹۰) .*معرفی روش‌هایی برای شناسایی تفاوت‌های موجود در مخازن کربناته با استفاده از نمودارهای ISOPORL وVDL* . پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه علوم و تحقیقات تهران.

رضایی، م. (۱۳۸۴). *مهندسی مخازن کربناته* .تهران: انتشارات دانشگاه صنعت نفت.

کدخدایی، ع. (۱۳۹۷). *ارزیابی سازندهای نفت‌دار ایران* .تهران: انتشارات دایره دانش.

کدخدایی، ع. (۱۴۰۱). *زمین‌شناسی نفت* .تبریز: انتشارات دانشگاه تبریز.

کدخدایی، ع. و باقریان، م. (۱۳۹۱). «مدل‌سازی سه‌بعدی زمین‌آماری برای تحلیل شکستگی‌های حاصل از لاگ‌های تصویری در میدان نفتی آسماری .«*کنفرانس بین‌المللی نفت، گاز و نیروگاهی*، جلد ۱، ۵۷–۶۸

محسنی، ح. و همکاران. (۱۳۸۹). «مدلسازی سه‌بعدی مخازن کربناته؛ مطالعه موردی از میدان A در حوزه زاگرس .«*پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی*، (125–142)341 ، ۱۷۵–۱۹۰.

Anselmetti, F. S., & Eberli, G. P. (1993). Controls on sonic velocity in carbonates. *Pure and Applied Geophysics, 141*(2–4), 287–323.

Eberli, G. P., & Anselmetti, F. S. (1999). Sonic velocity in carbonate sediments and rocks. In *Carbonate Platform Systems: Components and Interactions* (pp. 193–216). Geological Society, London, Special Publications, 176.

Wyllie, M. R. J., Gregory, A. R., & Gardner, G. H. F. (1956). Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics, 21*(1), 41–70.

Casini, G., Gillespie, P. A., Vergés, J., Romaire, I., Fernandez, N., Casciello, E., Saura, E., Mehl, C., Homke, S., Embry, J.-C., Aghajari, L., & Hunt, D. W. (2011). Sub-seismic fractures in foreland fold and thrust belts: insight from the Lurestan Province, Zagros Mountains, Iran. *Petroleum Geoscience, 17***(3), 263–282. https://doi.org/10.1144/1354-079310-043**

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

تعیین محیط دیرینه سازند آبتلخ براساس سیست داینوفلاژله ها در برش روستای آبتلخ (خراسان رضوی)

علامه محسن [*1]

۱- گروه مهندسی نفت، معدن و زمین شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

*Email mohsenallameh@iau.ac.ir

چکیده

در این پژوهش، محیط دیرینه سازند آب‌تلخ در برش آب‌تلخ (حوضه رسوبی کپه‌داغ) با تحلیل پالینولوژیکی، مورد بررسی قرار گرفت. نمونه‌ها از لایه‌های رسوبی مختلف در طول سازند جمع‌آوری و با روش‌های استاندارد پالینولوژیکی مورد بررسی قرار گرفتند. سازند آب‌تلخ از سری سازندهای حوضه رسوبی کپه داغ با لیتولوژی شیل و مارن‌های خاکستری روشن تا تیره است که تا کنون از دیدگاه‌های مختلف رسوب شناسی و فسیل شناسی مورد توجه قرار گرفته است. در پژوهش مورد نظر در برش آب‌تلخ تعداد ۵۰ نمونه برداشت شد و با توجه به تعداد فراوان انواع پالینومورف ها خصوصا داینوفلاژله‌ها در نمونه‌های برداشت شده؛ مبادرت به شناسایی جنس‌ها و گونه‌های داینوفلاژله‌ها شد. در نهایت با عنایت به تعداد جنس‌ها و گونه‌های شناسایی شده و تنوع ان‌ها از جنبه شکل سیست آن‌ها (کوریت؛ کویت؛ پروکسیمیت) محیط رسوبی و تغییرات آن در زمان رسوبگذاری تعیین گردید.

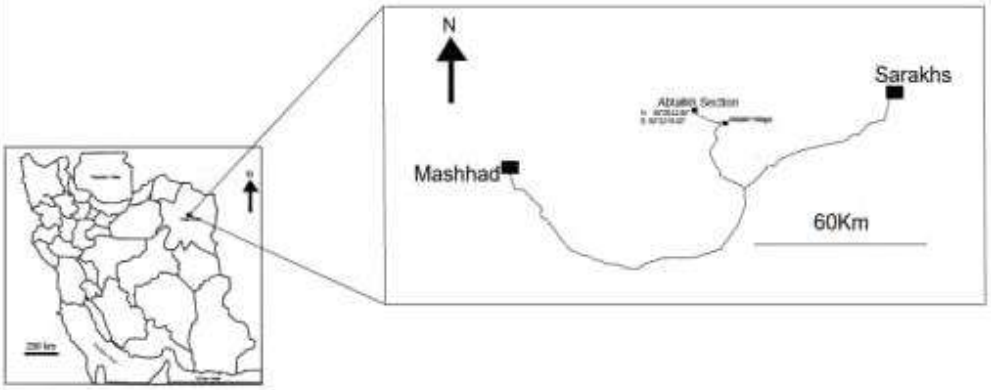
کلمات کلیدی: سازند آب‌تلخ ، کپه داغ ،سیست، داینوفلاژله.

۱- مقدمه

سازند آب‌تلخ یکی از واحدهای سنگی حوضه رسوبی کپه داغ در شرق و شمال شرق ایران است‌که بیشترین ضخامت را در شرق این حوضه به خود اختصاص داده است. لیتولوژی این سازند، شامل شیل و مارن‌های خاکستری روشن تا تیره بوده (شکل ۲)، که به صورت هم‌شیب و پیوسته بر روی آخرین واحد آهک گل‌سفیدی به رنگ سفید تا نخودی سازند آبدراز، قرار گرفته و خود توسط ماسه‌سنگ‌ها، مارن‌ها و آهک‌های زرد تا خاکستری سازند نیزار، به صورت هم‌شیب پوشیده می‌شود(افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳). جهت دسترسی به سازند آب‌تلخ در برش آب‌تلخ ، در مسیر جاده مشهد به سرخس و پس از طی ۱۵۷ کیلومتر به برش مورد نظر می رسیم، رخنمون سازند در روستای آب‌تلخ مشاهده می‌گردد . قاعده سازند آب‌تلخ در برش آب‌تلخ به مختصات "N 36°25'50 و"60°27'14 E و ارتفاع آن 665 متر از سطح دریا است (شکل ۱).

۲- روش مطالعه

در این مطالعه سازند آب‌تلخ در برش آب‌تلخ از دیدگاه پالینولوژیکی مورد ارزیابی قرار گرفته است. برای این منظور تعداد ۵۰ نمونه از سازند فوق الذکربه طور سیستماتیک برداشت شده است. نمونه‌ها در آزمایشگاه پالینولوژی دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد مطابق با روش تراورس(Traverse, 1998)، با استفاده از اسید HCL وHF و محلول سنگین ZNCL2 آماده سازی گردید، ودر نهایت تعداد ۱۰۰ اسلاید پالینولوژیکی تهیه و به وسیله میکروسکپ نوری با لنز 40X و 10X، 100X مورد مطالعه قرار گرفت.



شکل۱- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

۳- بحث

در مطالعه انجام شده بر روی پالینولوژی سازند آب‌تلخ در برش آب‌تلخ ، با استفاده از ۱۰۰ اسلاید پالینولوژیکی مربوط به ۵۰ نمونه برداشت شده از این برش، در مجموع ۱۵ جنس و ۱۶ گونه از داینوفلاژله و چندین گونه آکریتارک، اسپور، پولن و اسکلوکودونت شناسایی گردید، که نشان دهنده تنوع و غنی بودن این سازند از پالینومورف می‌باشد. از این میان تعداد داینوفلاژله ها نسبت به بقیه پالینومورف‌ها بیشتر می باشند .

تعداد ۱۵ جنس و ۱۶گونه ازاین داینوفلاژله ها، در سازند مذکور به شرح زیر می‌باشد(پلیت ۱،۲).

1-*Hystrichosphaeridium bowerbankii* (Davey & Williams, 1966)., 2-*Dinogymnium acuminatum* (Evitt et al.,1967)., 3- *Actinotodissus crassus* (Loeblich & Tappan, 1978)., 4- *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg & Mantell, 1854)., 5-*Cleistsphaeridium solidum* (Yun,1981)., 6- *Batiacasphaera micropapillata* (Stover, 1977).,7- *Oligosphaeridium trabeculosum* (C.H. Singh, 1983)., 8- *Palaeocystodinium lidiae* (Groka, 1963). 9- *Thalassiphora pelagica* (Eisenack and Gocht, 1960)., 10 -*Cannosphaeropsis utinensis* (Wetzel, 1933; Duxbury1980)., 11- *Pseudoceratium conccina* (Mao & Norris, 1988)., 12- *Exochosphaeridium majus* (Lejeune-Carpentier 1940)., 13- *Achomosphaera regiensis* (Corradini, 1973)., 14- *Florentinia deanei* (Davey & Williams, 1966).,15- *Hystrichosphaeridium brevispinum* (Davey & Williams 1966)., 16- *Trigonopyxidia ginella* (Cookson & Eisenack, 1960).(Plate 1,2)

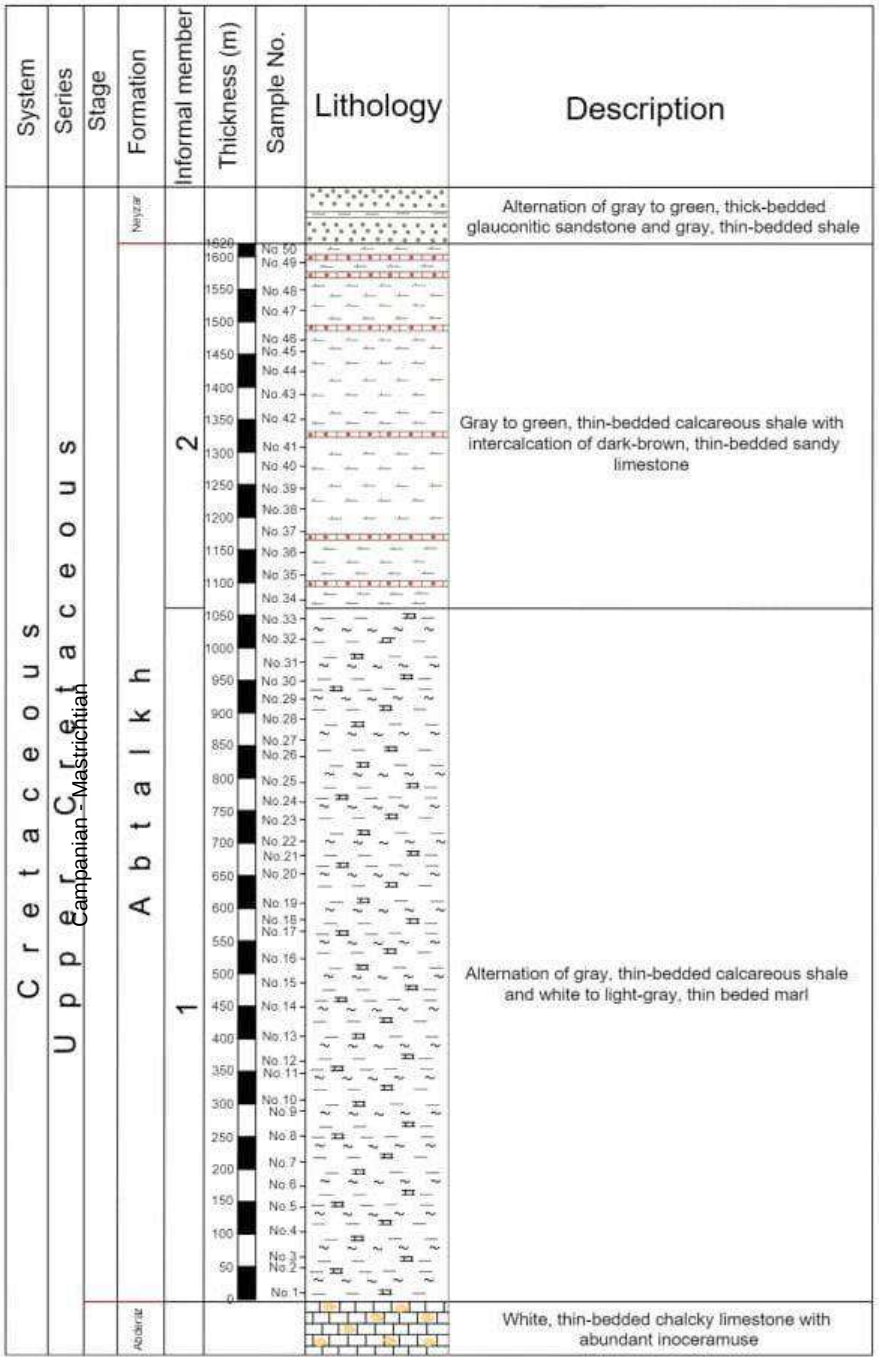
که این فسیل‌ها دارای پوسته‌ای با دیواره های ارگانیکی از نوع پروکسیمیت، کوریت، پروکسیمو کوریت و کویت طبقه بندی می شوند(علامه، م.، و همکاران ۱۳۹۰). در اینجا لازم به ذکر می باشد که اکثر داینوفلاژله های سازند آب‌تلخ دارای پوسته ای با دیواره

های ارگانیکی از نوع کوریت می با شند. که می توان گفت این سازند در قسمت‌های عمیق دریایی در زمان کرتا سه بالایی نهشته شده است، زیرا وفور داینوفلاژله‌ها در این سازند مبین این موضوع می‌باشد(جدول ۱).

جدول۱- طبقه بندی داینوفلاژله های انتخاب شده بر اساس نوع سیست

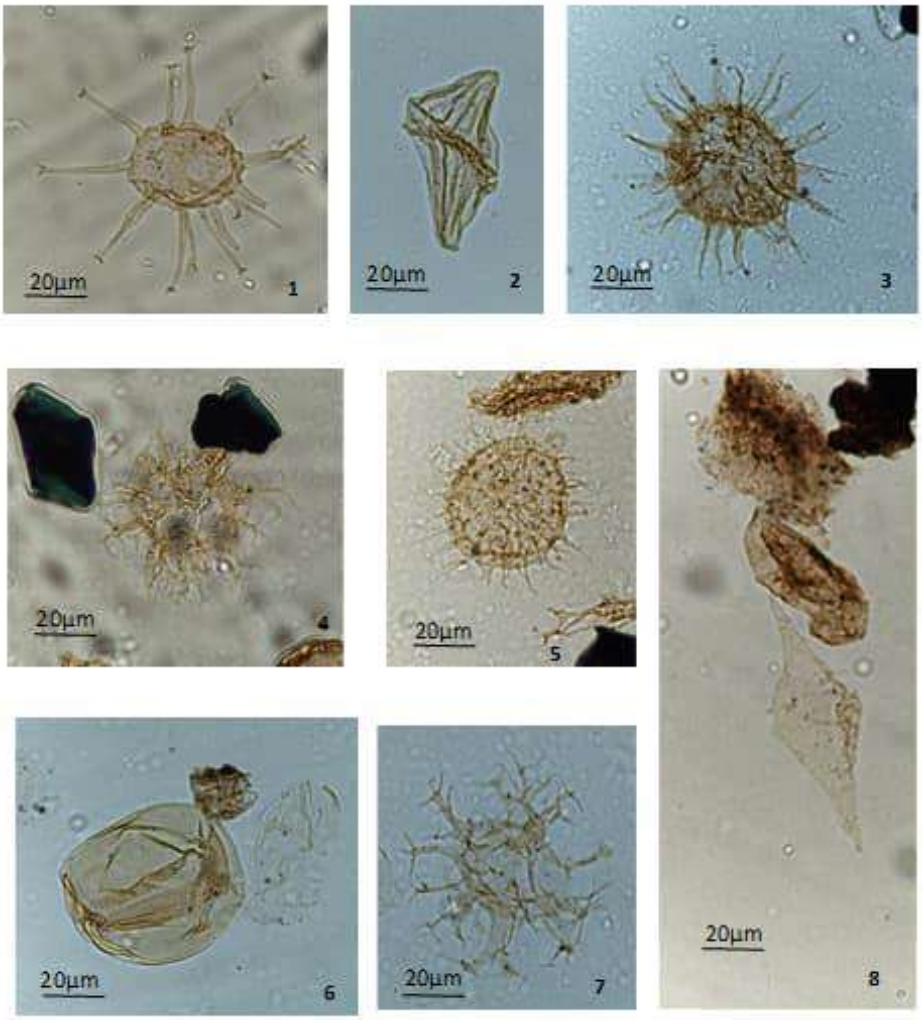
Proximate	***Palaeocystodinium lidiae*** ***Batiacasphaera micropapillata*** ***Pseudoceratium conccina***
Chrate	***Hystrichosphaeridium bowerbankii*** ***Actinotodissus crassus*** ***Cleistsphaeridium solidum*** ***Oligosphaeridium trabeculosum*** ***Thalassiphora pelagica*** ***Cannosphaeropsis utinensis*** ***Exochosphaeridium majus*** ***Florentinia deanei*** ***Hystrichosphaeridium brevispinum***
Proximochorate	***Spiniferites ramosus*** ***Achomosphaera regiensis***
Cavate	***Dinogymnium acuminatum*** ***Trigonopyxidia ginella***

محیط دیرینه سازند آب‌تلخ در برش مذکور بر اساس مطالعات پالینوژیکی که اکثرا از نوع کوریت می‌باشند ، در بخش ابتدایی و میانی، عمق باتیال بالایی و در بخش انتهایی، عمق نریتیک را نشان می‌دهد.



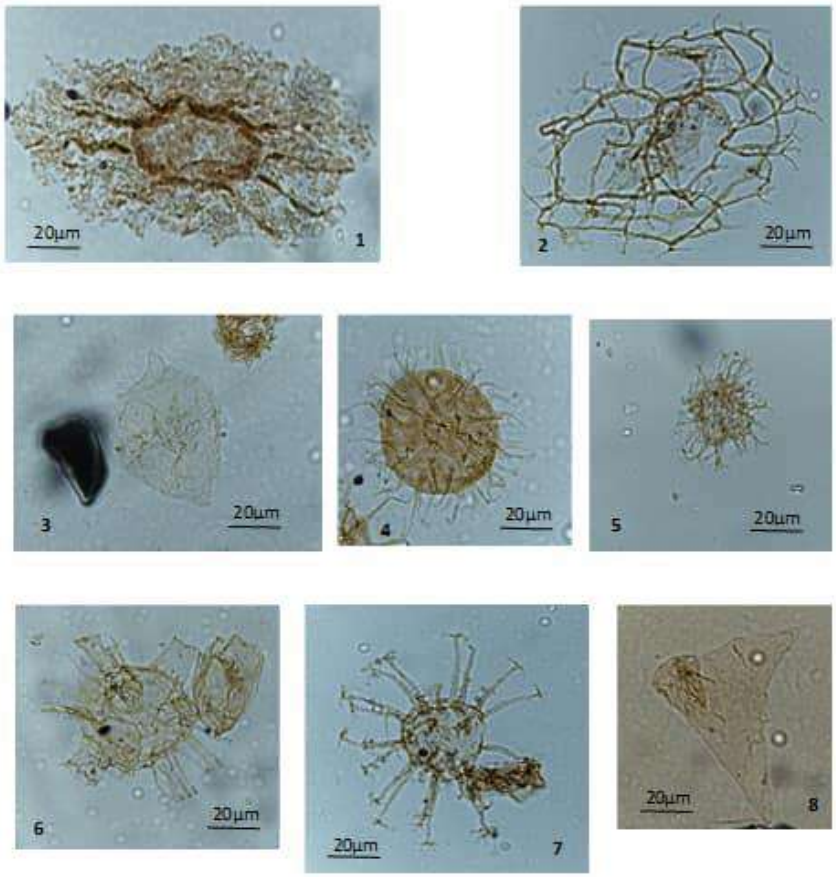
شکل ۲- ستون پالینولوژی برش آب‌تلخ

Plate 1



1.*Hystrichosphaeridium bowerbankii* (Davey & Williams, 1966)., 2-*Dinogymnium acuminatum* (Evitt et al.,1967)., 3- *Actinotodissus crassus* (Loeblich & Tappan, 1978)., 4- *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg & Mantell, 1854)., 5- *Cleistsphaeridium solidum* (Yun,1981)., 6- *Batiacasphaera micropapillata* (Stover, 1977).,7- *Oligosphaeridium trabeculosum* (C.H. Singh, 1983)., 8- *Palaeocystodinium lidiae* (Groka, 1963).

Plate 2



۴- نتیجه گیری

تعداد ۱۵ جنس و ۱۶ گونه از داینوفلاژله ها در سازند آب‌تلخ در برش آب‌تلخ معرفی شد. اغلب داینوفلاژله ها ، بر اساس گروه های مورفولوژیکی از نوع کوریت می باشند. محیط دیرینه سازند آب‌تلخ در برش مذکور بر اساس مطالعات پالینوژیکی که اکثرا از نوع کوریت می‌باشند ، در بخش ابتدایی و میانی، عمق باتیال بالایی و در بخش انتهایی، عمق نریتیک را نشان می‌دهد.

۵- منابع

افشار حرب، ع. (۱۳۷۳). زمین شناسی کپه داغ طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران شماره ۱۱ ،۲۷۵ صفحه.

علامه، م.، ترشیزیان، ح، الف.،حبیب الهی، ن.(۱۳۹۰). پالینولوژی و پالئواکولوژی سازند سرچشمه در برش روستای ددانلو ـــ جنوب شرق قوچان (خراسان رضوی)، ۱۳ صفحه.

Tyson R., 1993, Palynofacies analysis: Applied Micropaleontology, p. 153-191.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

رسوب شناسی و تکامل دیاژنزی بخش هفتم سازند گچساران در میدان گچساران

عبدالرضا باوی عویدی*[۱]، کیارش قنواتی[۲]

۱- دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، زمین شناسی گسترشی، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب

۲- دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، زمین شناسی گسترشی، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب

*Email: sediment115@gmail.com

چکیده

بخش هفتم سازند گچساران در میدان نفتی گچساران از تناوب مارن خاکستری، ژیپس/انیدریت و مقادیر کمتری سنگ آهک تشکیل شده است. ساخت رسوبی لایه‌ای تا لامینه‌ای نهشته‌های تبخیری متشکل از نودول‌های ژیپس با جهت یافتگی قائم و نیز محتوی فسیلی نهشته‌های کربناته نشان دهنده رسوبگذاری این بخش در لاگون‌های کم‌عمق و محیط شور زیرآبی می باشند. توالی رسوبی بخش هفتم از سیکل های به سمت بالا کم عمق شونده تشکیل گردیده است که هر سیکل با نهشته‌های مارن خاکستری و در مواردی سنگ آهک دارای فونای محیط‌های کم عمق آغاز و با رسوبگذاری ژیپس به اتمام رسیده است. ژیپس های اولیه پس از ورود به منطقه دیاژنزی تدفینی و پس از فرایند آبزدایی، به نودول‌های انیدریت با بافت های بلوری متنوع تبدیل شده اند. در رخنمون های سطحی، عملکرد آب‌های جوی منطقه دیاژنزی متئوریکی باعث تبدیل انیدریت به ژیپس های ثانویه با بافت عمدتا پورفیری شده است. انحلال و تشکیل رگه های ژیپس ساتین اسپار از دیگر فرایندهای منطقه دیاژنزی اخیر می باشند.

کلمات کلیدی: سازند گچساران، بخش هفتم، میدان گچساران،ژیپس، انیدریت،

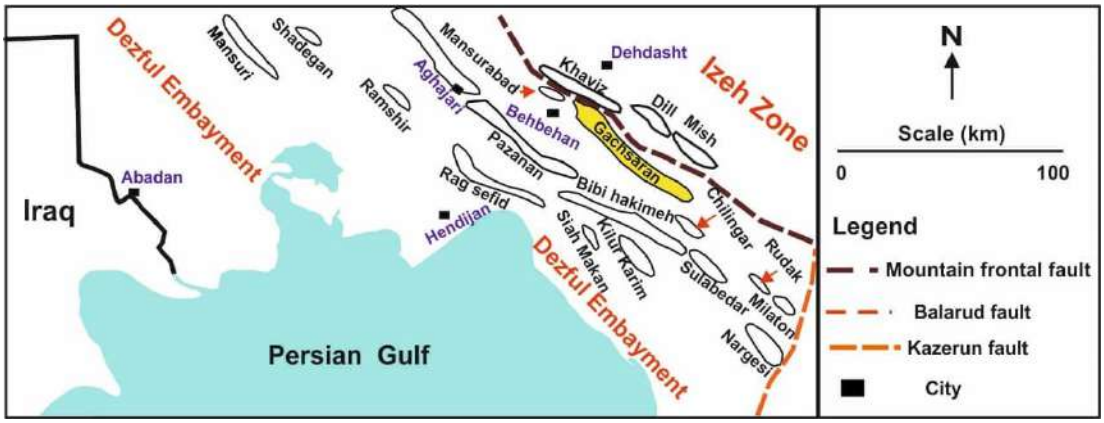
۱- مقدمه

سازند گچساران که به عنوان مهمترین پوش سنگ میادین نفتی زیر حوضه رسوبی فروافتادگی دزفول (جنوب غرب ایران) شناخته می شود، از هفت بخش غیر رسمی تشکیل شده است. بخش هفتم این سازند که فوقانی‌ترین توالی رسوبی این سازند نیز می باشد، معمولا به دلیل دارا بودن فشار سازندی پایین و ضرورت جدایش آن از بخش‌های پرفشار زیرین، در عملیات حفاری اهمیت زیادی دارد (مطیعی، ۱۳۷۴). با توجه با این امر، توالی رسوبی این بخش به منظور سهولت شناسایی محل جداره‌گذاری در حفاری های نفتی، به پنج زون تقسیم‌بندی می گردد که معمولا عملیات جداره‌گذاری در هر میدان در یک زون مشخص انجام می‌گیرد. این تحقیق در نظر دارد به بررسی‌های چینه‌شناسی، رسوب‌شناسی و فرایندهای دیاژنزی بخش هفتم سازند گچساران در محدوده میدان گچساران بپردازد. میدان نفتی گچساران در زیرحوضه فروافتادگی دزفول و در شمال غرب میادین بی‌بی حکیمه و چلینگر واقع شده است (شکل ۱).

۲- روش مطالعه

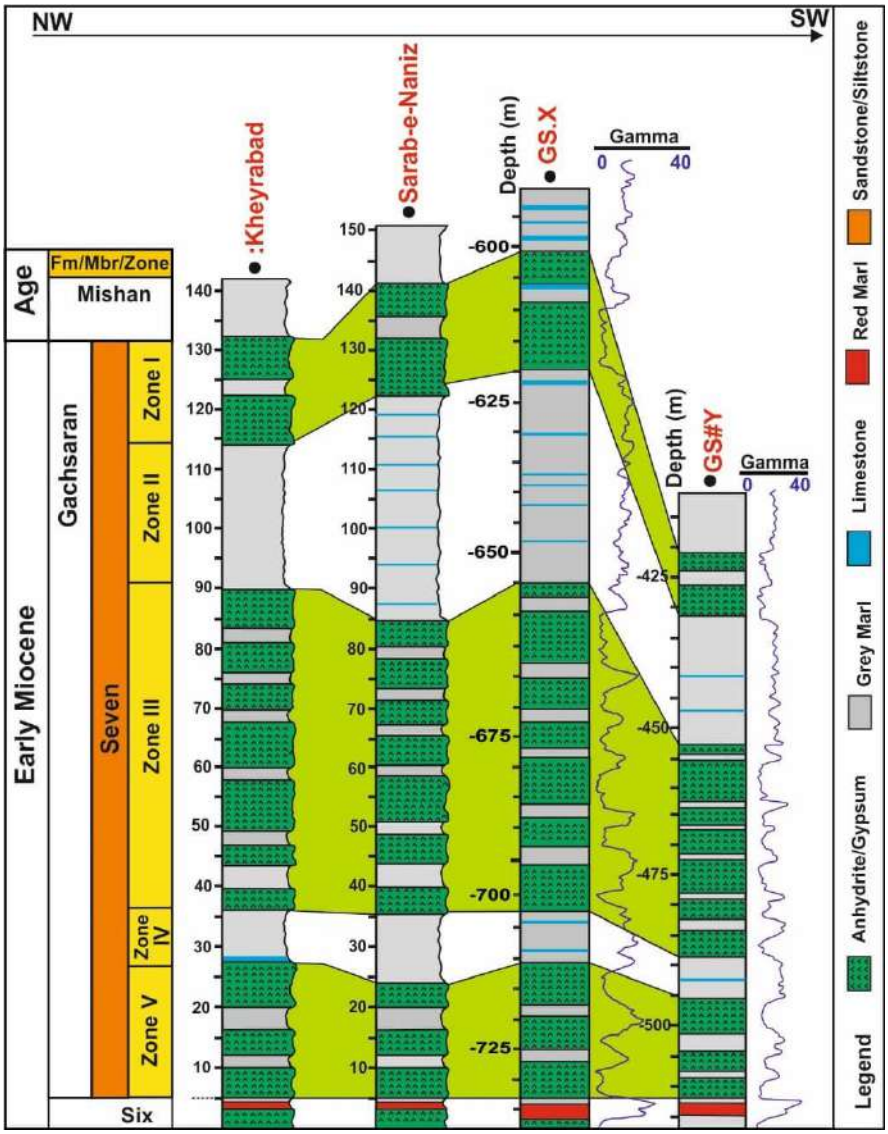
این بررسی مبتنی بر تلفیق داده‌های رخنمون‌های سطحی و نیز برش های تحت الارضی (چاه ها) بخش هفتم سازند گچساران در محدوده میدان نفتی گچساران می باشد. جهت انجام مطالعات سطح الارضی، ابتدا نقشه‌های زمین‌شناسی در محدوده شهرستان گچسارن و بهبهان و نیز تصاویر ماهواره‌ای (Google earth) مورد بررسی قرار گرفت و در ادامه پس از بازدیدهای صحرایی اولیه، برش های سراب ننیز (شکل ۲) و خیرآباد انتخاب گردید. در بررسی‌های صحرایی ضمن اندازه گیری ضخامت هر برش، نمونه برداری در فواصل یک متری صورت پذیرفت. جهت انجام مطالعات پتروگرافی به منظور شناسایی ریزرخساره‌های رسوبی و نیز فرایندهای دیاژنزی، ۲۰۰ عدد مقطع نازک تهیه شده از نمونه‌های صحرایی و خرده سنگ های حفاری میدان گچساران مورد بررسی قرار گرفت.

در این بررسی، نامگذاری ریزرخساره‌های کربناته و نیز بافت انیدریت و ژیپس ثانویه به ترتیب با استفاده از طبقه‌بندی Dunham (1962)، Mailkem et al. (1964) و Holiday (1970) انجام گردید. پس از جمع‌بندی بررسی‌های صحرایی، ستون چینه‌شناسی بخش هفتم در محیط نرم افزار Corel Draw ترسیم گردید (شکل ۳). به منظور مقایسه توالی این بخش در برش‌های مورد مطالعه با توالی آن در چاه‌های میدان گچساران، نمودارهای پتروفیزیکی و نیز ترسیمی چاه‌های (Graphic well logs) این میدان مورد بررسی قرار گرفتند.



شکل ۱- موقعیت جغرافیای و زمین شناسی میدان نفتی گچساران در جنوب غرب ایران

شکل۲: نمایی از بخش هفتم سازند گچساران در برش سراب ننیز در جنوب شرق گچساران که در آن زون‌های پنج گانه تفکیک گردیده اند (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۳- ستون های چینه شناسی بخش هفتم سازند گچساران در برش های سطح الارضی و تحت الارضی منطقه مورد مطالعه.

۳- بحث

بررسی‌های پتروگرافی برش های سطح الارضی و نیز چاه های میدان گچساران نشان می‌دهد که بخش هفتم سازند گچساران از رخساره‌های سنگی تبخیری، کربناته و مارن خاکستری تشکیل شده است.

۳-۱-رخساره سنگی کربناته

نهشته های کربناته فراوانی کمتری نسبت به رسوبات تبخیری و مارن خاکستری دارند و به صورت توالی‌های سنگ آهک با ضخامت های بین چند سانتیمتر تا حداکثر یک متر تشکیل شده‌اند. به طور کلی سنگ آهک‌های بخش هفتم سازند گچساران در فروافتادگی

دزفول همانند سایر بخش های این سازند تنوع فسیلی چندانی ندارند. بر پایه بررسی‌های پتروگرافی، ریزرخساره های ذیل در سنگ آهک های بخش هفتم سازند گچساران شناسایی شده اند.

-بنتیک فرامینیفرا وکستون/پکستون

فرامینیفرهای بنتیک بدون منفذ مانند *miliolid*، به همراه مقادیر کمی از قطعات دوکفه‌ای مهمترین تشکیل دهنده های این ریزرخساره می باشند. در مواردی تمرکز میلیولید به حدی رسیده که به ریزرخساره میلیولید وکستون تغییر می یابد.

-بایوکلاست وکستون

آلوکم‌های اسکلتی این ریزرخساره عمدتا از قطعات دوکفه‌ای و مقادیر کمتری گاستروپود و فرامینیفرهای بنتیک مانند miliolid و *Elphidum* sp. تشکیل شده است. در مواردی فراوانی دوکفه ای به حدی بوده که این ریزرخساره به Bivalve wackestone تبدیل شده است. سیمانی شدن، انحلال و شکستگی مهمترین فرایندهای دیاژنزی این ریز رخساره می باشند.

-مادستون کربناته

این ریز رخساره از گل کربناته فاقد فسیل و در مواردی با محتوی بسیار کم فرامینیفر بنتیک miliolid تشکیل شده است. در برخی برش های مورد مطالعه مقادیر متغیری از دانه های کوارتز در اندازه‌های سیلت یا ماسه دانه‌ریز، پیریت و نودول‌های کوچک انیدریت ریزبلور نیز در این ریزرخساره مشاهده شده است.

۳-۲ -رخساره سنگی تبخیری

نهشته‌های تبخیری در برش‌های سطح الارضی عمدتا از ژیپس و در میدان نفتی گچساران از انیدریت تشکیل شده‌اند. در حال حاضر در سطح زمین، توالی ژیپس بیشتر به صورت توده های سفید تا خاکستری رنگ و با ضخامت هایی بین یک تا ۱۰ متر مشاهده می‌شود. به نظر می‌رسد عدم حفظ ساخت‌های رسوبی اولیه نهشته‌های تبخیری به علت عملکرد فرایندهای دیاژنزی انحلال و رسوبگذاری مجدد باشد. در مواردی که اثرات فرایندهای دیاژنزی کمتر باشد، لایه‌بندی نازک تا متوسط لایه و متشکل از نودول‌هایی با اندازه‌های مختلف قابل شناسایی می‌باشد که در مواردی درآنها نودول‌های با جهت یافتگی قائم نیز مشاهده شده است. در مواردی بسیار کمی نیز می توان بقایایی و شبح هایی از twinned gypsum که swallow-tail crystals و یا arrow-head نامیده می شوند را مشاهده نمود. این نوع بلورهای ژیپس اندازه‌ایی بزرگتر از ۲ میلیمتر دارند که با توجه به برخی مقالات از جمله Babel (2004) و Orti et al.(2011) می‌توان آنها را Selenitic Gypsum نامگذاری نمود. توالی ژیپس بسیار نازک لایه/لامینه ای فراوانی کمتری نسبت به موارد قبلی دارند که معمولا به صورت متناوب با لایه‌های مارن خاکستری و یا سنگ آهک تشکیل شده‌اند.

۳-۳-رخساره سنگی مارن

مارن های بخش هفتم سازند گچساران عمدتا خاکستری/سبز رنگ بوده که به صورت توده ای و فرسایش یافته دیده می شوند اما در مواردی دارای لایه بندی ضعیفی می باشند. بیشترین ضخامت این رخساره سنگی در زون های دوم می‌باشد که در بیشتر موارد حاوی میان لایه‌هایی از سنگ آهک نازک می‌باشند.

۴-محیط رسوبی

مقادیر اندک کم و پراکنده بودن فسیل‌های محیط‌های کم عمق کربناته نشانه چرخش محدود آب و شوری بیش از حد نسبت به آب دریای طبیعی است (Al-Sharhan and Kendall, 2003; Cen and Salad, 2006). حضور فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پورسلانوز مانند *miliolid* در سنگ آهک می‌تواند نشان دهنده نهشته‌گذاری آنها در یک محیط نسبتا هیپرسالین مانند لاگون کم‌عمق باشد (Geel, 2000; Vaziri-Moghadam et al., 2006; Flugel, 2010; Abdullah et al., 2021). درصورتی که فراوانی ژیپس/انیدریت در یک توالی رسوبی به گونه‌ای باشد که بتوان آن را تبخیری افزون (Evaporate dominated) نامید، آن توالی در محیط زیرآبی شور یا

سالینا (Salina) تشکیل شده است (Warren and Kendall 1985; Forkner, 2010) که حضوربلورهای ژیپس با ماکل دم چلچله ایی نشان دهنده کم‌عمق آن می باشد (Warren and Kendall, 1985; Melvin, 1991; Orti et al., 2007; Warren, 2016). به اعتقاد Lugli et al. (2010) در صورت انطباق لایه به لایه توالی تبخیری در فواصل نسبتا زیاد، محیط رسوبگذاری آنها نمی تواند خیلی کم عمق باشد. بر پایه مشاهدات محیط‌های تبخیری عهد حاضر، حداکثر عمق این نوع سالینا ۵ متر (Schreiber, 1978) و یا ۱۰ متر (Warren, 2016) ذکر شده است. تناوب لامینه‌های ژیپس با لامینه‌های کربناته-مارن احتمالا ناشی از تغییرات شوری در سالینای کم‌عمق است (Warren, 1982). به گونه‌ای که لامینه‌های ژیپس در طی تغلیظ و لامینه‌های کربناته در زمان رقیق شدن نهشته می‌شوند (Schroder et al., 2003). با توجه به مطالب فوق به نظر می رسد که رسوبگذاری بخش هفتم سازند گچساران در محیط لاگونی رخ داده که در ادامه و به علت افزایش تبخیر و محدودیت حوضه رسوبی، به سالینا تبدیل شده است که با توجه به تکرار توالی سنگ شناسی آن، سیکل های تغذیه دریایی و محدود شدن حوضه رسوبی به طور مرتب رخ می داده است. نتیجه تکرار سیکل های مذکور باعث شده توالی بخش هفتم به صورت سیکلیک و متشکل از سیکل‌های رسوبی به سمت بالا کم عمق شونده مشاهدهد گردد. تشکیل ضخامت بالایی از توالی سیکلیک به سمت بالا کم عمق شونده در سازند گچساران با مدل Shallow water-shallow basin ارائه شده توسط Kendall (1992) سازگار است.

۵- فرایندهای دیاژنزی نهشته‌های تبخیری

از لحاظ ژنز، رسوبات تبخیری را می‌توان به تبخیری‌های اولیه (نوع اول)، ثانویه (نوع دوم) و نوع سوم تقسیم‌بندی نمود (Warren, 1996). تبخیری‌های اولیه زیر آب و تخت شرایط تبخیر خوشید تشکیل می‌شوند. تبخیری‌های ثانویه همزمان با رسوبگذاری یا در نزدیک سطح (مرحله ائوژنز) تا طی تدفین در اعماق و به علت تاثیرات سیالات دیاژنزی، دما و فشار (مرحله مزوژنز) بر روی تبخیری های اولیه تشکیل می‌شوند (Einsel, Warren, 2006; 2000). تبخیری‌های ثالثیه یا تبخیری‌های تلوژنتیک بر اثر بالاآمدگی توالی‌های تبخیری از اعماق و رسیدن آنها به زون متئوریکی و در آخرین مرحله تکامل تبخیری‌ها شکل می‌گیرند مهمترین فرایندهای دیاژنزی بخش هفتم سازند گچساران در محدوده مورد مطالعه به شرح ذیل می باشند:

۵-۱- انیدریت‌زایی

ژیپس اولیه در طی تدفین به انیدریت تبدیل می شود که این فرایند دیاژنزی باعث کاهش حجم آن تا ۳۸٪ می گردد (Holliday, 1970; Testa and Lugli, 2000; Kasprzyk, 2005). تبخیری‌های سولفاته بخش هفتم سازند گچساران در چاه‌های میدان گچساران عمدتا به صورت انیدریت می باشند که بر پایه تقسیم‌بندی Mailkelm et al (1969) دارای بافت های Microcrystaline، sub /felted، felted، و Lath می باشند.

۵-۲-فشردگی

سنگ های تبخیری تحت تاثیر فشار تکتونیکی معمولا رفتار نرم از خود نشان می دهند و تمایل به تغییر شکل و جریان یافتگی دارند (De la Cueva, 1992). ژیپس و انیدریت رفتار مکانیکی متفاوتی نسبت به کربنات‌ها دارند. در تنش‌های متوسط انیدریت دارای ساخت‌های مشابه سنگ‌های دگرگونی از جمله بودیناژ، فولیاسیون، لیناسیون و باندهای کششی خواهد بود (Tores et al., 2012; Lugli, 2). اثرات فرایند دیاژنزی فشردگی در تبخیری‌های سازند گچساران در چاه های میدان گچساران به صورت شکستگی و در برش های سطح الارضی به صورت چین های پارازیتی قابل ردیابی است.

۵-۳-آبگیری انیدریت

ژیپس‌های ثانویه بر اثر فرایند آبگیری از انیدریت در منطقه فعال فریاتیک متئوریکی بوجود می‌آیند (Warren, 2016). در طی مراحل نهایی دیاژنز و بالا آمدگی رسوبات بر اثر نیروهای تکتونیکی ممکن است شکستگی در آنها گسترش پیدا کند. در رسوبات تبخیری

این شکستگی‌ها مسیری با نفوذپذیری بالا برای عبور آب‌های متئوریکی یا زیرزمینی با شوری کم فراهم کند. در این حالت انیدریت دستخوش آبگیری مجدد بخشی یا کامل شده و به ژیپس (ژیپس ثانویه) تبدیل می شود. ژیپس‌های ثانویه سازند گچساران عمدتا دارای بافت پورفیروبلاستیک با بقایایی از انیدریت می‌باشند. در مرحله پیشرفته آبگیری انیدریت تمام توده انیدریت به ژیپس تبدیل شده است.

۵-۴- رگه‌های ژیپس

رگه‌های ژیپس سازند گچساران در برش‌های سطح‌الارضی مورد مطالعه را می‌توان به رگه‌های موجود در رسوبات تبخیری و مارنی تقسیم‌بندی نمود. در مراحل نهایی دیاژنز و طی بالا آمدگی رسوبات بر اثر نیروهای تکتونیکی، ممکن است شکستگی در نهشته‌های تبخیری بوجود آید. در رسوبات تبخیری این شکستگی‌ها مسیری با نفوذپذیری بالا را برای عبور آب‌های متئوریکی یا زیرزمینی فراهم می‌کنند. سیمان ژیپسی پر کننده این شکستگی‌ها، عمدتا شامل ژیپس فیبری عمود بر دیواره (ساتین اسپار) می‌باشد. این سیمان ژیپسی متشکل از بلورهای فیبری با طولی چند برابر عرض شان است. آبگیری انیدریت و خروج سیالات غنی از سولفات کلسیم، منشاء سیالات مادر این نوع سیمان است (Machel, 1985; El-Tabakh et al., 1998).

۵-۵-انحلال

نهشته های تبخیری از قابل حل‌ترین نهشته های موجود می باشند و برای مثال قابلیت انحلال ژیپس در آب مئوریکی حدود ۱۰۰ برابر سنگ آهک است (Warren, 2016). انحلال ژیپس در امتداد سطح لایه‌ها، شکستگی‌ها و درزه‌ها اتفاق می‌افتد و آثار آن به صورت کارست، چاله‌های انحلالی و ساخت‌های ریزشی مشخص می‌شود (Johnson, 2008). اگر چه که فرایند انحلال نهشته‌های سولفاته بخش هفتم سازند گچساران عمدتا در زون متئوریکی رخ داده، با این وجود مواردی از انحلال انیدریت نیز در اعماق نیز مشاهده شده که سرانجام توسط سیمان انیدریتی نیز پر شده است.

۶- نتیجه گیری

بخش هفتم سازند گچساران در محدوده مورد مطالعه با تغییرات ضخامت چینه‌شناسی۹۵ الی ۱۵۰ متر، از تناوب مارن خاکستری، ژیپس/انیدریت و مقادیر فرعی‌تری سنگ آهک تشکیل شده است. رسوبگذاری این بخش از سازند گچساران همانند دیگر بخش های آن، به طور سیکلیک و متشکل از پاراسکانس‌هایی با روند به سمت بالا کم عمق شونده مشاهده می شود. ساخت رسوبی لایه‌ای تا لامینه‌ای نهشته‌های ژیپس/انیدریت متشکل از نودول‌های ژیپس با جهت یافتگی قائم و نیز محتوی فسیلی نهشته‌های کربناته نشان دهنده رسوبگذاری بخش هفتم سازند گچساران در لاگون‌های کم‌عمق و محیط شور زیرآبی دارد. تبخیری‌های اولیه سولفاته که به صورت ژیپس بوده‌اند، پس از ورود به منطقه دیاژنزی تدفینی و پس از فرایند آبزدایی به نودول‌های انیدریت و متشکل از بافت‌های Microcrystaline، Felted و Lath تبدیل شده‌اند. پس از چین‌خوردگی و قرار گرفتن در منطقه دیاژنز متئوریکی، نودول‌های انیدریتی بر اثر عملکرد آب‌های با شوری کمتر به ژیپس ثانویه با بافت‌های پورفیری تا آلاباسترین تبدیل شده‌اند. انحلال و تشکیل رگه های ژیپس از دیگر محصولات محیط دیازنزی اخیر می باشند.

۷- منابع

- **مطیعی، ه.، ۱۳۷۴**. زمین شناسی نفت زاگرس، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۰۹ صفحه.

-Abdullah, H.G., Collier, R. and Mountney, N., 2021. Variations in carbonate-evaporite shoreline and ramp facies trend: Middle Miocene Fatha Formation, Kurdistan Region, NE Iraq, Journal of African Earth Science. v.184,

-Alsharhan, A.S., and Kendall, C.G.St.C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Arabian Gulf and their ancientan alogues, Earth Science Reviews, v.61, p.191–243

-Babel, M., 2004. Models for evaporite, selenite and gypsum microbialite deposition in ancient saline basins, Acta Geologica Polonica, v. 54, p. 219-249.

-Cen, X.C., and Salad Hersi, O., 2006. Sedimentology, microfacies analysis, and depositional setting of the Late Devonian Duperow Formation, southeastern Saskatchewan; in Summary of Investigations, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Industry Resources, Misc. Rep.4. v.1,18p.

-Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, in W.E. Ham, ed., Classification of Carbonate Rocks: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists, Memoir.1, p.108-121.

-Einsele, G., 2000. Sedimentary Basin, Evolution, Facies, and Sediment Budget. Springer-Verlag Berline Heidelberg, 792 p.

-El Tabakh, M., Utha-Aroon, C., and Schereiber, B.C., 1998. Sedimentology of the Cretaceous Maha Sarakham evaporites in the Khorat Plateau of northeastern Thailand, Sedimentary Geology, v.123, p.31-62.

-Flugel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application, Springer Verlag, New York, 996 p.

-**Forkner, R.M., 2010.** An integrated system for macro-scale anhydrite classification, Geol. Quart., v.54, p.423–430.

-Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: Empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. v.155, p.211-238.

-Holliday, D.W., 1970. The petrology of secondary gypsum rocks, Journal of Sedimentary Petrology, v.40, p.734-744.

-Johnson, K.S., 2008. Evaporite-karst problems and studies in the USA. Environmantal Geology, v.53, p.937-994.

-Kasprzyk, A., 2005. Diagenetic alteration of Badenian sulfate deposits in the Carpathian Foredeep Basin, Southern Poland: process and their succession, Geological Quarterly, v.49, p.305-316.

-Kendall, A.C., 1992. Evaporites, in R.G. Walker, and N.P. James, eds., Facies Models: Responses to sea level change, Geological Association of Canada, p.375–409.

-Lugli, S., 2001. Timing of post-depositional events in the Burano Formation of the Secchia valley (Upper Triassic, Northern Apennines), clues from gypsum-anhydrite transitions and carbonate metasomatism, Sedimentary Geology, v.140, p.107–122

-Machel, H.G., 1985. Fibrous gypsum and fibrous anhydrite in veins, Sedimentology, v.32, p.443–54.

-Maiklem, W.R., Bebout, D.G. and Glaister, R.P.,1969. Classification of anhydrite-a practical approach. Bull. Can. Petrol. Geol., v.17, p.194–233.

-Melvin, J.L., 1991. Evaporates, Petroleum and Mineral Resources, Elsevier Science Publishing Company, 556p.

-Schreiber, B.C., Fridman, G.M., Decima, A. and Schreiber, E., 1976. The depositional environments of the Upper Miocene (Messinian) evaporate deposits of the Sicilian Basin, Sedimentology, v.23, p.729–760

-Schroder, S., Schreiber, B.C., Amthor, J.E. and Matter, A. 2003. A depositional model for terminal Neoproterozoic- Early Cambrian Ara Group evaporites in south Oman. Sedimentology, v.50, p.879–898.

-Testa, G. and Lugli, S., 2000. Gypsum anhydrite transformation in Messinian evaporates of central Tuscany (Italy). Sedimentology Geology, v.130, p.249–268.

-Torres, G., Playa, E., Alias G., Correa, A., Chong, G., and Pueyo, J.J, 2012. Transformaciones texturales y minerales de evaporitas en las facies de los esquistos verdres. Distrito minero Teresa del Colmo (N de Chile). In: VIII Congreso Geologico de Espana. Sociedad Geologica de E spana, Oviedo, Spain, Geo-Temas XIII.

-Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., and Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene- Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali Area. Facies, Springer-Verlag, New York, v.52, p.41-51.

-Warren, J.K. and Kendall, C.G.S.C., 1985. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings; modem and ancient: Bulletin American Association of Petroleum Geologists, v.69, p. 1013-1023.

-**Warren, J.K., 2016**. Evaporites: A Geological Compendium. London, Springer, 1822p.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

مروری بر مدل‌سازی رسوب و آلاینده‌های وابسته به ذرات در آبخوان‌های کارستی

بنفشه اسدی چهاربرج*[۱]، عاطفه رضی [۱]، سیده عاطفه موسوی[۲]

۱ دانشجوی کارشناسی ارشد آب‌های زیرزمینی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۲ دانشجوی دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

*Email: banafsheh.asadi@mail.um.ac.ir

چکیده

آبخوان‌های کارستی منبع حیاتی آب شیرین برای حدود ۲۵ درصد از جمعیت جهان هستند، اما به دلیل ناهمگنی[۶] چند مقایسه و توسعه شبکه‌های مجرایی[۷]، در معرض تهدید جدی آلودگی قرار دارند. در این میان، انتقال رسوبات و آلاینده‌های وابسته به ذرات[۸] نقش تعیین‌کننده‌ای در کیفیت این منابع ایفا می‌کنند. این مقاله به ارائه یک مرور سیستماتیک از مبانی، چالش‌ها و رویکردهای مدل‌سازی این پدیده پیچیده می‌پردازد. با بررسی ساختار دوگانه (Dual Porosity) سیستم‌های کارستی، نشان داده می‌شود که مدل‌های مبتنی بر معادله Advection-Dispersion Equation (ADE) کلاسیک برای شبیه‌سازی رفتار غیرعادی رسوبات که با دنباله‌های سنگین (Heavy Tailing) و خروجی‌های چندگانه (Multi-peaked Breakthrough Curves) در منحنی شکست (Breakthrough Curve) مشخص می‌شود، ناکافی هستند. در عوض، مدل‌های پیشرفته‌تری مانند مدل‌های Mobile-Immobile (MIM)، مدل‌های تبادل جرم چندنرخی (Multi-Rate Mass Transfer - MRMT) و مدل ناحیه ذخیره موقت (Transient Storage Model - TSM) چارچوب بهتری ارائه می‌دهند. یافته‌های میدانی اخیر نشان می‌دهند که الگوهای هیسترزیس (Hysteresis Patterns) در رابطه رسوب - دبی، اطلاعات ارزشمندی درباره منبع رسوب (داخلی در مقابل خارجی) و شرایط اشباع اولیه آبخوان ارائه می‌دهند. این مرور، چالش‌های اصلی از جمله مقیاس‌بندی پارامترها، عدم قطعیت مفهومی، و کمبود داده‌های میدانی با وضوح‌بالا را شناسایی و تحلیل می‌کند. در نهایت، راهکارهای آینده از جمله توسعه مدل‌های یکپارچه واکنشی - رسوبی، ادغام تحلیل هیسترزیس در چارچوب مدل‌سازی، و ضرورت پایش دقیق‌تر برای بهبود قابلیت اطمینان پیش‌بینی‌های مدل پیشنهاد می‌شود.

کلمات کلیدی: هیدروژئولوژی کارست، آلاینده‌های وابسته به ذرات، مدل‌سازی انتقال.

۱- مقدمه

منابع آب کارستی تأمین‌کننده آب شرب برای حدود ۲۵ درصد از جمعیت جهان هستند (Leibundgut, 1998). بااین‌حال، ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی منحصربه‌فرد این سیستم‌ها، از جمله وجود ماتریکس با نفوذپذیری کم و شبکه‌های مجرایی[۹]با نفوذپذیری بالا، آن‌ها را به طور ذاتی در برابر آلودگی آسیب‌پذیر کرده است (Ford & Williams, 2007; Goldscheider & Drew, 2014). در کنار آلاینده‌های محلول، فرآیند انتقال رسوبات و به طور خاص، انتقال تسهیل‌شده توسط ذرات[۱۰] به‌عنوان یک مسیر حیاتی برای جابه‌جایی طیف وسیعی از آلاینده‌ها، از جمله فلزات سنگین، هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای (PAHs) و پاتوژن‌های میکروبی عمل می‌کند (Lan et al., 2018; Schwarz et al., 2011). این ذرات می‌توانند در نواحی راکد[۱۱] یا در ماتریکس سنگ رسوب‌کرده و به‌عنوان یک منبع ثانویه آلودگی در بلندمدت عمل نمایند (Herman et al., 2008). درک صحیح از پویایی رسوبات، شامل شناسایی منابع

---

[۶] Heterogeneity

[۷] Conduit Networks

[۸] Particle-associated Contaminants

[۹] Conduit Networks

[۱۰] Particle-Facilitated Transport

[۱۱] Immobile Zones

رسوب (خارجی در مقابل داخلی) و عوامل کنترل‌کننده زمان و مقدار رسوب تحویل داده شده به چشمه، برای مدیریت مؤثر این منابع حیاتی ضروری است (Bettel et al., 2022). مدل‌سازی عددی این فرآیندها برای پیش‌بینی رفتار آلودگی و تدوین راهبردهای مدیریتی مؤثر نیز ضروری است (Hartmann et al., 2014). بااین‌حال، شبیه‌سازی انتقال رسوبات به دلیل ماهیت گسسته جریان در مجراها، بر همکنش پیچیده بین فازهای متحرک و ساکن، و وابستگی شدید به شرایط هیدرودینامیکی (مانند رویدادهای بارشی)، با چالش‌های منحصربه‌فردی روبرو است (Field, 2002; Göppert & Goldscheider, 2008). هدف این مقاله مروری بر، سنتز دانش فعلی در مورد مکانیسم‌های انتقال رسوبات و آلاینده‌های وابسته در آبخوان‌های کارستی و ارائه یک ارزیابی انتقادی از روش‌ها و چالش‌های مدل‌سازی آن، با ادغام بینش‌های کلیدی از مطالعات میدانی و مدل‌سازی عددی است.

۲- روش مطالعه

این مطالعه به روش مرور سیستماتیک و با اتکای بر مقاله جامع «Çallı et al, 2025» با عنوان " Karst Water Resources in a Changing World " و کلیه منابع ذکرشده در آن انجام شده است. این مقاله پایه، به طور گسترده به اصول انتقال و مدلسازی در کارست پرداخته و بخش‌های متعددی را به انتقال ذرات و رسوبات و مدل‌های قابل اعمال اختصاص داده است. به منظور غنی‌سازی و به‌روزرسانی محتوا، یافته‌های کلیدی از مقاله پژوهشی "Bettel et al, 2022" در مورد انتقال رسوب، هیسترزیس و نقش شرایط اولیه آبخوان نیز به طور نظام‌مند استخراج و در سنتز نهایی ادغام شدند.

استراتژی جستجو و انتخاب منابع: منبع اصلی و هسته این مرور، مقاله Çallı et al, 2025 بوده و کلیه ۲۵۲ مرجع فهرست شده در آن به عنوان منابع بالقوه در نظر گرفته شدند. اطلاعات کلیدی شامل مفاهیم پایه (مکانیسم‌های انتقال و نقش آشفتگی)، طبقه‌بندی مدل‌ها (Lumped، Distributed، Advanced)، معادلات حاکم (مانند ADE، MIM، TSM)، پارامترهای کلیدی و چالش‌های شناسایی‌شده از مقاله پایه و منابع مرتبط آن استخراج، دسته‌بندی و مورد تحلیل کیفی قرار گرفتند. علاوه بر این، داده‌های کیفی و کمی مربوط به منشاء رسوب، روابط هیسترزیس TSS-Q و TSS-EC، و نتایج مدل‌سازی عددی از مقاله Bettel et al, 2022 استخراج گردید.

۳- بحث

اصول و مکانیسم‌های کلیدی انتقال

انتقال رسوبات در سیستم‌های کارستی عمدتاً توسط جریان ترجیحی[۱۲] در مجراهای کارستی کنترل می‌شود. جریان آشفته[۱۳] در این کانال‌ها نه‌تنها باعث انتقال سریع رسوبات معلق می‌شود، بلکه نقش اصلی را در فرآیندهای اختلاط و فرسایش مجدد رسوبات داخلی ایفا می‌کند (Fischer et al., 1979). یک مفهوم کلیدی، انتقال تسهیل شده توسط ذرات است که در آن آلاینده‌ها به سطح ذرات رسوبی جذب شده و همراه با آنان در سیستم جابه‌جا می‌شوند (Massei et al., 2002; Schwarz et al., 2011) . این مکانیسم، تحرک و گسترش آلاینده‌های کم‌محلول را به طور چشمگیری افزایش می‌دهد.

مطالعات میدانی نشان می‌دهد که رسوبات در چشمه‌های کارستی می‌توانند از دو منبع اصلی سرچشمه بگیرند (Bettel et al. 2022):

---

[۱۲] Preferential Flow

[۱۳] Turbulent

۱. منابع خارجی : رسوباتی که از طریق جریان‌های غرق‌شونده[۱۴] و فروچاله‌ها در حین رخدادهای طوفانی وارد سیستم کارستی می‌شوند.

۲. منابع داخلی: رسوباتی که قبلاً در کف کانال‌ها و غارها ته‌نشین شده‌اند و در اثر افزایش تنش برشی سیال ناشی از افزایش دبی، مجدداً به حالت معلق در می‌آیند (Herman et al., 2008).

بر همکنش بین کاندوئیت‌های سریع و ماتریکس کند، یکی از جنبه‌های تعیین‌کننده در رفتار انتقال رسوبات است. رسوبات می‌توانند در ناحیه‌های ذخیره‌ای موقت مانند حفره‌ها، گردابه‌ها و رسوبات کف کانال به‌دام‌افتاده و پس از مدت‌ها، در اثر تغییر شرایط هیدرولیکی (مانند سیلاب) مجدداً به جریان اصلی وارد شوند (Deleu et al. 2023; Dewalde et al., 2018). این پدیده منجر به ظهور منحنی‌های شکست چندگانه و دنباله‌های سنگین می‌شود که نشانه‌ای از رفتار انتقال غیرعادی در این سیستم‌هاست (Berkowitz et al. 2006).

هیسترزیس رسوب و نقش کلیدی شرایط اولیه آبخوان

هیسترزیس[۱۵] رسوب (رابطه غیرخطی و غیر یکتای بین غلظت رسوب و دبی در طول یک رخداد طوفان) یک ابزار تشخیصی ارزشمند برای شناسایی منابع و مسیرهای رسوب است. در سیستم‌های سطحی، الگوی ساعت‌گرد معمولاً نشانه منبع رسوب پروگزیمال و الگوی پادساعت‌گرد نشانه منبع دیستال تفسیر می‌شود (Williams, 1989). بااین‌حال، شواهد قوی از مطالعات کارستی نشان می‌دهد که این تفسیر برای سیستم‌های زیرسطحی معتبر نیست (Bettel et al. 2022) .

در چشمه‌های کارستی فریاتیک (همواره پرآب)، الگوی هیسترزیس عمدتاً توسط شرایط اشباع اولیه آبخوان قبل از طوفان کنترل می‌شود (Bettel et al. 2022):

۱) آبخوان با اشباع اولیه کامل: در این شرایط، جریان سطحی غرق نمی‌شود و رسوب خارجی وارد سیستم نمی‌گردد. افزایش دبی در چشمه صرفاً باعث فرسایش و انتقال رسوبات داخلی کف غار می‌شود که رابطه‌ای مستقیم با تنش برشی دارد. در این حالت، پالس مشخصی در غلظت رسوب مشاهده نمی‌شود و هیسترزیس بارزی شکل نمی‌گیرد.

۲) آبخوان با اشباع اولیه جزئی: در این حالت، رسوبات خارجی وارد سیستم می‌شوند. آب نسبتاً تمیز ذخیره‌شده در آبخوان ابتدا به سمت چشمه رانده می‌شود و باعث ایجاد پیک دبی می‌گردد. پالس رسوبات با تاخیر به چشمه می‌رسد که منجر به تشکیل هیسترزیس پادساعتگرد می‌شود. این الگو در مطالعات میدانی متعددی از چشمه‌های کارستی در اروپا و آمریکای شمالی به عنوان رایج‌ترین الگو گزارش شده است (Bettel et al, 2022).

۳) آبخوان با اشباع اولیه بسیار کم: در این شرایط، پالس رسوبات خارجی به سرعت و قبل از پر شدن آبخوان و رسیدن به پیک دبی، به چشمه می‌رسند که منجر به تشکیل هیسترزیس ساعتگرد می‌شود.

بنابراین، الگوی هیسترزیس در کارست بیشتر یک نشانگر پویایی ذخیره آبخوان و اتصال هیدرولوژیکی است تا فاصله فیزیکی منبع رسوب. این یافته پیامدهای مهمی برای مدل‌سازی دارد، چرا که نشان می‌دهد مدل‌ها باید بتوانند وضعیت اشباع اولیه آبخوان را به طور صریح در نظر بگیرند.

طبقه‌بندی و ارزیابی مدل‌های انتقال

---

[۱۴] Sinking Streams

[۱۵] Hysteresis

مدل‌های شبیه‌سازی انتقال در کارست را می‌توان به دودسته کلی (LTMs[۱۶]) و (ATMs[۱۷]) تقسیم‌بندی کرد (Calli et al, 2025).
مدل‌های توده‌ای (LTMs): این مدل‌ها مانند (LPM[۱۸]) و (CIMM[۱۹]) که برای انتقال محلول به کار می‌روند، برای رسوبات معمولاً ساده‌تر عمل می‌کنند و عمدتاً بر پایه توابع انتقال و توزیع زمان سکونت کار می‌کنند (Maloszewski and Zuber, 1982) اگرچه این مدل‌ها برای داده‌های محدود مفید هستند، اما قادر به توصیف دقیق فیزیک پیچیده بر همکنش رسوب - سیال و ناحیه‌های ذخیره‌ای نیستند.
مدل‌های پیشرفته (ATMs): این مدل‌ها برای شبیه‌سازی رفتار غیرعادی انتقال رسوبات مناسب‌تر هستند.
مدل‌های تبادل جرم چندنرخی (MRMT[۲۰]) و (MIM[۲۱]) : این مدل‌ها دامنه جریان را به یک ناحیه متحرک (کاندوئیت) و یک یا چند ناحیه ساکن (ماتریکس، حفره‌ها، رسوبات) تقسیم می‌کنند (Haggerty and Gorelick, 1995) تبادل رسوب بین این نواحی معمولاً با یک ضریب تبادل جرم درجه اول(ω) مدل می‌شود. معادلات ۱a و ۱b می‌تواند پدیده ذخیره و رهاسازی تدریجی رسوبات را شبیه‌سازی کند.

$$\beta\frac{\partial C_m}{\partial t}+(1-\beta)\frac{\partial C_{im}}{\partial t}=D_m\frac{\partial^2 C_m}{\partial x^2}-\upsilon_m\frac{\partial C_m}{\partial x} \qquad (۱a)$$

$$\frac{\partial C_{im}}{\partial t}=\omega(C_m-C_{im}) \qquad (۱b)$$

مدل ناحیه ذخیره موقت (TSM[۲۲]): این مدل که برای رودخانه‌های سطحی توسعه یافت، برای کارست نیز اعمال شده است (Dewalde et al., 2016).در این مدل، انتقال در کانال اصلی (کاندوئیت) با معادله ADE و تبادل با ناحیه ذخیره (مانند رسوبات کف یا ماتریکس) با یک معادله دیگر توصیف می‌شود(معادله ۲a و ۲b). این مدل برای شبیه‌سازی BTCهای چندقلویی ناشی از وجود حوضچه‌های کارستی مفید است.

$$\frac{\partial C}{\partial t}=-\frac{Q}{A}\frac{\partial C}{\partial x}+\frac{1}{A}\frac{\partial}{\partial x}\left(AD_L\frac{\partial C}{\partial x}\right)+\alpha(C_s-C) \qquad (۲a)$$

$$\frac{\partial C_s}{\partial x}=\alpha\frac{A}{A_s}(C-C_s) \qquad (۲b)$$

---

[۱۶] Lumped Transport Models
[۱۷] Advance Transport Models
[۱۸] Lumped Parameter Models
[۱۹] Complete Instantaneous Mixing Models
[۲۰] Multi-Rate Mass Transfer
[۲۱] Mobile-Immobile Models
[۲۲] Transient Storage Model

مدل‌های پیچیده‌تر: برای سیستم‌های با پیچیدگی بیشتر، مدل‌هایی مانند مدل دوگانه (DADE [۲۳]) برای شبیه‌سازی برهمکنش بین دو مجرای موازی (Field & Leij, 2012) و مدل دامنه ناهمگن دوگانه (DHDM[۲۴]) که ترکیبی از MRMT و مشتقات کسری (Fractional Derivatives) است، توسعه یافته‌اند (Yin et al., 2022)

مدل‌سازی فرسایش فلویال[۲۵] برای رسوبات داخلی نیز مورد توجه است. معادله ۳ که نرخ فرسایش را به تنش برشی سیال مرتبط می‌کند، می‌تواند برای شبیه‌سازی انتقال رسوبات داخلی در غارها، به ویژه در شرایطی که آبخوان از قبل اشباع است، به کار رود (Bettel et al., 2022).

$$\varepsilon = A_{eff} k_d \left(\tau_f - \tau_c\right)^M \qquad (۳)$$

چالش‌های اصلی در مدل‌سازی

۱) مقیاس‌بندی پارامترها: پارامترهای کلیدی مانند ضریب تبادل جرم (ω) و ضریب توزیع (Kd) که از آزمایش‌های آزمایشگاهی یا مقیاس کوچک(مثلاً آزمایش ردیاب) به دست می‌آیند،که اغلب در مقیاس آبخوان قابل تعمیم نیستند (Faulkner et al. 2009; Stockmann et al. 2017). این پارامترها می‌توانند در مقیاس‌های مختلف، و بزرگتر تغییر کنند.

۲) عدم قطعیت مفهومی و پارامتری: ناشناخته بودن هندسه دقیق شبکه کاندوئیت و ویژگی‌های هیدرولیکی آن، منجر به غیریکتایی[۲۶] در جواب مدل‌ها و معضل هم‌پایانی[۲۷] می‌شود (Beven, 2006). به این معنی که چندین مجموعه پارامتر و حتی ساختار مفهومی متفاوت می‌توانند برازش مشابهی با داده‌های مشاهداتی ارائه دهند (شکل ۱).

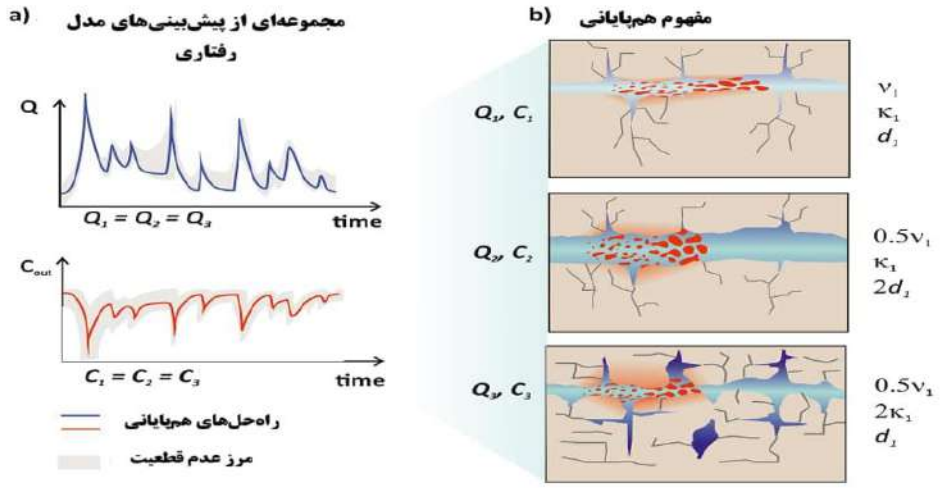
۳) کمبود داده با وضوح بالا: پایش بلندمدت و با فرکانس بالا از غلظت رسوبات، دبی و پارامترهای کیفی مانند هدایت الکتریکی (EC) برای واسنجی و اعتبارسنجی مدل‌ها ضروری اما بسیار پرهزینه و پیچیده است (Jukić et al., 2022).

۴) شبیه‌سازی فرآیندهای واکنشی: هنگامی که رسوبات نه تنها به عنوان حامل، بلکه به عنوان محیطی برای واکنش‌های زیست‌شیمیایی (مانند تجزیه میکروبی) یا شیمیایی (مانند جذب/واجذب غیرخطی) عمل می‌کنند، پیچیدگی مدل‌سازی به طور تصاعدی افزایش می‌یابد (Xiong et al., 2021). مدلسازی این فرآیندها نیازمند معرفی پارامترهای واکنشی بیشتر و تشدید چالش مقیاس‌بندی است.

---

[۲۳] Dual-Advection Dispersion Model
[۲۴] Dual Heterogeneous Domain Model
[۲۵] Fluvial Erosion Modeling
[۲۶] Non-Uniqueness
[۲۷] Equifinality

۵) ادغام کنترل‌کننده‌های هیدرولوژیکی: یکی از چالش‌های مهم، گنجاندن نقش شرایط اولیه اشباع آبخوان به عنوان یک عامل کنترل‌کننده کلیدی در مدل‌های انتقال رسوبات است. اکثر مدل‌های موجود به صراحت این عامل را در نظر نمی‌گیرند.



شکل۱- شرح نتایج کالیبراسیون مدل برای مدل انتقال کارست بر اساس مفهوم هم پایانی مدل، هم در پیش‌بینی‌های مدل و هم در پارامترهای مدل. (a) کالیبراسیون یک مدل انتقال کارست با شبیه‌سازی‌های هم پایانی در محدوده مشخصی از عدم قطعیت (که به صورت مجموعه‌ای از شبیه‌سازی‌های رفتاری با ناحیه سایه‌دار نشان‌داده‌شده است) به پایان رسید، (b) شرح (فرضی) مفهوم هم پایانی در پارامترهای مدل انتقال کارست حاصل از راه‌حل‌های هم پایانی همان‌طور که در پنل (a) نشان‌داده‌شده است. در اینجا، چندین مجموعه پارامتر ممکن، پاسخ‌های هیدرولوژیکی (یعنی دبی چشمه، Q) و فیزیکوشیمیایی (غلظت املاح، C) را باتوجه‌به معیار کالیبراسیون (انتخاب شده) به طور یکسان ارائه می‌دهند. در نتایج مدل هم پایانی، یافتن "بهترین" یا "قابل قبول‌ترین" راه‌حل لزوماً امکان‌پذیر نیست و از این رو نتایج ممکن است گمراه‌کننده باشند. در شکل، حروف اختصاری عبارتند از v (خروجی ۱) و d (سطح مقطع)(Çallı et al., 2025).

۴- نتیجه گیری

مدل‌سازی انتقال رسوبات در منابع آب کارستی یک زمینه پژوهشی پیچیده و چالش‌برانگیز است که در تقاطع هیدرولوژی، هیدرولیک و ژئوشیمی قرار دارد. اگرچه مدل‌های پیشرفته‌ای (ATMs) مانند MRMT و TSM چارچوب مناسبی برای شبیه‌سازی این پدیده ارائه می‌دهند، اما موفقیت آن‌ها در گرو غلبه بر چالش‌های عمده زیر است:

۱) جمع‌آوری داده‌های میدانی با کیفیت و وضوح بالا از غلظت رسوبات و آلاینده‌های مرتبط تحت شرایط هیدرولوژیکی مختلف.

۲) توسعه روش‌های بهینه برای مقیاس‌بندی پارامترها از مقیاس آزمایشگاهی به مقیاس صحرایی.

۳) ادغام بهتر فرآیندهای واکنشی (شیمیایی و زیست‌شیمیایی) در مدل‌های انتقال رسوبات.

۴) کاربرد رویکردهای عدم قطعیت برای کمی کردن قابلیت اطمینان پیش‌بینی‌های مدل.

پیش‌بینی رفتار انتقال رسوبات نه تنها برای ارزیابی ریسک آلودگی، بلکه برای مدیریت بهینه منابع آب کارستی در برابر تغییرات اقلیمی و فشارهای تروپوژنیک حیاتی است. حرکت به سمت توسعه مدل‌های یکپارچه واکنشی-رسوبی که بتوانند برهمکنش‌های پیچیده بین فازهای جامد و مایع را در مقیاس‌های مختلف کنند، به عنوان یک جهت‌گیری کلیدی برای تحقیقات آینده پیشنهاد می‌شود.

۵- منابع

1) **Beven, K. (2006).** A manifesto for the equifinality thesis. Journal of Hydrology.
2) **Berkowitz, B., Cortis, A., Dentz, M., & Scher, H. (2006).** Modeling non-Fickian transport in geological formations as a continuous time random walk. Reviews of Geophysics.
3) **Bettel, L., Fox, J., Husic, A., Zhu, J., Al Aamery, N., Mahoney, T., & Gold-McCoy, A. (2022).** Sediment transport investigation in a karst aquifer hypothesizes controls on internal versus external sediment origin and saturation impact on hysteresis. Journal of Hydrology, 613, 128391.
4) **Çallı, K. O., et al. (2025).** Karst water resources in a changing world: Review of solute transport modeling approaches. Reviews of Geophysics.
5) **Deleu, R., et al. (2023).** Multi-peaked breakthrough curves in karstic rivers: Effects of a diffluence-confluence system. Hydrogeology Journal.
6) **Dewalde, L., et al. (2016**). Solute transport in heterogeneous karst systems: Dimensioning and estimation of the transport parameters via multi-sampling tracer-tests modelling using the OTIS program. Journal of Hydrology.
7) Faulkner, J., et al. (2009). Laboratory analog and numerical study of groundwater flow and solute transport in a karst aquifer with conduit and matrix domains. Journal of Contaminant Hydrology.
8) **Field, M. S., & Leij, F. J. (2012).** Solute transport in solution conduits exhibiting multi-peaked breakthrough curves. Journal of Hydrology.
9) **Fischer, H. B., et al. (1979).** Mixing in inland and coastal waters.
10) **Ford, D., & Williams, P. D. (2007).** Karst hydrogeology and geomorphology.
11) **Göppert, N., & Goldscheider, N. (2008).** Solute and colloid transport in karst conduits under low-and high-flow conditions. Groundwater.
12) **Goldscheider, N., & Drew, D. (Eds.) (2014).** Methods in karst hydrogeology.
13) **Haggerty, R., & Gorelick, S. M. (1995).** Multiple-rate mass transfer for modeling diffusion and surface reactions in media with pore-scale heterogeneity. Water Resources Research.
14) **Hartmann, A., Goldscheider, N., Wagener, T., Lange, J., & Weiler, M. (2014).** Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. Reviews of Geophysics, 52(3), 218–242.
15) **Herman, E. K., Toran, L., & White, W. B. (2008).** Threshold events in spring discharge: Evidence from sediment and continuous water level measurement. Journal of Hydrology, 351 (1-2), 98-106.
16) **Jukić, D., Denić-Jukić, V., & Kadić, A. (2022).** Temporal and spatial characterization of sediment transport through a karst aquifer by means of time series analysis. Journal of Hydrology.
17) **Leibundgut, C. (1998).** Vulnerability of karst aquifers. In Karst Hydrology (pp. 45–60).
18) **Lan, J., Sun, Y., & Yuan, D. (2018).** Transport of polycyclic aromatic hydrocarbons in a highly vulnerable karst underground river system of southwest China. Environmental Science and Pollution Research, 25(34), 34519–34530.
19) **Maloszewski, P., & Zuber, A. (1982).** Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers. Journal of Hydrology.
20) **Massei, N., Lacroix, M., Wang, H. Q., Mahler, B. J., & Dupont, J. P. (2002).** Transport of suspended solids from a karstic to an alluvial aquifer: The role of the karst/alluvium interface. Journal of Hydrology, 260(1–4), 88–101.
21) Schwarz, K., Gocht, T., & Grathwohl, P. (2011). Transport of polycyclic aromatic hydrocarbons in highly vulnerable karst systems. Environ- mental Pollution, 159(1), 133–139.
22) **Stevanovic, Z. (2019).** Karst waters in potable water supply. Encyclopedia of Caves.
23) **Stockmann, M., Schikora, J., Becker, D. A., Flügge, J., Noseck, U., & Brendler, V. (2017).** Smart Kd-values, their uncertainties and sensitivities-Applying a new approach for realistic distribution coefficients in geochemical modeling of complex systems. Chemosphere, 187, 277–285.
24) **White, W. B. (2002).** Karst hydrology: recent developments and open questions. Engineering Geology, 65 (2-3), 85-105.

25) **Williams, G.P. (1989).** Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. Journal of Hydrology, 111 (1-4), 89-106.

26) **Xiong, Y., Hou, Z., Tan, X., Luo, J., Yue, Y., & Wu, K. (2021).** Constraining fluid-rock interactions during eogenetic karst and their impacts on carbonate reservoirs: Insights from reactive transport modeling. Applied Geochemistry, 131, 105050.

27) **Yin, M., Ma, R., Zhang, Y., Chen, K., Guo, Z., & Zheng, C. (2022).** A dual heterogeneous domain model for upscaling anomalous transport with multi-peaks in heterogeneous aquifers. Water Resources Research, 58(4), e2021WR031128.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

اکتشاف منابع آهن و کرم پلاسری در مخروط افکنه منطقه عشین، غرب انارک

کاوه کیوان پور*[۱]، محمدعلی صالحی [۲]، قدرت ترابی[۳]، میثم تدین[۴]

۱- کارشناس ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۳- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۴- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

*Email: keyvanpoorkaveh@gmail.com

چکیده

رسوبات مخروط‌افکنه‌ای جنوب عشین با وسعت ۲۰۰ کیلومتر مربع برای بررسی ویژگی‌های رسوب‌شناسی و منشأ نهشته‌های مغناطیسی مورد مطالعه قرار گرفته است که در مرحله نخست، با تحلیل نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای Landsat 9 ، Sentinel-2 و Aster و به‌کارگیری نسبت‌های باندی مؤثر، مناطق مستعد تمرکز کانی‌های مگنتیت، هماتیت و کروم اسپینل شناسایی و ۲۸ نقطه امیدبخش معرفی شد. تلفیق داده‌های ماهواره‌ای با نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی و شبکه آبراهه‌ها، شناخت بهتری از ساختار، دینامیک رسوبگذاری و مسیر انتقال رسوبات فراهم کرد و محیط رسوبی مخروط‌افکنه با سه بخش بالایی، میانی و بیرونی و همچنین پهنه‌های گِلی گرم و خشک را نشان داد. منشأ اصلی آبرفت‌ها توده‌های افیولیتی عشین می باشد. طی بررسی‌های صحرایی، ۲۹ نمونه برداشت و در آزمایشگاه آنالیز دانه‌بندی با روش الک خشک (مش ۵ تا ۲۳۰) انجام شد که تنوع اندازه رسوبات از ماسه گراولی تا ماسه ریز و تأثیر محیط‌های کم‌انرژی و پُرانرژی را نشان داد. بررسی کانی‌های سنگین بیانگر فراوانی مگنتیت، هماتیت و کروم و تمرکز بالای رسوبات مغناطیسی در نمونه‌های A14، A12، A24 و A13 است. همچنین مقاطع نازک صیقلی در شش بازه دانه‌بندی، وجود مگنتیت، هماتیت و کروم‌اسپینل و پتانسیل اقتصادی نهشته‌ها را تأیید می‌کند.

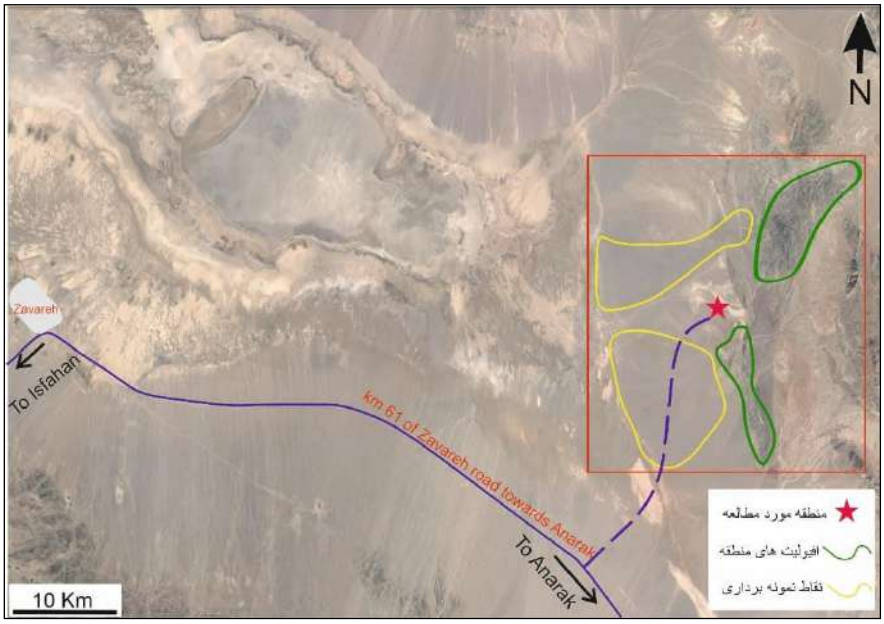
کلمات کلیدی: مخروط افکنه، رسوب شناسی، سنجش از دور، پتروگرافی، خاستگاه، آهن پلاسری، کروم اسپینل، افیولیت عشین.

۱- مقدمه

کانسارهای پلاسری در محیط‌های حدواسط و دریایی از جمله مخروط‌افکنه‌ها، رودخانه‌ها، محیط‌های بادی و دریاچه‌ای تشکیل می‌شوند (شهاب‌پور، ۱۳۸۴؛ امینی، ۱۳۹۷). تشکیل این نهشته‌ها ناشی از فرسایش و تخریب سنگ‌های منشأ و انتقال ذرات سنگین به بخش‌های خاص محیط رسوبی هستند و ویژگی‌هایی چون محیط رسوبی، مکانیزم حمل و نقل، پایداری شیمیایی و چگالی ویژه کانی‌ها در تمرکز آن‌ها مؤثر است. منطقه مورد مطالعه در شمال غرب شهرستان انارک، استان اصفهان، واقع شده و سنگ‌های فوق‌بازیک آن، منشأ احتمالی کانسارهای پلاسری آهن و کروم هستند. مطالعات زمین‌شناسی و پردازش تصاویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده پتانسیل بالای تجمع کانی‌های پلاسری در این منطقه است (Eskandari et al., 2023 ؛ فتحی، ۱۴۰۲). این منطقه از طریق جاده‌های اصفهان–نایین و زواره–انارک قابل دسترسی می‌باشد (شکل ۱). هدف از این پژوهش آنست که با اتکا بر ترکیب روش‌های دورسنجی، مطالعات صحرایی و تحلیل‌های آزمایشگاهی، ابتدا مناطق مستعد انباشت کانی‌های پلاسری شناسایی شده و سپس با تفکیک رخساره‌ها و زیرمحیط‌های رسوبی مخروط‌افکنه، شناسایی و بررسی پتروگرافی کانی‌های سنگین، مقایسه کانی‌شناسی رسوبات عهد حاضر با سنگ‌های منشأ احتمالی و تبیین نوع هوازدگی و الگوهای حمل‌ونقل، ارتباط میان تمرکز کانسارهای پلاسری و ویژگی‌های محیط رسوبی مورد ارزیابی قرار گیرد.

۲- روش مطالعه

در این پژوهش از مطالعات دورسنجی و آنالیز تصاویر ماهواره‌های Landsat 9 ، ASTER و Sentinel-2 و با استفاده از نسبت‌های باندی مناطق مستعد کانسارهای پلاسری شناسایی شدند (Eskandari et al., 2023). در مطالعات صحرایی ضمن بررسی رخساره‌های صحرایی، نمونه‌های رسوب آبرفتی از مخروط‌افکنه از بخش‌های نزدیک و دور منشأ انتخاب و به وزن میانگین ۱۰ کیلوگرم برداشت شده است. آنالیز دانه‌بندی نمونه‌ها با استفاده از الک‌های استاندارد و روش(1922) Wentworth دانه‌بندی و پارامترهای آماری با روش‌های (1980) Folk محاسبه شده اند. همچنین از ده نمونه منتخب در شش رده از اندازه رسوبات دانه بندی شده مقاطع نازک صیقلی تهیه شد و در مطالعات پتروگرافی، با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان نوری و انعکاسی نوع کانی شناسی رسوبات مغناطیس‌پذیر مشخص شده است.



شکل۱- نقشه راه‌های دسترسی به منطقه (جنوب عشین) در جنوب غرب انارک. محدوده منطقه مورد مطالعه بر روی شکل نشان داده شده است.

۳- نتایج

۳-۱- مطالعات دورسنجی

بهره‌گیری از تصاویر ماهواره‌ای Sentinel-2 و Landsat 9 با استفاده از نسبت‌های باندی مؤثر همچون B6/B5 ، B5/B7+B2 و B9/B8*B2/B7، منجر به شناسایی ۲۸ نقطه پتانسیل‌دار از منظر تمرکز کانی‌های آهن‌دار نظیر مگنتیت، هماتیت، و اکسیدهای آهن دو و سه ظرفیتی گردید. تلفیق این اطلاعات با نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی و شبکه آبراهه‌ها، امکان تحلیل دقیق‌تری از دینامیک رسوب‌گذاری در مخروط‌افکنه عشین را فراهم ساخته است (شکل۲).

۳-۲- محیط و رخساره های رسوبی

محیط مخروط‌افکنه‌ای منطقه، تحت تأثیر جریان‌های رودخانه‌ای و جریان‌های خرده‌دار، به‌ویژه در شرایط خشک و نیمه‌خشک، رسوبات درشت‌دانه با جورشدگی متغیر از ماسه، گراول و سیلت را ته‌نشین می‌کند. مطالعات صحرایی در جنوب ارتفاعات عشین وجود دو مخروط‌افکنه بزرگ با پلایای پایین‌دست، دارای طول حدود ۱۰ کیلومتر و عرض ۲ تا ۷ کیلومتر و اختلاف ارتفاع ۳۰۰ متر

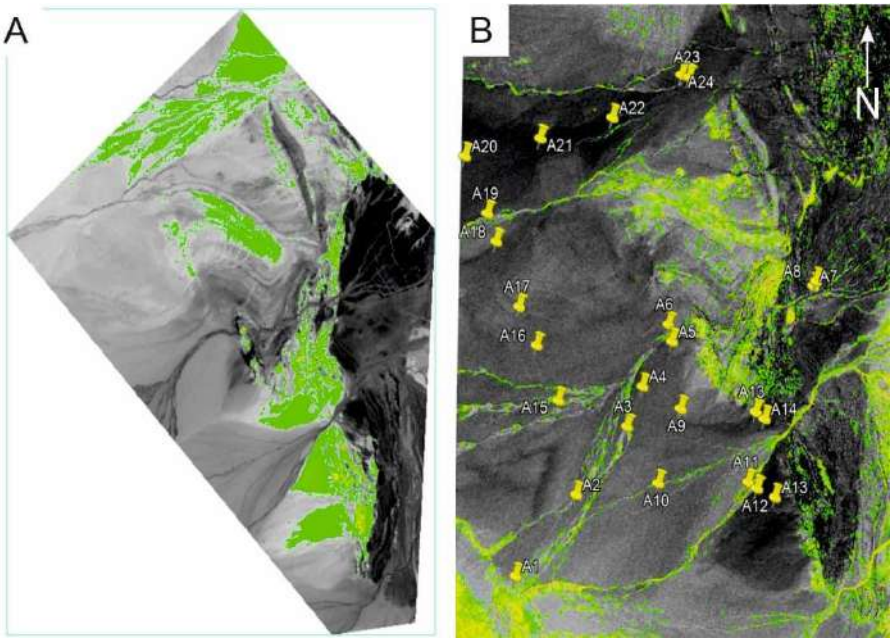
را تأیید کرد و شش رخساره رسوبی شامل رخساره‌های گراولی(Gcm, Gt, Gh) ، ماسه‌ای (Sm, Ss) و گلی (Fm) در آن‌ها شناسایی شد. این رخساره‌ها بیانگر تغییرات انرژی از جریانات آشفته و کانالی تا حالات کم‌انرژی هستند. در طی مطالعات صحرایی نمونه‌برداری ۲۹ نمونه رسوبات آبراهه‌ای از عمق حداکثر ۵۰ سانتی‌متر انجام شد که در سه بخش فوقانی، میانی و خارجی مخروط‌افکنه نشان داد که توزیع کانی‌های سنگین مستقیماً تابع انرژی محیط و شیب توپوگرافی است و این الگو با کاهش پیوسته اندازه ذرات از بالادست به پایین‌دست سازگار می‌باشد (شکل ۳ ئو ۴)

۳-۳- آنالیز دانه‌بندی

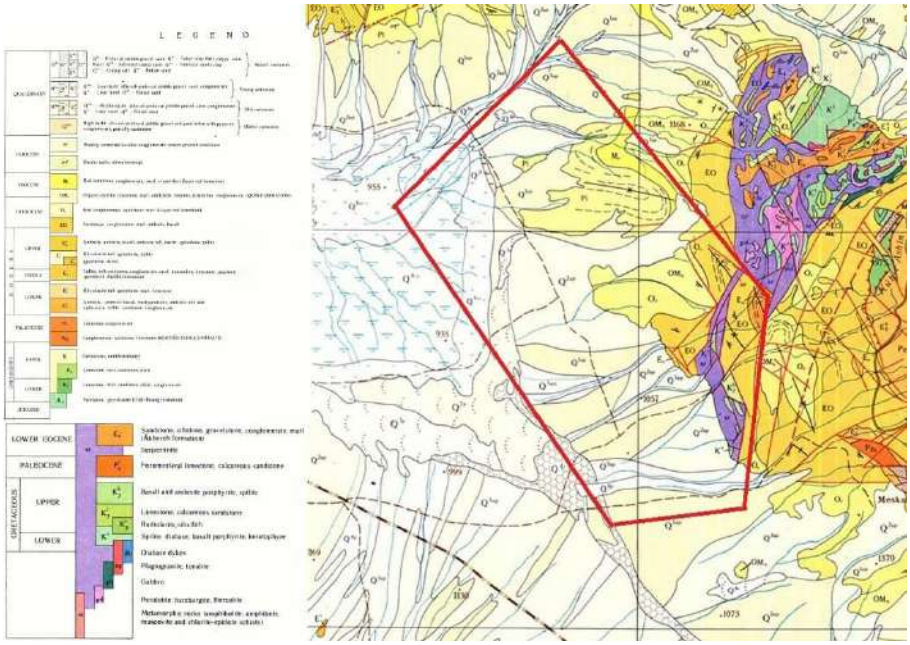
نتایج حاصل از آنالیز دانه‌بندی و پارامترهای آماری رسوبات در جنوب عشین نشان‌دهنده بازتاب روشن ویژگی‌های رسوب‌شناسی و تغییرات انرژی در بخش‌های بالایی، میانی و بیرونی مخروط‌افکنه است. داده‌های به‌دست‌آمده از روش‌های لحظه‌ای و ترسیمی نشان می‌دهد که میانگین اندازه ذرات بین ۰/۰۶ تا ۰/۳۷ فی بوده و رسوبات عمدتاً ماسه‌ای با جورشدگی ضعیف تا متوسط هستند؛ ویژگی‌هایی که بیانگر حضور ذرات با اندازه‌های متفاوت و تأثیر شرایط متغیر محیطی است. کج‌شدگی بین ۱/۱۲– تا ۰/۵۸ نشان‌دهنده نقش هم‌زمان محیط‌های پرانرژی و کم‌انرژی و کشیدگی کمتر از ۳ نیز تأییدکننده تنوع نسبی اندازه ذرات می‌باشد. بر اساس مثلث فولک، رسوبات در گروه‌های ماسه گراولی، ماسه با کمی گراول و ماسه قرار می‌گیرند که فراوانی بیشتر دو گروه نخست، نقش نوسانات انرژی محیط را برجسته می‌سازد (شکل۵). بیشترین مقدار کانی‌های مغناطیسی در نمونه‌های A14 ، A24،A12 و A13 مشاهده شد و روند تغییر اندازه دانه‌ها از درشت‌دانه در بخش بالادست (Upper Fan) به متوسط در بخش میانی (Middle Fan) و ریزدانه در بخش بیرونی (Outer Fan) نشان‌دهنده کنترل مستقیم انرژی جریان است.

۳-۴- پتروگرافی

مطالعات پتروگرافی نشان داد که کانی‌های سنگین شامل مگنتیت، هماتیت و کروم اسپینل با منشأیی عمدتاً افیولیتی از توده اولترامافیک عشین، تحت فرسایش مکانیکی و انتقال هیدرودینامیکی به پایین‌دست منتقل شده‌اند. در این مقاطع، بافت‌های مارتیتی و مش در مگنتیت، حضور هماتیت و گوئتیت در حاشیه بلورها و تغییر رنگ به طیف‌های قرمز، زرد و قهوه‌ای، همگی بیانگر دگرسانی سوپرژن و اکسیداسیون سطحی هستند. کروم اسپینل‌ها با رنگ‌های قرمز خونی تا قهوه‌ای و مورفولوژی از یوهدرال تا نیمه‌یوهدرال، شاخص منشأ سنگی از دونیت تا هارزبورژیت‌اند؛ درحالی‌که حضور بافت‌های مش و بستیت ناشی از سرپانتینیزاسیون الیوین و ارتوپیروکسن، منشأ اولترابازیک رسوبات را تقویت می‌کنند. بخش دیگری از مگنتیت‌های ریزدانه نیز حاصل دگرسانی کانی‌های سیلیکاته مانند الیوین و ارتوپیروکسن است. ترکیب کانی‌شناسی شامل مگنتیت، هماتیت، کروم اسپینل و الیوین و همچنین شواهد دگرسانی و هوازدگی، وجود سنگ منشأ مناسب، انتقال مؤثر، محیط رسوبی چندبخشی و دیاژنز محدود، همگی نشان‌دهنده پتانسیل اقتصادی بالای این نهشته‌ها برای کانسارهای پلاسری آهن و کروم و امکان ارائه یک مدل ژنتیکی جامع برای تکوین این کانسارها در سیستم مخروط‌افکنه جنوب عشین است (شکل۶).

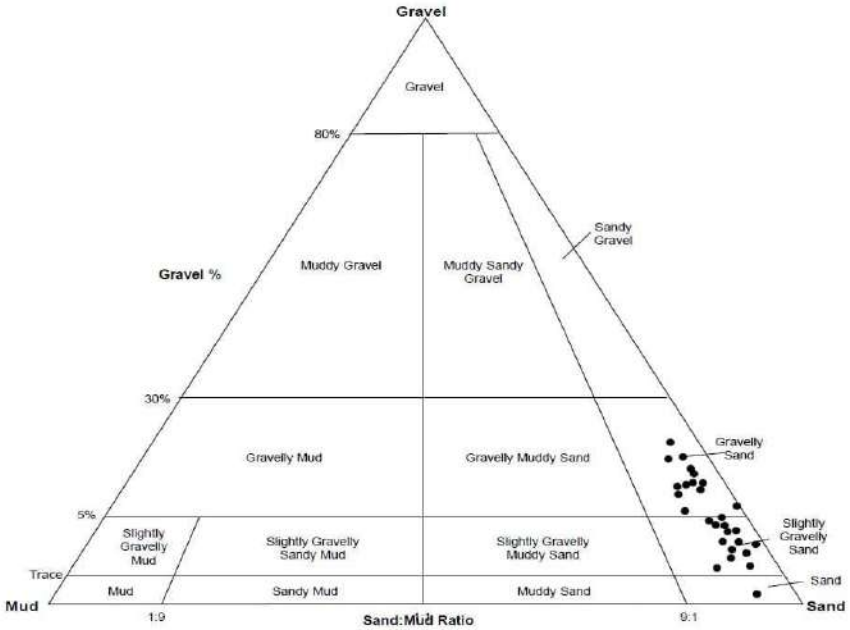


شکل۲- نمونه آنالیز تصاویر ماهوارای (A) و نقاط مشخص شده جهت نمونه برداری (B)

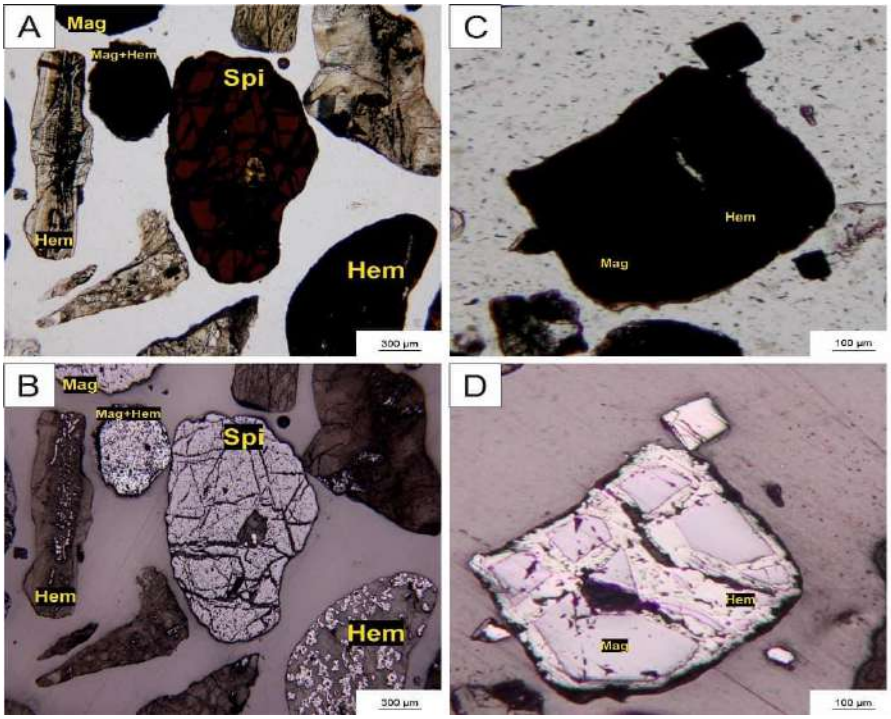


شکل۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه عشین (جنوب غرب انارک) و منطقه مورد مطالعه

شکل۴- تصویر ماهواره‌ای از مخروط افکنه‌های منطقه و تفکیک زیر محیط‌های آنها (A) و تصاویر صحرایی رخساره‌های شناسایی شده در منطقه (B-C)



شکل۵ - ترسیم داده‌های آنالیز دانه بندی نمونه‌های مورد مطالعه در طبقه بندی رسوبات بر اساس اندازه ذرات تشکیل دهنده آنها



شکل۶- تصاویر پتروگرافی کانی‌های شناسایی شده در مقاطع مورد مطالعه (A-B-C) در زیر نورهای Xpl-Ppl و انعکاسی و بافت مارتیتی (D-E-F)

۴-بحث

نتایج حاصل از پردازش داده‌های ماهواره‌ای Sentinel-2 و Landsat-9 نشان می‌دهد که استفاده از نسبت‌های باندی، ابزار مؤثری برای تفکیک واحدهای سنگی و شناسایی نواحی مستعد تمرکز کانی‌های آهن‌دار در جنوب عشین بوده است. تلفیق این داده‌ها با نقشه‌های زمین‌شناسی، مدل توپوگرافی و شبکه آبراهه‌ها، درک دقیق‌تری از پویایی جریان‌ها و کنترل زمین‌ساختی- ژئومورفولوژیک بر انتقال و تمرکز رسوبات پلاسری فراهم کرده است.

مطالعات صحرایی و بررسی رخساره‌های رسوبی نشان می‌دهد که مخروط‌افکنه‌های منطقه شامل سه زیربخش بالادست، میانی و پایین‌دست هستند که هر یک ویژگی‌های لیتولوژیکی و انرژی رسوبی متفاوتی دارند. حضور رخساره‌های گراولی، ماسه‌ای و گلی، نشان‌دهنده تغییرات مداوم انرژی جریان از نواحی پرانرژی کانالی تا محیط‌های کم‌انرژی حاشیه‌ای و پلایایی است.

بررسی دانه‌بندی و پارامترهای آماری رسوبات نشان می‌دهد که مواد رسوبی عمدتاً ماسه‌ای با میانگین اندازه ذرات ریز تا متوسط بوده و جورشدگی ضعیف تا متوسط بازتاب‌دهنده نوسانات انرژی در سیستم مخروط‌افکنه‌ای است. تغییرات کج‌شدگی و کشیدگی نیز بیانگر تأثیر هم‌زمان فرآیندهای پرانرژی و کم‌انرژی در انتقال و نهشته‌گذاری رسوبات می‌باشد. براساس مثلث فولک، رسوبات عمدتاً در طبقه ماسه گراولی و ماسه با کمی گراول قرار می‌گیرند که با ماهیت جریان‌های ناپایدار و بار رسوبی مختلط سازگار است.

تمرکز کانی‌های سنگین در نقاط مختلف مخروط‌افکنه با انرژی جریان همبستگی مستقیم دارد؛ به‌طوری‌که دانه‌های درشت‌تر مغناطیسی در بخش بالادست و دانه‌های ریزتر در بخش‌های میانی و پایین‌دست تجمع یافته‌اند. مطالعات کانی‌شناسی نشان می‌دهد که حضور مگنتیت، هماتیت و کروم اسپینل همراه با باطله‌هایی نظیر کوارتز و فلدسپات، منشأ مافیک تا اولترامافیک رسوبات را تأیید

می‌کند. بافت‌های مارتیتی و اکسیداسیون گسترده مگنتیت نیز بیانگر دگرسانی سوپرژن و شرایط رسوب‌گذاری اکسیدکننده است. تبدیل کروم اسپینل و الیوین به فازهای ثانویه حاوی آهن نیز نقش مهمی در غنی‌سازی ثانویه کانی‌های مغناطیسی داشته است.
مجموع داده‌های ژئومورفولوژیک، رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی نشان می‌دهد که منطقه جنوب عشین دارای پتانسیل قابل‌توجهی برای تشکیل نهشته‌های پلاسری آهن و کروم بوده و کنترل آبراهه‌ها، تغییرات انرژی جریان و منشأ افیولیتی سنگ مادر، نقش اصلی را در تمرکز این کانی‌ها ایفا کرده‌اند.

۵- نتیجه گیری

تحلیل داده‌های ماهواره‌ای با تکنیک‌های سنجش از دور، توانایی بالایی در شناسایی مناطق مستعد حضور کانی‌هایی مانند هماتیت و مگنتیت نشان داد. استفاده از این روش و تهیه نقشه‌های آبراهه‌ها، درک بهتری از پویایی جریان‌ها و فرآیندهای رسوب‌گذاری فراهم کرد و در کنار نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی، به تعیین نقاط مستعد کانسارهای پلاسری کمک نمود. بررسی‌های صحرایی در جنوب عشین نشان داد که مخروط‌افکنه‌های اصلی منطقه شامل بخش‌های بالادست، میانی و پایین‌دست با رخساره‌های گراولی، ماسه‌ای و گلی هستند که تحت تأثیر شرایط زمین‌ساختی، اقلیمی و هیدرودینامیکی شکل گرفته‌اند و بیانگر تغییرات انرژی جریان از محیط‌های کانالی تا نواحی کم‌انرژی پلایایی‌اند. نتایج آنالیز دانه‌بندی، توزیع اندازه ذرات بین ۰/۰۶ تا ۰/۳۷ میلی‌متر و قرارگیری رسوبات عمدتاً در دسته ماسه گراولی تا ماسه با کمی گراول را نشان داد و تغییر بافت دانه‌ها در بخش‌های مختلف مخروط‌افکنه بیانگر تغییرات انرژی رسوب‌گذاری است. مطالعات پتروگرافی نیز وجود مگنتیت، هماتیت و کروم اسپینل را به‌عنوان کانی‌های اصلی همراه با کوارتز و فلدسپات تأیید کرد و شواهدی از دگرسانی سوپرژن، تبدیل کروم اسپینل و الیوین به مگنتیت، هماتیت و گوتیت و همچنین منشأ مافیک-اولترامافیک نهشته‌ها ارائه داد. مجموعه داده‌های دانه‌بندی، رخساره‌ای و کانی‌شناسی، پتانسیل بالای منطقه برای تشکیل کانسارهای پلاسری آهن و کروم را نشان می‌دهد.

۶- منابع

امینی، علیرضا. ۱۳۹۷. محیط‌های رسوبی .تهران، انتشارات دانشگاه تهران.

شهاب‌پور، جعفر. ۱۳۸۴. زمین‌شناسی اقتصادی .کرومان، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان.

فتحی، زهرا. ۱۴۰۲. بررسی منشأ و پتانسیل‌سنجی ذخایر آهن پلاسری منطقه انارک شرق اصفهان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران، ۲۳۵ صفحه.

Eskandari, A., Hosseini, M., and Nicotra, E. 2023. Application of satellite remote sensing, UAV-geological mapping, and machine learning methods in the exploration of podiform chromite deposits. Minerals, 13: 251.

Pracejus, B. 2008. The Ore Minerals Under the Microscope. Muscat: Sultan Qaboos University, 1–1098.

Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology, 30: 377–392.

Folk, R.L. 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Austin, Texas: Hemphill Publishing, 182 pp.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

چینه نگاری سکانسی و محیط رسوبی سازند تیرگان در برش گلیان، غرب حوضه کپه داغ

سمیرا تقدیسی نیک بخت*[1]، زینب سلاجقه رابر[2]، کلثوم مهامیدی نژاد[2]، سیده فاطمه نبوی[2]

۱- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، مجتمع آموزش عالی گناباد

۲- دانشجوی کارشناسی زمین شناسی، دانشکده علوم، مجتمع آموزش عالی گناباد

*Email: Samirataghdisi@gmail.com

چکیده

سازند تیرگان به سن بارمین - آپتین در حوضه رسوبی کپه داغ اصولا از سنگ آهک تشکیل شده است. به‌منظور مطالعه ریزرخساره ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند تیرگان در غرب حوضه رسوبی کپه داغ، یک برش چینه شناسی در حوالی روستای گلیان به ضخامت ۱۵۰ متر اندازه‌گیری و نمونه‌برداری شده است. سازند تیرگان به صورت همشیب و پیوسته در بالای سازند آواری شوریجه و زیر سازند مارنی سرچشمه قرار گرفته است. مطالعات پتروگرافی در منطقه مورد مطالعه منجر به شناسایی ۸ ریزرخساره مختلف مربوط به ۴ کمربند رخساره ای پهنه جزرومدی، لاگون، سد و دریای باز در این منطقه شده است. بر اساس مشاهدات صحرایی، مطالعات پتروگرافی، مقایسه تغییرات عمودی و جانبی رخساره ها و همچنین عدم وجود ریف های سدی و نهشته های توربیدیتی، مجموعه رخساره های کربناته سازند تیرگان در برش مورد مطالعه نشان دهنده رمپ کربناته هموکلینال است. مطالعات چینه نگاری سکانسی نشان دهنده ته نشست این توالیها طی ۴ سکانس رسوبی رده سوم است.

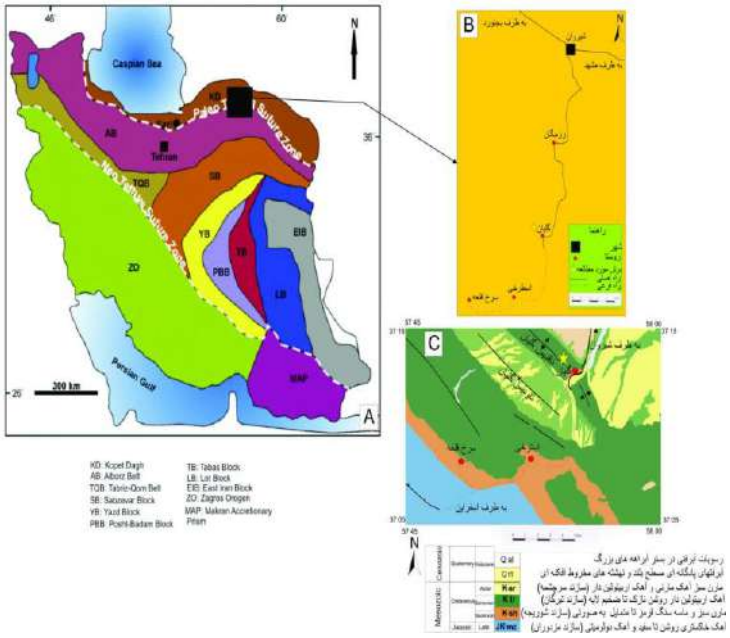
کلمات کلیدی: ریزرخساره، چینه نگاری سکانسی، محیط رسوبی، سازند تیرگان، کرتاسه

۱- مقدمه

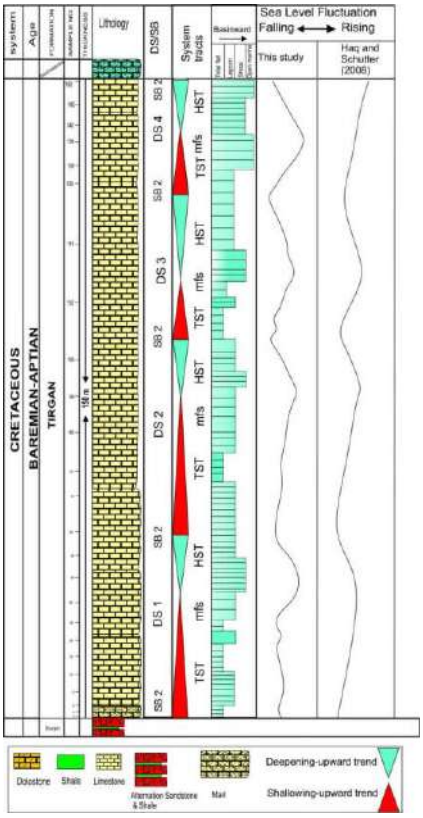
حوضه های رسوبی مناطقی فرونشست یافته از سطح زمین بوده که بر هم کنش فاکتورهای مختلف چینه نگاری سکانسی در مقیاس های مختلف زمانی و مکانی، پاسخی بر ساختار چینه شناسی موجود در آنهاست (Kikichi et al, 2018; Valle et al, 2019). یکی از اهداف شناسایی رخساره ها، بررسی نوع تغییرات و نحوه توزیع عمودی و جانبی مجموعه های رخساره ای است. نحوه جایگیری مجموعه های رخساره ای می تواند نشان دهنده تغییرات کوچک و بزرگ در الگوهای محیطی نظیر آب و هوا، شدت جریان آب و تغییرات نسبی سطح تراز آب دریا باشد (Bachman and Hirsch, 2006). کمربند کوهزایی کپه‌داغ یک حوضه درون قاره ای بوده (Allen and Allen, 2013) که از شرق دریای خزر تا شمال شرق ایران، ترکمنستان و شمال افغانستان گسترش دارد (Afshar-Harb, 1979). این کمربند پی سنگ توران را از ایران مرکزی جدا می‌کند (Afshar-Harb, 1979). پس از بسته شدن پالئوتتیس در ژوراسیک میانی (Afshar-Harb, 1979) و بازشدن نئوتتیس در طی ژوراسیک پیشین تا میانی حوضه کپه داغ تحت یک رژیم کششی در طی ژوراسیک پیشین تا میانی تشکیل شده است (Afshar-Harb, 1979). سازند تیرگان یکی از سازندهای حوضه کپه داغ به سن بارمین -آپتین است که بطور عمده از سنگ آهکهای اووئیدی و اربیتولین دار تشکیل شده است. هدف از انجام این مطالعه، شناسایی و تفکیک رخساره های سنگی به منظور شناسایی محیط رسوبگذاری و چینه نگاری سکانسی سازند تیرگان در برش گلیان است.

۲- روش مطالعه

در این پژوهش برشی از سازند تیرگان واقع در روستای گلیان به ضخامت ۱۵۰ اندازه‌گیری و تعداد ۱۰۰ نمونه به روش سیستماتیک برداشت شد (شکل ۲) (Tucker, 2001). در مجموع تعداد ۷۰ مقطع نازک میکروسکوپی جهت شناسایی ریزرخساره ها و سکانسهای رسوبی سازند مذکور تهیه گردید. برای نامگذاری ریزرخساره ها از روش دانهام (Dunham, 1962)، امبری و کلوون Embry and (Klovan, 1971) و جهت تعیین محیط رسوبی از روش فلوگل (Flügel, 2010) استفاده شده است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به برش مورد مطالعه



شکل ۲- ستون سنگ چینه نگاری سازند تیرگان در برش مورد مطالعه همراه با سکانسهای رسوبی درجه سوم.

۳- بحث

مطالعات پتروگرافی منجر به شناسایی ۸ ریزرخساره در ۴ مجموعه رخساره ای پهنه جذرومدی، لاگون، سد و دریای باز شد که در کمربندهای رمپ داخلی، میانی و خارجی ته نشین شده اند.

مجموعه رخساره ای پهنه جذرومدی (A): این مجموعه از 2 ریزرخساره به شرح زیر تشکیل شده است.

A1: ریزرخساره مادستون دولومیتی

این ریزرخساره در صحرا به صورت سنگ آهک نازک تا متوسط لایه نخودی رنگ دیده می شود. زمینه این ریزرخساره فاقد هرگونه فسیل و دارای دولومیتهای ریزبلوراولیه می‌باشد. (شکل 3a).

A2: ریزرخساره مادستون کوارتزدار

این ریزرخساره در صحرا به صورت سنگ آهک متوسط لایه نخودی رنگ دیده می شود. زمینه این ریزرخساره ازمیکریت تشکیل شده و هیچ اثری از آلوکم های اسکلتی و غیراسکلتی در آن دیده نمی شود. ذرات کوارتز به فراوانی ۱۱٪ و در اندازه سیلت در این ریزرخساره مشاهده می شود (شکل 3b).

مجموعه رخساره ای لاگون (B): این مجموعه از 2 ریزرخساره به شرح زیر تشکیل شده است.

B1: ریزرخساره وکستون بایوکلستی

این ریزرخساره در صحرا به صورت سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه خاکستری روشن دیده می شود. در این ریزرخساره خرده های اسکلتی شامل گاستروپود با فراوانی ۵ تا ۱۰٪ و اندازه ۰/۵ تا ۱/۵میلیمتر، دو کفه ای ها با فراوانی ۵٪ و اندازه ۰/۲ تا ۱ میلیمتر، جلبک سبز با فراوانی ۲-۵٪ و اندازه ۰/۴ تا ۰/۸ میلیمتر به همراه سایر خرده های اسکلتی از قبیل فرامینیفرهای بنتیک از قبیل میلیولید و خرده های اکینودرم با فراوانی مجموع ۴٪ می باشند که در زمینه ای از میکریت قرار گرفته اند (شکل 3c).

B2: ریزرخساره پکستون بایوکلستی اربیتولین دار

این ریزرخساره در صحرا به صورت سنگ آهک ضخیم لایه خاکستری روشن دیده می شود. فرامینیفر اوربیتولین (مشخصه‌ی سازند تیرگان به سن کرتاسه)، فراوان‌ترین جزء این ریزرخساره است (۳۵ ٪) که با اندازه ۰/۵ تا ۲/۲ میلی متر و به شکل مخروطی دیده می شوند. فرامینیفرهای بنتیک (٪۵)، دوکفه‌ای ها (٪۸)، پلوئید و اووئیدها با فراوانی مجموع ۸٪ سایر اجزاء سازنده این ریزرخساره هستند (شکل 3d).

مجموعه رخساره ای سدی (C): این مجموعه از 2 ریزرخساره به شرح زیر تشکیل شده است.

C1: ریزرخساره گرینستون اووئیدی

این ریزرخساره در صحرا به صورت سنگ آهک ضخیم لایه نخودی رنگ دیده می شود. اووئیدها در اندازه بین ۰/۳ تا ۰/۷ میلیمتر و فراوانی ۵۵٪ فراوانترین جزء این ریزرخساره هستند. فابریک اووئیدها غالبا به صورت شعاعی است. علاوه براین، اینتراکلست و خرده های بریوزوئر با فراوانی مجموع ۵٪ نیز در این ریزرخساره یافت می شوند (شکل 3e).

C2: ریزرخساره گرینستون/رودستون بایوکلستی بروزوئردار

این ریزرخساره در صحرا به صورت سنگ آهک ضخیم لایه تا توده ای به رنگ خاکستری روشن دیده می شود. آلوکم اصلی این ریزرخساره بریوزوئر با فراوانی ۳۵٪ و اندازه ۰/۷ تا ۳ میلی متر است. خرده های اکینودرم و براکیوپود با فراوانی مجموع ۱۰٪ نیز مشاهده گردید که در زمینه ای از سیمان اسپاری قرار گرفته اند (شکل 3f).

مجموعه رخساره ای دریای باز (D): این مجموعه از ۲ ریزرخساره به شرح زیر تشکیل شده است.

D1: ریزرخساره وکستون/فلوتستون-پکستون/رودستون بایوکلستی بروزوئردار

این ریزرخساره در صحرا به صورت سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه خاکستری روشن دیده می شود. بریوزوئرها در اندازه بین ۰/۵ تا ۷ میلیمتر و فراوانی ۲۰- ۵۵٪ فراوانترین جزء این ریزرخساره هستند. براکیوپود با فراوانی ۵-۱۰٪ و اووئید و ذرات کوارتز در اندازه سیلت با فراوانی مجموع کمتر از ۳-۵٪ دیگر اجزاء سازنده این ریزرخساره به شمار می آیند (شکل 3g, h).

D2: ریزرخساره وکستون/فلوتستون بایوکلستی اکینودرم دار

این ریزرخساره در صحرا به صورت سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه خاکستری روشن دیده می شود. آلوکم اصلی این ریزرخساره اکینودرم با فراوانی ۲۰-۳۵٪ و اندازه ۰/۵ تا ۳/۵ میلی متر است. خرده های براکیوپود نیز با فراوانی اندک در برخی از مقاطع مشاهده شد که در زمینه ای از میکریت قرار گرفته اند (شکل 3i).

تفسیر ریزرخساره ها و محیط رسوبی سازند تیرگان

حضور رخساره مادستون دولومیتی در مجموعه رخساره ای A می تواند نشان دهنده تشکیل در یک محیط کم عمق که در آن شرایط تبخیر حکم فرماست، باشد (Khila et al., 2018). شواهدی از قبیل گسترش دولومیت‌های ریزبلور (ریزرخساره A1)، نبود فسیلها، وجود ذرات آواری در حد ماسه ریز و سیلت (ریزرخساره A2)، و فراوانی گل آهکی در ریزرخساره های مجموعه رخساره ای A نشان دهنده عدم شرایط زیست مناسب و چرخش محدود آب (Khila et al., 2018) و خارج شدن گروه رخساره‌ای پهنه‌های جزرومدی از آب و حاکم شدن شرایط محیطی اینترتایدال بالایی تا سوپراتایدال است.

زمینه گل آهکی در مجموعه رخساره ای B نشان دهنده شرایط کم انرژی محیط تشکیل آنها می باشد. وجود فرامینیفرهایی از قبیل میلیولید که از موجودات تیپیک محیط های کم عمق و محصور دریایی با انرژی پائین اند، نشان دهنده تشکیل این مجموعه رخساره ای در شرایط کم عمق و کم انرژی در محیط لاگون است (Valle et al, 2019). فراوانی اربیتولین های مخروطی به عنوان یک فرامینیفر بنتیک که در محیط های کم عمق و کم انرژی با چرخش پایین آب حضور دارند نشان دهنده تشکیل ریزرخساره B2 در یک محیط لاگونی است. همچنین حضور جلبک های سبز تشکیل این مجموعه رخساره ای را در محیط لاگونی تایید می نماید. حضور گاستروپودها نیز در این مجموعه رخساره ای، خود نشان دهنده شرایط چرخش محدود آب دریا می باشند (Tomassetti et al, 2018). عدم وجود گل کربناته در ریزرخساره های C1 و C2 از ویژگیهای اصلی محیطهای پرانرژی است. گرینستون‌ها نشان دهنده محیط های پر انرژی مانند سدها هستند. در ریزرخساره گرینستون اووئیدی (C1) حضور مقادیر فراوان اووئید نشان دهنده رسوبگذاری تحت شرایط کم عمق و پرانرژی همانند پشته ها و سدها است (Flugle, 2010; Khila et al, 2018; Tomassetti et al, 2018;). با توجه به وجود موجودات استنوهالین نظیر بریوزوئرها (ریزرخساره C2)، می‌توان نتیجه گرفت که این مجموعه رخساره ای در قسمت رو به دریای باز محیط سدی نهشته شده است (Tesch et al, 2018; Sequero et al, 2019). ریزرخساره های D1 و D2 که دارای مقادیر فراوانی از موجودات استنوهالین نظیر بریوزوئر، اکینودرم و براکیوپود هستند (Sequero et al, 2018; Guo et al, 2018)، در یک محیط با شوری نرمال مثل دریای باز تشکیل شده است. این موجودات عمدتاً حساس به شوری هستند و شرایط مساعد برای حفظ آنها یک محیط دریایی باز می‌باشد (Abdel-Fattah et al, 2018; Valle et al, 2019). با توجه به مطالعات صحرایی و شناسایی ریزرخساره‌های سازند تیرگان در برش گلیان، و همچنین با تحلیل تغییرات عمودی و جانبی آنها در توالی مورد مطالعه، مدل رسوبی این سازند ارائه شد. براساس شواهدی مانند عدم حضور ریزرخساره‌های مرتبط با شکست‌شیب (Basin Slope) و هم‌چنین تغییر تدریجی ریزرخساره‌ها به یکدیگر و وجود ریزرخساره‌های مشخصه آب‌های کم‌عمق، محیط رسوب‌گذاری این نهشته‌ها به‌صورت یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هوموکلینال در نظر گرفته می‌شود(Tucker and Wright, 1990; Flügel, 2010) . در این مدل، ریزرخساره‌ها در چهار زیرمحیط پهنه جزرومدی، لاگون، سد و دریای باز نهشته شده‌اند (شکل ۴).

چینه نگاری سکانسی سازند تیرگان در برش گلیان

چینه نگاری سکانسی عبارت از تشخیص و تطابق تغییرات در روندهای رسوبگذاری در توالی های سنگی (Catuneanu, 2019, 2006) است. تغییرات در سطح نسبی آب توسط ترکیبی از نوسانات یوستاتیکی فرونشینی یا بالا آمدگی کف حوضه کنترل می شود (Catuneanu, 2006, 2019).

بر اساس شناسایی سه مرز سکانسی از نوع SB2 در توالی های مورد مطالعه، چهار سکانس رسوبی رده سوم از یکدیگر تفکیک شده اند که اختصاصات آنها به شرح زیر است:

سکانس رسوبی اول (DS1): این سکانس رسوبی با ضخامت ۴۰ متر پایین ترین سکانس توالی مورد مطالعه است که توسط دو مرز سکانسی SB2 در بالا و پایین محصور گردیده است. این سکانس به صورت پیشرونده و تدریجی بر روی رسوبات سیلیسی آواری سازند شوریجه که در محیط رودخانه ای ته نشین شده اند (موسوی حرمی، ۱۹۹۳) قرار می گیرد. این سکانس با ریزرخساره های جزر و مدی (مادستون دولومیتی) آغاز می شود که توسط رسوبات محیط لاگونی (وکستون بایوکلستی) دنبال می شود. پس از آن ریزرخساره های سدی شامل گرینستون اووئیدی و گرینستون/رودستون بایوکلاستی بریوزوئردار قرار دارد (mfs). دسته رخساره هایی که در مرحله HST بر جای گذاشته شده اند شامل ریزرخساره سدی (گرینستون اووئیدی)، لاگونی (پکستون بیوکلستی اربیتولین دار) و نهایتا پهنه جزرومدی (مادستون کوارتزدار) است که یک روند کم عمق شوندگی را نشان می دهد.

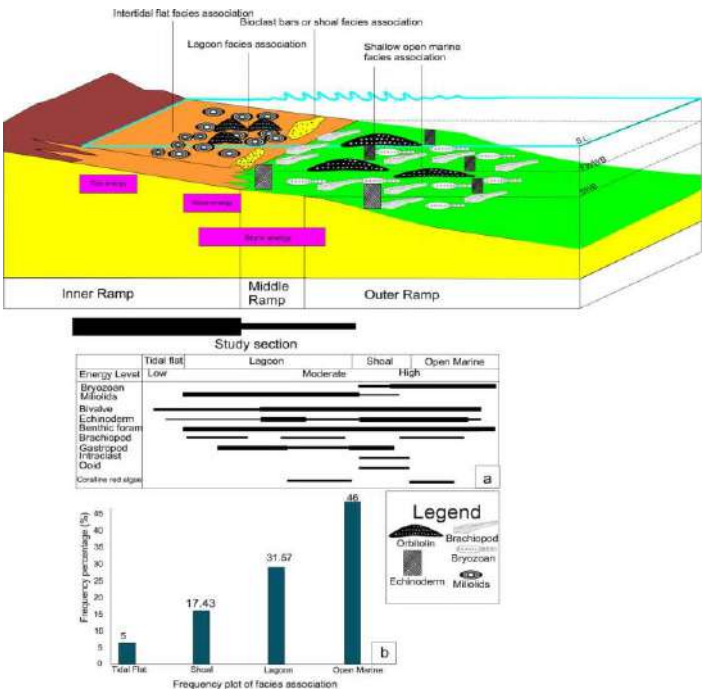
سکانس رسوبی دوم (DS2): این سکانس با ۴۳ متر ضخامت از تناوب ریزرخساره های پهنه جزرومدی متشکل از مادستون دولومیتی و مادستون کوارتزدار و رخساره های لاگونی (پکستون بایوکلستی اربیتولین دار) تشکیل شده است که موید دسته رخساره های پیشروی (TST) هستند. در مرحله حداکثر پیشروی دریا ریزرخساره گرینستون/رودستون بایوکلستی بریوزوئردار در محیط سدی نهشته شده است (mfs). پس از سکون آب دریا، سیکل های به سمت بالا کم عمق شونده شامل وکستون بایوکلستی و پکستون بایوکلستی اربیتولین دار محیط لاگونی و مادستون دولومیتی پهنه جزرومدی تشکیل شده است (HST). مرز بالایی این سکانس نیز از نوع SB2 است.

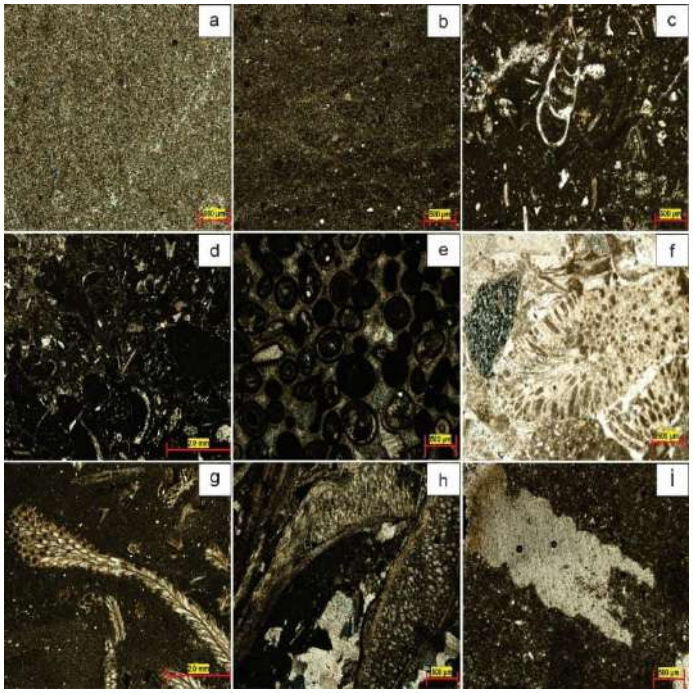
سکانس رسوبی سوم (DS3): این سکانس به ضخامت ۳۹ متر نیز توسط دو مرز غیرفرسایشی محصور شده است و شامل رسوبات لاگونی (وکستون بایوکلاستی)، پهنه جزرومدی (مادستون کوارتزدار) و سد (گرینستون اووئیدی) است (TST). روی این مجموعه، ریزرخساره وکستون/فلوتستون بایوکلستی اکینودرم دارمربوط به محیط دریای باز قرار می گیرد (MFS). با پسروی مجدد، توالی های به سمت بالا کم عمق شونده رسوب می کنند که دسته رخساره HST را تشکیل می دهند. ریزرخساره های محیط سدی گرینستون/رودستون بایوکلاستی بریوزوئر دار و گرینستون اووئیدی هستند که بر روی آنها پکستون بایوکلستی اربیتولین دار محیط لاگونی قرار دارد و در نهایت به مادستون های دولومیتی پهنه جزرومدی منتهی می شود. مرز بالایی این سکانس از نوع SB2 است.

سکانس رسوبی چهارم (DS4): ضخامت این سکانس ۲۸ متر است و بخش ابتدایی آن با رخساره های پهنه جزرومدی آغاز می شود (مادستونی دولومیتی). در ادامه رخساره های مربوط به محیط لاگونی (پکستون بایوکلستی اربیتولین دار) مشاهده می شوند که توسط گرینستون اووئیدی محیط سدی پوشیده می شوند. این توالی به سمت بالا عمیق شونده دسته رخساره پیشروی (TST) را تشکیل می دهد. عمیق ترین ریزرخساره وکستون/فلوتستون-پکستون/رودستون بایوکلستی دریای باز است (MFS). با پسروی مجدد، توالی های به سمت بالا کم عمق شونده رسوب می کنند که دسته رخساره HST را تشکیل می دهند. ریزرخساره های محیط سدی گرینستون/رودستون بایوکلاستی بریوزوئرداراست که بر روی آنها پکستون بایوکلستی اربیتولین دار محیط لاگونی قرار دارد. مرز بالایی این سکانس با سازند سرچشمه از نوع SB2 است. شکل ۲ ستون تغییرات رخساره ای و همچنین منحنی تغییرات سطح دریا درسازند تیرگان در برش گلیان نشان داده شده است.

۴- نتیجه گیری

سازند تیرگان در برش های روستای گلیان به طور عمده از سنگ آهک تشکیل شده است. براساس نوع و میزان فراوانی اجزای تشکیل‌دهنده، سنگ‌های کربناته به ۴ مجموعه رخساره‌ای (۸ ریزرخساره) تفکیک شده‌اند که شامل پهنه جزرومدی، لاگون، سد و دریای باز می باشند. تغییرات عمودی و جانبی رخساره ها و مقایسه آنها با محیط های رسوبی قدیمه و عهد حاضر، عدم وجود شواهد شلف های لبه دار و از طرفی تبدیل تدریجی رخساره‌ها به هم نشان دهنده رسوبگذاری کربناتهای سازند تیرگان برروی یک رمپ هموکلینال است. براساس مطالعات چینه نگاری سکانسی توالی مورد مطالعه از ۴ سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده است.





شکل ۳- ریزرخساره های شناسایی شده سازند تیرگان در برش مورد مطالعه: a) مادستون دولومیتی؛ b) مادستون کوارتزدار؛ c) وکستون بایوکلستی؛ d) پکستون بایوکلستی اربیتولین دار؛ e) گرینستون اووئیدی؛ f) گرینستون/رودستون بایوکلستی بروزوئردار؛ g, h) وکستون/فلوتستون-پکستون/رودستون بایوکلستی بروزوئردار؛ i) وکستون/فلوتستون بایوکلستی اکینودرم دار.

شکل ۴- مدل رسوبی پیشنهادی برای نهشته های سازند تیرگان در برش گلیان

۵- منابع

Abdel-Fattah, Z. A., Kora, M. A., Raafat, S. A., 2018. Depositional environments and sequence stratigraphy of a mixed siliciclastic-carbonate ramp: An example from the cenomanian to Turonian Galala Formation in the northern Eastern Desert, Egypt: Journal of African Earth Sciences, 147, 352–373.

Afshar-Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet Dagh region, northern Iran. Unpublished Ph.D thesis, Imperial College of Science and Technology, London, 316 p.

Alsharhan, A. S., Kendall, C. G. S. T. C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues: Earth Science Review, 61, 191-243.

Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375 p.

Catuneanu, O., 2019. Model-independent sequence stratigraphy. EarthScience Reviews, 188, 312–388.

Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. In: Ham WE (ed) Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 1, 108–121.

Embry, A. F., & Klovan, J. E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19(4), 730-781.

Flugel, E., 2010. Microfacies of carbonate Rocks Analysis Interpretation and Application: Springer-Verlog, 976 p.

Guo, C., Chen, D., Song, Y., Zhou, X., Ding, Y., Zhang, G., 2018. Depositional environments and cyclicity of the Early Ordovician carbonate ramp in the western Tarim Basin (NW China): Journal of Asian Earth Sciences, 158, 29–48.

Khila, A., Ouaja, M., Zargouni, F., 2018. Coniacian carbonate-conglomerate event on carbonate ramps from the Northern Chotts ranges, South Tunisia: facies geometry and tectono-sedimentary evolution: Arabian Journal of Geosciences, https://doi.org/10.1007/s12517-018-3388-7.

Kikichi, K., Naruse, H., Kotake, N., 2018. Evaluation of ichnodiversity by image-resampling method to correct outcrop exposure bias. – Palaios, **33(5),** 204- 217.

Moussavi-Harami, R., Brenner, R., 1993. Diagenesis of non-marine Petroleum reservoir, the Neocomian (Lower cretaceous) Shurijeh formation, Kopet-Dagh basin, NE Iran. Journal of Petroleum Geology, 16, (1), 55-72.

Sequero, C., Bádenas, B., Aurell, M., 2018. Facies mosaic in the inner areas of a shallow carbonate ramp (Upper Jurassic, Higueruelas Fm, NE Spain): Facies, https://doi.org/10.1007/s10347-018-0521-8.

Tesch, P., Reece, R. S., Pope, M. C., Markello, J. R., 2018. Quantification of architectural variability and controls in an Upper Oligocene to Lower Miocene carbonate ramp, Browse Basin, Australia: Marine and Petroleum Geology, v. 91, p. 432–454.

Tomassetti, L., Petracchini, L., Brandano, M., Trippetta, F., Tomassi, A., 2018. Modeling lateral facies heterogeneity of an upper Oligocene carbonate ramp (Salento, southern Italy): Marine and Petroleum Geology, 96, 254– 270

Tucker, M. E., Wright, V. P., 1990. Carbonate Sedimentology: Blackwell, 482 p.

Tucker, M. E., 2001. Sedimentary Petrology: an introduction to the origion of sedimentary rocks: Blackwell, Scientific Publication, London, 260 p.

Valle, B., Bó, P. F. D., Mendes, M., Favoreto, J., Rigueti, A. L., Borghi, L. and Silva, R., 2019. Stratigraphic evolution of a Brazilian carbonate platform during the Cretaceous: the late Albian–early Turonian of the Sergipe–Alagoas Bas: Facies, https://doi.org/10.1007/s10347-018-0543- 2.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

تحلیل ژئوشیمیایی و تفسیر دیرینه‌اقلیمی سازند میانکوهی (تریاس بالایی) در منطقه آق‌دربند، شمال شرق ایران

مهناز کشمیری[۱]، محمد خانه باد[۲*]، بهنام رحیمی[۳]

[۱]-دانشجوی دکتری رسوب شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۲-دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۳-استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

mkhanehbad@ferdowsi.um.ac.ir

چکیده

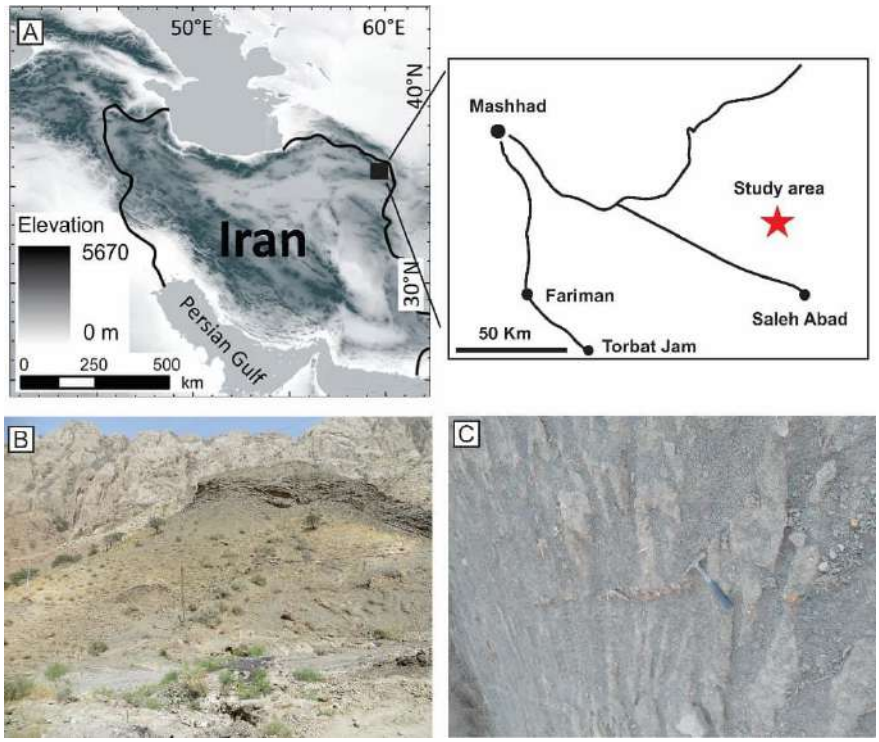
منطقه آق‌دربند در شمال‌شرق ایران از مهمترین نواحی برای بررسی فرآیندهای رسوب‌گذاری و شرایط اقلیمی دیرینه در مزوزوئیک به‌شمار می‌رود. این پژوهش با هدف شناسایی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و تفسیر شرایط اقلیمی دیرینه سازند میانکوهی در برش کال‌جمعه واقع در ناحیه آق‌دربند انجام شده است. از میان ۵۰ نمونه برداشت‌شده از شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند میانکوهی، ۲۰ نمونه شیلی با خلوص بالا انتخاب و پس از آماده‌سازی، توسط دستگاه XRF مورد آنالیز قرار گرفتند. نتایج نشان داد غلظت SiO_2 بین ۴۴ تا ۵۶ درصد، Al_2O_3 بین ۱۳ تا ۲۶ درصد و Fe_2O_3 بین ۸ تا ۱۱ درصد متغیر است. مقدار شاخص هیدرولیز بین ۰/۶۴تا ۰/۹ با میانگین ۰/۷ به‌دست آمد که نشان‌دهنده شرایط اقلیمی مرطوب و بارندگی نسبتاً زیاد در زمان نهشت رسوبات است. وجود خاک دیرینه از نوع هیستوسول، بقایای گیاهی و رخساره زغالی نیز مؤید این شرایط است. علاوه بر این، مقدار $HM > 0.55$، منشأ ولکانیکی نهشته‌ها را تأییدکرده و نشان‌دهنده تأثیر برخورد صفحه ایران و توران در شکل‌گیری سازند میانکوهی در دوره تریاس بالایی است.

واژگان کلیدی: اقلیم دیرینه تریاس بالایی، آق‌دربند، سازند میانکوهی، شاخص هیدرولیز

۱- مقدمه

حوضه رسوبی کپه‌داغ در شمال‌شرقی ایران قرارگرفته است. فرآیند رسوب‌گذاری در این حوضه از دوره‌ی ژوراسیک تا ائوسن به‌صورت نسبتاً پیوسته ادامه داشته است. در مقابل، نهشته‌های قدیمی‌تر از ژوراسیک تنها در بخش‌های محدودِ به پی‌سنگ حوضه، به‌ویژه درمحدوده‌ی پنجره‌ی فرسایشی آق‌دربند، قابل مشاهده‌اند. در این ناحیه، رسوبات پالئوزوئیک و توالی‌های متعلق به دوره‌ی تریاس شامل سازندهای قره‌قیطان، سفیدکوه، نظرکرده، سینا، میانکوهی و قلعه‌گبری شناسایی شده‌اند (Ruttner, 1991). پژوهش حاضر بر روی سازند میانکوهی در برش کال‌جمعه واقع در منطقه‌ی آق‌دربند انجام گرفته است. موقعیت برش مورد مطالعه در شکل ۱A نمایش داده شده است. این سازند که در هسته‌ی ناودیس آق‌دربند گسترش دارد، ضخامتی در حدود ۱۵۰ متر داشته (شکل ۱B) و از توالی تقریباً یکنواختی از شیل‌های قهوه‌ای‌رنگ با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی دانه‌ریز تشکیل شده است (شکل ۱C). در قاعده‌ی این واحد، لایه‌ای زغالی با ضخامت بیش از ده متر مشاهده می‌شود که در زیر آن، خاک دیرینه‌ای از نوع هیستوسول شناسایی شده است. در بخش‌های بالایی سازند، که بیشتر از شیل تشکیل شده، حضور فسیل‌های گیاهی، ذرات زغال و ندول‌های سپتاریا قابل مشاهده است. بر اساس مطالعه پالینومورف‌ها که توسط مظاهری‌جوهری و همکاران (۲۰۲۲) انجام شده، سن این سازند در برش کال‌جمعه به بازه‌ی زمانی تریاس بالایی (کارنین تا نورین) نسبت داده شده است. با توجه به ریزدانه‌بودن و همگن بودن شیل‌ها، این سنگ‌ها به‌عنوان نمونه‌های مناسب برای آنالیزهای ژئوشیمیایی شناخته می‌شوند و می‌توانند به‌خوبی بیانگر ویژگی‌های برخاستگاهی این منطقه باشند (Li et al., 2025). هدف از این پژوهش بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سازند میانکوهی، تفسیر شرایط اقلیمی

گذشته و در نهایت تلفیق یافته‌های این مطالعه با داده‌های پیشین است تا درک جامع‌تری از اقلیم دیرینه‌ی دوره‌ی تریاس بالایی در منطقه‌ی آق‌دربند به دست آید.



شکل ۱: A) موقعیت پنجره تکتونیکی آق دربند و راه دسترسی به برش مورد مطالعه B) نمای کلی از سازند مورد مطالعه C) بخش شیلی سازند میانکوهی

۲- روش مطالعه

در گام نخست، با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، برش کال جمعه به عنوان مناسب ترین برش، برای نمونه‌برداری انتخاب گردید. در مجموع ۵۰ نمونه‌ی دستی ترکیبی شامل نمونه‌های ماسه‌سنگی و شیلی از این برش برداشت شد. در هنگام نمونه‌برداری، ویژگی‌های فیزیکی رسوبات از جمله رنگ، اندازه‌ی دانه‌ها و نوع لایه‌بندی با دقت بررسی و ثبت گردید. برای افزایش دقت نتایج، آلودگی‌های سطحی از روی نمونه‌های شیلی به‌دقت حذف شدند. سپس، از میان تمام نمونه‌ها، ۲۰ نمونه که واکنش کمتری با اسید کلریدریک ۱٪ نشان می‌دادند، انتخاب شده و پس از آسیاب با هاون آگات، از الک با اندازه‌ی ۱/۵ فی عبور داده شدند. از هر نمونه، مقدار پنج گرم پودر تهیه و برای انجام آنالیزXRF به آزمایشگاه تابان‌گستر تهران ارسال گردید. غلظت اکسیدهای اصلی در این آزمایشگاه با استفاده از دستگاه Philips-Pw1410 اندازه‌گیری و نتایج آنها ثبت شد.

۳- نتایج

مقدار اکسیدهای اصلی در جدول شماره ۱ گزارش شده است. مقادیر SiO_2 از ٪۴۴/۹ تا ٪۵۶/۴، Al_2O_3 از ٪۱۳/۹ تا ٪۲۰/۹، Fe_2O_3 از ٪۸/۲ تا ٪۱۰/۹، MnO از ٪ ۰/۰۲ تا ٪ ۰/۲۳، TiO2 از ٪ ۰/۷۷ تا ٪۱/۱۹ متغیر هستند. مقدار حد تشخیص برای اکسیدهای اصلی SiO_2، Al2O3، Fe_2O_3 ، ٪ ۰/۰۱ و برای عناصر TiO2 و MnO ، ٪ ۰/۰۰۱ است.

جدول ۱: مقدار اکسیدهای اصلی شیل‌های سازند میانکوهی با استفاده از آنالیز فلورسانس اشعه ایکس، همراه با شاخص هیدرولیز

Sample No.	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	SiO_2	TiO_2	HM
Detection limit	0.01 %	0.01 %	0.01 %	0.001 %	0.01 %	0.001 %	
M-1	19.02	10.09	9.07	0.03	56.41	0.88	0.69
M-2	18.95	8.28	7.45	0.02	55.2	0.93	0.64
M-3	13.97	10.96	9.86	0.1	44.95	1.19	0.8
M-4	19.35	8.5	7.64	0.1	54.15	0.79	0.67
M-5	19.75	9.87	8.88	0.15	51.29	0.88	0.77
M-6	20.29	9.81	8.82	0.16	51.17	0.82	0.78
M-7	19.7	10.03	9.02	0.14	53.88	0.85	0.73
M-8	19.21	9.63	8.66	0.15	52.49	0.82	0.73
M-9	18.31	9.71	8.73	0.15	51.43	0.77	0.73
M-10	26.6	10.11	9.09	0.13	52.15	0.84	0.9
M-11	20.77	10.26	9.23	0.12	52.33	0.87	0.78
M-12	20.34	8.54	7.68	0.1	52.9	0.83	0.7
M-13	20.75	10.92	9.82	0.1	51.18	0.89	0.83
M-14	19.51	10.88	9.78	0.23	51.9	0.85	0.79
M-15	20.98	9.67	8.7	0.1	49.97	0.82	0.8
M-16	19.2	9.31	8.37	0.11	50.33	0.8	0.75
M-17	16.73	10.74	9.66	0.11	52.22	1.11	0.73
M-18	18.5	8.96	8.06	0.09	53.41	0.88	0,68
M-19	20.88	9.86	8.87	0.1	51.12	0.84	0.79
M-20	19.02	10.01	9	0.12	52.71	0.79	0.73

۴- بحث

سازند میانکوهی به‌عنوان جوان‌ترین واحد چینه‌شناسی تریاس در ناحیه آق‌دربند معرفی شده است. این سازند در پی فرورانش اقیانوس پالئوتتیس به زیر صفحه توران و در اثر برخورد نهایی صفحات ایران و توران، در محیطی دلتایی، باتلاقی- مردابی نهشته شده است(قائمی، ۱۳۸۸: Ruttner, 1991) در این پژوهش، میزان شاخص هیدرولیز مقدار رطوبت دیرینه و فرآیند آبشویی رسوبات بررسی گردیده است. به‌گونه‌ای که در هنگام نفوذ آب باران، عناصر متحرک به‌ویژه قلیایی‌ها از رسوبات شسته شده و در مقابل، عناصر مستعد هیدرولیز نظیر Al_2O_3، Fe_2O_3، TiO_2 که تمایل به تشکیل هیدروکسیدهای نامحلول دارند، در رسوبات تجمع می‌یابند. افزایش

مقدار این عناصر ارتباط مستقیمی با میزان رطوبت و بارندگی دیرینه دارد و از رابطه زیر محاسبه می‌شود (Yudovich and Ketris, 2024):

$$HM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$$

چنانچه مقادیر محاسبه شده در محدوده 0.3-0.33 باشند Hypo-hydrolysis، محدوده 0.34-0.84، بیانگر Normo-hydrolysis، محدوده 0.55 -0.49 مقدار Super-hydrolysis، و در نهایت محدوده HM > 0.55، مشخص کننده Hyper-hydrolysis هستند (Yudovich and Ketris, 2024). مقادیر HM در ۲۰ نمونه شیلی سازند میانکوهی در جدول شماره ۱ گزارش شده‌است، که مقادیر آن از 0.64 تا 0.9 متغیر بوده و مقدار میانگین 0.7 است. مقادیر محاسبه شده شاخص هیدرولیز در سازند میانکوهی بیانگر شرایطی مرطوب و بارندگی نسبتاً بالا است. نکته قابل توجه آن است که مقدار HM > 0.55، نیز منشأ ولکانیکی نهشته‌ها را نشان می‌دهد (Yudovich and Ketris, 2024) و این موضوع تأییدی بر فعالیت‌های ولکانیکی مرتبط با برخورد صفحه ایران و توران است. وجود خاک دیرینه از نوع هیستوسول، بقایای زغال و مواد آلی به همراه فسیل‌های گیاهی، از شواهد میدانی مهمی هستند که شرایط آب‌وهوایی مرطوب را تأیید می‌کنند. نتایج این بررسی با موقعیت مکانی سازند میانکوهی در تریاس بالایی و موقعیت جغرافیایی دیرینه در عرض‌های نزدیک به استوا مطابقت دارد (Golonka, 2007).

۵- نتیجه گیری

بر اساس نتایج به‌دست‌آمده از آنالیزهای ژئوشیمیایی، سازند میانکوهی در منطقه آق‌دربند با ترکیب غالب آواری، با مقادیر قابل‌توجهی از اکسیدهای آلومینیوم، آهن و تیتانیم است که بیانگر هوازدگی شدید است. شاخص هیدرولیز (HM) با میانگین 0.7، شرایط اقلیمی مرطوب و میزان بالای بارندگی در زمان رسوب‌گذاری را نشان می‌دهد. شواهد صحرایی از جمله وجود خاک دیرینه از نوع هیستوسول، بقایای گیاهی و مواد آلی، این نتیجه را تأیید می‌کنند. افزایش مقادیر HM همچنین منشأ ولکانیکی نهشته‌ها را آشکار می‌سازد که با فعالیت‌های آتشفشانی مرتبط با برخورد صفحه ایران و توران هم‌خوانی دارد. در مجموع، نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که سازند میانکوهی در یک محیط دلتایی تا مردابی با اقلیم گرم و مرطوب نهشته شده و بازتابی از رویدادهای تکتونیکی و اقلیمی هم‌زمان با اواخر تریاس در شمال‌شرق ایران است. این یافته‌ها می‌توانند به درک بهتر تغییرات پالئواقلیمی و فرآیندهای زمین‌ساختی در منطقه آق دربند کمک کنند.

۶-منابع

قائمی، ق.، ۱۳۸۸. جایگاه تکتونیکی رخساره های رسوبی مجموعه پی سنگی حوضه کپه داغ رخساره های رسوبی، جلد ۲، شماره ۱، صفحات ۸۰-۶۱.

Golonka, J., 2007. Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 244, 297 - 307.

Li, H., Liu Jiang, Q., Xu, C., Wang, Z., Awan, R.S., Lu, H., Guo, L., 2025. Elemental geochemistry of the Aalenian (Middle Jurassic) shales from the northeastern Sichuan Basin: Evidence for provenance, climate oscillations and organic matter accumulation mechanism. Marine and Petroleum Geology, 180, 107485.

Mazaheri-Johari, M., Righi, G., Caggiati, M., Kustatscher, E., Ghasemi- Nejad, E., Zanchi, A., Gianolla, P. 2022. Disentangling climate signal from tectonic forcing: The Triassic Aghdarband Basin (Turan Domain, Iran). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 568, 1-21.

Ruttner, A.W., 1991. Geology of the Aghdarband Area (Kopet- Dagh, NE- Iran). Abhandlungen der Geologischen Bundesantalt in Wien, 38,7-79.

Yudovich, Ya, E., and Ketris, M.P. 2024. Fundamentals of Lithochemistry. Saint Petersburg: Naukoemkie technologii, 482 p.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

دینامیک کانون‌های گردوغبار ایران و پیامدهای زیست‌محیطی آن‌ها در چارچوب ژئومورفولوژی بادی کواترنری

سوما امین گلوانی*[1]، مهدی حجابی[2]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی زیست محیطی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تبریز

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تبریز

*Email: somaamingalvani@gmail.com

چکیده

گردوغبار یکی از مهم‌ترین مخاطرات زیست‌محیطی در ایران و خاورمیانه است که پیامدهای گسترده‌ای بر سلامت انسان، کارکرد اکوسیستم‌ها، کشاورزی، منابع آب و زیرساخت‌های شهری بر جای می‌گذارد. ایران به‌دلیل قرارگیری در گذرگاه سامانه‌های جوی منطقه‌ای و هم‌جواری با پهنه‌های خشک و نیمه‌خشک، تحت تأثیر مجموعه‌ای از کانون‌های داخلی و فرامرزی گردوغبار قرار دارد. بسیاری از این کانون‌ها، حاصل تکامل ژئومورفولوژیک و رسوبی کواترنری هستند؛ از جمله دشت‌های ریزدانه آبرفتی–دریاچه‌ای، پِلایاها و بادرفت‌های وسیع که در شرایط اقلیمی معاصر به منبع اصلی برخواستن ذرات معلق تبدیل شده‌اند. هدف این پژوهش، تبیین چارچوبی تلفیقی برای درک دینامیک کانون‌های گردوغبار ایران از دید ژئومورفولوژی بادی کواترنری و بررسی پیامدهای زیست‌محیطی آن‌ها در مقیاس ملی است. در این مطالعه، با رویکردی مروری–تحلیلی، ابتدا انواع اصلی کانون‌های گردوغبار در ایران بر اساس جایگاه ژئومورفولوژیک، منشاء رسوبی و نوع پوشش سطحی طبقه‌بندی می‌شوند؛ شامل کانون‌های دشت‌های سیلابی خشک‌شده، حوضه‌های دریاچه‌ای و پِلایاهای کواترنری، دشت‌های بادرفتی و تپه‌های ماسه‌ای فعال و نیمه‌فعال. سپس، با اتکا بر نتایج مطالعات رسوب‌شناسی، ژئومورفولوژی بادی، سن‌سنجی نهشته‌های سطحی و تحلیل‌های سنجش‌ازدور، نقش فرایندهای کواترنری در شکل‌گیری ذخایر عظیم رسوبی مستعد فرسایش بادی و نحوه فعال‌شدن ثانویه آن‌ها در پی تغییر اقلیم، خشکسالی‌های اخیر و تغییر کاربری اراضی بررسی می‌شود.در بخش دوم، پیامدهای زیست‌محیطی گردوغبار در چند محور اصلی شامل اثر بر کیفیت هوا و سلامت، کاهش دید افقی، تخریب خاک و پوشش گیاهی، آلودگی منابع آب سطحی و مخازن سدها و تأثیر بر محیط‌های شهری و روستایی مورد بحث قرار می‌گیرد. تحلیل تلفیقی نشان می‌دهد که هم‌پوشانی کانون‌های گردوغبار با پهنه‌های آسیب‌پذیر از نظر جمعیتی و اکولوژیک، خطرپذیری را در چند منطقه کلیدی ایران به‌طور چشمگیری افزایش داده است. نتایج این مطالعه بر ضرورت نگاه بلندمدت کواترنری در مدیریت گردوغبار تأکید می‌کند؛ نگاهی که در آن، برنامه‌ریزی‌های کنترل و احیای کانون‌ها صرفاً بر وضعیت اقلیمی و کاربری فعلی تکیه نکند، بلکه تکامل ژئومورفولوژیک حوضه، ذخایر رسوبی نهفته و آستانه‌های فعال‌سازی مجدد فرایندهای بادی نیز در آن لحاظ شود.

کلمات کلیدی: گردوغبار؛ ژئومورفولوژی بادی؛ کانون‌های گردوغبار؛ پِلایا و دریاچه‌های کواترنری؛ بیابان‌زایی.

۱- مقدمه

گردوغبار یکی از مهم‌ترین مخاطرات زیست‌محیطی در کمربند خشک جهانی است که با تأثیر بر کیفیت هوا، سلامت انسان، فرسایش خاک، کاهش دید افقی، افت بهره‌وری کشاورزی و اختلال در سامانه‌های شهری و صنعتی، ابعاد گسترده‌ای از زندگی و توسعه پایدار را تحت تأثیر قرار می‌دهد .(Rashki et al., 2021) موقعیت ایران در بخش میانی «کمربند گردوغبار» از صحرای بزرگ آفریقا تا صحرای گبی، همراه با غلبه شرایط خشک و نیمه‌خشک، باعث شده است که بخش بزرگی از کشور در معرض رخدادهای مکرر طوفان‌های گردوغبار و غبار معلق قرار گیرد (Kehl, 2009)

مطالعات اخیر نشان می‌دهد که گردوغبارهایی که ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند، ترکیبی از منابع داخلی (کانون‌های داخل کشور) و منابع فرامرزی در عراق، سوریه، شبه‌جزیره عربستان و آسیای میانه هستند .(Rashki et al., 2021) تحلیل‌های سینوپتیک و پایگاه‌های داده‌ای ایستگاه‌های هواشناسی و تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد که کانون‌های گردوغبار در ایران عمدتاً در شرق و جنوب‌شرق (سیستان و بلوچستان، کرمان، یزد)، جنوب و جنوب‌غرب (خوزستان و حاشیه خلیج فارس)، فلات مرکزی و پیرامون دریاچه‌های در حال خشک‌شدن مانند ارومیه، هامون و جازموریان متمرکز هستند .(Borzou et al., 2021) توزیع فضایی گردوغبار و کانون‌های اصلی داخلی ایران در شکل ۱ نشان داده شده است.(Rashki et al., 2021)

بخش مهمی از این کانون‌ها، برآیند تکامل ژئومورفولوژیک و رسوبی دوره کواترنری هستند؛ یعنی جایی که دشت‌های آبرفتی ریزدانه، پِلایاها و حوضه‌های دریاچه‌ای خشک‌شده، بادرفت‌ها و لُس‌ها، در گذشته تحت رژیم‌های اقلیمی متفاوت نهشته شده‌اند و در اقلیم خشک کنونی به منابع فعال گردوغبار تبدیل شده‌اند .(Kehl, 2009) مطالعات رسوب‌شناسی و ژئومورفولوژی در پِلایای سبزوار و حوضه‌های تبخیری ایران مرکزی نشان می‌دهد که این پهنه‌ها، مخازن رسوبی عظیمی از سیلت و رس با پتانسیل بالای فرسایش بادی را در خود جای داده‌اند که در شرایط خشکسالی و کاهش پوشش گیاهی به سرعت فعال می‌شوند (Sabzevar playa study, 2022). از سوی دیگر، بررسی‌های اخیر در دشت لوت و ارگ‌های ماسه‌ای جنوب‌شرق ایران، الگوی منبع–به‌مخزن سیستم‌های بادی را در مقیاس زمانی دهه‌ها تا میلیون‌ها سال آشکار کرده و نشان داده است که چگونه فرسایش در یاردانگ‌ها، پِلایاها و دشت‌های بادرفتی، خوراک رسوبی تپه‌های ماسه‌ای عظیم را تأمین می‌کند .(Chanteloube et al., 2022)

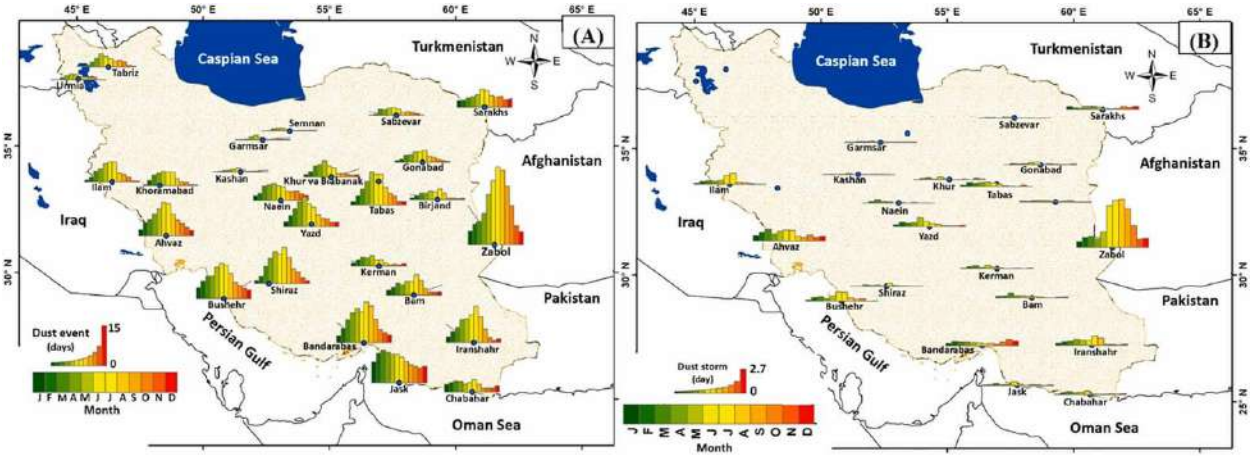
در کنار ریشه‌های ژئومورفولوژیک و کواترنری، تشدید فشارهای انسان‌زاد نیز در فعال‌شدن و گسترش کانون‌های گردوغبار نقش تعیین‌کننده‌ای یافته است. کاهش سطح آب دریاچه‌ها و تالاب‌ها، خشک‌شدن تالاب‌های مرزی، تغییر کاربری اراضی، چرای مفرط و مدیریت نامناسب منابع آب در حوضه‌هایی مانند خوزستان، سیستان و اطراف دریاچه ارومیه، باعث افزایشی چشمگیر در فعالیت کانون‌های گردوغبار شده است .(Heidarian et al., 2018) تحلیل روندهای اخیر نشان می‌دهد که رخدادهای غبار خارجی و داخلی در بسیاری از شهرهای خشک ایران در دهه‌های اخیر افزایش معنی‌داری داشته‌اند و این روند با خشکسالی‌های مکرر، کاهش بارش و گرمایش اقلیمی هم‌راستا است.(Ebrahimi-Khusfi et al., 2024)

پیامدهای زیست‌محیطی و بهداشتی گردوغبار در ایران تنها به کاهش دید و آلودگی بصری محدود نمی‌شود. مطالعات اپیدمیولوژیک نشان داده‌اند که افزایش غلظت ذرات معلق، به‌ویژه $PM_{2.5}$ و PM_{10} در دوره‌های طوفان گردوغبار، با افزایش بروز بیماری‌های تنفسی و قلبی–عروقی، افزایش بستری‌ها و حتی مرگ‌ومیر زودرس در شهرهایی مانند اهواز، کرمانشاه، تبریز و زاهدان همراه است (Kamarehei et al., 2024). JHSci همچنین، آثار اقتصادی طوفان‌های گردوغبار شامل کاهش عملکرد محصولات کشاورزی، رسوب‌گذاری در مخازن سدها، سایش تجهیزات صنعتی و افت بازده سامانه‌های خورشیدی گزارش شده است (MalAmiri et al., 2025). این مجموعه پیامدها، گردوغبار را از یک پدیده صرفاً اقلیمی به یک چالش جدی زیست‌محیطی و توسعه‌ای در ایران تبدیل کرده است.

با وجود رشد چشمگیر پژوهش‌ها در زمینه‌ی گردوغبار در ایران، بخش عمده‌ای از مطالعات یا بر جنبه‌های آب‌وهوایی و الگوهای باد و حمل‌ونقل ذرات تمرکز داشته‌اند، یا به‌صورت موردی به شناسایی کانون‌ها در یک استان یا یک حوضه خاص با استفاده از سنجش‌ازدور و GIS پرداخته‌اند(Borzou et al., 2021 ؛ Heidarian et al., 2018) هنوز نیاز به چارچوبی وجود دارد که در آن، ژئومورفولوژی بادی کواترنری، ویژگی‌های رسوبی و تکامل حوضه‌ها، همراه با پیامدهای زیست‌محیطی و مکانیسم‌های فعال‌سازی مجدد کانون‌ها، در کنار هم دیده شوند. چنین نگاهی می‌تواند درک ما را از پایداری یا ناپایداری کانون‌های گردوغبار و حساسیت

آن‌ها نسبت به تغییر اقلیم و فعالیت‌های انسان‌زاد عمیق‌تر کند و مبنایی علمی برای اولویت‌بندی اقدامات مدیریتی و احیایی فراهم آورد.

بر این اساس، هدف پژوهش حاضر، ارائه‌ی یک تصویر تلفیقی از دینامیک کانون‌های گردوغبار ایران در چارچوب ژئومورفولوژی بادی کواترنری و تبیین پیوند این دینامیک با پیامدهای زیست‌محیطی در مقیاس ملی است. در این چارچوب، ابتدا انواع اصلی کانون‌ها از نظر جایگاه ژئومورفولوژیک و منشاء رسوبی معرفی و دسته‌بندی می‌شوند، سپس نقش فرایندهای کواترنری و تغییرات اخیر اقلیمی–انسان‌زاد در فعال‌شدن آن‌ها بررسی می‌شود و در نهایت، پیامدهای زیست‌محیطی و مناطق بحرانی از نظر هم‌پوشانی کانون‌ها با پهنه‌های حساس انسانی و اکولوژیک مورد بحث قرار می‌گیرد.



شکل ۱ -کانون‌های اصلی گردوغبار در ایران و توزیع فضایی رخدادهای گردوغبار در چند دهه اخیر) اقتباس از.(Rashki et al., 2021

۲- روش مطالعه

این پژوهش به‌صورت یک مطالعه مروری–تحلیلی طراحی شده است که هدف آن، تلفیق یافته‌های ژئومورفولوژیک، اقلیمی و زیست‌محیطی درباره کانون‌های گردوغبار ایران در چارچوب تکامل کواترنری است. تمرکز اصلی بر مقالات و گزارش‌هایی است که هم‌زمان به سه جنبه اصلی موضوع یعنی: (۱) نوع و جایگاه ژئومورفولوژیک کانون‌های گردوغبار، (۲) فرایندهای بادی و شرایط اقلیمی مؤثر بر فعال‌شدن آن‌ها، و (۳) پیامدهای زیست‌محیطی و بهداشتی گردوغبار پرداخته باشند.

در گام نخست، جست‌وجوی نظام‌مند در پایگاه‌های اطلاعاتی بین‌المللی و منطقه‌ای شامل Web of Science ، Scopus، ScienceDirect، Google Scholar و SID انجام شد. برای این جست‌وجو، ترکیبی از واژه‌های کلیدی انگلیسی و فارسی مانند طوفان گردوغبار، کانون گردوغبار، فرایندهای بادی، پِلایا، دریاچه خشک‌شده، دشت سیلابی، پیامدهای زیست‌محیطی و معادل‌های انگلیسی آن‌ها در عنوان، چکیده و واژگان کلیدی مورد استفاده قرار گرفت. تمرکز اصلی بر مطالعات دو دهه اخیر بود، اما در موارد لازم، از پژوهش‌های کلاسیک قدیمی‌تر برای تبیین زمینه کواترنری و اقلیمی استفاده شد.

پس از جست‌وجوی اولیه، مقالات بر اساس چکیده و متن کامل بر مبنای معیارهای مشخصی انتخاب شدند؛ از جمله تمرکز بر کانون‌های گردوغبار در ایران یا حوضه‌های فرامرزی تأثیرگذار بر ایران، ارائه اطلاعات روشن درباره نوع سطح منبع (پِلایا، دشت آبرفتی، تپه ماسه‌ای، دشت بادرفتی و ...)، استفاده از داده‌های اقلیمی، سنجش‌ازدور یا مدلسازی جوی برای تحلیل فعالیت گردوغبار

و اشاره صریح به پیامدهای زیست‌محیطی. مطالعاتی که تنها جنبه سینوپتیک یا تنها توصیف زمین‌ریختی بدون پیوند به گردوغبار داشتند، از مجموعه اصلی کنار گذاشته شدند و صرفاً به‌صورت کمکی مورد استفاده قرار گرفتند.

در مرحله بعد، کانون‌های گردوغبار شناسایی‌شده بر اساس جایگاه ژئومورفولوژیک و منشاء رسوبی در چند گروه اصلی طبقه‌بندی شدند: حوضه‌های پِلایا و دریاچه‌های خشک‌شده کواترنری، دشت‌های سیلابی و آبرفتی ریزدانه، میدان‌های ماسه‌ای و دشت‌های بادرفتی، سطح‌های لُسی و نهشته‌های بادی ریزدانه و پهنه‌های انسان‌زاد مانند اراضی کشاورزی رهاشده و مخازن خشک‌شده. برای هر گروه، ویژگی‌های رسوب‌شناسی، وضعیت پوشش گیاهی، شرایط رطوبتی و کاربری زمین از مطالعات استخراج و در قالب جدول تلفیقی سازمان‌دهی شد تا امکان مقایسه بین گروه‌ها فراهم شود.

به‌منظور درک بهتر دینامیک گردوغبار، نتایج مطالعاتی که در آن‌ها از تصاویر ماهواره‌ای(MODIS) ، Landsat، (Sentinel، شاخص‌های نوری گردوغبار و محصولات بازتحلیل اقلیمی برای ردیابی رخدادهای گردوغبار، تعیین فراوانی طوفان‌ها و ارتباط آن‌ها با سامانه‌های جوی استفاده شده بود، گردآوری و تحلیل شد. اطلاعات مربوط به فراوانی رخدادهای گردوغبار، مسیرهای اصلی انتقال، سرعت و جهت بادهای غالب و هم‌زمانی رخدادها با دوره‌های خشکسالی، با نوع و موقعیت ژئومورفولوژیک کانون‌ها ترکیب شد تا الگوی منبع–فرایند–پیامد در هر منطقه ترسیم شود.

برای تحلیل پیامدهای زیست‌محیطی، از داده‌های کیفیت هوا (غلظت ذرات معلق، تعداد روزهای غباری) و شاخص‌های سلامت (بستری و مرگ‌ومیر مرتبط با بیماری‌های تنفسی و قلبی–عروقی) و نیز گزارش‌های مربوط به اثر گردوغبار بر کشاورزی، رسوب‌گذاری در مخازن و تخریب پوشش گیاهی استفاده شد. این داده‌ها، در حدی که در مقالات موجود گزارش شده بود، با موقعیت و نوع کانون‌ها مرتبط گردید تا مناطق با ریسک بالای گردوغبار شناسایی شوند. ناهمگونی در مقیاس مکانی و زمانی مطالعات، تفاوت در روش‌های سنجش و محدودیت دسترسی به داده‌های خام، از مهم‌ترین محدودیت‌های این پژوهش به‌شمار می‌آیند؛ با این حال، تلفیق انتقادی داده‌های موجود، امکان ترسیم تصویر کلی از دینامیک کانون‌های گردوغبار ایران را فراهم کرده است.

۳- بحث

بررسی مطالعات انجام‌شده نشان می‌دهد که کانون‌های گردوغبار ایران از نظر ژئومورفولوژیک و منشاء رسوبی، مجموعه‌ای ناهمگن و چندگانه‌اند و نمی‌توان آن‌ها را به یک تیپ ساده فروکاست. در یک دسته‌بندی کلی، می‌توان چهار گروه عمده را تشخیص داد:

۱)حوضه‌هایپِلایاو دریاچه‌های خشک‌شده‌ی کواترنری،

۲) دشت‌های سیلابی و آبرفتی ریزدانه،

۳)میدان‌های ماسه‌ای و دشت‌های بادرفتی،

۴)کانون‌های انسان‌زاد نظیر اراضی کشاورزی رهاشده و تالاب‌های مصنوعی خشک‌شده.

پِلایاها و دریاچه‌های خشک‌شده، مانند هامون، جازموریان و بخشی از حوضه‌های ایران مرکزی، به‌دلیل تمرکز رسوبات ریزدانه، شور و سطح پهن و تقریباً صاف، از حساس‌ترین سطوح نسبت به فرسایش بادی به‌شمار می‌آیند. در دوره‌های مرطوب‌تر کواترنری، این حوضه‌ها به‌عنوان محیط‌های ته‌نشست رسوبات ریزدانه عمل کرده‌اند و در اقلیم خشک امروز، با کاهش تراز آب و ازدست‌رفتن پوشش سطحی، به مخازن عظیم گردوغبار تبدیل شده‌اند. دشت‌های سیلابی پایین‌دست رودخانه‌ها نیز در شرایطی که پوشش گیاهی تضعیف و رطوبت سطحی کاهش یابد، می‌توانند به کانون‌های ثانویه گردوغبار بدل شوند؛ به‌خصوص در مناطقی که چرای مفرط، شخم نامناسب و تخریب خاک در آن‌ها شدت دارد.

در جنوب‌شرق و شرق ایران، ارگ‌ها و میدان‌های ماسه‌ای حاصل از تجمع طولانی‌مدت ماسه‌های بادی، مانند بخش‌هایی از دشت لوت و حاشیه آن، بیشتر به‌عنوان مخزن ماسه عمل می‌کنند تا منبع گردوغبار ریزدانه؛ اما فرسایش سطح‌های رسی و نمکی میان این ارگ‌ها و پِلایاهای مجاور، می‌تواند حجم قابل‌توجهی از ذرات سیلتی–رسی را به جو منتقل کند. بدین ترتیب، ارتباط منبع–مخزن بین پِلایاها، دشت‌های بادرفتی و تپه‌های ماسه‌ای در مقیاس حوضه‌ای، ساختار پیچیده‌ای از چرخه رسوبی بادی ایجاد می‌کند. در مناطق جنوب‌غربی و غرب کشور نیز دشت‌های آبرفتی و سیلابی خوزستان و حاشیه‌ی تالاب‌ها، در ترکیب با منابع فرامرزی، نقش مهمی در رخدادهای گردوغبار دارند.

از سوی دیگر، نقش عوامل انسان‌زاد در چند دهه‌ی اخیر در فعال‌سازی کانون‌ها به‌وضوح قابل مشاهده است. کاهش شدید تراز آب تالاب‌ها و دریاچه‌ها در اثر سدسازی، انحراف آب و برداشت بی‌رویه برای کشاورزی، نمونه‌هایی مانند هامون، گاوخونی و ارومیه را از محیط‌های آبی و تالابی به پهنه‌های خشک و نمکی حساس به باد تبدیل کرده است. در بسیاری از دشت‌های کشاورزی حاشیه بیابان‌ها، رهاشدن اراضی، شخم‌های عمیق و ازبین‌رفتن پوشش گیاهی دائمی، شرایط را برای فرسایش بادی و تولید غبار آماده کرده است. ترکیب این عوامل با دوره‌های خشکسالی و کاهش بارش، باعث شده است که بخشی از کانون‌های نسبتاً غیرفعال گذشته دوباره فعال شوند یا کانون‌های جدیدی شکل بگیرند.

بررسی پیامدهای زیست‌محیطی نشان می‌دهد که هم‌پوشانی مکانی بین کانون‌های فعال گردوغبار و پهنه‌های متراکم جمعیتی یا اکوسیستم‌های حساس، عامل اصلی شکل‌گیری «نقاط بحرانی» در کشور است. برای نمونه، شهرهای جنوب‌غرب ایران در پایین‌دست کانون‌های داخلی و خارجی متعددی قرار دارند و در معرض طوفان‌های گردوغبار با غلظت‌های بسیار فراتر از استانداردهای بهداشتی قرار می‌گیرند. در شرق کشور نیز شهرها و روستاهای حاشیه هامون و دشت سیستان، نه‌تنها از نظر سلامت انسان، بلکه از نظر آسیب‌پذیری زیرساخت‌های کشاورزی و منابع آب، تحت فشار مداوم طوفان‌های گردوغبارند. در فلات مرکزی، هم‌زمانی خشکسالی، فرونشست زمین، بیابان‌زایی و گردوغبار، مجموعه‌ای از مخاطرات درهم‌تنیده را ایجاد کرده که مدیریت جداگانه‌ی هر کدام را دشوار می‌کند.

از دید ژئومورفولوژی بادی، نکته کلیدی این است که بسیاری از کانون‌های گردوغبار ایران، محصول فرایندهای طولانی‌مدت کواترنری هستند که در مقیاس زمین‌ساختی و اقلیمی شکل گرفته‌اند، اما در بازه زمانی معاصر، با عبور از آستانه‌های رطوبتی و پوشش گیاهی، به‌سرعت فعال شده‌اند. این بدان معناست که صرفاً بازگرداندن شرایط اقلیمی به میانگین چند دهه‌ی قبل، لزوماً کافی نیست؛ زیرا حجم عظیم رسوبات ریزدانه‌ی انباشته‌شده در حوضه‌ها، برای مدت طولانی پتانسیل تولید گردوغبار را حفظ می‌کنند. از این‌رو، هر برنامه مدیریتی باید علاوه‌بر کاهش فشارهای انسانی و سازگاری با تغییر اقلیم، به *مدیریت و پایدارسازی خودِ سطوح منبع* (مثلاً با احیای پوشش گیاهی، مدیریت آب، مالچ‌پاشی هدفمند و اصلاح کاربری) نیز توجه داشته باشد.

در نهایت، تحلیل تلفیقی مطالعات نشان می‌دهد که نگاه کوتاه‌مدت و موضعی به گردوغبار، توان پاسخ‌گویی به ابعاد این مسئله را ندارد. لازم است چارچوبی بر مبنای «منبع–فرایند–پیامد» و در مقیاس حوضه‌ای و ملی شکل گیرد که در آن، اطلاعات ژئومورفولوژیک کواترنری، داده‌های اقلیمی و سنجش‌ازدور، و شاخص‌های زیست‌محیطی و سلامت، در کنار هم قرار گیرند. چنین چارچوبی می‌تواند ضمن شناسایی اولویت‌های مکانی اقدامات کنترلی و احیایی، در طراحی سیاست‌های منطقه‌ای و فرامرزی برای مدیریت مشترک کانون‌های گردوغبار نیز راهگشا باشد.

۴- نتیجه گیری

بررسی تلفیقی مطالعات ژئومورفولوژیک، اقلیمی و زیست‌محیطی نشان می‌دهد که گردوغبار در ایران حاصل برهم‌کنش پیچیده میان میراث رسوبی–ژئومورفولوژیک کواترنری و شرایط اقلیمی و انسان‌زاد معاصر است. حوضه‌های پِلایا و دریاچه‌های خشک‌شده، دشت‌های آبرفتی ریزدانه و دشت‌های بادرفتی، در طی کواترنر به‌عنوان مخازن بزرگ رسوبی شکل گرفته‌اند و در اقلیم خشک کنونی، با کاهش رطوبت و پوشش گیاهی، به کانون‌های فعال گردوغبار تبدیل شده‌اند. در کنار این منابع داخلی، قرارگیری ایران در کمربند خشک غرب آسیا و هم‌جواری با حوضه‌های گردوغبارخیز منطقه، موجب شده است که بخش‌های وسیعی از کشور به‌طور مداوم تحت تأثیر رخدادهای گردوغبار قرار گیرند.

در دهه‌های اخیر، تغییرات کاربری اراضی، بهره‌برداری بی‌رویه از منابع آب، خشک‌شدن تالاب‌ها و دریاچه‌ها و تشدید خشکسالی‌ها، بسیاری از کانون‌های پیش‌تر نیمه‌فعال را به کانون‌های پرقدرت گردوغبار تبدیل کرده و در برخی مناطق، کانون‌های جدیدی پدید آورده است. این روند نشان می‌دهد که شدت و فراوانی رخدادهای گردوغبار کنونی را نمی‌توان تنها به تغییرات طبیعی اقلیم نسبت داد، بلکه نقش فعالیت‌های انسانی در تشدید و تسریع این فرآیند بسیار تعیین‌کننده است.

از سوی دیگر، پیامدهای گردوغبار در ایران صرفاً به کاهش دید افقی و آلودگی بصری محدود نمی‌شود، بلکه به‌صورت مستقیم بر سلامت انسان، کیفیت هوا، کارکرد اکوسیستم‌ها، کشاورزی، منابع آب و زیرساخت‌های شهری و روستایی اثر می‌گذارد. ترکیب کانون‌های فعال گردوغبار با پهنه‌های متراکم جمعیتی و اکوسیستم‌های حساس، مجموعه‌ای از «نقاط بحرانی» را در کشور شکل داده است که در آن‌ها ریسک زیست‌محیطی و بهداشتی به‌طور چشمگیری افزایش یافته است.

نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که رویکردهای مقطعی و موضعی برای مدیریت گردوغبار، پاسخگوی ماهیت گسترده و چندمقیاسی این پدیده نیست. برای مواجهه مؤثر با گردوغبار، لازم است چارچوبی یکپارچه بر مبنای رابطه‌ی منبع–فرایند–پیامد در مقیاس حوضه‌ای و ملی اتخاذ شود؛ چارچوبی که در آن، اطلاعات ژئومورفولوژیک کواترنری، داده‌های اقلیمی و سنجش‌ازدور، و شاخص‌های زیست‌محیطی و سلامت در کنار یکدیگر تحلیل شوند. در چنین نگاهی، اقدامات مدیریتی باید هم‌زمان سه سطح را هدف قرار دهد: کاهش فشارهای انسان‌زاد بر حوضه‌های حساس، پایدارسازی و احیای سطوح منبع (از طریق مدیریت پوشش گیاهی، آب و کاربری زمین) و تقویت همکاری‌های منطقه‌ای برای مدیریت کانون‌های فرامرزی.

در نهایت، می‌توان نتیجه گرفت که نگاه کواترنری به گردوغبار –یعنی در نظر گرفتن آن به‌عنوان خروجی بلندمدت یک سیستم رسوبی–ژئومورفولوژیک که اکنون تحت فشار اقلیم و انسان قرار گرفته – می‌تواند مبنای نظری قدرتمندی برای پیوند دادن پژوهش‌های زمین‌شناسی، اقلیم‌شناسی، بهداشت و برنامه‌ریزی محیط‌زیست فراهم کند و به تعریف دقیق‌تر اولویت‌های مکانی و زمانی مداخله در مدیریت گردوغبار ایران کمک نماید.

۵- منابع

Rashki, A., Middleton, N. J., & Goudie, A. S. (2021). Dust storms in Iran – Distribution, causes, frequencies and impacts. *Aeolian Research*, 48, 100655.

Kehl, M. (2009). Quaternary climate change in Iran – The state of knowledge. *Erdkunde*, 63(1), 1–17.

Heidarian, P., Azhdari, A., Joudaki, M., Darvishi Khatooni, J., & Fathtabar Firoozjaei, S. (2018). Integrating remote sensing, GIS, and sedimentology techniques for identifying dust storm sources: A case study in Khuzestan, Iran. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 46(7), 1113–1124.

Pourhashemi, S., Azizi, G., Ghorbani Nejad, S., Boroughani, M., & Hashemi, H. (2023). Mapping of dust source susceptibility by remote sensing and machine learning techniques (Case study: Iran–Iraq border). *Environmental Science and Pollution Research*, 30(10), 27965–27979.

Ebrahimi-Khusfi, Z. (2024). Temporal changes trend in external-origin dust in arid cities of Iran. *Journal of Environmental Health and Sustainable Development*, 9(1), 1–12.

Kamarehei, B., Farhadi, M., & co-authors. (2024). Short-term and long-term exposure to particles and their associated health impacts in Iran. *Environmental Research*, 252, 118153.

MalAmiri, N., Rashki, A., Al-Dousari, A., & Kaskaoutis, D. G. (2025). Socioeconomic and health impacts of dust storms in Southwest Iran. *Atmosphere*, 16(2), 159.

Mahmoudi, L., Hasegawa, H., & co-authors. (2023). Identifying the distribution and frequency of dust storms in Iran using a dense network of meteorological stations. *Sustainability*, 15(16), 12294.

Boroughani, M., Pourhashemi, S., Hashemi, H., & co-authors. (2023). Mapping land degradation risk due to land susceptibility to dust emission and water erosion in the Lut watershed, Iran. *SOIL*, 9, 411–431.

Sotoudeheian, S., Arhami, M., & Shahsavani, A. (2016). Impact of Middle Eastern dust sources on PM10 in Iran: A modeling study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(21), 12158–12175.

Hemati, F., et al. (2020). Health risks associated with dust storms in Iran: A systematic review. *Health in Emergencies and Disasters Quarterly*, 5(4), 201–214.

Borzou, F., Farajzadeh, M., & Darand, M. (2021). Spatial analysis of dust storms in Iran based on climatic and vegetation characteristics. *Geography and Environmental Sustainability*, 11(1), 1–23.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

بررسی خاستگاه ماسه سنگ های پالئوژن در ایران مرکزی (منطقه عشین) با استفاده از آنالیز مودال و ژئوشیمی کروم اسپینل آواری

محمدعلی صالحی*[۱]، مهدی جعفرزاده [۲و۳]، دیوید لووه [۳]، سمیه رستمی [۴]

۱- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۲- دانشیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۳- گروه علوم زمین، دانشگاه ممموریال، کانادا

۴- دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

*Email: ma.salehi@sci.ui.ac.ir

چکیده

مطالعه خاستگاه نهشته‌های آواری پالئوژن در منطقه عشین در ایران مرکزی که از افیولیت‌ها منشأ گرفته‌اند، اطلاعاتی در مورد تکامل شاخه شرقی زمین‌درز نئوتتیس در این ناحیه ارایه می دهد. در این منطقه توالی رسوبی آواری ائوسن زیرین تا الیگوسن زیرین، افیولیت ملانژ عشین را می پوشاند. در این مطالعه از آنالیز مدال ماسه سنگ و آنالیز ژئوشیمیایی کروم اسپینل آواری در مطالعه تاریخچه تکامل جغرافیای دیرینه این کمربند زمین درز افیولیتی استفاده شده است. نتایج آنالیز مودال نشان دهنده خاستگاه ماسه سنگ‌های سازند آخوره کمان ماگماییِ فرسایش نیافته تا انتقالی است. به طوری که فرسایش افیولیت ملانژ عشین و سنگ های آتشفشانی مرتبط، اولین چرخه رسوبات اولترامافیک و آتشفشانی را برای حوضه‌ی دریایی عمیق سازند آخوره فراهم کرده است. به دنبال شروع برخورد صفحات عربستان با ایران در طی ائوسن-الیگوسن، بالاآمدگی حوضه و تغییر در محیط رسوبی از دریایی به قاره‌ای و تغییر به سمت خاستگاه کمان ماگمایی فرسایش یافته تا کوهزایی چرخه مجدد در ماسه سنگ‌های واحد آواری ائوسن-الیگوسن در منطقه عشین ثبت شده است.

کلمات کلیدی: پتروگرافی ماسه‌سنگ، سازند آخوره، افیولیت عشین، کروم اسپینل، ائوسن-الیگوسن، ایران مرکزی.

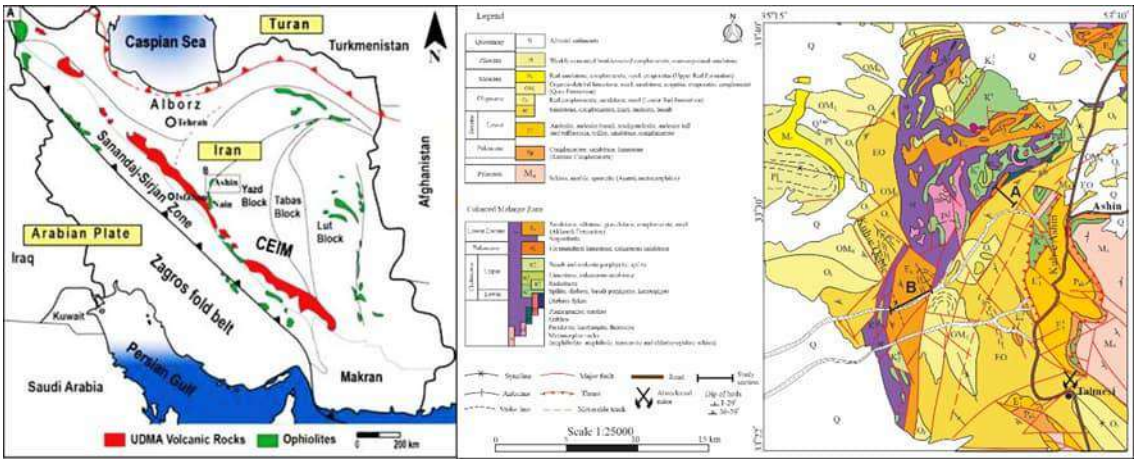
۱- مقدمه

در مطالعات بسیاری از ترکیب اجزای اصلی ماسه‌سنگ، ژئوشیمی کل سنگ و شیمی کروم اسپینل آواری برای تعیین تکامل حوضه اقیانوسی پالئوتتیس و نئوتتیس در سراسر کمربند آلپ-هیمالیا جایی که کمپلکس‌های افیولیتی در امتداد مناطق زمین درز تتیس رخنمون دارند، استفاده شده است (به عنوان مثال Meinhold et al., 2007, 2009; Al-Juboury et al., 2009; Meinhold and BouDagher-Fadel, 2010; Hu et al., 2014; Baxter et al., 2016; Gholami Zadeh et al., 2017; Hashemi Azizi et al., 2018a, b; Löwen et al., 2018; Salehi et al., 2023a, b). مطالعه افیولیت‌های رانده‌شده کرتاسه بالایی در ایران مرکزی، اطلاعاتی در مورد تکامل کمربندهای زمین درز نئوتتیس در این منطقه ارائه می‌دهد. بررسی سنگ‌های رسوبی حاصل از فرسایش آنها، به درک بیشتر از تاریخچه جایگیری افیولیت‌های نئوتتیس و مهم‌تر از آن، چگونگی و زمان فرسایش آنها کمک می‌کند (به عنوان مثال Gholami Zadeh et al., 2017; Salehi et al., 2023a). سازند آخوره که به یک رخساره فلیشی نیز مشهور است از سنگ‌های آذرآواری ائوسن زیرین تشکیل شده و همراه با لایه‌های آواری ائوسن–الیگوسن با ضخامت بیش از هزارمتر رخنمون‌های بسیار خوبی را در امتداد مرز غربی خردقاره شرق ایران مرکزی تشکیل می‌دهند (Sharkovski et al., 1984b; Salehi et al., 2023a, b) (شکل ۱). این توالی‌های آواری از فرسایش افیولیت ملانژهای عشین و نایین به سن کرتاسه هستند که بقایای اقیانوس نئوتتیس به شمار می روند (Sharkovski et al., 1984b; Torabi et al., 2011). در این مطالعه، داده‌های آنالیز مودال و شیمی کروم-اسپینل آواری در نمونه‌های سازند آخوره و ماسه‌سنگ‌های ائوسن-الیگوسن مرتبط با آن را از حاشیه شرقی و جنوبی افیولیت ملانژ عشین ارائه شده است تا نوع

(انواع) لیتوسفر اقیانوسی، جایگاه تکتونیکی، انواع سنگ‌های غالب و تاریخچه رخنمون افیولیت عشین مشخص گردد. این نتایج با داده‌های آنالیزمودال ماسه‌سنگ‌ها و ژئوشیمی دانه‌های کروم اسپینل آواری ماسه‌سنگ‌های سازند آخوره در منطقه نایین مقایسه شده‌اند، که همراه با پریدوتیت‌های مربوط به زون فرورانش، به طور جزئی یک خاستگاه آتشفشانی را نشان می‌دهند و احتمالاً حاصل از فرسایش از بازالت های جزایر قوسی می‌باشد (Salehi et al., 2023a). در نهایت از این داده‌های خاستگاه برای استنباط و بازسازی جنبه‌هایی از تکامل جغرافیای دیرینه و ژئودینامیکی ایران مرکزی در طی ائوسن پایینی تا پایین‌ترین بخش الیگوسن، در طول بسته شدن نهایی اقیانوس نئوتتیس، استفاده شده است.

۲- روش مطالعه

دو برش چینه‌شناسی از توالی رسوبی آواری پالئوژن در شمال غربی انارک انتخاب و نمونه‌برداری شد (شکل۱). از مجموع ۳۷ نمونه مقاطع نازک ۱۹ نمونه ماسه‌سنگ (۹ نمونه از سازند آخوره و ۱۰ نمونه از واحد آواری ائوسن-الیگوسن) با استفاده از روش گزی-دیکنسون (Ingersoll et el., 1984) برای حداقل ۳۰۰ دانه اصلی شمارش شدند (جدول ۱). در مجموع ۱۹۳ دانه کروم-اسپینل آواری از پنج نمونه ماسه‌سنگ (۴ نمونه از سازند آخوره، برش B، و ۱ نمونه از واحد آواری ائوسن-الیگوسن، برش A) بر روی مقاطع نازک صیقلی با استفاده از میکروآنالیز پروب الکترونی (EPMA) در دانشگاه مموریال کشور کانادا آنالیز شد (جدول۲). هم چنین از تصویربرداری الکترونی back-scattered (BSE) برای بررسی منطقه‌بندی داخلی و لبه‌های دگرسانی دانه‌های مورد بررسی استفاده گردید.

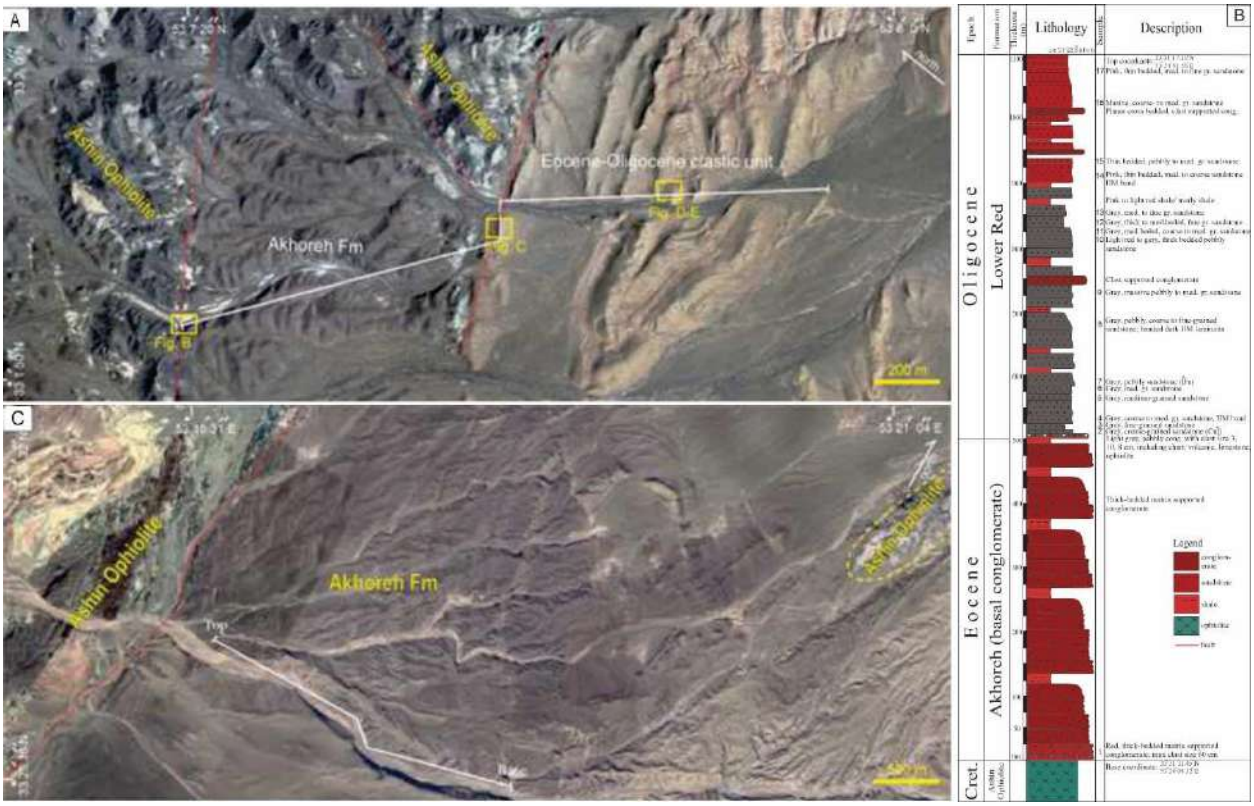


شکل۱: موقعیت جغرافیایی در نقشه ایران و نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه در منطقه عشین (شمال غرب انارک) در ایران مرکزی. موقعیت برش‌ها بر روی نقشه مشخص شده است.

۳- نتایج و بحث

مرز زیرین سازند آخوره با افیولیت عشین در مقاطع اندازه‌گیری شده توسط گسل‌ها حذف شده است (شکل۲). در برش A، سازند آخوره با کنگلومرای دانه پشتیبان تا گل پشتیبان و شیل به رنگ قهوه‌ای مایل به قرمز تیره، لایه بندی منظم و ضخیم آغاز می‌شود (شکل ۲A). این کنگلومرا از قطعات زاویه‌دار از سنگ‌های اولترابازیک، گابرو، سرپانتینیت و سنگ‌های آتشفشانی و همچنین چرت‌های رادیولری و سنگ‌های آهکی تا اندازه ۶۰ سانتی‌متر تشکیل شده است (شکل ۲B). بخش عمده‌ای از سازند آخوره، در برش B، از

ماسه‌سنگ، شیل و مارن با لایه‌های عدسی شکل کنگلومرا تشکیل شده است که به طور کلی لایه‌بندی منظم ورقه‌ای و دانه بندی تدریجی را در یک محیط دریایی عمیق متأثر از جریان‌های توربیدایتی نشان می‌دهند (شکل۲C). وجود الیستولیت‌ها در منطقه نشان دهنده رسوب‌گذاری در یک محیط فعال تکتونیکی است. توالی آواری ائوسن-الیگوسن که تغییرات ناگهانی ضخامت و رخساره را در فواصل کوتاه نشان می‌دهد، شامل کنگلومرای خاکستری روشن و خاکستری مایل به قهوه‌ای، ماسه‌سنگ، سیلتستون، شیل صورتی تا قرمز روشن و مارن گچدار است (شکل۲B).



شکل۲: A- تصویر ماهواره ای و ستون چینه شناسی سازند آخوره و توالی آواری ائوسن- الیگوسن در برش A (شمال غرب انارک). B- ستون چینه شناسی توالی مورد مطالعه در برش A . C- تصویر ماهواره ای سازند آخوره در برش B (شمال غرب انارک)

در این توالی چرخه‌های ریز شونده رو به بالا با قاعده فرسایشی وجود دارد. ساختارهای رسوبی به صورت عدسی شکل و بزرگ مقیاس، لایه‌بندی مورب مسطح با جریان‌های دیرینه تک‌جهتی هستند که نشان‌دهنده یک محیط رسوب‌گذاری رودخانه‌ای است. لایه های شیل قرمز روشن تا صورتی با لایه‌بندی افقی که هر چرخه رو به بالا را می‌پوشاند ممکن است نشان‌دهنده رسوب‌گذاری دشت سیلابی در شرایط اکسیداسیون باشند (Miall, 2010).

پتروگرافی ماسه‌سنگ‌های سازند آخوره پتروفاسیس آنها را از نوع ولکانیک آرنایت ($Q_{12}F_{32}L_{56}$) با جورشدگی ضعیف و از نظر کانی‌شناسی نابالغ را نشان می‌دهد که عمدتاً شامل قطعات سنگ‌های آتشفشانی و پلاژیوکلاز آواری است. در مقابل، ماسه‌سنگ‌های ائوسن-الیگوسن دارای پتروفاسیس فلدسپاتیک لیتارنیت ($Q_{34}F_{18}L_{48}$) با فراوانی خرده سنگ های آتشفشانی و دگرگونی و همچنین دانه‌های کوارتز، چرت و فلدسپات پتاسیم دار قابل توجهی است (شکل ۳A). آنالیز مودال ماسه‌سنگ‌های سازند آخوره، جایگاه

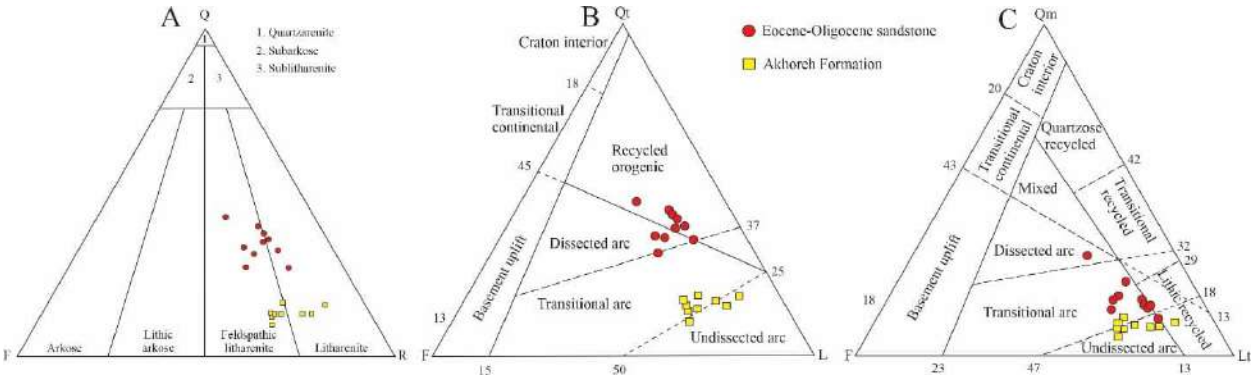
تکتونیکی کمان ماگمایی فرسایش نیافته را نشان می‌دهد (شکل ۳B,C). فراوانی خرده سنگ‌های آتشفشانی و دانه‌های پلاژیوکلاز، وجود دانه‌های اولترامافیک و مافیک مانند سرپانتینیت و گابرو و همچنین چرت‌ها و سنگ آهک‌های رادیولاری، نشان‌دهنده مشارکت‌های افیولیت ملانژ عشین به سن کرتاسه بالایی است که حاصل بسته شدن شاخه شرقی اقیانوس نئوتتیس در ایران مرکزی قبل از ائوسن است و قبل از آنکه کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر در محل وجود داشته باشد (Shirdashtzadeh et al., 2022; Ghadirpour et al., 2025). داده‌های مودال ماسه‌سنگ‌های ائوسن-الیگوسن، جایگاه تکتونیکی کمان ماگمایی فرسایش یافته را به سمت کوهزایی چرخه مجدد نشان می‌دهد (شکل ۳B,C) که با فراوانی خرده سنگ‌های آتشفشانی و دگرگونی و همچنین دانه‌های کوارتز، چرت و فلدسپات پتاسیم دار با مقادیر بالاتر در مقایسه با سازند آخوره مطابقت دارد. در مقایسه با ماسه‌سنگ‌های آخوره، این تغییرات در ترکیب اجزای اصلی، نشان‌دهنده تغییر در خاستگاه است و بالاآمدگی منطقه از زمان ائوسن-الیگوسن به بعد است. این تغییر در خاستگاه و جایگاه تکتونیکی همزمان با تغییر رخساره‌های سنگی از محیط عمیق دریایی سازند آخوره به توالی‌های آواری به احتمال زیاد رودخانه‌ای واحد آواری ائوسن-الیگوسن است که رابطه مستقیم بین تکامل تکتونیکی و رسوبی در منطقه نشان می‌دهد.

جدول ۱: آنالیز مدال ماسه سنگ های مورد مطالعه از سازند آخوره و توالی آواری ائوسن- الیگوسن

Sample	Formation	Grain size	Qm non	Qm un	Qp 2-3	Qp >3	K	P	Lv	Ls	Lm	Cht	M	Porosity	Cem	Acc opaque	Acc light	Total
AA3	EO unit	f	58	23	15	17	31	24	54	13	13	13	4	4	67	13	4	353
AA6	EO unit	m	29	19	15	30	33	29	73	2	38	7	2	6	58	3	4	348
AA8	EO unit	f	48	19	7	29	20	22	74	19	53	15	3	9	31	16	5	370
AA9	EO unit	m	23	22	15	42	29	28	73	15	41	21	4	12	49	4	4	382
AA11	EO unit	c	22	20	14	45	30	21	96	17	44	25	5	9	47	3	6	404
AA12	EO unit	f	39	17	16	24	33	19	68	11	51	12	3	5	49	3	7	357
AA13	EO unit	f	27	21	16	39	40	15	71	15	44	20	5	4	38	5	3	363
AA14	EO unit	m	33	12	11	47	31	18	69	12	35	25	3	3	49	4	3	355
AA15	EO unit	m	26	22	15	51	22	15	61	10	42	9	4	3	50	1	2	333
AA17	EO unit	f	22	19	17	22	27	25	67	20	38	10	5	1	48	18	0	339
AA23	Akhoreh	m	14	10	0	13	35	43	140	9	11	7	3	5	46	16	9	361
AA25	Akhoreh	m	14	11	2	2	38	58	135	6	10	1	6	4	35	25	13	360
AA26	Akhoreh	m	12	8	2	6	33	51	147	12	8	5	13	5	49	20	4	375
AA27	Akhoreh	m	17	8	2	8	22	41	138	13	9	8	8	4	56	12	8	354
AA28	Akhoreh	m	15	5	6	2	25	58	116	12	7	7	4	10	46	47	32	392
AA31	Akhoreh	m	14	11	4	9	14	45	133	10	11	9	7	8	50	17	16	358
AA32	Akhoreh	m	13	10	5	7	32	66	118	11	10	8	8	5	38	23	17	371
AA35	Akhoreh	m	12	9	3	7	28	75	114	9	6	10	17	4	52	22	7	375
AA39	Akhoreh	m	14	12	0	3	37	92	105	7	5	9	5	10	44	12	14	369

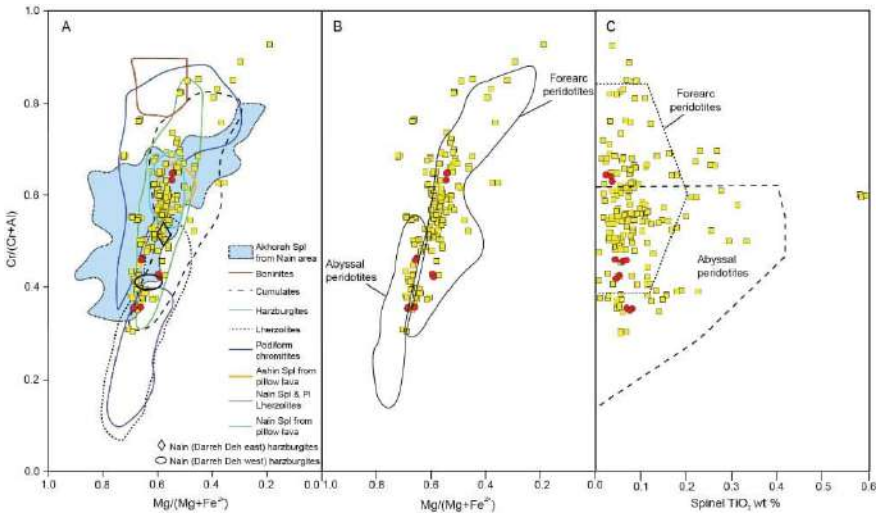
جدول۲: آنالیز اکسید عناصر اصلی برای دانه های کروم اسپینل آواری در نمونه های مورد مطالعه از سازند آخوره و توالی ائوسن- الیگوسن

Sample	AA-17 area4_9	AA-23 area9_119	AA-28 area11_162	AA-31 area11_67	AA-39 area5_18
Formation	EO unit	Akhoreh	Akhoreh	Akhoreh	Akhoreh
Cr_2O_3	37.82	42.99	54.67	43.81	46.81
Al_2O_3	29.85	24.18	8.65	23.76	21.06
TiO_2	0.04	0.12	0.26	0.16	0.08
FeO	16.10	18.31	27.37	18.24	17.12
MgO	14.43	12.24	7.54	12.25	12.50
MnO	0.07	0.09	0.23	0.06	0.07
V_2O_3	0.18	0.19	0.20	0.20	0.23
ZnO	0.15	0.13	0.10	0.16	0.17
NiO	0.14	0.11	0.05	0.08	0.10
Total	98.73	98.35	99.07	98.72	98.14
Cr#	0.46	0.54	0.81	0.55	0.60
Mg#	0.65	0.58	0.40	0.58	0.60



شکل۳: A- نامگذاری ماسه سنگ های سازند آخوره و توالی ائوسن- الیگوسن بر اساس Folk, 1980. B- جایگاه تکتونیکی ماسه سنگ های مورد مطالعه بر اساس Dickinson, 1985. C- جایگاه تکتونیکی ماسه سنگ های مورد مطالعه بر اساس Suttner et al., 1981.

کروم-اسپینل یک کانی فرعی رایج به همراه کانی‌های سنگین اوپاک (تیره) در ماسه‌سنگ‌های هر دو توالی است و دانه‌ها عمدتاً همگن با حاشیه‌های دگرسانی بسیار کم هستند. عدد کروم (Cr#) به صورت مقادیر Cr/(Cr + Al) و عدد منیزیم (Mg#) به صورت Mg/(Mg + Fe2+) محاسبه می شود. در نمونه‌های مورد بررسی مقادیر Cr# (0.29-0.92) و Mg# (0.18-0.71) گزارش شده است که از ویژگی‌های بارز کروم اسپینل تشکیل شده در یک محیط تکتونیکی جلوکمان (شکل ۴A,B) و شیمی معمول سنگ‌های غالباً از نوع هارزبورژیت در منطقه منشأ است. هم چنین مقادیر TiO_2 بین 0.01 تا 0.33 درصد وزنی (میانگین 0.08 درصد وزنی) متغیر است (شکل ۴C). ترکیبات شیمیایی کروم-اسپینل آواری توالی‌های مورد مطالعه، نشان دهنده منشا آنها از سنگ‌های اولترامافیک تشکیل شده در محیط تکتونیکی جلو کمان در زون فرافرورانش است. همچنین ژئوشیمی این دانه‌ها نشان می‌دهد نوع سنگ غالب هارزبورژیت در افیولیت ملانژ عشین در این زمان بوده که کروم-اسپینل آواری را برای توالی‌های رسوبی تأمین کرده است.



شکل۴: A- نمودار عدد کرم در مقابل عدد منیزیم که در آن محدوده‌های ترکیبی از انواع سنگ‌های کمپلکس افیولیت نشان داده شده است. محدوده آبی رنگ مربوط به سازند آخوره در منطقه نایین است. B-C- نمودار عدد کرم در مقابل عدد منیزیم و TiO_2 که در آن محدوده های پریدوتیت های Abyssal و Forearc نشان داده شده‌اند.

با توجه به خرده سنگ‌های آتشفشانی دگرسان نشده و یا کمی دگرسان یافته و دانه‌های فلدسپات و همچنین خرده سنگ های کربناته در هر دو سازند نشان از حداقل هوازدگی شیمیایی برای این نهشته‌ها است که با خاستگاه مرتبط با کمان آتشفشانی سازگار است. این حداقل هوازدگی را می‌توان تا حدی با شرایط آب و هوایی غالباً خشک ایران مرکزی در آن زمان و در عرض جغرافیایی نیمه‌گرمسیری ۳۰ درجه شمالی آن توضیح داد (Barrier et al., 2018).

۴- نتیجه گیری

سنگ‌های آذر-آواری ائوسن زیرین (سازند آخوره) و ائوسن-الیگوسن در شمال غرب انارک در منطقه عشین، تاریخچه تکامل شاخه شرقی زمین‌درز نئوتتیس را در مرز غربی خردقاره شرق ایران مرکزی (CEIM) در خود ثبت کرده‌اند. سازند آخوره با یک کنگلومرای دانه پشتیبان که قطعات آن حاصل از فرسایش از افیولیت است آغاز می‌شود و توسط ماسه‌سنگ‌های عمدتاً متوسط دانه قرمز رنگ با لایه‌بندی منظم و به شکل ورقه‌ای، همراه با میان‌لایه‌هایی از شیل، مارن روشن و لایه‌های عدسی شکل از کنگلومرای دانه پشتیبان تشکیل شده است. شواهد صحرایی و رسوبی نشان از تشکیل این سازند در محیط دریایی عمیق دارد. توالی‌های آواری ائوسن-الیگوسن از کنگلومرا، ماسه‌سنگ پبلی، سیلتستون، شیل و مارن صورتی تا قرمز روشن تشکیل شده‌اند که نشان‌دهنده یک محیط رسوبی رودخانه‌ای است. هر دو ماسه‌سنگ حاوی کانی‌های سنگین آواری حاصل از افیولیت (کروم-اسپینل) هستند. آنالیز مودال برای سازند آخوره و توالی ائوسن- الیگوسن به ترتیب خاستگاه کمان ماگمایی چرخه اول (فرسایش نیافته) تا انتقالی و خاستگاه کمان ماگمایی فرسایش یافته تا کوهزایی چرخه مجدد را نشان می‌دهد. این تغییر در خاستگاه و تکتونیک با تغییر رخساره‌های سنگی از محیط عمیق دریایی به رخساره‌های رودخانه‌ای همزمان بوده است. ترکیب شیمیایی کروم-اسپینل آواری از هر دو توالی، #Cr و #Mg متغیری را نشان می‌دهند که ویژگی تبلور در یک زون فرافرورانشی جلو کمان است و منشا غالب آنها هارزبورژیت را تایید می‌نماید. فرسایش افیولیت ملانژ عشین و سنگ‌های آتشفشانی مرتبط در امتداد حاشیه این حوضه، در اوایل ائوسن، خرده‌های اولترامافیک و آتشفشانی را برای حوضه رسوبی آخوره فراهم کرده است. سپس با حرکات تکتونیکی فشارشی مرتبط با همگرایی صفحات عربستان و ایراندر مرز ائوسن-الیگوسن، بالا آمدگی منطقه و تغییر در محیط‌های رسوبی به محیط قاره ای در توالی آواری ائوسن- الیگوسن رخ داده است که همزمان با فرسایش بقایای افیولیت ملانژ عشین، کمان ماگمایی همراه و همچنین سنگ‌های دگرگونی رخنمون یافته و توالی‌های رسوبی قدیمی تر بوده است.

۵- منابع

Al-Juboury, A.I., Ghazal, M.M. and McCann, T., 2009. Detrital chromian spinels from Miocene and Holocene sediments of northern Iraq: provenance implications. Journal of Geosciences, 54(3): 289–300.

Barrier, E., Vrielynck, B., Brouillet, J.-F. and Brunet, M.-F., 2018. Palaeotectonicreconstruction of the central Tethyan realms. Paris, Commission for the Geological Map of the World; CGMW/CCGM.

Baxter, A.T., Aitchison, J.C., Ali, J.R., Chan, J.S.-L. and Chan, G.H.N., 2016. Detrital chrome spinel evidence for a Neotethyan intra-oceanic island arc collision with India in the Paleocene. Journal of Asian Earth Sciences, 128: 90–104.

Dick, H.J.B. and Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86(1): 54–76.

Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones. In: G.G. Zuffa (Ed.), Provenance

Eocene age of Neo-Tethys subduction. Journal of African Earth Sciences, 228: 105628.

Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing, Austin, Texas, 159 pp.

Ghadirpour, M., Torabi, G., Shirdashtzadeh, 593 N., Meisel, T.C. and Morishita, T., 2025. A post ophiolitic plutonism record in the Central-East Iranian Microcontinent: Evidence for Pre-Eocene age of Neo-Tethys subduction. Journal of African Earth Sciences, 228: 105628.

Gholami Zadeh, P., Adabi, M.H., Hisada, K.-i., Hosseini-Barzi, M., Sadeghi, A. and Ghassemi, M.R., 2017. Revised version of the Cenozoic Collision along the Zagros Orogen, Insights from Cr-spinel and Sandstone Modal Analyses. Scientific Reports, 7(1): 10828.

Hashemi Azizi, S.H., Rezaee, P., Jafarzadeh, M., Meinhold, G., Moussavi Harami, S.R. and Masoodi, M., 2018a. Evidence from detrital chrome spinel chemistry for a Paleo-Tethyan intra-oceanic island-arc provenance recorded in Triassic sandstones of the Nakhlak Group, Central Iran. Journal of African Earth Sciences, 143: 242–252.

Hashemi Azizi, S.H., Rezaee, P., Jafarzadeh, M., Meinhold, G., Moussavi Harami, S.R. and Masoodi, M., 2018b. Early Mesozoic sedimentary–tectonic evolution of the Central-East Iranian Microcontinent: Evidence from a provenance study of the Nakhlak Group. Geochemistry, 78(3): 340–355.

Hu, X., An, W., Wang, J., Garzanti, E. and Guo, R., 2014. Himalayan detrital chromian spinels and timing of Indus-Yarlung ophiolite erosion. Tectonophysics, 621: 60–68.

Ingersoll, R.V., Fullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.616 P., Pickle, J.D. and Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. Journal of Sedimentary Petrology, 54(1): 103–116.

Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H. and Fiske, R., 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearc. In: P. Fryer, J. Pearce, L. Stokking e. al., (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 125: 445–485.

Löwen, K., Meinhold, G. and Güngör, T., 2018. Provenance and tectonic setting of Carboniferous–Triassic sandstones from the Karaburun Peninsula, western Turkey: A multi method approach with implications for the Palaeotethys evolution. Sedimentary Geology, 375: 232–255.

Meinhold, G. and BouDagher-Fadel, M., 2010. Geochemistry and biostratigraphy of Eocene sediments from Samothraki Island, NE Greece. Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie - Abhandlungen, 256(1): 17–38.

Meinhold, G., Kostopoulos, D. and Reischmann, T., 2007. Geochemical constraints on the provenance and depositional setting of sedimentary rocks from the islands of Chios, Inousses and Psara, Aegean Sea, Greece: implications for the evolution of Palaeotethys. Journal of the Geological Society, 164(6): 1145–1163.

Meinhold, G., Kostopoulos, D., Reischmann, T., Frei, D. and BouDagher-Fadel, M.K., 2009. Geochemistry, provenance and stratigraphic age of metasedimentary rocks from the eastern Vardar suture zone, northern Greece. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 277(3): 199–225.

Miall, A., 2010. Alluvial Deposits. In: N.P. James and R.W. Dalrymple (Eds.), Facies Models. Geological Association of Canada, Geotext 6.

Park, J.W., Park, G., Heo, C.H. and Kim, J., 2017. A Geochemical indicator in exploration for the Kalaymyo chromitite deposit, Myanmar. Economic and Environmental Geology, 50(6): 423–433.

Pober, E. and Faupl, P., 1988. The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. Geologische Rundschau, 77(3): 641–670.

Rakhimov, I.R., Saveliev, D.E., Rassomakhin, M.A. and Samigullin, A.A., 2022. Chromian Spinels from Kazanian-Stage placers in the southern Pre-Urals, Bashkiria, Russia: Morphological and chemical features and evidence for provenance. Minerals, 12(7): 849.

Salehi, M.A., Heubeck, C. and Kiefer, S., 2023a. Chemical composition of detrital chrome spinel and clinopyroxene from the Middle Eocene to lowermost Oligocene sandstones of central Iran (Nain area): Constraints on ophiolite provenance. Geochemistry, 83(3): 125983.

Salehi, M.A., Mallah, M. and Jafarzadeh, M., 2023b. Provenance and tectonic setting of the Middle Eocene lower Akhoreh Formation, Nain area, Central Iran, assessed using petrography and geochemistry. Geological Quarterly, 67(14): 1–19.

Sharkovski, M., Susov, M. and Krivyakin, B., 1984b. Geology of the Anarak Area (Central Iran), Explanatory Text of the Anarak Quadrangle Map 1:250,000. Geological Survey of Iran, V/O 'Tecnoexport' USSR Ministry of Geology, Report No. 19.

Shirdashtzadeh, N., Furnes, H., Miller, N.R., 712 Dantas, E.L., Torabi, G. and Meisel, T.C., 2022. Subduction initiation of the Neo-Tethys Ocean in Central Iran based on U-Pb geochronology, geochemical and Nd isotope data of the Ashin ophiolite. Ofioliti, 47(2): 155–171.

Suttner, L.J., Basu, A. and Mack, G.H., 1981. Climate and the origin of quartz arenites. Journal of Sedimentary Petrology, 51(4): 1235–1246.

Torabi, G., Shirdashtzadeh, N., Arai, S. and Koepke, J., 2011. Paleozoic and Mesozoic ophiolites of Central Iran: amphibolites from Jandaq, Posht-e-Badam, Nain and Ashin ophiolites. Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie - Abhandlungen, 262(2): 227– 240.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

تاریخچه رسوبگذاری سازند روته در جنوب شرق زنجان: شواهد رسوب‌شناسی و چینه‌شناسی

افشین زهدی*[1]، جواد ربانی [1]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان،

*Email: afshin.zohdi@znu.ac.ir

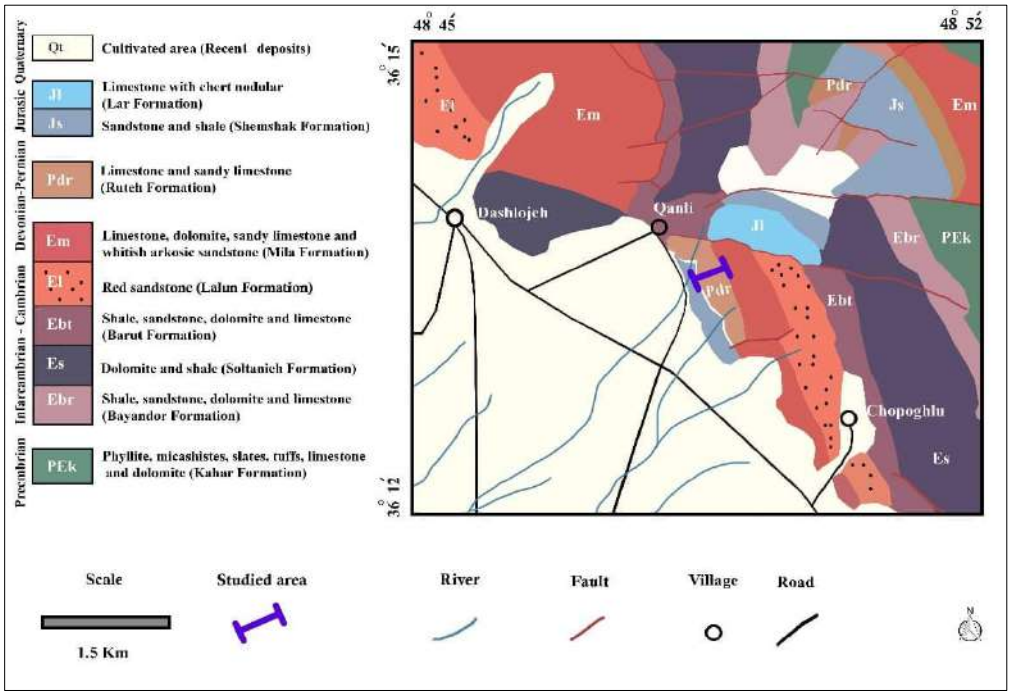
چکیده

به‌منظور تحلیل جامع تغییرات رخساره‌ای و تفسیر محیط رسوبی سازند روته در جنوب خاوری زنجان، این سازند با ضخامت حدود ۱۲۰ متر در حوالی روستای قانلی و چپقلو مورد مطالعه قرار گرفت. نمونه‌برداری سیستماتیک از واحدهای کربناته انجام و ویژگی‌های سنگ‌شناسی، بافتی، ساختی و محتوای فسیلی آن‌ها با دقت بررسی شد. توالی رسوبی سازند روته در این ناحیه به‌صورت ناپیوستگی هم شیب بر روی نهشته‌های سازند درود قرار گرفته و مرز فوقانی آن توسط افق لاتریتی- بوکسیتی به سازند شمشک ختم می‌شود. بر پایه مطالعات رخساره‌ای، این سازند از چهار رخساره کربناته با بافت پکستون تا گرینستون شامل جلبک سبز، فرامینیفرهای بنتیک کوچک و بزرگ، براکیوپود و خرده‌های خارپوست تشکیل شده است. تحلیل عناصر رخساره‌ای نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این توالی کربناته در یک محیط رسوبی از نوع رمپ کربناته است. تغییرات عمودی رخساره‌ها در چارچوب مدل‌های رسوبی پرمین زیرین تا میانی ایران مرکزی قابل مقایسه است. شواهد چینه‌شناسی و تغییرات رخساره‌ای در امتداد شرق منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که بخش‌های عمیق‌تر حوضه به سمت ناحیه ابهر گسترش داشته و این تغییر تدریجی عمق، بر توزیع رخساره‌ها منطبق است. نتایج حاصل، همراه با داده‌های فسیل‌شناسی، تأییدکننده رسوبگذاری سازند روته در محیط رسوبی رمپ کربناته طی پرمین زیرین تا میانی بوده و اطلاعات ارزشمندی در ارتباط با تکامل پلت‌فرم‌های کربناته این بخش از ایران فراهم می‌آورد.

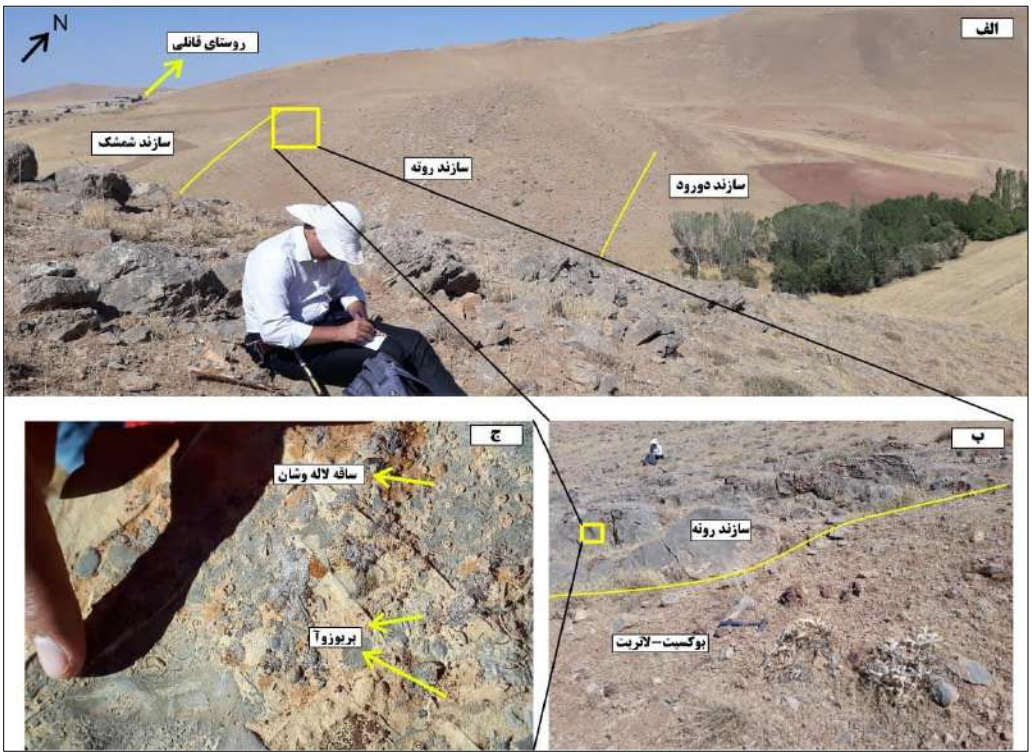
کلمات کلیدی: رخساره، رمپ کربناته، سازند روته، قانلی، زنجان.

۱- مقدمه

سازند روته یکی از شناخته‌شده‌ترین واحدهای رسوبی پرمین در ایران است که به‌طور گسترده در پهنه‌های رسوبی البرز، ایران مرکزی و شمال زاگرس گسترش دارد و از نظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی، رخساره‌ای و محتوای فسیلی، نقش مهمی در تبیین روندهای تکامل دیرینه محیطی این دوره ایفا می‌کند (Mohammadi Moghaddas et al. 2021; Chegini et al. 2021). نهشته‌های این سازند عمدتاً ماهیتی کربناته دارند و در یک سامانه رسوبی گرم، کم‌عمق و اپی‌کنتیننتال نهشته شده‌اند (مغفوری‌مقدم و همکاران، ۱۳۹۹)؛ محیطی که در آن تغییرات سطح آب دریا، پویایی انرژی محیط، و کنترل‌های تکتونیکی نقش مؤثری بر تنوع رخساره‌ها و توزیع عمودی آن‌ها داشته است. منطقه جنوب‌شرق زنجان بخشی از کمربند رسوبی البرز–ایران مرکزی است که طی پرمین در محدوده‌ای کم‌عمق و پایدار از یک پلت‌فرم کربناته قرار داشته است (شکل ۱). گسترش مناسب برونزدهای سازند روته در این منطقه، همراه با پیوستگی چینه‌ای مطلوب و حضور رخساره‌های متنوع ریزبافتی تا دانه‌ساخت، امکان بررسی دقیق الگوهای تغییرات جانبی و عمودی محیط رسوبی را فراهم می‌سازد (شکل ۲). همچنین قرارگیری این واحد بر روی نهشته‌های سازند درود و زیر سازند شمشک، فرصتی مناسب برای تحلیل گذارهای رسوبی و ارزیابی تغییرات محیطی در مرزهای چینه‌ای فراهم می‌کند (شکل ۲). هدف از این پژوهش، شناسایی و تفسیر رخساره‌های کربناته و بازسازی محیط رسوبی سازند روته در جنوب‌شرق زنجان است تا از این طریق، الگوی تغییرات رسوب‌گذاری، روندهای تکامل حوضه‌ای و جایگاه پالئوژئوگرافی این سازند در چارچوب حوضه‌های پرمین ایران روشن گردد.



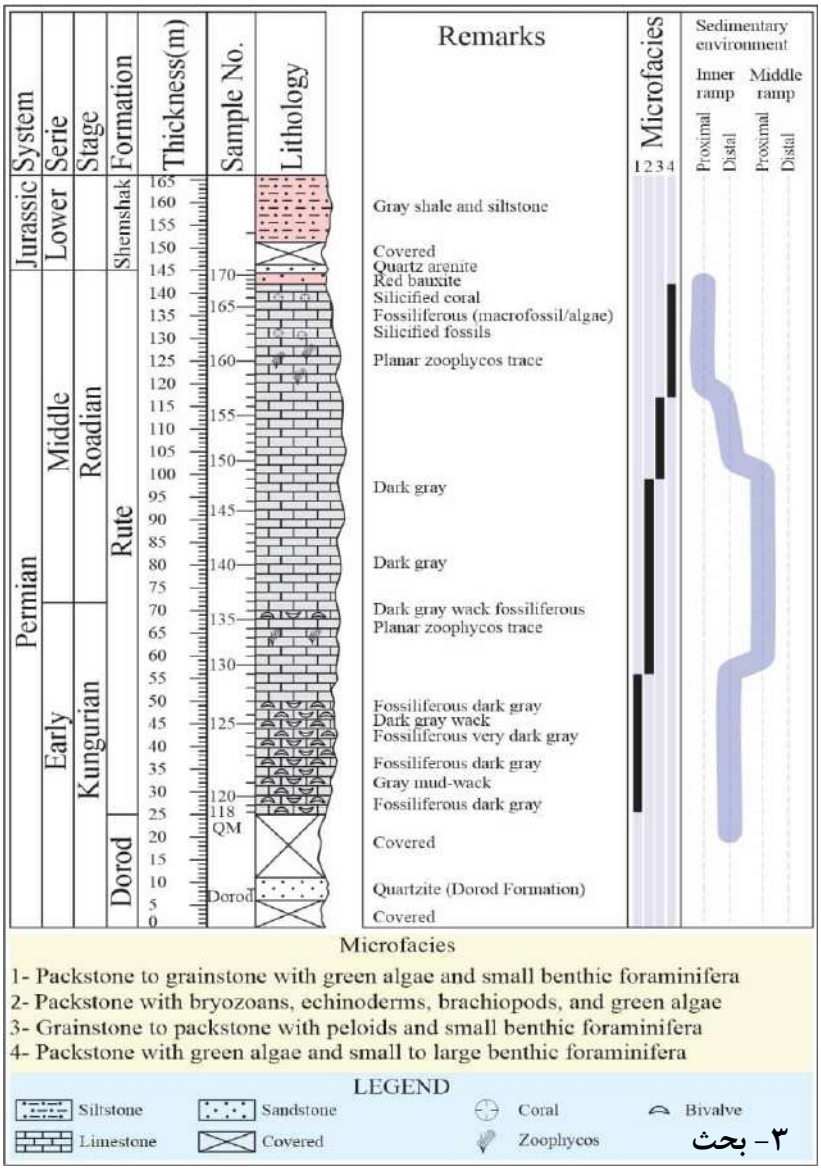
شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از اشتوکلین و افتخارنژاد، ۱۹۶۹، با تغییرات جزئی).



شکل ۲- نمایی از رخنمون سازند روته در منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال غرب).

۲- روش مطالعه

به‌منظور تحلیل دقیق ریزرخساره‌ها و تبیین الگوی رسوب‌گذاری سازند روته، یک برش چینه‌شناسی مناسب با ضخامتی در حدود ۱۲۰ متر انتخاب و برداشت صحرایی با دقت بالا انجام شد (شکل ۳). نمونه‌برداری به‌صورت سیستماتیک و در فواصل منظم از تمامی واحدهای کربناته صورت گرفت تا تغییرات ریزرخساره‌ای در مقیاس چینه‌ای قابل شناسایی باشد. مقاطع نازک تهیه‌شده از نمونه‌ها توسط میکروسکوپ نوری پلاریزان بررسی شدند و تشخیص بافت، اجزای اسکلتی و غیراسکلتی بر اساس طبقه‌بندی‌های استاندارد دانهام (Dunham, 1962) انجام گرفت. رخساره‌ها بر پایه عناصر رسوبی، ترکیب اجزاء فسیلی و غیر فسیلی، بافت رسوبی (دانه پشتیبان / گل پشتیبان) تفکیک و در چارچوب مدل‌های ژئودینامیک رمپ‌های کربناته تحلیل شدند. مجموعه داده‌های سنگ‌شناسی، فسیل‌شناسی و عناصر رخساره‌ای در نهایت برای بازسازی سه‌بعدی محیط رسوب‌گذاری حوضه در طی رسوب سازند روته در منطقه جنوب شرق زنجان مورد استفاده قرار گرفت.



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی سازند روته با ضخامتی در حدود ۱۲۰ متر که از سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه تشکیل شده است. در بخش‌های پایین و بالای توالی کربناته این سازند به‌ترتیب سازندهای روته و شمشک قرار گرفته است. این ستون چینه‌شناسی اطلاعاتی در خصوص ارتباطات رسوبی و تکامل رسوبی زمان‌های پرمین زیرین تا میانی در جنوب شرق زنجان ارائه می‌دهد.

۳- بحث

مطالعه ریزرخساره‌ها و ویژگی‌های سنگ‌شناسی سازند روته در جنوب‌شرق زنجان، که ضخامت آن حدود ۱۲۰ متر و عمدتاً از سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم‌لایه تشکیل شده است، نشان می‌دهد که این سازند در یک سیستم رسوبی رمپ کربناته کم‌عمق از نوع رمپ (Carbonate ramp) نهشته شده است. تغییرات تدریجی در تنوع و فراوانی اجزای اسکلتی به همراه نوع بافت در طول توالی رسوبی مطالعه شده، بیانگر تحول آرام و پیوسته شرایط رسوب‌گذاری است. این تغییرات نه‌تنها بازتابی از نوسانات جزئی در عمق آب و انرژی هیدرودینامیکی محیط رسوبی هستند، بلکه نشان‌دهنده نقش مهم عوامل کنترل‌کننده‌ای همچون میزان نور و نرخ ته‌نشست مواد کربناته نیز می‌باشند. افزایش یا کاهش تدریجی اجزای اسکلتی نظیر فسیل‌های بنتیک، همراه با تغییر در بافت‌هایی مانند وکستون، پکستون و گرینستون، حاکی از گذار آرام بین محیط‌های رمپ داخلی و رمپ میانی در یک محیط دریایی کم‌عمق است. مجموعه این شاخص‌ها بر وجود یک سیستم رسوبگذاری تدریجی و همگن دلالت دارد که محیطی نیمه‌باز تا باز کم‌عمق دریایی را در زمان رسوب‌گذاری سازند روته ترسیم می‌کند. در توالی مورد مطالعه، چهار ریزرخساره رسوبی شناسایی شده است (شکل‌های ۴ و ۵) که به‌صورت پیوسته از قاعده به سمت رأس سازند توسعه یافته‌اند و به‌ترتیب شامل موارد زیر هستند:

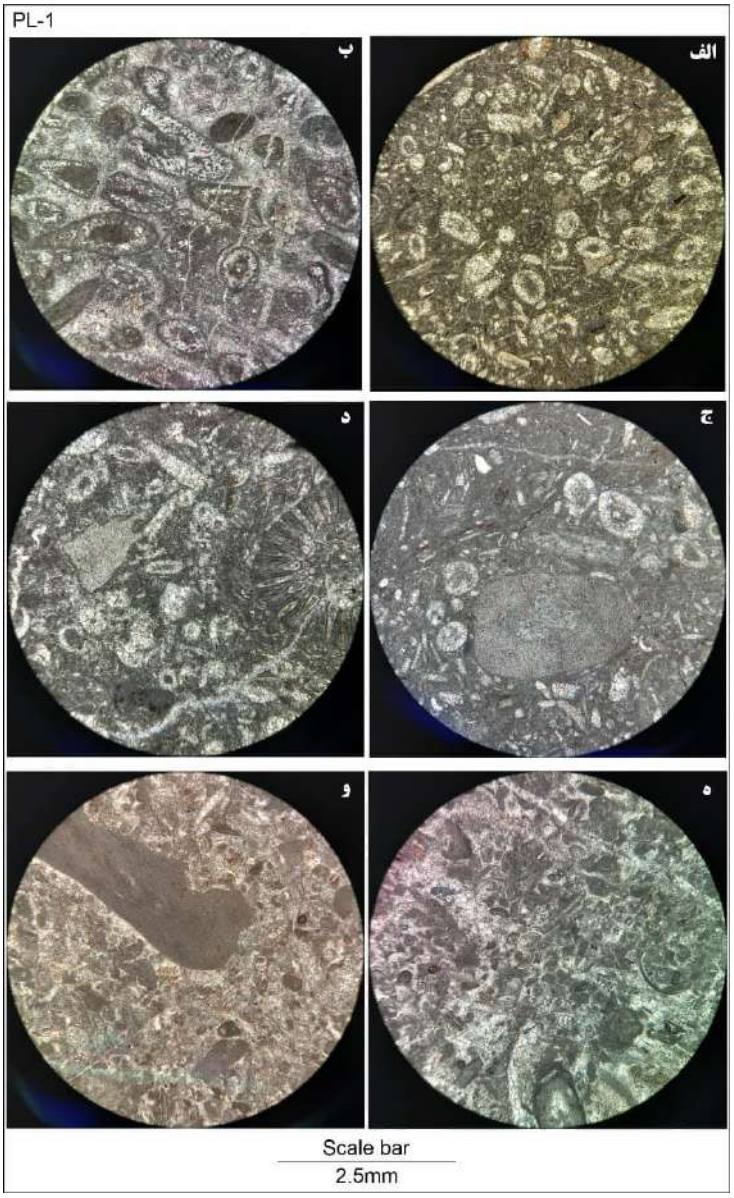
ریزرخساره ۱: این ریزرخساره که عمدتاً در بخش‌های قاعده‌ای ستون چینه‌شناسی سازند روته شناسایی شده است، شامل پکستون تا گرینستون‌های دانه‌پشتیبان بوده و با وفور جلبک‌های سبز کلروفیت و فرامینیفرهای بنتیک کوچک مشخص می‌شود. وجود بافت دانه‌پشتیبان همراه با فراوانی اجزای زیستی حساس به نور، نشان‌دهنده تشکیل این ریزرخساره در یک محیط دریایی کم‌عمق با انرژی متوسط تا نسبتاً بالا در زون رمپ داخلی (Inner Ramp) است، جایی که شدت نور تابشی و شفافیت ستون آب شرایط ایده‌آلی برای رشد جلبک‌ها و تولید اولیه بالا فراهم می‌آورد.

ریزرخساره ۲: در بخش‌های میانی سازند گسترش دارد و از پکستون حاوی بریوزوآ، خارپوست، براکیوپود و جلبک سبز تشکیل شده است. حضور فراوان بریوزوآ، براکیوپود و قطعات خارپوست، بیانگر شرایط ابتدای رمپ میانی (Proximal mid-ramp) است. محیطی که قادر به شکستن و انتقال قطعات شکننده بریوزوآ، تریلوبیت و خارپوستان بوده، اما شدت انرژی کافی برای جابجایی گسترده دانه‌ها به سمت غربال‌شدگی کامل را نداشته است.

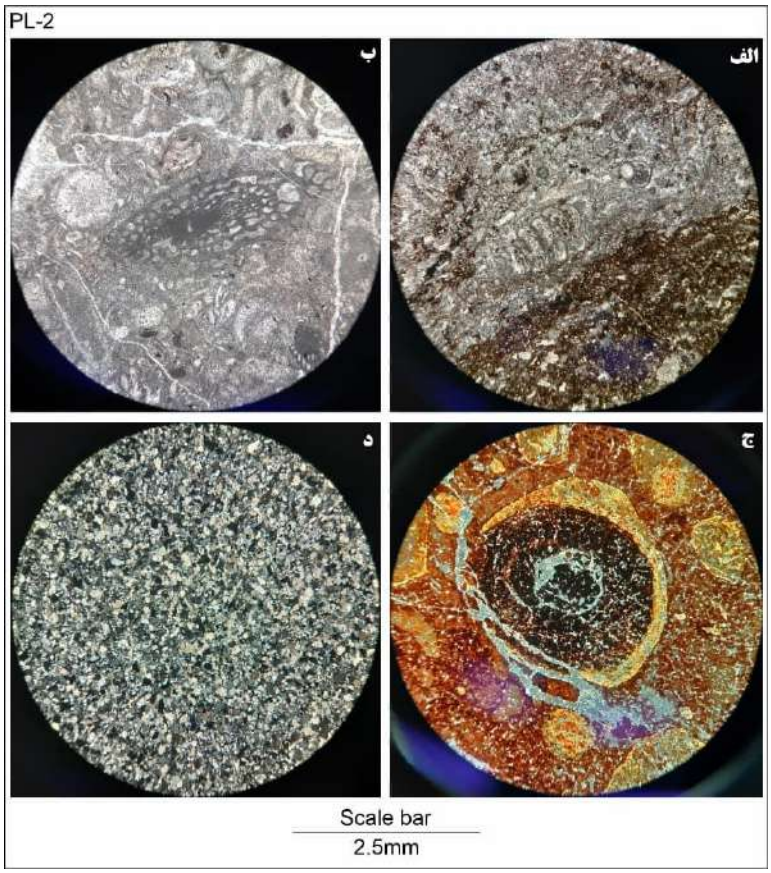
در بخش‌های بالایی سازند، ریزرخساره‌های ۳ و ۴ توسعه یافته‌اند. ریزرخساره ۳: شامل گرینستون تا پکستون با فراوانی پلوئید و فرامینیفرهای بنتیک کوچک است که با نهشته‌گذاری در انتهای رمپ داخلی (Distal inner ramp) مطابقت دارد. افزایش پلوئیدها معمولاً معرف شرایط پرانرژی‌تر، افزایش تلاطم و تأثیر بیشتر امواج است.

ریزرخساره ۴: شامل پکستون حاوی جلبک سبز و فرامینیفرهای بنتیک کوچک و بزرگ است، گویای ته‌نشست در ابتدای رمپ داخلی است. حضور فرامینیفرهای بزرگ‌جثه، که شاخص محیط‌های کم‌عمق، نورگیر و دارای سطح انرژی پایدار هستند، نشانه‌ای از تداوم شرایط مطلوب زیستی در محیط داخلی رمپ در بالاترین بخش‌های توالی رسوبی است.

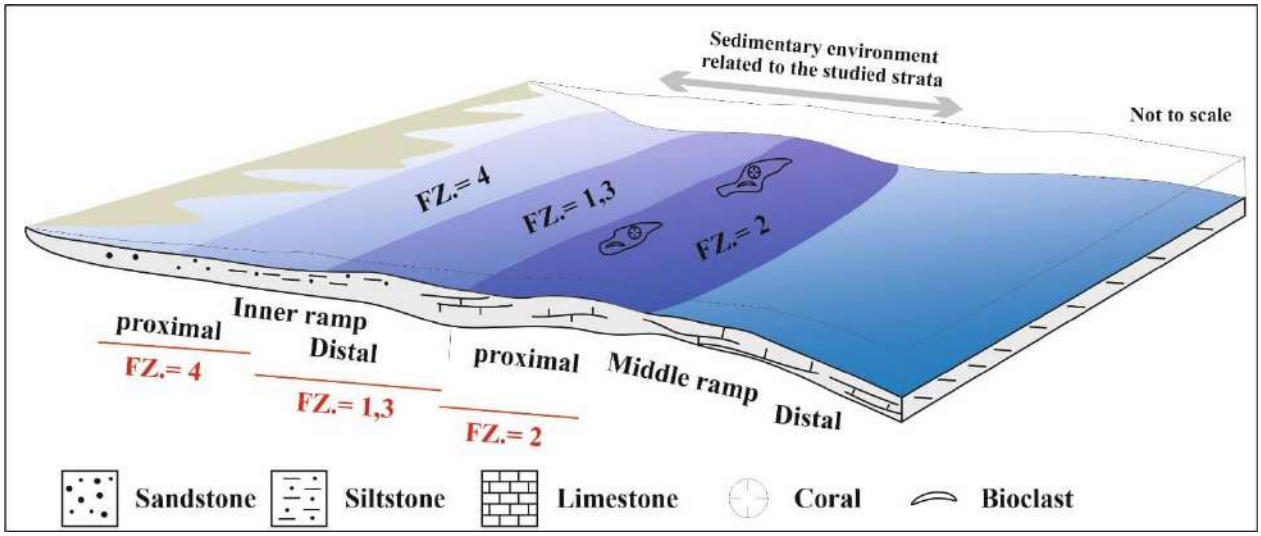
به‌طور کلی، ریزرخساره‌های شناسایی‌شده در سازند روته نشان‌دهنده گسترش یک رمپ کربناته کم‌عمق است که در آن واحدهای رسوبی به‌صورت پیوسته و تدریجی تشکیل شده‌اند (شکل ۶). کنترل اصلی بر الگوی رسوب‌گذاری این سازند را می‌توان در نوسانات سطح آب دریا و تولید بالای کربنات در یک محیط گرمسیری تا شبه‌گرمسیری در نظر گرفت. در بخش انتهایی توالی و بر روی بالاترین ریزرخساره، افق‌های لاتریتی- بوکسیتی توسعه یافته‌اند، که بیانگر دوره‌ای از برون‌زدگی، هوازدگی شدید شیمیایی و شرایط اقلیمی گرم و مرطوب پیش از نهشته‌گذاری واحدهای جوان‌تر منطقه است، این نهشته‌ها توسط محققین دیگر بر روی توالی کربناته سازند روته در شمال غرب ایران شناسایی و معرفی شده است (Ahmadnejad et al. 2025).



شکل ۴- ریزرخساره‌های بخش‌های ابتدایی و میانی سازند روته در توالی سازند روته در جنوب شرق زنجان. الف و ب: یزرخساره پکستون تا گرینستون با فراوانی جلبک‌های سبز و فرامینیفرهای بنتیک کوچک، ج و د: ریزرخساره پکستون حاوی بریوزوآ، خارپوست، براکیوپود و جلبک سبز، ه و و: گرینستون تا پکستون با فراوانی پلوئید و فرامینیفرهای بنتیک کوچک.



شکل ۵- ریزرخساره‌های بخش‌های انتهایی سازند روته در توالی سازند روته در جنوب شرق زنجان. الف و ب: ریزرخساره پکستون حاوی جلبک سبز و فرامینیفرهای بنتیک کوچک و بزرگ، ج و د: ماسه سنگ‌های کوارتزی سازندهای درود و افق لاتریت-بوکسیت که به ترتیب در زیر و بالای توالی کربناته سازند روته قرار گرفته است.



شکل ۶- مدل رسوبی سازند روته در بخش‌های جنوب‌شرق زنجان.

۴- نتیجه گیری

نتایج تحلیل ریزرخساره‌ای سازند روته در جنوب‌شرق زنجان نشان می‌دهد که این واحد کربناته در چارچوب یک رمپ کربناته کم‌عمق با توزیع عمودی تدریجی رخساره‌ها شکل گرفته است. الگوی تغییرات اجزای اسکلتی و بافت رسوبی، همراه با توزیع فسیل‌ها، بیانگر تفکیک رمپ داخلی تا میانی و تغییر تدریجی شرایط هیدرودینامیکی و نوری در این بخش از پلت‌فرم کربناته است. توالی عمودی ریزرخساره‌ها، از رمپ داخلی تا رمپ میانی، حاکی از گسترش تدریجی محیط‌های کم‌عمق دریایی و توسعه شرایط مناسب برای ته‌نشست گل‌آهکی با بافت پکستونی و به میزان کمتر گرینستونی است. افق‌های لاتریتی-بوکسیتی، نشانگر وقفه‌های هوازدگی شیمیایی و نوسانات اقلیمی در مراحل پایانی رسوب‌گذاری این پلت‌فرم کربناته هستند که بر توسعه ریزرخساره‌ها و دینامیک این رمپ تأثیر گذاشته‌اند. این نتایج نقش عوامل کنترل‌کننده رسوب‌گذاری شامل تغییرات انرژی محیطی و عمق آب را در شکل‌گیری توالی‌های کربناته پرمین برجسته می‌سازند.

۵- منابع

اشتوکلین، ج.، افتخارنژاد، ج. ۱۹۶۹. نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ زنجان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

مغفوری مقدم، ا.، آدابی، م.ح.، چگینی، ع.ر.، لطف‌پور، م.، ۱۳۹۹. یافته‌های جدیدی از چینه‌نگاری سکانسی سازند روته در شمال البرز مرکزی. زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته ۱۰(۲)، ۱۹۳ تا ۲۰۷.

Ahmadnejad, F., Mongelli, G., Rafat, G., Sharifi, M., 2025. The Middle-Late Permian to Late Cretaceous Mediterranean-Type Karst Bauxites of Western Iran: Authigenic Mineral Forming Conditions and Critical Raw Materials Potential. Minerals 15, 584.

Chegini, A., Maghfouri Moghaddam, I., Adabi, M., Lotfpour, M., 2021. Geochemistry and diagenetic evidence of middle-late Permian deposits, Northern Iran. Iranian Journal of Earth Sciences 14 (4), 263-270.

Dunham. R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture: in: Ham W. E. (Ed.). Classification of Carbonate Rocks. AAPG Bulletin 1, 108-121.

Mohammadi Moghaddas, Y., Mahari, R., Shabanian, R., Najafzadeh, A., 2021. Facies analysis, depositional environment and sequence stratigraphy of the Permian Ruteh Formation in north of Mahabad (NW Iran). Iranian Journal of Earth Sciences 14 (1), 58-77.

تاثیر واحدهای سنگی بر روی گسترش برخی فلزات سنگین (مطالعه موردی منطقه قاسم آباد شهرستان خواف)

محمد جوانبخت*[1]، فاطمه مرادیان [2]

۱- دانشیار گروه مهندسی نفت،معدن و زمین شناسی ، واحدمشهد، دانشگاه آزاد اسلامی ، مشهد، ایران

۲-استادیار گروه مهندسی نفت،معدن و زمین شناسی ، واحدمشهد، دانشگاه آزاد اسلامی ، مشهد، ایران

*Email: mohammad.javanbakht@iau.ac.ir

چکیده

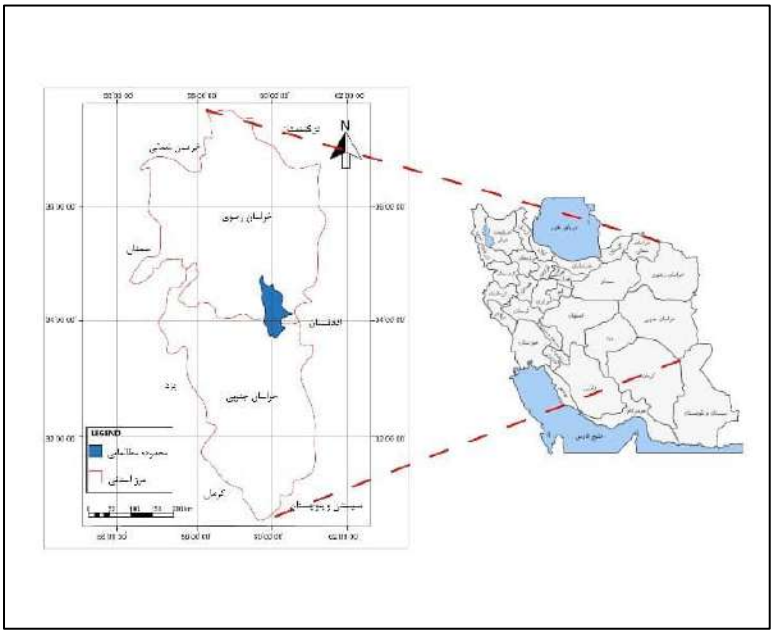
در این مطالعه منطقه قاسم آباد به علت تنوع واحدهای سنگی انتخاب گردیده است. این منطقه در بخش جنوب شرقی استان خراسان رضوی در ۶۰ کیلومتری شهرستان خواف جای گرفته است. از آنجایی که عوامل آنتروپوژنیک کنترل کننده توزیع عناصر در خاک یک منطقه است در این تحقیق به بررسی تاثیر این عوامل و به خصوص تاثیرواحد های سنگی بر روی توزیع عناصر در خاک منطقه قاسم آباد پرداخته شده است. در همین راستا تعداد ۵۳ نمونه خاک از منطقه برداشت شد نتایج مطالعات ژئوشیمیایی بر روی خاک منطقه نشان می دهد که از نظر شاخص های زمین انباشتگی خاک این منطقه نسبت به کلسیم و با مقدار کمتر کروم و سرب آنومالی نشان می دهد. بررسی روابط همبستگی پارامترهای شیمیایی خاک براساس ضرایب همبستگی پیرسون، آنالیز خوشه ای و تحلیل مولفه اصلی نشان دهنده وجود دو خوشه اصلی است که حاکی از وجود دو منبع سنگ شناسی اصلی دراین منطقه است. مقایسه داده های بدست آمده از آنالیز واحد های سنگی اطراف دشت با داده های ژئوشیمیایی موجود نشان می دهد نمونه های خاک منطقه قاسم آباد متاثر از عوامل زمین زاد (طبیعی) هستند و واحدهای سنگی منطقه کنترل کننده اصلی توزیع عناصر در آن می باشد.

کلمات کلیدی: خواف، آنتروپوژنیک، ژئوشیمیایی، آنومالی، زمین زاد.

۱- مقدمه

خاک از اجزاء متنوعی نظیر مواد معدنی، مواد آلی، آب و هوا تشکیل شده است. توزیع فلزات سنگین در خاک به شدت به توزیع این عناصر در واحدهای سنگی و فعالیت های انسانی از قبیل تولیدات صنعتی، عملیات کشاورزی و سوزاندن سوخت های فسیلی بستگی دارد . افزایش این عناصر در خاک نسبت به منابع آبی به علت داشتن یک محیط نسبتاً پایدار بهتر قابل اندازه گیری و ارزیابی است. . (Pagnanellia et al., 2004) (Teng, Y et al., 2010) با توجه به این که منطقه قاسم آباد از تنوع واحد های سنگی در اطراف تشکیل شده است و از طرفی مهمترین عوامل انسان زاد تاثیر گذار بر روی آلودگی خاک این منطقه محدود به آلودگی های روستایی و زمین های کشاورزی است. لذا می توان از این منطقه به عنوان الگویی در تاثیر واحدهای سنگی در آلودگی منابع خاکی استفاده گردد.

این منطقه در شرق ایران، در بخش جنوب شرقی استان خراسان رضوی و در بین $59^{\circ}89'$ تا $60^{\circ}00'$ طول شرقی و $34^{\circ}00'$ تا $34^{\circ}36'$ عرض شمالی، جای گرفته است. از نظر تقسیمات ساختاری زمین شناختی ایران، منطقه مورد مطالعه در زون ایران مرکزی جای می گیرد این شهرستان از شمال به شهرستان خواف، از غرب به شهرستان گناباد، از جنوب به شهرستان قاینات متصل است.



شکل (۱)_ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

۲- روش مطالعه

با استفاده از نقشه به روش سیستماتیک وتعیین مختصات توسط نرم افزارGoogle Earth تعداد ۵۳ نمونه خاک از منطقه مورد مطالعه برداشت شد، برای تعیین ذرات خاک وتعیین نوع بافت خاک منطقه از روش استاندارد آمریکا USDA استفاده شد. براساس مقادیر حاصل میزان گراول، ماسه، گل و درصد آنها محاسبه و براساس مثلث طبقه بندی فولک (۱۹۷۴) نمونه خاک های منطقه تعیین بافت شدند. جهت تعیین غلظت آلودگی فلزات سنگین در رسوبات منطقه، معمولا از مقایسه میزان عناصر در منطقه با استاندارد های بین المللی و از فاکتورهای غنی شدگی، ضریب آلودگی، شاخص زمین انباشتگی و ضریب بار آلودگی استفاده می شود. نتایج حاصل از آنالیز به روش ICP- OES نمونه های خاک مورد بررسی قرار گرفت و مقدار حداقل، حد اکثر، و متوسط فلزات مشخص شد.

۳- بحث

ورقه زمین شناسی که این منطقه در آن قرار گرفته است حاوی برونزدهایی از پالئوزوئیک تا کواترنر است که در این توالی نبودهای چینه نگاری بزرگی نیز وجود دارد. از کهن ترین سنگهای برونزد یافته می توان به مجموعه دگرگونی موجود در سمت غرب ورقه اشاره نمود که به پالئوزوئیک نسبت داده می شود. برونزدی به نسبت کوچک از سنگ آهک پرمین در شمال ورقه دیده می شود. بر اساس نقشه زمین شناسی ارائه شده می توان عنوان داشت که توده های سنگی اطراف این منطقه را می توان به دو زون تفکیک کرد. زون اول شامل واحد هایی است که از شمال تا شرق محدوده گسترش یافته است و زون دوم شامل واحد هایی است که از شمال آغاز و تا غرب و جنوب منطقه ادامه یافته اند. بررسی ها نشان می دهد که در بخشهای شرقی تا شمال شرقی دو واحد سنگی اصلی را می توان تفکیک نمود. نهشته های رسوبی شامل آهک، دولومیت، کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل که حدود ۵۰٪ از واحد های

اطراف این منطقه را به خود اختصاص داده اند و اکثرا ترکیب کربناته داشته و واحد های آذرین شامل داسیت، آندزیت و بازالت که ۲۶٪ از واحد های این منطقه را به خود اختصاص داده اند. در بخشهای غربی تا جنوبی نیز سه واحد لیتولوژیکی اصلی که بیشترین گسترش را دارا هستند تفکیک گردیده است. واحد های آذرین حدواسط تا بازی شامل آندزیت و بازالت و واحد های آواری حاوی خرده های این تشکیلات مانند ماسه سنگ و کنگلومرا با دانه آندزیتی که حدود ۱/۵ ٪ واحد ها را به خود اختصاص داده اند، واحد های آذرین اسیدی شامل گرانیت و میکروگرانیت که حدود ۱۵/۵٪ از واحد های سنگی منطقه را تشکیل داده اند و نهشته های رسوبی کربناته، آواری و تبخیری که ۷٪ فراوانی دارند. (آقانباتی،۱۳۸۲)

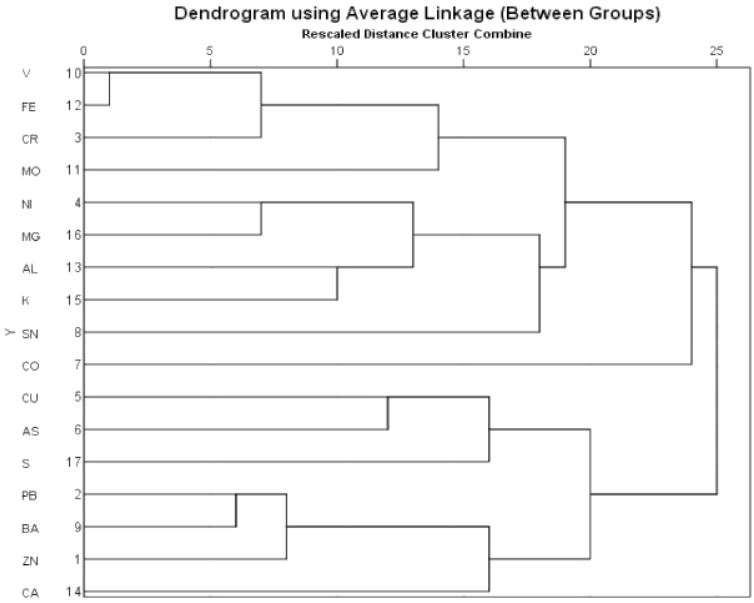
با توجه به نتایج آنالیزهای صورت گرفته و استفاده از روش های آماری، غلظت و همبستگی بین عناصر مورد بررسی قرار گرفت. نمودار خوشه ای عناصر، تحلیل مولفه اصلی و ضریب همبستگی با استفاده از نرم افزار SPSS.22 برای بررسی ارتباط بین متغیر ها و رابطه آنها با یگدیگر و تشخیص منشا آنها ترسیم و مورد تجزیه و تحلیل آماری قرار گرفت.

جهت بررسی ارتباط بین متیرها از ضریب پیرسون استفاده گردید.بر طبق نتایج حاصل بیشترین همبستگی مثبت بین وانادیم و کروم با مقدار ۰/۷۰۱ و بیشترین همبستگی منفی بین آلومینیوم و سرب با مقدار ۰/۵۸۲- می باشد.(جدول۱)

جدول ۱- ماتریکس مقادیر همبستگی (r) عناصر در خاکهای منطقه مورد مطالعه

	Zn	Pb	Cr	Ni	Cu	As	Co	Sn	Ba	V	Mo	Fe	Al	Ca	K	Mg	S
Zn	1																
Pb	672**	1															
Cr	-.146	-.194	1														
Ni	-.402**	-.498**	.505**	1													
Cu	.419**	.168	-.094	-.061	1												
As	.336*	-.062	.207	.110	.448**	1											
Co	-.049	.012	-.276*	.047	.156	.052	1										
Sn	-.037	-.106	.112	.320*	.200	.154	-.028	1									
Ba	.508**	.687**	-.038	-.539**	-.109	-.101	-.335*	-.310*	1								
V	-.105	-.238	.701**	.256	-.055	.240	-.078	.085	-.143	1							
Mo	-.394**	-.443**	.316*	.208	-.093	-.002	-.061	.078	-.151	.399**	1						
Fe	-.136	-.133	.598**	.206	.043	.152	-.023	.193	-.187	.902**	.392**	1					
Al	-.232	-.582**	.055	.423**	-.166	.157	.017	.128	-.397**	.275*	.337*	.172	1				
Ca	.260	.147	.354**	-.007	.061	.401**	-.114	-.044	.424**	.197	.151	.010	-.105	1			
K	-.243	-.445**	-.025	.279*	-.235	-.145	-.010	-.019	-.236	.013	.304*	-.030	.538**	-.319*	1		
Mg	-.140	-.497**	.110	.625**	.144	.246	-.015	.336*	-.453**	.024	.137	-.050	.609**	.052	.329*	1	
S	.232	-.031	-.098	-.011	.248	.354**	-.104	.149	-.074	-.110	-.144	-.145	.154	.205	-.154	.512**	1

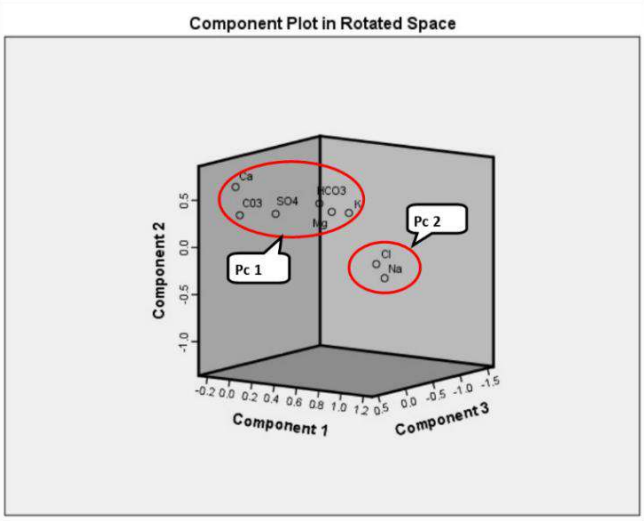
نمودار آنالیز خوشه ای، یک فرایند طبقه بندی غیر کنترلی است که همبستگی بین عناصر را بهتر نشان می دهد .در این منطقه دو خوشه اصلیA و B قابل تفکیک است. دو خوشه اصلیA و B قابل تفکیک است خوشه اول(A) شامل V ,Fe ,C r, Mo, Ni ,Mg ,Al (,K ,Sn ,Co) و خوشه دوم (B) شامل(Cu, As, S, Pb , Ba, Zn ,Ca) عناصر می باشند. بررسی ها نشان می دهد خوشه اول خود از ۳ زیر خوشه A_1 شامل (V, Fe ,Cr ,Mo) ، دوم A_2 شامل (Ni ,Mg ,Al ,K ,Sn) وA_3 شامل (Co) و خوشه دوم خود از ۲ زیر خوشه B_1 شامل (Cu, As, S) و B_2 شامل (Pb , Ba, Zn ,Ca) تشکیل می شود.(شکل۲)



شکل ۲- نمودار دندروگرام حاصل از آنالیز خوشه ای عناصر در نمونه خاکهای منطقه مورد مطالعه

روش تحلیل مولفه اصلی اطلاعات بسیاری در مورد ساختار اولیه داده ها و روابط احتمالی بین آنها را بیان می کند. به طور خاص این روش به دنبال کشف متغیرها در مواردی است که تغییرات مشاهده شده را می توان با تعداد بسیار کمتری از متغیرها بررسی کند. (Golobocanin et al., 2004)آنالیز مولفه های اصلی داده های ژئوشیمی نشان دهنده دو مولفه اصلی است. مولفه اصلی PC1 شامل عناصر(V ,Fe ,C r, Mo, Ni ,Mg ,Al ,K ,Sn ,Co) و PC2 شامل عناصر (Cu, As, S, Pb , Ba, Zn ,Ca) می باشد. بررسی ها نشان می دهد مولفه اول خود از ۳ زیر مولفه $PC1_A$ شامل (V, Fe ,Cr ,Mo) ، دوم $PC1_B$ شامل (Ni ,Mg ,Al ,K ,Sn) و$PC1_C$ شامل (Co) و مولفه دوم خود از ۲ زیر مولفه $PC2_A$ شامل (Cu, As, S) و $PC2_B$ شامل (Pb , Ba, Zn ,Ca) تشکیل می شود. (شکل۳).

به منظور ارزیابی میزان فلزات سنگین در خاک منطقه از فاکتورهای غنی شدگی، ضریب توزیع، شاخص زمین انباشتگی استفاده گردید. ضریب غنی شدگی روش مناسبی جهت تفکیک منشا طبیعی و انسانزاد فلزات در خاک است. این فاکتور جهت تعیین تراکم فلزی به صورت منشاء لیتوژنیک یا آنتروپوژنیک می باش(Sutherland, 2000 ; Adamo et al., 2005). بر طبق نتایج حاصل و مقایسه آن با استاندارد ذکر شده (جدول ۲) عنصر کروم در جنوب شرقی، منیزیم و کلسیم در شرق و جنوب شرقی، مس در مرکز، کبالت از شمال غرب تا شرق منطقه و سرب در شمال شرقی افزایش را نشان می دهد.



شکل ۳ - نمودار مولفه اصلی (PCA) عناصر در نمونه های خاکهای منطقه مورد مطالعه

جدول۲- طبقه بندی فاکتور غنی شدگی

شدت غنی شدگی	بدون غنی شدگی	اندک	متوسط	نسبتا شدید	شدید	خیلی شدید	بی نهایت شدید
EF	کمتر از ۱	بین ۱تا ۳	بین ۳ تا ۵	بین ۵ تا ۱۰	بین ۱۰ تا ۲۵	بین ۲۵ تا ۵۰	بیشتر از ۵۰

شاخص دیگر زمین انباشتگی است .این شاخص برای ارزیابی میزان فلزات سنگین در خاک به کار برده می شود (Muller,1979 . (Bermejo Santos, et al., 2003 ; Audry, et al., 2004, بر اساس نقشه پهنه بندی، عنصر کروم در جنوب شرقی، منیزیم و کلسیم در شمال شرقی، مس در مرکز، کبالت از شمال غرب تا شرق منطقه و سرب در شمال شرقی افزایش را نشان می دهد.

جدول ۳- طبقه بندی شاخص زمین انباشتگی(Igeo) اقتباس از (Muller,1979)

شدت آلودگی	غیر آلوده	غیر آلوده تا کمی آلوده	کمی آلوده	کمی آلوده تا خیلی آلوده	خیلی آلوده	خیلی آلوده تا شدیدا آلوده
Igeo	کمتر از صفر	بین صفر تا ۱	بین ۱ تا ۲	بین ۲ تا ۳	بین۳ تا ۴	بین ۴ تا ۵

ضریب آلودگی شاخص دیگری است که از تقسیم کردن غلظت عنصر در نمونه برداشت شده به غلظت همان عنصر در نمونه زمینه به دست می آید و بیانگر میزان توزیع رسوبات به عناصر سنگین است(Adomako. et al, 2008)

براساس مقایسه نتایج ضریب آلودگی با استاندارد (جدول ۴) می توان نتیجه گرفت به ترتیب عنصر کلسیم با مقدار (۱/۹۴)، عنصر کروم با مقدار (۱/۳۴) و عنصر سرب با مقدار (۱/۱۲) در رده توزیع متوسط قرار دارند و بقیه عناصر در رده توزیع اندک می باشند

جدول ٤- طبقه بندی فاکتور ضریب آلودگی(CF) اقتباس از (Satyanarayana et al.,1994)

شدت آلودگی	آلودگی اندک	آلودگی متوسط	آلودگی قابل قبول	آلودگی بسیار زیاد
CF	کمتر از ۱	بین ۱و۳	بین ۳و۶	بیش از ۶

۴- نتیجه گیری

بررسی ها نشان می دهد ۲ گروه اصلی تفکیک شده در بررسی های آماری، در نقشه های ترسیم شده نیز قابل انطباق می باشند. گروه اول بیشتر متاثر از واحد های سنگی شمال تا شمال شرقی منطقه است. در صورتی که گروه دوم بیشتر از واحد های سنگی موجود در شمال غرب، غرب، جنوب غرب و جنوب شرقی تاثیر گرفته اند. بر طبق این بررسی وجود سنگهای رسوبی (اکثرا کربناته) و سنگهای آذرین اسیدی تا بازی باعث تفکیک ۲ زیر گروه در گروه اول و واحد های کربناته و آواری (سنگهای رسوبی)، سنگهای آذرین درونی و رسوبی-آذرین باعث تفکیک ۳ زیر گروه، در گروه دوم گردیده است. از طرفی بررسی نقشه پراکندگی عناصر نشان می دهد، به جز پراکندگی آهن، روی، مس و نیکل در بخش های شمال غرب، مرکز و جنوب دشت که از آنومالی سنگهای اطراف تبعیت نمی نمایند. سایر عناصر وابستگی زیادی با عوامل طبیعی منطقه دارد. در نهایت می توان عنوان نمود که تغییرات آلودگی خاک در منطقه بیشتر منشا زمین زاد داشته و فقط در بخش هایی که تمرکز فعالیت های انسانی (شمال غرب و مرکز، روستاهای زوزن و قاسم آباد و زمین های کشاورزی این مناطق و در جنوب و جنوب شرقی روستای حسین آباد و زمین های کشاورزی آن) وجود دارد، بعضی از عناصر افزایش نشان می دهد. از آنجایی که کارخانجات و یا تاسیسات صنعتی و آلوده کننده در این منطقه وجود ندارد این نتیجه قابل قبول می باشد. ضرایب آلودگی خاک نشان می دهد که آلودگی اصلی خاک این منطقه کلسیم و با مقدار کمتر کروم و سرب می باشد که همه آن ها براساس نقشه های پهنه بندی منشا زمین زاد دارند.

۵- منابع

آقانباتی، ع.،۱۳۸۲. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

Adamo, P., Arienzo, M., Imperato, M., Naimo, D., Nardi, G. S., tanzione, D. 2005. "Distribution and p artition of heavy metals in surface and sub-surface sediments of Naples city port. Chemosphere". 61,800-809.

Adomako, D., Nyarko, B.J.B, Dampare, S.B., Serfor- Armah, Y., Osae, S., Fianko, J.R., Akaho, E,H., 2008. Determination of toxic elements in waters and sediments from River Subin in theAshanti Region of Ghana". Environmental Monitoring Assessment. 141,165- 175.

Audry, S., Schafer, J., Blanc, G., Jouanneau, JM., 2004. "Fifty- year sedimentary record of heavy metal pollution(Cd, Zn, Cu, Pb) in the Lot River reservoirs (France)", Environmental Pollution.132, 413- 426.

Bermejo Santos, J.C., Beltran, R., Gomez Araiza, J.L., 2003. Spatial variations of heavy metals contamination in sediments from Odiel River (southwest Spain), Environ Int. 29,69- 77.

Golobocanin, D., ŠKrbic, D., Miljevic, R., 2004. Principal component analysis as a tool to indicate the origin of potentially toxic elements in soils. Geoderma 128,289-300.

Muller, G., 1979. "Schwermetalle in den sedimenten des Rheins Veranderungen seit 1971",Umschau Vol: 778-783.

Pagnanellia, F., Giulianob,V. Toro, L,. 2004. Sequential extraction of heavy metals in river sediments of an abandoned pyrite mining area: pollution detection and affinity series, 132,189-201.

Sutherland, R.A., 2000. Bed sediment-associated trace metals in an urban stream Oahu, Hawaii, Environmental Geology. 39, 611-627.

Satyanarayana, K., Bradfield, J. Y., Bhaskaran, G., Dahm, K. H. (1994). Stimulation of vitellogenin production by methoprene in prepupae and pupae of Manduca sexta. Archives of Insect Biochemistry and Physiology, 25(1), 21-37.

Teng, Y., Shijun, N.I., Wang, J., Zuo, R., Yang, J. 2010. A geochemical survey of trace elements in agricultural and non-agricultural topsoil in Dexing area, China. J. Geochem. Explor. 104, 118-127.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

استخراج خصوصیات مخزنی توالی رسوبی سنومانین– تورونین از داده‌های لرزه‌ای (مطالعه موردی یال شمال غربی بلندای خارک– میش)

مرضیه میرزاخانیان*[۱]، علیرضا پیریایی [۲]، سیاوش نوروزی [۳]

۱- کارشناس ارشد ژئوفیزیک مخزن، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران

۲- مشاور مدیر در امور آموزشی، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران

۳- مجری طرح دزفول جنوبی، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران

*Email: mmirzakhanian@gmail.com

چکیده

هدف از این مطالعه، تفسیر کمیّ سکانس‌های مخزنی سروک در یال شمال غربی بلندای خارک- میش است. بطور کلی ویژگی مخزنی نفتگیرهای هیدروکربنی توالی رسوبی آلبین- سانتونین معادل سازندهای سروک و ایلام متأثر از سه عامل عمده تکتونیک ناحیه‌ای، ساختارهای محلی و شرایط زیستی مختلف در این بازه است. این بازه سه فاز اصلی تکتونیکی را شامل می‌باشد که عبارتند از حاشیه غیرفعال تا قبل از زمان آلبین، تغییر و گذر از حاشیه غیرفعال به فعال در طی سنومانین تا تورونین همراه با بالاآمدگی‌های ناحیه‌ای و مرحله خمش سکوی عربی و تشکیل پیش‌بوم در زمان سانتونین تا کامپانین است که هر کدام تأثیر و نقش متفاوتی در تشکیل هندسه‌های مختلف رسوبی، تکامل و بلوغ نفتگیرهای هیدروکربنی ناحیه داشته‌اند. در این مطالعه، به منظور تفسیر چینه‌نگاری سکانسی از چارچوب چینه‌نگاری سکانسی ارائه شده در صفحه عربی استفاده شده است. توالی رسوبی سنومانین- تورونین معادل سکانس‌های درجه سوم (K120 تا K140) و توالی رسوبی کنیاسین- سانتونین معادل سکانس‌های رسوبی (K150 تا K160) است که به ترتیب سازندهای سروک و ایلام را در بر می‌گیرد. به منظور تفسیر کمیّ سکانس‌های این بازه در چارچوب عربی و استخراج خصوصیات مخزنی آنها، از مکعب لرزه‌نگاری موجود در منطقه استفاده شده است. با انطباق داده‌های چاه‌پیمایی و اطلاعات لرزه‌ای، به منظور ارزیابی و تعیین گسترش هندسه‌های رسوبی ناشی از تقابل رخساره‌های رودیستی مخزنی و غیر مخزنی الیگوستوژین‌دار تفکیک شده در چاه و ارزیابی تغییرات رخساره‌ای در موقعیتهای دور از چاه، از مقاومت صوتی حاصل از وارون‌سازی داده‌های لرزه‌ای استفاده شده است. مقاومت صوتی بطور مستقیم با تغییرات خصوصیات کشسان سنگ‌ها مرتبط می‌باشد و بنابراین در تعیین گسترش و تغییرات هندسه‌های رسوبی کارآمد است. در ادامه به کمک نشانگرهای لرزه‌ای و نمودارهای چاه‌پیمایی، به روش رگرسیون مرحله‌ای در نرم افزار همپسون- راسل، مکعب حجم گاما و تخلخل مفید از داده‌های لرزه‌ای استخراج و بدین ترتیب محدوده نفتگیرهای میدان مورد مطالعه با حجم پایین گاما و تخلخل بالا تدقیق شد.

کلمات کلیدی: چینه‌نگاری رسوبی سروک، نشانگرهای لرزه‌ای، مقاومت صوتی لرزه‌ای، خصوصیات مخزنی، تخلخل.

۱- مقدمه

در اکتشافات اخیر منابع هیدروکربوری، شناسایی پتانسیل تله‌های چینه‌ای و مرکب از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. بدین منظور تحلیل رخساره های رسوبی و مطالعه خصوصیات مخزنی آنها با هدف شناسایی این نفتگیرها حائز اهمیت است. داده‌های لرزه‌ای بدلیل پوشش جانبی زیادی که دارند در کنار اطلاعات تنک ولی دقیق چاهها می‌توانند ابزار مناسب بررسی تغییرات خصوصیات الاستیک لایه‌های زمین باشد. در این راستا استفاده از نشانگرهای لرزه‌ای از جمله مقاومت صوتی با هدف تحلیل کیفی و کمیّ تغییرات چینه‌شناسی و خصوصیات مخزنی کارآمد می‌باشد. این مطالعه، بر روی یال شمال غربی بلندای خارک-میش به منظور تفکیک رخساره‌های مخزنی رودیستی از رخساره‌های غیر مخزنی انجام شده است (شکل ۱).

بخش شمال غربی خلیج فارس در برگیرنده دو بلندای خارگ-میش و نوروز- بهرگانسر- هندیجان است که بطور متناوب بین دو فروافتادگی‌های بینک[۲۸] و دزفول جنوبی[۲۹] (پیشانی زاگرس جنوبی[۳۰]) قرار گرفته است. تغییرات فضای رسوبگذاری ناشی از بالاآمدگی های تکتونیکی باعث شده که طیف مختلفی از رخساره‌ها و هندسه‌های رسوبی در این گستره ایجاد شوند (شکل ۲) که نقش بسزایی در توزیع سامانه‌های هیدروکربوری دارند (عبدالهی فرد [۳۱]و همکاران، ۲۰۰۶).

تاریخچه تکتونو-رسوبی کرتاسه بالایی را می‌توان به سه مرحله کلی مرحله رژیم تکتونیکی آرام قبل از آلبین، مرحله تکتونیک فعال زمان سنومانین و تورونین و مرحله کج شدگی صفحه عربی به سمت شمال شرق و تشکیل حوضه پیش‌بوم که در یک روند معکوس الگوهای پلکانی روبه به ساحل[۳۲] را در بازه زمانی سانتونین تا کامپانین بوجود آورده است، در نظر گرفت. کرتاسه بالایی تا میوسن را می‌توان زمان تشکیل و مهاجرت حوضه پیش‌بوم در نظر گرفت که توسط دو سکوی کربناته در شمال شرق و جنوب غرب زاگرس احاطه شده است (بنی اسد، ۲۰۱۹).

سیمای کنونی و ساختار فعلی زاگرس تحت تأثیر خمیدگی‌ها و گسل‌های پی سنگی بوده به نحوی که رسوبگذاری در ناحیه فروافتادگی دزفول و نواحی مجاور آن تحت تأثیر عملکرد مجموعه ای از بلوکهای موجود در آن منطقه قرار گرفته است.

پایه و اساس این مطالعه بر اساس مفاهیم چینه‌نگاری لرزه‌ای- رسوبی می‌باشد. فهم چارچوب چینه‌نگاری سکانسی، مبتنی بر رخدادهای ناحیه‌ای و جهانی تکتونیکی-رسوبی این امکان را فراهم می‌کند (شکل ۱) تا بتوان نواحی مختلف را با هم مقایسه کرد. بر این اساس تغییرات سنگ‌های منشاء، مخزنی و پوش‌سنگ را در یک سامانه نفتی و محل‌های مستعد تله‌های چینه‌ای را شناسایی کرد. در این مطالعه، از کدهای بر گرفته از جدول چینه‌نگاری سکانسی صفحه عربی (شارلند[۳۳] و همکاران، ۲۰۰۱ و ۲۰۰۴ ، پیریایی[۳۴] و همکاران، ۲۰۱۰) استفاده شده است. در بازه زمانی مورد مطالعه، گسترش و تغییرات هندسه و خصوصیات مخزنی سکانس‌های سنومانین- سانتونین (K120-K160) مورد ارزیابی قرار گرفتند.

به منظور شناسایی نفتگیرهای بالقوه بازه آلبین-سانتونین و بررسی هندسه و گسترش سکانس‌های آن در ساختمان مورد مطالعه از تلفیق داده‌های چاه و مکعب لرزه‌نگاری موجود در منطقه استفاده شده است. در این مطالعه به کمک وارون‌سازی لرزه‌ای و استخراج مکعب مقاومت صوتی و همچنین با استفاده از روش رگرسیون مرحله‌ای، نشانگرهای لرزه‌ای و نمودارهای پتروفیزیکی از جمله تخلخل، تفسیر کمیّ هندسه‌های تفکیک شده مرتبط با هر یک از سکانس‌های این بازه زمانی انجام شده است.

این روش با شناسایی محدوده‌های مناسب مخزنی در کاهش ریسک حفاری‌های آینده کارآمد بوده و شانس موفقیت را در تعیین موقعیت نفگیرها به خصوص نفتگیرهای چینه‌ای بالا می‌برد.

---

[28] Binak Depression

[29] South Dezful Embayment

[30] Southern Zagros Foredeep

[4] Abdollahifard

5 Retrogradation

[33] Sharland

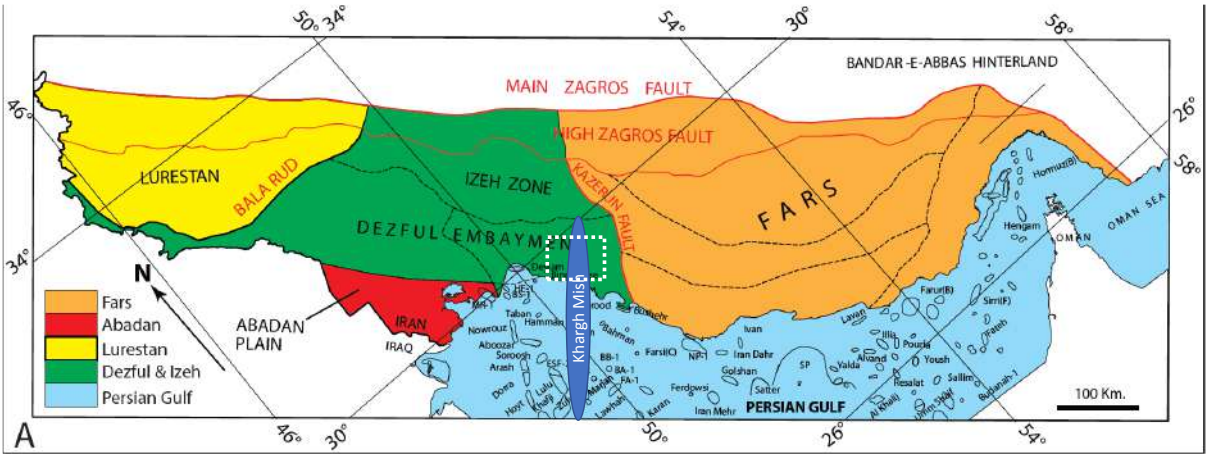
[34] Piryaei

۲- روش مطالعه

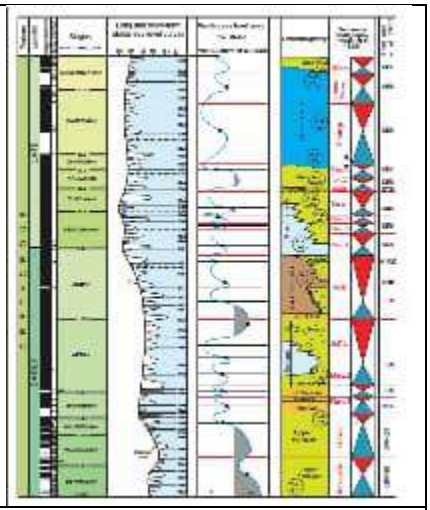
در این مطالعه، ابتدا سکانس‌های سنومانین تا سانتونین در داده‌های چاه‌پیمایی مطابق با کدهای شارلند (شارلند و همکاران، ۲۰۰۴) و چارچوب سکانس‌های تفکیک شده در توالی کرتاسه (پیریایی و همکاران، ۱۳۹۶) تفکیک شد. بدین منظور چاه‌ها بر روی افق (K170 MFS- با سن کامپانین در بخش میانی گورپی) صاف شده است (شکل ۳). سپس با انطباق داده‌های چاه با داده‌های لرزه‌ای، گسترش این سکانس‌ها در روی داده‌های لرزه‌ای که بر روی افق تفسیر شده (Ng 30 SB) معادل آسماری صاف شده است، در موقعیت‌های دور از چاه نیز تفکیک شد (شکل۴). در این راستا از نشانگر مقاومت صوتی (حاصلضرب سرعت حرکت موج تراکمی و چگالی در لایه) حاصل از وارون‌سازی لرزه‌ای نیز استفاده شده است. وارون‌سازی لرزه‌ای شامل فرآیندی است که در آن بازتابهای لرزه‌ای که حاصل تباین مقاومت صوتی در مرز لایه‌های زمین‌شناسی است، تبدیل به مقاومت صوتی هر یک از لایه‌ها می‌شود (میرزاخانیان و هاشمی، ۲۰۲۲). بنابراین تغییرات خصوصیات مقاومت صوتی در لایه‌ها که متأثر از نوع سنگ‌شناسی و نوع سیال و تغییرات خصوصیات مخزنی است مشابه با مرزهای سکانسی تفکیک شده در چاه بر روی داده‌های لرزه‌ای تفسیر شد. در ادامه با کمک نشانگرهای لرزه‌ای و نمودارهای چاه به روش رگرسیون مرحله‌ای، حجم گاما و تخلخل مفید از داده‌های لرزه‌ای استخراج گردید و محدوده‌های مناسب مخزنی (حجم گاما پایین و تخلخل بالا) تدقیق شد.

۳- بحث

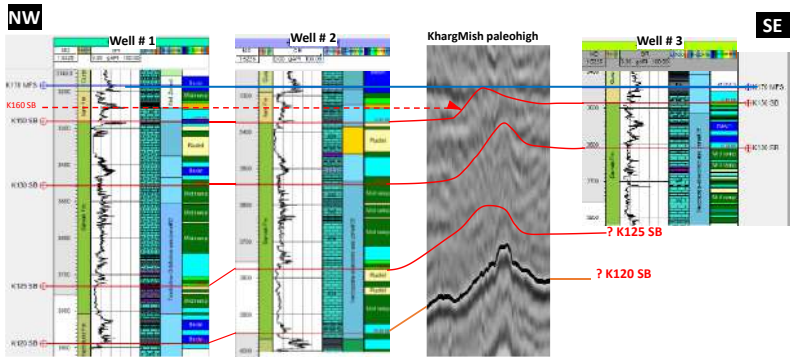
در داده‌های لرزه‌ای، شدت بازتابهای لرزه‌نگاری ناشی از اندازه تباین خصوصیات کشسان لایه‌ها است که در مرز لایه‌های زمین تولید می‌شود. تغییر خصوصیات کشسان لایه‌ها از جمله مقاومت صوتی ناشی از تغییر نوع سنگ‌شناسی، خصوصیات پتروفیزیکی از جمله تخلخل و نوع اشباع سیال می‌باشد. بنابراین، چینه‌نگاری سکانسی با استفاده از داده‌های مقاومت صوتی حاصل از فرآیند وارون‌سازی لرزه‌ای، در تفسیر و پیگیری الگوهای سکانسی تفکیک شده در محل چاه، بر روی داده‌های لرزه‌ای و موقعیت‌های دور از چاه کارآمد است. بدین ترتیب سکانس‌های سنومانین تا سانتونین شامل کدهای شارلند (K120-K160) متعلق به صفحه عربی تفکیک شده در محل چاه، با انطباق داده‌های چاه‌پیمایی و داده‌های لرزه‌ای بر روی مقطع لرزه‌ای شناسایی و تفسیر گردید. بدین منظور، جهت تفسیر سکانسها از اطلاعات سه چاه که بر روی افق (K170 MFS) صاف شده است استفاده گردید و سپس این سکانس‌ها بر روی مکعب لرزه‌ای و مقاومت صوتی آن تفسیر گردید. در این مطالعه، مقطع لرزه‌ای عبوری از سه چاه مورد مطالعه که در موقعیتهای مختلف حوضه حفاری شده‌اند، آورده شده است.پیش از تفسیر مرزهای سکانسی مقطع لرزه‌ای بر روی افق (Ng 30 SB) صاف شده است. در شکل ۴ بخوبی تغییرات هندسه و گسترش سکانس‌ها و الگوهای برانبارش آنها بر روی داده‌های لرزه‌ای، مقاومت صوتی شناسایی شده است. همچنین، با توجه به تغییرات مقطع تغییرات گاما و تخلخل مفید رخساره مناسب مخزنی مرتبط با رخساره رودیستی تفکیک شده است.



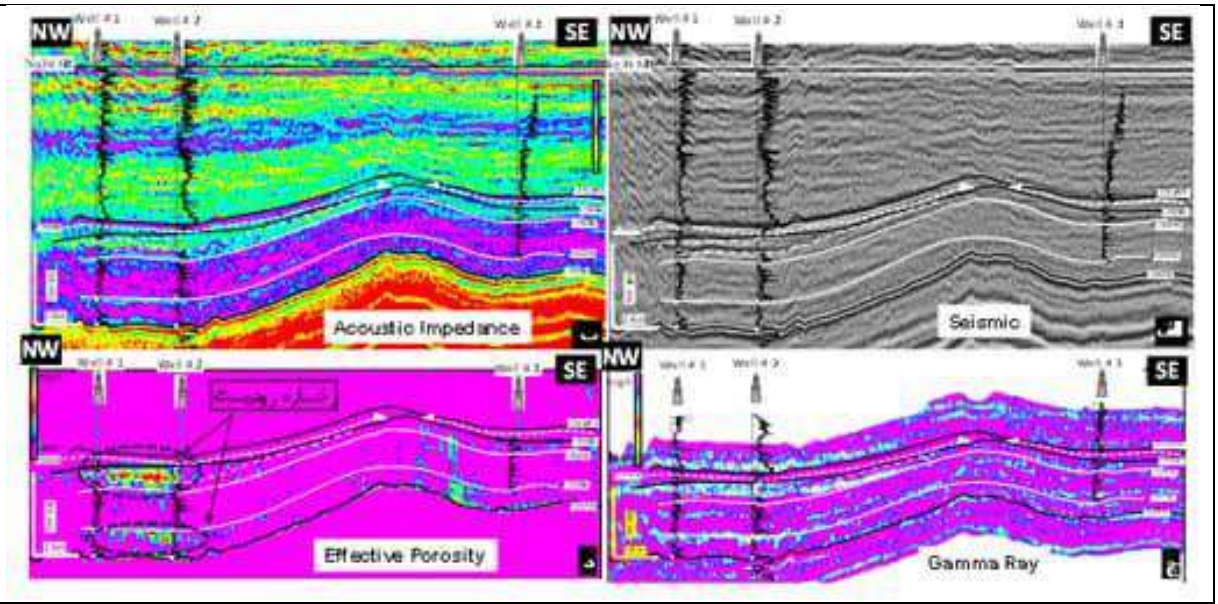
شکل۱- نقشه پایه منطقه. محدوده مورد مطالعه با مربع سفید مشخص شده است.



شکل۲- چارچوب سکانس‌های تفکیک شده در توالی کرتاسه و مطابقت آن با تغییرات جهانی و ناحیه‌ای سطح آب دریا (پیریایی و همکاران، ۱۳۹۶).



شکل۳- تفکیک سکانس‌های (K120 SB تا K170 SB) با توجه به داده‌های سه چاه حفاری شده در محدوده مورد مطالعه. نمودارها بر روی افق K170 SB با سن کامپانین معادل گورپی میانی صاف شده است.



شکل۴- تغییرات سکانس‌های تفکیک شده در چاه بر روی مقطع لرزه‌ای (الف)، مقطع مقاومت صوتی (ب)، مقطع تغییرات گاما (ج) و تخلخل (د). محدوده مخزنی رودیست‌دار بر روی مقطع تخلخل مشخص شده است.

۴- نتیجه گیری

استفاده از داده‌های لرزه‌ای و نشانگرهای لرزه‌ای و انجام مطالعات کمیّ ژئوفیزیک مخزن در چینه‌نگاری سکانسی ابزار کارآمدی در تعیین گسترش و تغییرات هندسه سکانس‌های مناسب مخزنی در بازه‌های زمانی مورد مطالعه می‌باشد. به کمک وارون‌سازی لرزه‌ای مکعب مقاومت صوتی لرزه‌ای تولید و در تدقیق تفسیر چینه‌نگاری لرزه‌ای سکانس‌های مخزنی رودیستی (K120-K160) تفکیک شده در محل چاه در موقعیت‌های دور از چاه استفاده شد. با تولید مکعب تخلخل محدوده‌های مناسب مخزنی با حجم شیل پایین و تخلخل بالاتر شناسایی شد. بدین ترتیب موقعیت حفاری‌های آینده با درصد موفقیت بیشتری پیشنهاد خواهد شد.

۵- منابع

Abdollahiefard, I., Braathen, A., Mokhtari, M., Alavi, S.A., 2006. Interaction of the Zagros fold–thrust belt and the arabian-type, deep-seated folds in the Abadan Plain and the dezful embayment, SW Iran. Petrol. Geosci. 12, 347–362.

Baniasad, A., Sachse, V., Littke, R., Soleimany, B., 2019; Burial, temperature and maturation history of Cretaceous source rocks in the NW Persian Gulf, offshore SW Iran: 3D basin modelling. J. Petrol. Geol. 42, 125–144.

Mirzakhanian, M. and Hashemi, H., 2022, ANFIS Rules Driven Integrated Seismic and Petrophysical Facies Analysis: Journal of the Earth and Space Physics, **47** (4), 133-141, doi: 10.22059/JESPHYS.2022.331894.1007370.

Piryaei, A., Reijmer, J., Borgomano, J., & Van Buchem, F., 2010; A transition from a passive to a tectonically active margin and foreland basin development in the Late Cretaceous of the Fars Area and Offshore (Zagros). Paper presented at the Second EAGE Workshop on Arabian Plate Geology.

Sharland, P.R., D.M. Casey, R.B. Davies, M.D. Simmons and O.E. Sutcliffe 2004; Arabian Plate Sequence Stratigraphy. GeoArabia, v. 9, p. 199-214.

تحلیل رسوب‌شناسی سنگ‌فرش بیابان در منطقه روشناوند، شمال‌شرق کویر لوت

علی زارع[۱]، محمد خانه باد*[۱] مهناز صباغ بجستانی [۱]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

*Email: mkhanehbad@ferdowsi.um.ac.ir

چکیده

فلات مرکزی ایران به‌دلیل شرایط خشک و بیابانی، کمتر مورد مطالعه سیستماتیک قرار گرفته است. در این پژوهش رسوبات سنگ‌فرش بیابان در منطقه روشناوند، واقع در شمال شرق کویر لوت، با نمونه‌برداری از رسوبات سطحی و زیرسطحی بررسی شدند. تحلیل آماری رسوبات سطحی با رخساره گراولی نشان‌دهنده شکل تیغه ای است. پارامتر های اندازه دانه نیز از قبیل جورشدگی ضعیف تا متوسط، کج‌شدگی مثبت و کشیدگی مزوکورتیک است. همچنین با استفاده ازنتایج آنالیز SEM به مطالعه بافت و ترکیب کانی‌شناسی رسوبات زیرسطحی پرداخته شد. رسوبات زیرسطحی با رخساره گلی، دارای بافت ریزدانه متخلخل و متشکل از کانی های رسی می باشند.

کلمات کلیدی: رسوب شناسی، سنگ فرش بیابان، کویر لوت، روشناوند.

۱- مقدمه

بخش عمده ای از فلات مرکزی ایران شامل مناطق خشک، بیابانی و نیمه بیابانی است (Rashki et al., 2021; Torabi et al., 2023). تا به امروز مطالعات گستره و تحقیقات سیستماتیک زیادی در بیابان‌ها انجام نشده که می‌توان علت آن شرایط سخت محیطی عنوان کرد (Zhu et al., 2014) و همین عدم تحقیقات منجر به عقب ماندگی داده‌های زمین شناسی این مناطق نسبت به سایر مناطق می‌باشد (Xia et al., 2005; Li et al., 2014). سنگ فرش بیابان (Desert Pavement) اصطلاحی است که معمولاً به سطحی از زمین اشاره دارد که پوشیده از سنگ‌ها و گراول های ریز و درشت است و پوشش گیاهی اندکی یا اصلاً ندارد. این نوع سطح در مناطق بیابانی یا خشک، به دلیل فرسایش باد و آب ایجاد می‌شود و اغلب به شکل توده‌های سنگی پراکنده یا یک لایه سنگی هموار دیده می‌شود.کفه گراولی، دشت ریگی (Reg) و جیبر (Gibber) نام‌های دیگری است که برای سنگ فرش بیابان بکار می‌روند. در این پژوهش علمی به مطالعه رسوبات سنگ فرش بیابان واقع در منطقه روشناوند پرداخته شده است. ناحیه مورد مطالعه در ۷ کیلومتری شمال روشناوند واقع شده که خود در زمره بخش‌های شمال شرق کویر لوت بشمار می‌رود (شکل۱).

۲- روش مطالعه

نمونه برداری از سنگ فرش بیابان به منظور نمونه برداری صحیح و یکسان از تمام نقطه‌های مورد نظر، برای هر یک از نمونه‌ها مربعی به ابعاد ۶۰cm در ۶۰cm در روی زمین در نظر گرفته شده و رسوبات سطح آن که شامل دانه‌هایی در حد پبل، گراول و ماسه بودند، به طور کامل برداشت شده است (شکل ۲الف). این نمونه های درشت دانه برای بدست آوردن پارامترهای رسوب شناسی (مد، میانه، جورشدگی، کج شدگی و کشیدگی) به روش غربال کردن، آنالیز شده اند. همچنین از سطح زیرین هر یک از نمونه‌ها نیز یک نمونه رسوب گلی متخلخل (شکل ۲ب) به منظور مطالعه موفولوژی سطح دانه و تعیین ترکیب عنصری با استفاده از آنالیز SEM (Scanning electron microscope) برداشت شده است.

شکل۱- نقشه موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه، واقع در شهرستان گناباد. جایگاه منطقه مورد مطالعه در منطقه روشناوند با علامت + مشخص شده است.

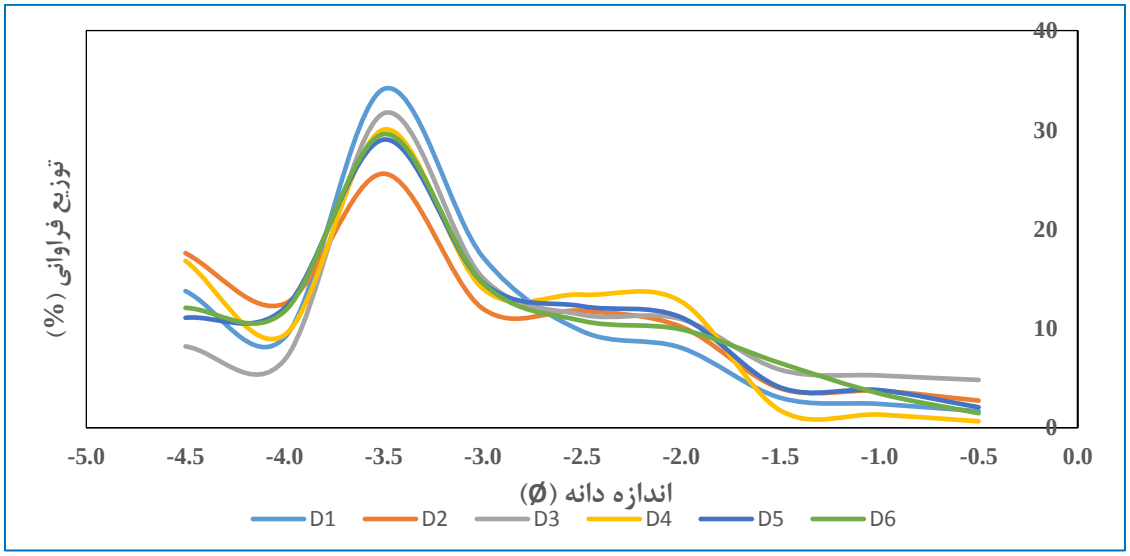
۳- بحث

در ناحیه مورد مطالعه، پدیده سنگ فرش بیابان اغلب در سمت بادگیر تپه‌های ماسه‌ای تشکیل می‌شوند. باد به طور مداوم رسوبات ریزدانه در حد ماسه ریزدانه و سیلت را از میان دانه‌های درشت‌تر به سمت تپه‌های ماسه‌ای سوق داده و رسوبات درشت‌دانه تر بدون حرکت باقی می‌مانند. گراول‌های باقی‌مانده بدلیل عدم حمل و نقل و هوازدگی اغلب زاویه دار و بدون گرد شدگی هستند.

جدول ۱ نتایج اندازه گیری قطر کوچک، قطر متوسط و قطر بزرگ ۱۰ نمونه از بزرگ ترین پبل‌ها در نمونه‌های سنگ فرش بیابان را نشان می‌دهد. با توجه به اینکه قطر بزرگ دانه‌ها (L) بزرگ تر از قطر متوسط (I) و قطر متوسط بزرگ تر از قطر کوچک (S) است ($L > I > S$)، اغلب شکل دانه‌ها به صورت تیغه ای (Bladed) است.

در شکل ۳ توزیع فراوانی اندازه دانه در نمونه‌های سطحی مربوط به سنگ فرش بیابان با رخساره گراولی نشان داده شده است. اندازه دانه‌های سنگ فرش بیابان بین ۰/۵- تا ۴/۵- فی (Ø) یا به عبارتی از لحاظ عددی بین ۱/۴۱ تا ۲۲/۶ میلی‌متر (mm) در محدوده پبل (Pebble) تا ماسه خیلی درشت‌دانه (Very Coarse Sand) قرار دارند. دنباله منحنی فراوانی این رسوبات به سمت ذرات دانه ریزتر گراولی است که به همین خاطر کج شدگی رسوبات مطالعه شده شبیه به رسوبات رودخانه ای بوده و کج شدگی مثبت خواهند داشت. همچنین پراکندگی اندازه ذرات بصورت بایمدالی ضعیف است.

شکل ۲- الف: نمایی از رسوبات سطحی سنگ فرش بیابان. ؛ ب: رسوبات زیرسطحی سنگ فرش بیابان که دارای بافت متخلخل است.



شکل ۳- توزیع فراوانی ذرات برحسب اندازه دانه در سنگ فرش بیابان منطقه مورد مطالعه.

جدول ۱- قطر کوچک، قطر متوسط و قطر بزرگ نمونه های برداشت شده از بزرگ ترین پبل‌های رسوبات سطحی سنگ فرش بیابان برحسب میلیمتر.

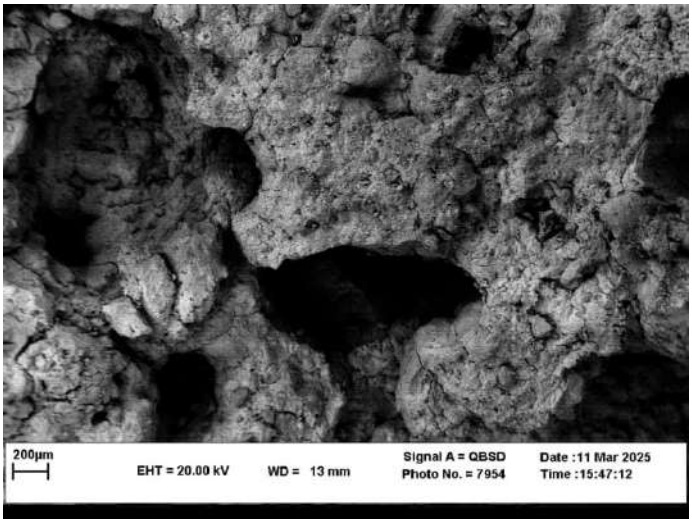
نام نمونه	ردیف	قطر بزرگ (L)	قطر متوسط (I)	قطر کوچک (S)	نام نمونه	ردیف	قطر بزرگ (L)	قطر متوسط (I)	قطر کوچک (S)
D1	1	59	23	16	**D4**	1	33	18	10
	2	42	25	12		2	40	19	14
	3	23	20	10		3	34	28	14
	4	30	22	6		4	37	26	16
	5	28	17	15		5	38	27	5
	6	41	22	14		6	29	26	8
	7	35	18	12		7	51	26	10
	8	30	26	10		8	53	24	8
	9	35	26	15		9	30	27	18
	10	33	24	14		10	31	26	12
D2	1	35	26	12	**D5**	1	28	25	11
	2	38	17	9		2	36	26	11
	3	37	30	11		3	37	22	9
	4	36	26	10		4	33	26	12
	5	32	25	17		5	34	23	7
	6	46	25	18		6	26	22	16
	7	39	26	9		7	36	23	8
	8	33	25	6		8	31	26	5
	9	31	25	7		9	37	28	13
	10	35	27	9		10	32	23	14
D3	1	25	22	12	**D6**	1	32	24	20
	2	26	21	9		2	33	23	17
	3	30	18	14		3	35	20	7
	4	30	19	11		4	37	25	9
	5	33	19	12		5	29	23	13
	6	41	21	8		6	36	25	16
	7	34	21	15		7	34	25	17
	8	30	19	13		8	26	22	14
	9	31	19	11		9	33	4	17
	10	30	23	8		10	43	19	12

جدول ۲ پارامترهای رسوب اندازه گیری شده رسوبات سطحی سنگ فرش بیابان را نشان می دهد. تحلیل پارامترهای آماری نشان می‌دهد که رسوبات سنگ فرش بیابان منطقه در اندازه پبل، دارای جورشدگی ضعیف تا متوسط جور شده، کج شدگی مثبت و کشیدگی اغلب رسوبات به صورت متوسط (Mesokurtic) است.

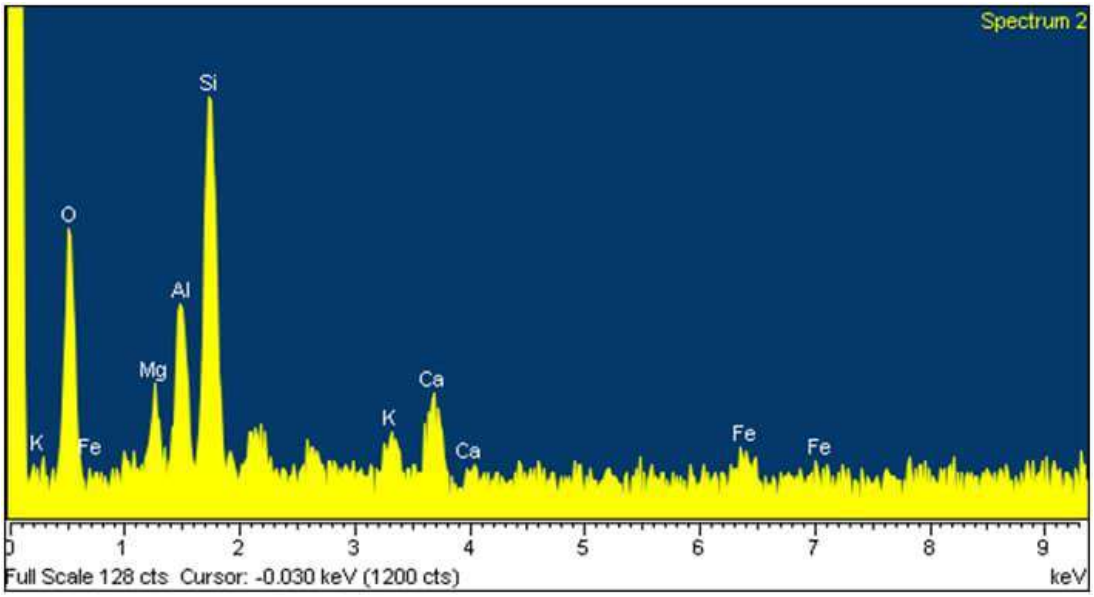
جدول ۲- مقادیر عددی پارامتر های اندازه دانه شامل مد، میانگین، جورشدگی، کج شدگی و کشیدگی.

نام نمونه	میانگین(Ø)	جور شدگی(Ø)	کج شدگی	کشیدگی
D1	-3.088	0.714	0.341	1.636
D2	-2.860	1.022	0.333	0.990
D3	-2.561	0.994	0.406	0.950
D4	-2.869	0.774	0.310	0.822
D5	-2.683	0.904	0.363	0.984
D6	-2.773	0.916	0.402	0.914

شکل ۴ نشان دهنده بافت ریز دانه متخلخل رسوبات زیرسطحی سنگ فرش بیابان بوده که دارای حفراتی با اندازه های بیش از ۱۰۰ میکرومتر (µm) بوده شده است. شکل ۵ نیز نشان دهنده تصویر آنالیز SEM رسوب دانه ریز سطح زیرین سنگ فرش بیابان است که در آن نوعی کانی رسی شناسایی شده است.



شکل ۴- شکل سطح رسوبات زیر سطحی در تصاویر SEM



شکل ۵- کانی‌های تشکیل دهنده رسوبات سطح زیرین سنگ فرش بیابان که نشان دهنده نوعی کانی رسی است.

۴- نتیجه گیری

اندازه دانه در نمونه‌های رسوبات سطحی سنگ فرش بیابان بین ۰/۵- تا ۴/۵- فی (Ø) بوده و به دلیل انجام فرایند رسوبگذاری در محیط رودخانه‌ای دارای توزیع بایمدال (Bimodal) ضعیف می باشند. با توجه به اینکه قطر بزرگ دانه‌ها بزرگ تر از قطر متوسط و قطر متوسط بزرگ تر از قطر کوچک است، شکل دانه‌ها اغلب به صورت تیغه ای (Bladed) شکل هستند. جورشدگی ضعیف، کج شدگی مثبت رسوبات سطحی سنگ فرش بیابان، بیانگر شباهت آنها به رسوبات آبرفتی رودخانه ای است. رسوبات زیر سطحی سنگ فرش بیابان ریز دانه و بصورت گلی بوده و اغلب به صورت متخلخل و دارای بافت اسفنجی است.

۵- منابع

Li, J., Gao, J., Zou, X., Kang, X. 2014. The relationship between nebkha formation and development and desert environmental changes. Acta Ecologica Sinica, 34(5), 266-270.

Torabi, M., Fattahi, M., Ghassemi, M. R., Amiri, A., Saffar, M. M. 2023. Central Iranian playas: the first 3D near-surface model. Journal of Arid Environments, 208, 104847.

Rashki, A., Middleton, N. J., Goudie, A. S. 2021. Dust storms in Iran–Distribution, causes, frequencies and impacts. Aeolian Research, Vol 48, 100655.

Xia, X., Zhao, Y., Wang, F., Cao, Q. 2005. Nebkha formation and its environmental significances in the Lop Nor, China. Chinese Science Bulletin, 50(19), 2176-2177.

Zhu, B. Q., Yu, J. J., Rioual, P., & Ren, X. Z. 2014. Particle size variation of aeolian dune deposits in the lower reaches of the Heihe River basin, China. *Sedimentary Geology*, *301*, 54-69.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

مروری بر تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه و ته نشست رسوبات تبخیری و تاثیر آن بر اکوسیستم پیرامون

زهرا عبداله پور[۱*]، یداله عظام پناه[۲] حسن محسنی[۲]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا* نویسنده مسؤل

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا

*Email: zabdollahpour772@gmail.com

چکیده

دریاچه ارومیه، بزرگ‌ترین پهنه آبی فوق‌شور ایران و یکی از ارزشمندترین دریاچه‌های بسته جهان، در دهه‌های اخیر با بحرانی بی‌سابقه روبه‌رو شده است. تغییرات شدید سطح آب، ته‌نشست رسوبات تبخیری، و از بین رفتن زیستگاه‌های آبی، نتیجه ترکیب پیچیده‌ای از عوامل اقلیمی و انسانی است. از یک‌سو، افزایش دما و کاهش بارش ها سبب تشدید تبخیر و کاهش سطح آب دریاچه شده؛ از سوی دیگر، فعالیت‌های انسانی مانند سدسازی، حفر چاه‌های غیرمجاز، توسعه کشاورزی غیراصولی و تغییر مسیر رودخانه‌های تغذیه‌کننده، به خشک شدن تدریجی دریاچه دامن زده است. این تغییرات نه تنها بر محیط طبیعی تأثیر گذاشته، بلکه با افزایش غلظت نمک، تولید گردوغبارهای سمی، تغییر اقلیم محلی و تهدید سلامت ساکنان منطقه همراه بوده است. از سوی دیگر، از بین رفتن زیستگاه‌های طبیعی، کاهش جمعیت پرندگان مهاجر، و نابودی میکرو و ماکروارگانیسم‌های شورپسند، نشانگر فروپاشی تعادل بوم‌شناختی دریاچه است. این مقاله با بررسی مقالات و گزارش های مربوط، روند تغییرات سطح آب و ته‌نشست رسوبات تبخیری دریاچه ارومیه را ارزیابی نموده و اثرات متقابل انسان و محیط زیست در این سامانه شکننده را تحلیل می کند. هدف اصلی این تحقیق ارائه تصویری جامع از چرخه تأثیرگذاری دوسویه انسان و دریاچه و تحلیل پیامدهای زیست‌محیطی و اجتماعی ناشی از آن است.

واژه های کلیدی: دریاچه ارومیه، تغییرات سطح آب، رسوبات تبخیری، میکروارگانیسم‌های شورپسند، تأثیرات زیست‌محیطی

۱. مقدمه

کواترنری جوانترین دوره از تاریخ زمین‌شناسی است که از ۲/۵۸ میلیون سال پیش آغاز شده و تاکنون ادامه دارد. تغییرات شدید اقلیمی، چرخه‌های متعدد یخچالی-بین‌یخچالی و از همه مهمتر، پیدایش و تکامل انسان بر روی زمین از رویدادهای کلیدی دورهٔ کواترنری محسوب می‌شود. شواهد رسوبی، اقلیمی و زیستی نشان می‌دهند که تغییرات دما و سطح آب دریاها در دورهٔ کواترنری تحت تأثیر چرخه‌های مداری میلانکوویچ قرار دارند. یکی از ویژگی‌های مهم این دوره، توسعه‌ی یخچال‌ها در نیمکره‌ی شمالی است که باعث تغییرات چشمگیر ژئومورفولوژیکی مانند تشکیل مورن‌ها، جلگه های برون شست و دره‌های یخچالی شده است(Gibbard & Head, 2020). این تغییرات نه تنها بر فرایندهای فرسایش و رسوب‌گذاری تأثیر گذاشته، بلکه کنترل‌کننده‌ی تکامل چشم‌اندازهای امروزی نیز بوده‌اند. در مجموع، کواترنری دوره‌ای است که فهم آن برای تحلیل تغییرات اقلیمی کنونی و پیش‌بینی روندهای آینده ضروری است، چرا که سیستم‌های طبیعی و انسانی هنوز تحت تأثیر چرخه‌های اقلیمی و فرایندهای آغاز شده در این دوره قرار دارند.

در میان حوضه‌های بسته ایران، دریاچه ارومیه یکی از برجسته‌ترین نمونه‌هایی است که نوسانات اقلیمی دورهٔ کواترنری را در رسوبات خود ثبت کرده است. این دریاچه بزرگ ترین دریاچه شور ایران با منشأ تکتونیکی، در یک فرورفتگی میان دو گسل اصلی تبریز و ارومیه شکل گرفته که از پلیستوسن تاکنون در کنترل رسوب‌گذاری و پایداری دریاچه نقش داشته‌اند (Shahrabi, 1981). موقعیت آن در شمال‌غرب ایران، گستره وسیع حوضه آبریز و وجود بیش از صد جزیره کوچک، اهمیت زمین‌ریخت‌شناسی و زیست‌محیطی ویژه‌ای به آن بخشیده است. شواهد رسوبی و زمین‌ریختی اطراف دریاچه نشان می‌دهد که پادگانه‌های دریاچه‌ای ایجادشده در ارتفاعات مختلف، بازتابی از نوسانات شدید سطح آب در طول پلیستوسن و هولوسن هستند. پژوهش‌های انجام‌شده بر پادگانه‌های سلماس، دمیرچی و نقده نشان می‌دهد که این سطوح در بازه حدود ۳۵ تا ۵۴ هزار سال پیش شکل گرفته و بیانگر دوره‌های مرطوب مرتبط با آخرین دوره یخبندان پلیستوسن یعنی وورم هستند (صالحی پور میلانی، ۱۳۹۹). رسوبات بستر دریاچه ترکیبی از مواد آواری دانه‌ریز، رسوبات تبخیری و مواد آلی است که توالی آنها تغییرات شرایط اقلیمی را بازتاب می‌دهد. افزایش نمک، ژیپس و انیدریت در دوره‌های خشک و گسترش رسوبات آواری و کربناته در دوره‌های مرطوب به‌وضوح در چینه‌نگاری دریاچه ثبت شده است (Lak et al., 2007 ; صادقی‌فر و آزرم‌سا، ۱۳۹۴). این شواهد نشان می‌دهند که دریاچه ارومیه یک سیستم بسیار حساس به تغییرات اقلیمی در دورهٔ کواترنری بوده و مطالعه همه جانبهٔ آن امکان بازسازی دقیق دوره‌های خشک‌سالی و ترسالی گذشته را فراهم می‌کند. براساس مطالعات پیشین صورت گرفته و بررسی داده‌های رسوب‌شناسی، ژئوشیمی، زمین‌ریخت‌شناسی و زیستی، دریاچه ارومیه یک سیستم رسوبی پیچیده و پویاست که طی دورهٔ کواترنری تحت تأثیر سه عامل اصلی تغییرات اقلیمی، فعالیت‌های تکتونیکی و فرآیندهای تبخیری دچار تحول شده است (شکل ۱). این سه عامل موجب ایجاد تغییرات چشمگیر در جوامع زیستی، رخساره‌ها، بافت رسوبات، ترکیب کانی‌شناسی و الگوهای ژئوشیمیایی شده‌اند. به همین دلیل دریاچه ارومیه یکی از الگوهای بی‌همتای مطالعات نهشته های کواترنری در ایران به شمار می رود. از منظر زیست‌محیطی، خشک شدن دریاچه ارومیه پیامدهای جدی و جبران ناپذیری دارد که سلامت انسان، اکوسیستم و معیشت محلی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. هدف این مقاله بررسی (مرور) ویژگی‌های رسوب‌شناسی و محیط رسوبی ، تحلیل اکوسیستم و پیامدهای زیست‌محیطی ناشی از تغییرات اقلیمی و فعالیت‌های انسانی در این دریاچه است.

۲. روش مطالعه

تحقیق حاضر از نظر روش شناسی توصیفی و از لحاظ هدف کاربردی است. داده های این نوشتار به صورت عمده کتابخانه ای بوده و از جمع آوری و تحلیل اطلاعات از کتب، مقالات علمی، پایان نامه ها و سایت های معتبر علمی پدید آمده است.

۳. بحث

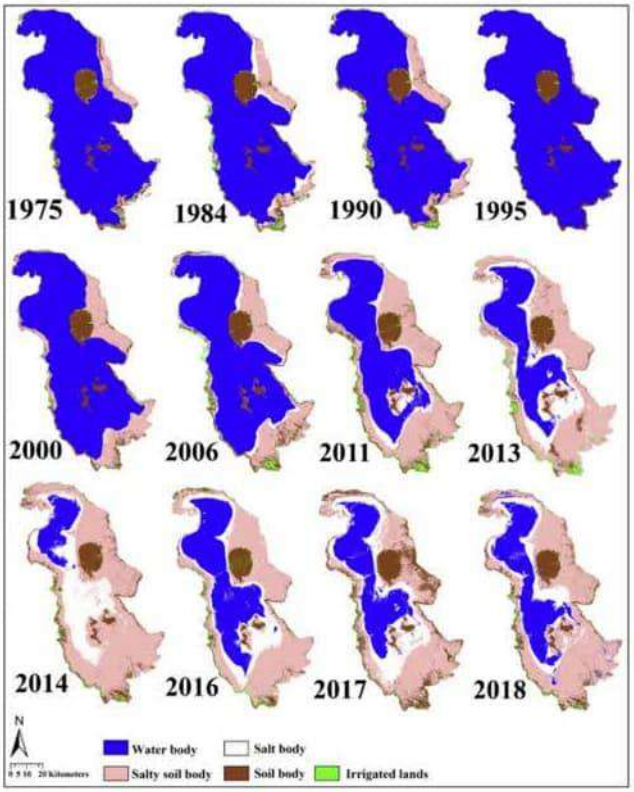
۱،۳. موقعیت جغرافیایی دریاچه ارومیه

دریاچه ارومیه به عنوان بزرگ‌ترین دریاچه شور ایران و یکی از مهم‌ترین پهنه‌های آبی بسته در منطقه خاورمیانه، در شمال‌باختری ایران و میان دو استان آذربایجان غربی و شرقی واقع شده است. این دریاچه در شرایط طبیعی دارای مساحتی حدود پنج هزار کیلومتر

مربع، طولی حدود ۱۴۰ کیلومتر و پهنایی بین ۲۰ تا ۵۰ کیلومتر است (Abich, 1856؛ Tamaddon, 1971). دریاچه ارومیه از نظر ابعاد و رفتار هیدرولوژیکی با دریاچه‌های بزرگی مانند Great Salt Lake آمریکا مقایسه شده است (Sorgeloos, 1997). حوضه آبریز این دریاچه شامل رودخانه‌های دائمی و فصلی مانند زرینه‌رود، سیمینه‌رود، مهابادچای، نازلوچای و آجی‌چای است که ورودی آب و رسوب را کنترل می‌کنند (Esmaeili Dahesh et al., 2010). تالاب‌های جنوب دریاچه مانند کانی‌برازان و سولدوز نیز بخشی از سیستم هیدرولوژیک آن را تشکیل می‌دهند و مستقیماً از تغییرات سطح آب دریاچه تأثیر می‌پذیرند (کتابچی و همکاران، ۱۳۹۶).

۲،۳. ویژگی‌های رسوب‌شناسی و محیط های رسوبی دریاچه ارومیه

رسوبات دریاچه ارومیه شامل طیفی از مواد آواری دانه‌ریز تا مواد آلی و مجموعه وسیعی از رسوبات تبخیری هستند. ترکیب کانی‌شناسی این رسوبات دربرگیرنده هالیت، ژیپس، انیدریت، پلی‌هالیت، کلسیت، آراگونیت و کوارتز است که هرکدام نشان‌دهنده شرایط متفاوت تبخیر، شوری و ورودی آب شیرین هستند (Lak et al., 2007). تناوب میان لایه‌های آواری و تبخیری بیانگر تغییرات اقلیمی و هیدرولوژیک است؛ به‌گونه‌ای که در دوره‌های مرطوب رسوبات آواری و در دوره‌های خشک رسوبات تبخیری غالب شده اند. دانه‌بندی رسوبات دریاچه عمدتاً ریزدانه و در محدوده گل، سیلت و ماسه بسیار ریز است. جورشدگی ضعیف بیشتر نمونه‌ها بیانگر شرایط ناپایدار جریان‌ها، تغییرات ناگهانی انرژی محیط رسوبی و تأثیرگذاری رودخانه‌های فصلی است (صادقی‌فر و آزرم‌سا، ۱۳۹۴). بررسی و سن یابی مغزه های گردآوری شده از رسوبات بستر دریاچه توسط اصل هاشمی و همکاران (۱۳۹۹) نشان می دهد از ۱۳ هزار سال پیش تاکنون رسوبگذاری در این دریاچه پیوسته وجود داشته است. بر اساس رخساره‌های شناسایی شده و داده‌های رسوب‌شناسی، سه محیط اصلی در حوضه دریاچه قابل تشخیص است: الف) محیط رودخانه‌ای که مواد رسوبی این محیط شامل سیلت‌های قهوه‌ای بدون ماده آلی است که معمولاً در زمان پسروی دریاچه و هجوم دشت‌های سیلابی نهشته شده‌اند (محمدی، ۱۳۸۴). حضور این رسوبات بیانگر دوره‌های خشکسالی و کاهش سطح آب است؛ ب) محیط تالاب که شامل گل‌های تیره، ریزدانه، غنی از مواد آلی و ریشه‌های گیاهان است و نشان‌دهنده دوره‌هایی از برتری آب شیرین یا لب‌شور در تالاب‌های کانی‌برازان و سولدوز است (موسوی حرمی، ۱۳۸۱). ج) محیط دریاچه‌ای که در آن رسوبات دریاچه‌ای شامل مارن‌های خاکستری روشن، لایه‌های سیاه‌رنگ غنی از مواد آلی و دانه‌های پوشش‌دار است که شرایط احیایی و محیط‌های نسبتاً عمیق را نشان می‌دهد (Shahrabi, 1981).



شکل ۱) روند خشکیدن و بیابان زایی پیرامون دریاچه ارومیه از سال ۱۹۷۵ تا ۲۰۱۸ (Mohammadi Hamidi et al., 2021)

۳،۳. ژئوشیمی رسوبات و بحران های زیست محیطی

بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که غلظت عناصر Mg، Na و Ca در رسوبات سطحی و میان‌لایه‌ای مستقیماً با فرآیندهای تبخیری و تغییرات شوری مرتبط است. افزایش Mg و Na معمولاً با دوره‌های خشک و فوق‌اشباع شورابه همراه بوده و کاهش آنها نشان‌دهنده ورودی آب شیرین بیشتر است (Abdi et al., 2018). الگوی عناصر خاکی کمیاب (REE) در رسوبات بستر دریاچه به الگوی میانگین شیل های پسا آرکئن استرالیا PAAS و بخش بالایی پوسته قاره ای UCC شباهت دارد، اما غنی‌شدگی نسبی در عناصر نادر خاکی سبک LREE مشاهده شده که نشان‌دهنده ورودی آواری از سنگ‌های آذرین و رسوبی پیرامون دریاچه است (Taylor & McLennan, 1985; Henderson, 1984). این نتایج نشان می‌دهد که ورودی‌های رودخانه‌ای نه‌تنها بر بافت رسوبات، بلکه بر ترکیب ژئوشیمیایی آنها نیز اثرگذار بوده‌اند. مطالعات ماهواره‌ای و سنجش از دور نشان داده‌اند که با افزایش سطح نمک‌زارهای خشک‌شده، انتشار ریزگرد (آئروسل) نمکی افزایش یافته و کیفیت هوا در اطراف دریاچه به‌طور قابل توجهی کاهش یافته است. این گرد و غبار نمکی با ترکیبات سمی می‌تواند سلامت تنفسی انسان و جانداران دیگر را تهدید کند. تحلیل رسوبات سطحی در دریاچه خشک‌شده نشان می‌دهد که فلزات سنگینی مانند آرسنیک، جیوه و استرانسیوم در بخش‌هایی از بستر دریاچه تجمع یافته و زنگ خطر زیست بوم و انسان را به صدا درآورده است (Khosravi et al., 2023). همچنین، مطالعات روی گیاهان محلی، مانند سپیدار

Populus alba، نشان می‌دهد که برگ‌های آن مقادیر چشمگیری آرسنیک و سرب از راه آئروسل‌های نمکی جذب کرده‌اند و این امر می تواند به اختلالات اکولوژیکی منطقه دامن زند (Khosravi et al., 2023). از منظر اقتصادی و اجتماعی، کاهش سطح آب و شور شدن خاک، معیشت جوامع محلی وابسته به کشاورزی و گردشگری را تهدید می‌کند و احتمال مهاجرت و کاهش استاندارد زندگی را افزایش می‌دهد (Schmidt et al., 2020). در مجموع، خشک شدن دریاچه ارومیه یک بحران زیست‌محیطی و انسانی است که با گرد و غبار نمکی، تجمع فلزات سنگین و فروپاشی اقتصادی همراه است (شکل۱). تداوم خشکسالی و افزایش برداشت آب رودخانه‌ها موجب خشکیدن کامل رسوبات سطحی و تشدید فرآیند نمک زایی، پف کردگی رسوبات (expansion) و ایجاد طوفان های نمکی شده است (اصل هاشمی و همکاران، ۱۳۹۹).

۴،۳. گیا و زیا و زیست بوم دریاچه ارومیه

جوامع زیستی دریاچه ارومیه نقش مهمی در تثبیت رسوبات، تولید مواد پلیمری زیستی و کاهش فرسایش بادی دارند، هرچند تشکیل پوسته‌های زیستی پایدار در چنین اکوسیستم‌هایی ممکن است دهه‌ها تا سده‌ها زمان ببرد (Kheirfam, 2020؛ Belnap et al., 2014). جوامع زیستی دریاچه ارومیه عمدتا شامل *Artemia urmiana*، ریزموجودات میکروبی (سیانوباکتری، باکتری های هالوفیل، آرکی ها و قارچ های نمک دوست)، جلبک *Dunaliella salina* و گیاهان محلی مانند *Populus alba* است. تحقیقات پیش از خشک سالی جنس ها و رده های مختلفی از جلبک های تک سلولی مانند کلروفیلیسه، دیاتومه و سیانوفیسه ها را از دریاچه ارومیه گزارش داده است (Manaffar et al., 2023) (شکل۲). این جوامع به‌طور مستقیم تحت تأثیر شوری، دما و نوسانات سطح آب قرار گرفته اند. آرتمیا Artemia urmiana نمادی از تکامل و سازگاری با شوری بسیار بالا است و منشا توسعه جمعیت‌های آن به سایر زیستگاه‌ها از این دریاچه بوده است (Eimanifar et al., 2010). مطالعات ژنتیکی نشان می‌دهند که این گونه بومی دریاچه ارومیه دارای تنوع ژنتیکی قابل توجهی است، اما تنشها/تغییرات زیست‌محیطی شدید جمعیت آن را بین سال‌های ۱۹۹۴ تا ۲۰۰۴ بیش از ۹۰٪ کاهش داده است (Asem et al., 2010). منشاء جغرافیایی آرتمیای ارومیه به حدود ۳۸۳ هزار سال قبل بازمی‌گردد، که با داده‌های COI (ژن Cytochrome c oxidase subunit I بخشی از DNA میتوکندری است که سرعت تکامل مناسبی داشته و به‌طور گسترده در مطالعات فیلوژنتیک و شناسایی گونه‌ها به‌عنوان نشانگر معتبر DNA barcoding استفاده می‌شود نشانگر mtDNA همخوانی دارد (Hebert et al., 2003). علاوه بر این، مطالعات مولکولی نشان داده‌اند که این گونه تغییرات ژنی خاصی در ژنوم میتوکندری خود دارد که قادر به زیست در شرایط محیطی با شوری بسیار بالا می باشد؛ مثلاً نسبت Ka/Ks افزایش‌یافته در ژن‌هایی مثل atp8 نشان از انتخاب تطبیقی دارد. با این توصیف، آرتمیا ارومیانا نتیجه یک فرآیند تکاملی طولانی است که با محیط نامساعد دریاچه ارومیه سازگار شده است. این گونه همچنین نقش مهمی در چرخه تولید اولیه و تشکیل پلت‌های دفعی دارد که بخشی از رسوبات دریاچه محسوب می‌شوند (Djamali et al., 2008). جلبک *Dunaliella salina* عامل رنگ صورتی دریاچه می باشد و در شرایط فوق شور، تولید کاروتنوئیدها را افزایش داده و غذای اصلی آرتمیا محسوب می شود. آرتمیا به عنوان تنها جانور پرسلولی بزرگ تحمل‌کننده شوری بالا، تحت تأثیر مستقیم کاهش تراز آب و افزایش شوری قرار گرفته و کاهش جمعیت آن تهدیدی جدی برای پرندگان مهاجر است (اصل هاشمی و همکاران، ۱۳۹۹). گونه های گیاهی شناخته شده پیرامون دریاچه و همچنین جزایر اطراف

آن به ترتیب ۱۷۷ و ۱۷۴ گونه است. بزرگترین خانواده های گیاهی اطراف دریاچه در این پارک ملی، متعلق به خانواده کاسنی با ۳۳ گونه، خانواده گندمیان با ۲۱ گونه و بزرگترین جنس به فرفیون و شنبلیله وحشی اختصاص دارد. از بین خانواده های پارک ملی دریاچه ارومیه تعداد ۱۲ خانواده بومی اختصاصی ایران بوده، اما نیمی از گیاهان ناحیه فیتوژئوگرافیک ایران و توران هستند (علیپور، ۱۳۸۸).

شکل۲) A آرتیمیا ارومیانا، B فلامینگو دریاچه ارومیه، C صورتی شدن دریاچه ارومیه به علت تولید رنگیزه جلبک داینوفلاژله، D نمایی از نمک و سطح آب دریاچه ارومیه (سایت ویکیپدیا)

۴. نتیجه گیری

مطالعات پیشین صورت گرفته بر روی دریاچه ارومیه بیانگر این است که این پهنه آبی در طول دورهٔ کواترنری تحت تأثیر نوسانات اقلیمی، فعالیت‌های تکتونیکی و فرآیندهای شدید تبخیری تکامل یافته است. افزایش ته نشینی کانی‌های تبخیری مانند هالیت و ژیپس در دوره‌های خشک و غلبه رسوبات آواری و کربناته در دوره‌های مرطوب، نشان‌دهنده چرخه‌های آشکار خشک‌سالی و ترسالی در طول پلیستوسن و هولوسن است. بررسی ژئوشیمی رسوبات نیز نشان می‌دهد که تغییرات Mg، Na و Ca در رسوبات ارتباط مستقیم با شدت تبخیر و تغییرات شوری داشته و الگوهای REE در این رسوبات بیانگر ورودی آواری از سنگ‌های آذرین و رسوبی حاشیه حوضه است. حضور Artemia و ریزجانداران میکروبی در رسوبات گزارش شده، علاوه بر ارزش بوم‌شناختی، شاخصی حیاتی برای درک شرایط گذشته شوری و بهره‌وری زیستی دریاچه است. در مجموع، دریاچه ارومیه یک سیستم پویا و حساس با واکنش سریع به تغییرات اقلیمی و هیدرولوژیک است. تنوع رسوبی، ژئوشیمیایی و زیستی این پهنه آبی، آن را به یکی از مهم‌ترین آرشیوهای طبیعی برای بازسازی تاریخ زمین‌شناسی و اقلیمی کواترنری ایران تبدیل کرده است. با وجود ارزش بالای داده‌های زمین‌شناسی و زیستی، بررسی‌ها نشان می‌دهد که این تحلیل‌ها بدون ارائه راهکارهای مدیریتی کافی، نمی‌توانند به‌طور مستقیم در کنترل بحران کنونی دریاچه مؤثر باشند. بنابراین، ضروری است این یافته‌ها با راهبردهای احیای عملی تلفیق شوند. از مهم‌ترین اقدامات قابل اجرا

می‌توان به احیای رژیم طبیعی رودخانه‌های ورودی، کاهش برداشت آب کشاورزی از طریق مدیریت مصرف و اصلاح الگوی کشت، محدودسازی چاه‌های غیرمجاز، اجرای برنامه مستمر تخصیص حق‌آبه محیط‌زیستی، تقویت مدیریت یکپارچه حوضه آبریز و پایش بلندمدت رسوبات و جوامع میکروبی به‌عنوان شاخص‌های سلامت اکوسیستم اشاره کرد. اجرای همزمان این راهکارها می‌تواند مسیر احیای پایدار و کنترل پیامدهای ناگوار زیست‌محیطی از جمله ریزگردهای نمکی، تخریب پوشش زیستی و ناپایداری رسوبات را هموار سازد. سخن پایانی این که برای مقابله با این بحران، اقدامات احیایی در مدیریت منابع آب، کنترل منابع گرد و غبار و حفاظت از سلامت عمومی باید در اولویت قرار گیرد.

۶-منابع

اصل هاشمی، ا؛ صفری، غ م و شیری، ز.، (۱۳۹۹) بررسی مروری عوامل تاثیر گذار در خشکی دریاچه ارومیه و پیامدهای مرتبط با آن (عوامل تاثیرپذیر از خشکی)، سال یازدهم، شماره۴۴، ص ۶۲-۵۷.

شهرابی، م. (۱۳۷۲) شرح زمین شناسی چهارگوش ارومیه، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

صادقی فر، ط. و آزرم سا، س.ع.، (۱۳۹۴) تحلیل دانه بندی و بافت رسوب در حاشیه جنوبی دریای خزر (مطالعه موردی: خط ساحلی نور.) فصلنامه علوم و فناوری دریا (شماره۷۳).

صالحی‌پور میلانی، ع.؛ لک، ر.؛ و میبدی، م. (۱۳۹۹) تاریخچه نوسانات سطح آب دریاچه ارومیه در پلیوستوسن پایانی. فصلنامه آمایش جغرافیایی قفا، دانشگاه گلستان، سال دهم، شماره‌های پی‌درپی ۳۷ و ۳۸، صص. ۲۳–۳۸.

علیپور، ص. (۱۳۸۸) اطلس پارک ملی دریاچه ارومیه. سازمان حفاظت محیط زیست، اداره کل حفاظت محیط زیست استان آذر بایجانغربی.

کتابچی، م.، محمودزاده، د.، فرهودی هفدران، ر.، (۱۳۹۶) برآورد تبادل آب بین تالاب و آبخوان (مطالعه موردی: تالاب کانی برازان،) مجله اکوهیدرولوژی، شماره ۳،دوره چهارم، پاییز ،۹۶ص.

محمدی، ع. (۱۳۸۴) بررسی تاریخچه رسوبگذاری هولوسن؟ دریاچه ارومیه بر اساس مطالعه مغزههای تهیه شده در مسیر بزرگراه شهید کلانتری، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۲۷ص.

موسوی حرمی، ر.، (۱۳۸۱) رسوبشناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ هشتم، ۴۷۴ص.

نوری، غ.؛ آقایی، و. (۱۳۹۱) ارزیابی خطرات زیست محیطی مناطق حاشیه دریاچه ارومیه ناشی از نوسانات مرز پیرامونی طی سال های ۱۹۸۵تا ۲۰۱۰ مجله مخاطرات محیطی، سال اول، چاپ دوم، زمستان ۱۳۹۱.

Abdi, L., Rahimpour-Bonab, H., Mirmohammad Makki M., Probst, J., Langeroudi, S. R., (2018) Sedimentology, mineralogy, and geochemistry of the Late Quaternary Meyghan Playa sediments, NE Arak, Iran: palaeoclimate implications. Arabian Journal of Geosciences, 11(19): 589.

Abich, H., (1856) Vergleichende chemische Untersuchungen des Wassers des Kaspischen Meers. des Urmia und Wansees, Petersburg 57 pp.

Asem, A., Rastegar-Pouyani. P., De Los Rios, R., Manaffar, F. and Mohebbi. F., (2010) Biometrical comparison of Artemia urmiana Günther,1899 (Crustacea: Anostraca) cysts between rainy and drought years (1994-2003/4) from Urmia Lake, Iran. International Journal of Biological and Life Sciences 6 (2): 100-106.

Belnap J., Walker B.J., Munson S.M., and Gill R.A. (2014) Controls on sediment production in two US deserts. Aeolian Research, 14: 15-24.

Benn, D. I., & Evans, D. J. A., (2010) Glaciers and glaciation (2nd ed.). Routledge.

Djamali, M., de Beaulieu, J. L., Shah Hosseini, M., Andrieu Ponel, V., Amini, A., Akhani, H., Leroy, S.A.G., Stevens, L., Alizadeh, H., Ponel, P. and Brewer, S., (2008) An Upper Pleistocene long pollen record from the 100m-long sequence of Lake Urmia, NW Iran.Quaternary Res. 69, 413-420., Near East

Eimanifar A, Mohebbi F. Urmia Lake (northwest Iran): a brief review. Saline systems. 2007; 3(1):5.

Esmaeili Dahesht, L., Negarestan, H., Eimanifar, A., Mohebbi, F. and Ahmadi, R., 2010- The fluctuations of physicochemical factors and phytoplankton populations of Urmia Lake, Iran, Iranian Journal of Fisheries Sciences, 9 (3): 368-381.

Gibbard, P. L., & Head, M. J. (2020) The Quaternary period. Developments in Quaternary Science, 1–20.

Henderson, H., (1984) General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In: Henderson, P. (Ed.)., Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry, Elsevier 2:1–9

Kheirfam H., (2020) Increasing soil potential for carbon sequestration using microbes from biological soil crusts. Journal of Arid Environments, 172: 104022.

Khosravi, R., Nemati Mansour, S., Ekrami, J., & Mosaferi, M., (2023) Health and ecological risks assessment of heavy metals and metalloids in surface sediments of Urmia Salt Lake, Northwest of Iran. Environmental Monitoring and Assessment. https://doi.org/10.1007/s10661-023-10946-y.

Lak, R., Fayazi, F., Nakhaei, M., (2007) Sedimentological evidences of a major drought in the Mid-Late Holoceneof the Lake Maharlou, SW, Iran. 4th International Limnogeology Congress, Alghero, Italy

Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E., (2005) A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. Paleoceanography, 20 (1), 1–17.

Lowe, J. J., & Walker, M. J. C., (2015) Reconstructing quaternary environments (3rd ed.). Routledge.

Mohammadi Hamidi, S., Furst, CH., Nazmfar, H., Rezayan, A. and Yazdani, M. H., (2021) A Future Study of an Environment Driving Force (EDR): The Impacts of Urmia Lake Water-Level Fluctuations on Human Settlements, 13 (20), 1-19.

Manaffar, R., Moradkhani, S., & Yazdani, H. (2023) A study on the diversity of unicellular algae genus in Lake Urmia with an emphasis on Dunaliella species., 12(47), 39–62.

Moradzadeh, N., Lak, R., Ahmadi, S. A., Maleki, M., & Mahdavi, T. (2020) Sedimentology and depositional environments of the southern and southwestern wetlands of Lake Urmia. Scientific Quarterly Journal of Earth Sciences, (109) 27, 53-62-2017.

Sadeghi-Bazargani, H., Saadatkhah, M., Farahbakhsh, M., Sari Sarraf, B., Abbasnezhad, O., Mohebbi, I., Mohammadi, G., EntezarMahdi, R., & Pourasghar, F. (2024). Health consequences of the Urmia Lake crisis: the baseline study protocol. BMJ Open, 14(6), e070314. https://doi.org/10.1136/bmjopen-2022-070314.

Schmidt, M., Gonda, R., & Transiskus, S. (2020). Environmental degradation at Lake Urmia (Iran): Exploring the causes and their impacts on rural livelihoods. Geo. Journal, 86, 2149–2163. https://doi.org/10.1007/s10708-020-10180-w.

Shadkam, S., Ludwig, F., Van Vliet, M.T.H., Pastor, A. and Kabat, P., (2016) Preserving the world second largest hypersaline lake under future irrigation and climate change. Sci Total Environ 559:317–325. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2016.03.190.

Shahrabi, M. 1981. Holocene Lacustrine facies and environment of hypersaline Lake Urmieh. N.W. Iran. Dip. Arb. Ander ETH Zurich, Switzerland.

Sorgeloos, P., (1997) Resource assessment of Urmia lake Artemia cysts and biomass. In Artemia Lake Cooperation Project, Item B Edited by: Sorgeloos P. Laboratory of Aquaculture and Artemia Reference Center, Belgium,1-114.

بررسی تأثیر ویژگی‌های رسوبی بر کارایی زیست‌پالایی میکروبی و هوادهی در پاکسازی آلاینده‌های هیدروکربنی

نگین عباسی[۱]، رباب حاجی علی اوغلی [۲]، علی کدخدایی[۳]، غلامرضا زرینی[۴]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی زیست محیطی دانشگاه تبریز. abbasinegin33@gmail.com

۲_ استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز. hajialioghli@tabrizu.ac.ir

۳_ استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز. kadkhodaie_ali@tabrizu.ac.ir

۴_ دانشیار میکروبیولوژی، علوم جانوری، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز. zarrini@tabrizu.ac.ir

چکیده

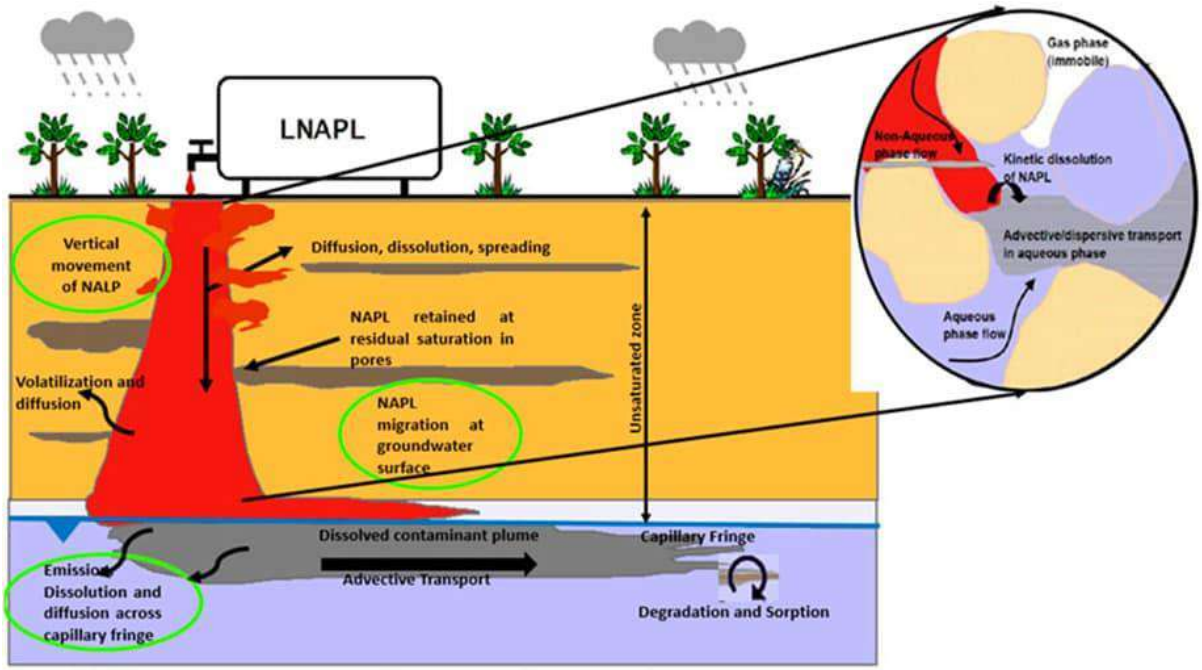
آلودگی هیدروکربنی در محیط‌های خاکی و رسوبی یکی از چالش‌های مهم زیست‌محیطی به‌ویژه در مناطق صنعتی و پالایشگاهی به شمار می‌رود. ویژگی‌های رسوبی از جمله اندازه ذرات، تخلخل، تراوایی، ساختار منافذ و میزان ماده آلی نقش تعیین‌کننده‌ای در رفتار آلاینده‌ها، میزان مهاجرت آن‌ها و دسترسی زیستی برای تجزیه میکروبی دارند. در این مطالعه مروری، یافته‌های پژوهش‌های مختلف درباره تأثیر این ویژگی‌ها بر کارایی روش‌های زیست‌پالایی میکروبی و هوادهی جمع‌آوری و تحلیل شد. نتایج نشان می‌دهد که رسوبات ریزدانه با ظرفیت جذب بالا موجب کاهش مهاجرت آلاینده‌ها می‌شوند، اما در بسیاری موارد دسترسی زیستی و در نتیجه سرعت زیست‌پالایی را کاهش می‌دهند. در مقابل، رسوبات درشت‌دانه به دلیل تراوایی بیشتر شرایط مطلوب‌تری برای جریان هوا، فعالیت میکروارگانیسم‌ها و عملکرد روش‌های هوادهی فراهم می‌کنند. همچنین مشخص شد که انتخاب روش پاکسازی باید با توجه به شرایط فیزیکی و زیستی محیط انجام گیرد، زیرا برخی مداخلات شیمیایی یا فیزیکی می‌توانند در خاک‌های خاص فعالیت میکروارگانیسم‌ها را تضعیف کنند. در مجموع، نتایج این بررسی نشان می‌دهد که شناخت دقیق ویژگی‌های رسوبی و تعامل آن‌ها با فرآیندهای زیستی و فیزیکی برای طراحی و اجرای موفق روش‌های پاکسازی هیدروکربن‌ها ضروری است و می‌تواند به توسعه راهکارهای پایدارتر در مدیریت آلودگی کمک کند.

کلمات کلیدی: آلودگی هیدروکربنی، زیست‌پالایی، ویژگی‌های رسوبی، هوادهی، تجزیه میکروبی

۱- مقدمه

نشت ترکیبات نفتی و مشتقات بنزین در محیط‌های خاکی و رسوبی، به‌ویژه در نواحی صنعتی و پالایشگاهی، از چالش‌های مهم محیط‌زیستی به شمار می‌رود. این ترکیبات، به‌ویژه هیدروکربن‌های آلیفاتیک و آروماتیک، به‌علت تحرک بالا، پایداری شیمیایی و اثرات زیست‌محیطی گسترده، می‌توانند در خلل و فرج خاک و رسوبات نفوذ کرده و رفتار پیچیده‌ای را در محیط ایجاد کنند. نوع و ساختار رسوبات، میزان ریزدانگی، درصد رس و مواد آلی، و ویژگی‌های هیدرولیکی، از مهم‌ترین عواملی هستند که بر انتقال، جذب و دسترسی زیستی هیدروکربن‌ها اثر می‌گذارند (Reisinger et al., 2021). این عوامل نقش تعیین‌کننده‌ای در میزان گسترش آلودگی و نیز کارایی روش‌های پاکسازی دارند. زیست‌پالایی میکروبی یکی از کارآمدترین روش‌های حذف آلاینده‌های نفتی در خاک و رسوبات است. حضور میکروارگانیسم‌های بومی در کنار توانایی آن‌ها برای تجزیه هیدروکربن‌ها، به‌ویژه در شرایطی که عوامل محیطی مناسب باشند، باعث شده این روش در بسیاری از پروژه‌های پاکسازی مورد توجه قرار گیرد. مطالعات نشان داده‌اند که استفاده هم‌زمان از میکروارگانیسم‌های بومی و افزوده‌شده می‌تواند توان تجزیه آلاینده‌ها را به‌طور چشمگیری افزایش دهد (Li et al., 2023). همچنین روش‌های تقویت زیست‌پالایی مانند بیوونتینگ و بایواسپارینگ در صورتی موفق عمل می‌کنند که ساختار خاک امکان گردش مناسب اکسیژن را فراهم کند (Eslami & Joodat, 2018). در سال‌های اخیر، پژوهشگران علاوه بر بررسی جنبه‌های زیستی،

به مطالعه اثر ویژگی‌های رسوبی در تعامل با فرآیندهای زیست‌پالایی نیز پرداخته‌اند. رفتار هیدروکربن‌ها در بافت‌های مختلف خاکی، از جمله رسوبات ماسه‌ای و رس‌دار، تفاوت چشمگیری دارد. در رسوبات درشت‌دانه با تخلخل بالا، هیدروکربن‌ها تحرک بیشتری داشته و آلودگی سریع‌تر گسترش می‌یابد، در حالی که در رسوبات ریزدانه جذب قوی‌تری رخ داده و دسترسی زیستی آلاینده کاهش می‌یابد (Reisinger et al., 2021).این موضوع اهمیت شناخت دقیق ویژگی‌های رسوبی را در طراحی و اجرای فرآیندهای پاکسازی نشان می‌دهد. پیشرفت‌های اخیر نشان می‌دهد که مدل‌سازی رفتار زیست‌پالایی با استفاده از پارامترهای محیطی و یادگیری ماشین می‌تواند ابزار مناسبی برای پیش‌بینی راندمان پاکسازی در محیط‌های مختلف خاکی و رسوبی باشد (Davis et al., 2024). علاوه بر این، برخی مطالعات نشان داده‌اند که مداخله‌های فیزیکی و شیمیایی، مانند افزودن اکسیدان‌ها، در خاک‌های خاص ممکن است باعث کاهش کارایی زیست‌پالایی شود (Apul et al., 2022). بنابراین انتخاب روش‌های اصلاحی باید بر اساس ویژگی‌های رسوبی و وضعیت آلاینده انجام گیرد. تحقیقات داخلی نیز تأکید می‌کنند که عملکرد روش‌های زیست‌پالایی می‌تواند بسته به نوع خاک و میزان آلودگی متفاوت باشد و در بسیاری از موارد ترکیب چند روش بهترین عملکرد را ایجاد می‌کند. ساریخانی و همکاران۲۰۲۵؛ (Shokranian et al., 2024). در مجموع، مرور پژوهش‌ها نشان می‌دهد که ویژگی‌های رسوبی نقش بنیادی در انتقال، جذب و تجزیه هیدروکربن‌ها دارند و تعیین‌کننده اصلی موفقیت روش‌های زیست‌پالایی و هوادهی محسوب می‌شوند. بنابراین، تحلیل دقیق این ویژگی‌ها و بررسی تعامل آن‌ها با فرآیندهای زیستی، برای دستیابی به راهکارهای کارآمد در پاکسازی آب‌ها و رسوبات آلوده به بنزین ضروری است.



شکل ۱. مدل مفهومی نفوذ، انتشار و حرکت آلاینده‌های نفتی در خاک و آب‌های زیرزمینی (Qin et al., 2023)

۲- روش مطالعه

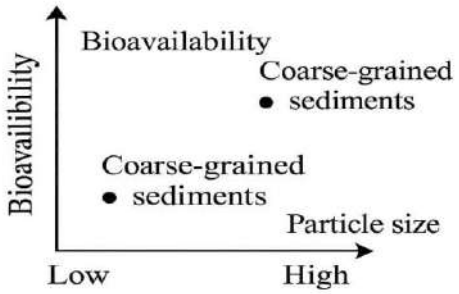
این پژوهش به‌صورت یک مطالعه مروری نظام‌مند طراحی شد. ابتدا دامنه موضوعی تحقیق بر سه محور اصلی شامل ویژگی‌های رسوبی، رفتار آلاینده‌های نفتی و روش‌های زیست‌پالایی و هوادهی تعیین گردید. سپس مجموعه‌ای از کلیدواژه‌ها مرتبط با این

حوزه‌ها انتخاب و در پایگاه‌های معتبر علمی مانند Google Scholar ، ScienceDirect، Springer، MDPI و نشریات علمی داخلی جست‌وجو شد.پس از گردآوری منابع اولیه، مقالات بر اساس معیارهای شمول مانند ارتباط مستقیم با آلودگی هیدروکربنی، توجه به نقش خاک و رسوبات، ارائه نتایج معتبر تجربی یا تحلیلی و جدید بودن پژوهش‌ها انتخاب شدند. منابع انتخاب‌شده در سه گروه موضوعی شامل ویژگی‌های رسوبی مؤثر بر انتقال آلاینده‌ها، فرآیندهای زیست‌پالایی میکروبی و روش‌های تقویت زیست‌پالایی و هوادهی طبقه‌بندی شدند. از هر مقاله اطلاعاتی نظیر نوع رسوب، نوع آلاینده، روش‌های پاکسازی، شرایط محیطی و نتایج کلیدی استخراج گردید.

جدول ۱_ مرور مطالعات منتخب در زمینه زیست‌پالایی و هوادهی رسوبات آلوده به هیدروکربن‌ها
(Reisinger et al., 2021; Li et al., 2023; Eslami & Joodat, 2018; Apul et al., 2022)

نتیجه کلیدی	روش پاکسازی	نوع خاک/ رسوب
تحرک بالا و گسترش سریع آلودگی	بررسی مهاجرت	ماسه‌ای
افزایش چشمگیر تجزیه	زیست‌پالایی با میکروب‌های بومی و افزوده	خاک آلوده
موفقیت در شرایط تهویه مناسب	بیوونتینگ و بایواسپارینگ	خاک صنعتی
کاهش فعالیت میکروبی	اکسیداسیون با پراکسید	خاک غیر اشباع

Sediment Type	Porosity	Permeability
Fine-grained sediments	High	Low
Coarse-grained sediments	Moderate	High
Sandy sediments	Very low	Hiġh
Clay sediments	Very low	Kocmoe curieration



شکل ۲. تأثیر نوع رسوب بر تراوایی، تخلخل و دسترسی زیستی آلاینده‌ها

۳- بحث

مطابق شکل۲، ویژگی‌های رسوبی نقش اساسی در رفتار آلاینده‌های نفتی و همچنین کارایی روش‌های زیست‌پالایی و هوادهی در محیط‌های آلوده دارند. بر اساس یافته‌های مطالعات موجود، نوع بافت خاک و رسوبات، میزان ریزدانگی، تخلخل و ساختار منافذ از مهم‌ترین عواملی هستند که می‌توانند بر انتقال هیدروکربن‌ها، دسترسی زیستی آن‌ها و در نهایت راندمان پاکسازی اثر بگذارند. به عنوان مثال، در رسوبات ماسه‌ای با تراوایی بالا، حرکت هیدروکربن‌ها سریع‌تر بوده و امکان گسترش آلودگی در آبخوان‌ها بیشتر است، در حالی که رسوبات ریزدانه با قدرت جذب بالا، مهاجرت آلاینده را کند کرده و موجب تجمع موضعی آن می‌شوند (Reisinger et al., 2021). با این حال، همین خاصیت جذب می‌تواند میزان دسترسی زیستی آلاینده‌ها را کاهش دهد و فرآیند تجزیه میکروبی را کندتر سازد .در زمینه زیست‌پالایی، نقش میکروارگانیسم‌های بومی و سازگار با شرایط محیطی بسیار برجسته است. مطالعات اخیر نشان داده‌اند که هم میکروارگانیسم‌های بومی و هم میکروب‌های افزوده شده قادرند ترکیبات نفتی را تجزیه کنند، اما کارایی آن‌ها بسته به نوع خاک، میزان آلودگی و شرایط محیطی متفاوت است (Li et al., 2023). در برخی محیط‌های خاکی، وجود هم‌زمان مواد مغذی، تهویه مناسب و ساختار فیزیکی مطلوب می‌تواند تجزیه هیدروکربن‌ها را به‌طور قابل توجهی افزایش دهد. همین موضوع در پژوهش (Eslami and Joodat, 2018) نیز مشاهده شد؛ جایی که استفاده از روش‌های بیوونتینگ و بایوا سپارینگ در خاک‌های آلوده تنها در صورتی راندمان بالایی داشت که شرایط جریان اکسیژن در محیط فراهم بود. این یافته، اهمیت ساختار منافذ خاک و رسوبات را در موفقیت روش‌های هوادهی برجسته می سازد.از سوی دیگر، پژوهش‌های جدید نشان می‌دهند که برخی مداخلات شیمیایی، مانند اکسیداسیون با پراکسید، ممکن است در برخی خاک‌ها نه تنها کارایی زیست‌پالایی را افزایش ندهند، بلکه فعالیت میکروبی را نیز مهار کنند. مطالعه (Apul et al, 2022) نشان داد که در خاک‌های غیر اشباع و دارای آلودگی کهنه نفتی، حضور اکسیدان‌ها باعث کاهش چشمگیر توان تجزیه میکروبی شد. بنابراین، انتخاب روش پاکسازی باید با توجه دقیق به ویژگی‌های رسوبی و ساختاری محیط انجام شود و روش‌های فیزیکی یا شیمیایی نباید بدون ارزیابی اثرشان بر زیست‌پالایی به کار روند. در سطح کلان‌تر، رفتار رسوبات در ارتباط با هیدروکربن‌ها می‌تواند به وسیله مدل‌سازی‌های پیشرفته نیز تحلیل شود. پژوهش (Davis et al, 2024) با استفاده از یادگیری ماشین نشان داد که پارامترهای رسوبی به ویژه اندازه ذرات، توزیع منافذ و محتوای آلی توانایی پیش‌بینی نرخ تجزیه اولیه هیدروکربن‌ها را دارند. این نوع مدل‌سازی‌ها نشان می‌دهند که چگونه ویژگی‌های فیزیکی رسوبات، نه تنها بر تحرک و تجمع آلاینده‌ها اثر می‌گذارند، بلکه عامل مهمی در تعیین سرعت و کارایی فرآیندهای زیست‌پالایی هستند. در کنار این مطالعات بین‌المللی، پژوهش‌های داخلی نیز نشان‌دهنده اهمیت ترکیب روش‌های مختلف زیست‌پالایی در بهبود راندمان پاکسازی‌اند. یافته‌های (ساریخانی و همکاران، ۲۰۲۵) بیانگر آن است که عملکرد روش‌های زیست‌پالایی در خاک‌های آلوده ایران بسته به نوع خاک و مقدار آلودگی متفاوت است و در برخی موارد، استفاده ترکیبی از روش‌ها بهترین نتیجه را ایجاد می‌کند. علاوه بر این، پژوهش (Shokranian et al, 2024). نشان داد که باکتری‌های جدا شده از خاک آلوده قادر به حذف قابل توجه نفت خام هستند، و این موضوع نقش میکروارگانیسم‌های سازگار با شرایط رسوبی را در بهبود پاکسازی تأیید می‌کند. در مجموع، نتایج مطالعات مختلف نشان می‌دهد که ویژگی‌های رسوبی و ساختار فیزیکی خاک، عوامل اصلی و تعیین‌کننده در موفقیت زیست‌پالایی و هوادهی هستند. این ویژگی‌ها تعیین می‌کنند که آلاینده چگونه مهاجرت می‌کند، در کدام لایه‌ها تجمع می‌یابد، تا چه حد برای میکروارگانیسم‌ها قابل دسترس است و چه سطحی از اکسیژن می‌تواند در محیط نفوذ کند. بنابراین، برای دستیابی به بالاترین راندمان پاکسازی، لازم است انتخاب روش‌های زیست‌پالایی و هوادهی بر اساس شناخت دقیق

شرایط رسوبی هر منطقه انجام شود.

جدول۲_ جمع‌بندی نهایی عوامل مؤثر بر پاکسازی هیدروکربن‌ها در محیط‌های رسوبی

اثر بر هوادهی و روش‌های پاکسازی	اثر بر زیست‌پالایی میکروبی	اثر بر رفتار آلاینده	عامل کلیدی
رس :نفوذ کم هوا ماسه :جریان مطلوب هوا	رس :کاهش دسترسی زیستی ماسه :افزایش تجزیه اولیه	رس :جذب زیاد، مهاجرت کم ماسه :انتشار سریع‌تر	اندازه ذرات رسوب
کنترل‌کننده توان اکسیژن‌رسانی	تعیین‌کننده تماس میکروب–آلاینده	افزایش یا کاهش سرعت مهاجرت آلاینده	تخلخل و تراوایی
کاهش نفوذپذیری نسبت به هوا	کاهش دسترسی زیستی در خاک‌های پرفره	افزایش جذب سطحی و نگهداشت آلاینده	مواد آلی رسوب
تعیین‌کننده عملکرد روش‌های هوادهی	تأثیر بر پراکنش و رشد میکروبی	گیر افتادن یا آزاد شدن آلاینده	ساختار منافذ
اثر غیرمستقیم از طریق اکسیژن‌رسانی	افزایش یا کاهش فعالیت میکروبی	—	ویژگی‌های زیستی محیط
موفقیت بیشتر در رسوبات با تراوایی متوسط تا زیاد	بهترین کارایی در شرایط سازگار با زیست‌بوم	متأثر از بافت و ساختار رسوب	روش‌های پاکسازی
وابسته به نوع خاک و میزان نفوذپذیری	احتمال مهار فعالیت میکروبی	تغییر الگوی حرکت آلاینده	مداخلات شیمیایی

۴- نتیجه‌گیری

مطابق جدول۲_ بررسی مجموعه‌ای از پژوهش‌های انجام‌شده در زمینه آلودگی هیدروکربنی و روش‌های پاکسازی نشان می‌دهد که ویژگی‌های رسوبی نقش محوری در تعیین رفتار آلاینده‌ها و کارایی روش‌های زیست‌پالایی و هوادهی دارند. ساختار فیزیکی رسوبات، شامل اندازه ذرات، تخلخل، تراوایی و توزیع منافذ، تعیین می‌کند که آلاینده در محیط چگونه حرکت می‌کند، در چه بخش‌هایی تجمع می‌یابد و تا چه حد برای میکروارگانیسم‌ها قابل دسترس است. رسوبات ریزدانه با قدرت جذب بالا، از یک‌سو موجب کاهش سرعت مهاجرت هیدروکربن‌ها می‌شوند، اما از سوی دیگر ممکن است دسترسی زیستی و تجزیه میکروبی را محدود کنند. در مقابل، رسوبات درشت‌دانه و نفوذپذیر شرایط مطلوب‌تری را برای جریان هوا و فعالیت زیستی فراهم کرده و امکان تجزیه سریع‌تر آلاینده‌ها را مهیا می‌کنند. نتایج بخش بحث نشان داد که روش‌های زیست‌پالایی زمانی کارآمد هستند که هماهنگی مطلوبی میان نوع رسوب، میزان آلودگی، شرایط اکسیژن‌رسانی و جامعه میکروبی موجود برقرار باشد. روش‌های تقویت زیست‌پالایی مانند هوادهی، تنها در محیط‌هایی با تراوایی مناسب و جریان هوای کافی نتایج مطلوب ارائه می‌دهند، در حالی که در رسوبات فشرده و کم‌تخلخل، راندمان آن‌ها کاهش می‌یابد. از سوی دیگر، برخی مداخلات فیزیکی یا شیمیایی ممکن است فعالیت زیستی را تحت تأثیر قرار داده و در برخی شرایط، فرآیند تجزیه میکروبی را نیز مهار کنند. درک دقیق شرایط خاک و رسوب، پیش‌شرط اصلی انتخاب روش‌های مؤثر پاکسازی در محیط‌های آلوده به بنزین و سایر هیدروکربن‌هاست.

۵- منابع

ساریخانی, افشارنیا, زارعی, و لطف الهی، ۲۰۲۵. مقایسه کارایی روش‌های مختلف زیست‌پالایی در کاهش هیدروکربن‌های نفتی یک خاک آلوده (مطالعه موردی: حوضچه‌های تبخیر پالایشگاه تبریز). دانش خاک و گیاه, ۳۵(۲), ۴۱-۲۳.

Reisinger, H., Walker, J., & Bryant, S., 2021. Hydrocarbon migration and transport in sandy aquifers. Journal of Contaminant Hydrology, 236, 103–119.

Li, C., Cui, C., Zhang, J., Shen, J., He, B., Long, Y., & Ye, J., 2023. Biodegradation of petroleum hydrocarbons based pollutants in contaminated soil by exogenous effective microorganisms and indigenous microbiome. Ecotoxicology and Environmental Safety, 253(15), 114673.

Eslami, E., & Joodat, S. H. S., 2018. Bioremediation of oil- and heavy-metal contaminated soil in construction sites: A case study using bioventing-biosparging and phytoextraction techniques. Environmental Science and Pollution Research, 25(21), 20733–20750.

Davis, C. W., Brown, D. M., Swansborough, C., Hughes, C. B., Camenzuli, L., Saunders, L. J., & Lyon, D. Y., 2024. Predicting hydrocarbon primary biodegradation in soil and sediment systems using system parameterization and machine learning. Environmental Toxicology and Chemistry, 43(6), 1352-1363.

Apul, O. G., Arrowsmith, S., Hall, C. A., Miranda, E. M., Alam, F., Dahlen, P., ... & Delgado, A. G., 2022. Biodegradation of petroleum hydrocarbons in a weathered, unsaturated soil is inhibited by peroxide oxidants. Journal of Hazardous Materials, 433, 128770.

Shokranian, S., Yousefzadi, M., & Amrollahi Biuki, N., 2024. Investigating the bioremoval ability of crude oil by bacteria isolated from oil-contaminated soil around Shiraz refinery. Aquatic Physiology and Biotechnology, 12(1), 109-130.

Qin, J., Zhang, Y., Liu, X., & Chen, L., 2023. Soil and groundwater contamination by crude oil spillage: A review. Frontiers in Environmental Science, 11, 1137496. https://doi.org/10.3389/fenvs.2023.1137496

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

تحلیل رابطه بین دینامیک جریان و توزیع زیرمحیط‌های آبرفتی در سیستم‌های رودخانه‌ای

سیدمحمدرضا امامی *[1]، بیژن یوسفی یگانه[1]، مصطفی صداقت‌نیا[2]

۱- استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

۲- دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، کارشناس آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان

*Email: luckpages@yahoo.com

چکیده

در این پژوهش جهت تعیین زیرمحیط‌های آبرفتی رودخانه‌ها، برش‌هایی از رخساره‌های آبرفتی رودخانه‌ای در جنوب خرم‌آباد مورد ارزیابی قرار گرفته است.با توجه به رخساره‌های سنگی شناسایی شده وعناصر ساختاری (GB,HS,C/S,LHF,LCS,CVs,DIs,TCS,OF,CH,SB,SHF,LIS)زیر محیط‌های کانال (Channel)، سدهای کانالی (Channel Bars)، پوینت بار (Point Bar)، بریدگی‌های پهن (Crevassesplay)، خاکریزهای طبیعی (Levee) و زیرمحیط دشت سیلابی (Flood plain)در سیستم‌های رودخانه‌ای آبرفتی تعیین شدند. عناصر ساختاری CH,GB,C/S,LHF,SHFدر میان رسوبات به فرآوانی مشاهده شدند که دلالت بر محیط رودخانه‌ای با پیچش کم دارد که به طور متناوب در بازه‌های زمانی مورد هجوم سیلاب‌های قوی و مخرب قرار می‌گرفته است.

کلمات کلیدی:پادگانه آبرفتی، دینامیک جریان، محیط رسوبی، لرستان، زاگرس.

۱- مقدمه

محیط‌های رودخانه‌ای در حقیقت سیستم‌های دینامیکی متاثر از شرایط اقلیمی، فیزیئگرافی حوضه آبریز، رخدادهای تکتونیکی، زمین شناسی، سرعت و عمق جریان و حمل و نقل رسوب هستند که همگی در شکل گیری رخساره‌های رسوبی نقش دارند (Miall, 2006; Peterson et al., 2011; Miall, 2013; Owen et al., 2015). رسوبات رودخانه‌ای بر اساس موقعیت چینه‌شناسی آن‌ها در توالی‌های عمودی به سه دسته رسوبات کانال، خارج کانال و حد واسط (پرکننده کانال‌های قطع شده) تقسیم می‌شوند. اهمیت مطالعات محیط‌های رودخانه‌ای برای درک بهتر انرژی زیرسطحی به خوبی اثبات شده است. بسیاری از ذخائر هیدروکربنی جهان از پرکامبرین تا پلیوسن در رسوبات رودخانه‌ای دیده شده‌اند. گذشته از جنبه‌های اقتصادی، این محیط‌ها از نظر رسوب‌شناسی نظیر ارتباط فرآیندها و اشکال بستری (Bedforms)، تجزیه و تحلیل ریخت شناسی، مدیریت و تکامل رودخانه‌ها در پاسخ به عملکرد انسانی و اقلیمی مورد توجه قرار گرفته‌اند (Rust, 1978; Turner, 1980; Suttner et al., 1981; Ramos et al., 1983; Shanmugam, 1996; Yagishita, 1997; Tucker 2001, 2003; Miall, 2006; Peterson et al., 2011; Miall, 2013; Owen et al., 2015). رسوبات این محیط‌ها گذشته از شکل انباشتگی در سه نمونه دانه درشت (کنگلومرایی)، دانه متوسط (ماسه سنگی) و دانه ریز (سیلت سنگ و رس سنگ) قابل مطالعه و ارزیابی می‌باشند.

۲- روش مطالعه

در تعیین و معرفی رخساره‌های سنگی از روش کد گذاری (Miall, 2006)استفاده شده است که در آن هر رخساره سنگی با دو حرف معرفی می‌شود به گونه‌ای که حرف اول (حرف بزرگ) بیانگر اندازه دانه و حرف دوم (حرف کوچک) معرف ساختمان رسوبی است. برای رتبه بندی سطوح محدود کننده (Bounding Surface)از روش (Miall, 1996)استفاده شده است. طرح میال توسط افراد زیادی برای سیستم‌های رودخانه‌ای قدیمی به کار گرفته شده است. از طرح پیشنهادی جو (۲۰۰۳) برای کد گذاری عناصر ساختاری بر اساس الگوی چینه‌ای بزرگ مقیاس و رخساره‌های رسوبی استفاده شده است.

۳- بحث

رخساره‌های سنگیدرشت‌دانه

در پادگانه‌های آبرفتی مورد مطالعه رخساره‌های سنگی دانه درشت شامل موارد زیر هستند (شکل ۱ و ۲).

۴. ۱. رخساره سنگی (Gm)

این رخساره به صورت کنگلومرای دانه فرآوان، بدون طبقه بندی دانه تدریجی، به صورت توده‌ای و گاهی با چینه بندی ضعیف دیده می‌شود (شکل ۱). بیشترین تفسیر در تشکیل این رخساره، سدهای (Bars) طولی رودخانه‌ای کم پیچ، ورقه‌های گراولی و رسوبات وامانده کانالی در نظر گرفته شده است (Yagishita, 1997; Miall, 2006; Peterson et al., 2011; Miall, 2013).

رخساره سنگی (Gms)

خمیره این رخساره نسبت به رخساره‌ی (Gm)بیشتر است. به گونه‌ای که شناوری گراول و پبل‌ها در این خمیره نمایان است. جورشدگی ضعیف و نبود چینه‌ای از مشخصات دیگر آن است. رسوب‌گذاری سریع از جریان‌های خرده‌دار چسبنده عامل تشکیل این رخساره است (Yagishita, 1997; Miall, 2006; Peterson et al., 2011; Miall, 2013).فرآوانی خمیره و جورشدگی ضعیف دلالت بر تاثیر جریان‌های خرده‌دار در تشکیل این رخساره می‌کند (Miall, 2006).

رخساره سنگی (Gp)

این رخساره کنگلومرای دانه فرآوان با شیب لایه‌هایی از ۱۰ تا ۴۰ درجه است. طبقه بندی مورب مسطح ساختمان رسوبی اصلی آن است (شکل ۲) با این حال سطوح دوباره فعال شده (Reactivation surfaces) در این رخساره نیز دیده می‌شود. (Miall, 2006) این رخساره را نتیجه‌ی مهاجرت بارهای عرضی زبانه‌ای در بخش عمیق کانال می‌داند و همچنین حرکت رو به پایین دست جریان، بارهای عرضی در کانال‌های کم پیچ را دلیل تشکیل این رخساره می‌داند. (Miall,2013) تغییرات محلی جریان و تامین رسوب را دلیلی بر تشکیل سطوح دوباره فعال شده می‌داند و این سطوح را به افزایش جانبی بارهای زبانه‌ای در محیط‌های رودخانه‌ای نسبت می‌دهد.

رخساره سنگی (Gt)

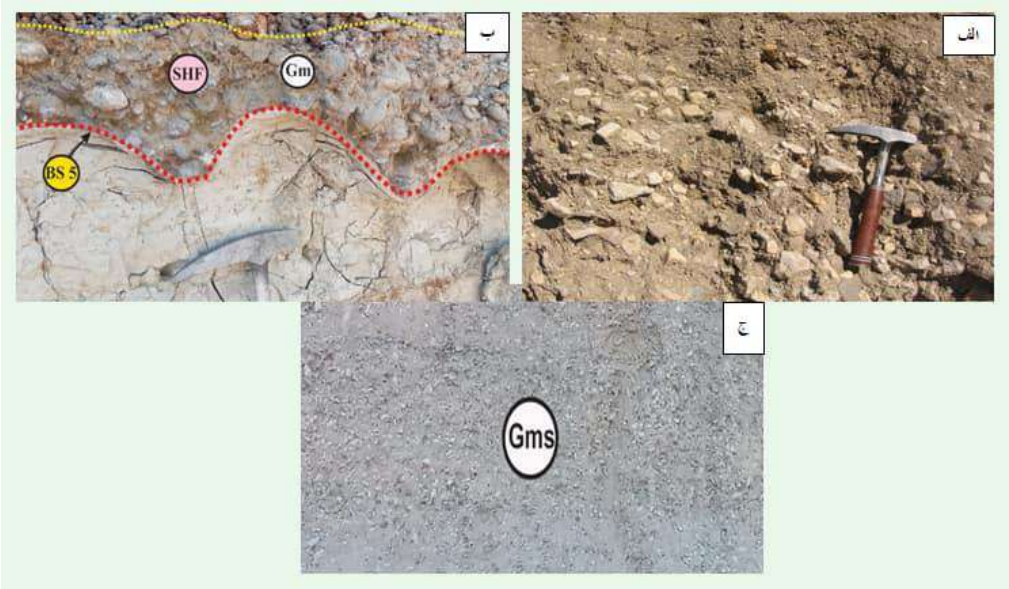
این رخساره سنگی از کنگلومرای قطعه فرآوان با مجموعه‌هایی (Sets) از طبقه بندی عدسی شکل (Trough) تشکیل شده است. قطعات آن جورشدگی ضعیف تا متوسط دارند. کوچک بودن قطعات آن نسبت به رخساره (Gm)، یک طبقه‌ای بودن و تقارن نسبتا خوب بخش زیرین مجموعه‌های عدسی شکل از ویژگی‌های ریختی آن است. تقارن خوب بخش زیرین مجموعه‌های عدسی شکل و حضور قطعات بزرگ در بخش زیرین دلالت بر پرشدگی سریع شسته شدگی‌های کانالی دارد (Yagishita, 1997)یک طبقه‌ای بودن این رخساره حاکی از پرشدگی یک مرحله‌ای آن دارد (Yagishita, 1997; Miall, 2006; Peterson et al., 2011; Miall, 2013)این رخساره را به حرکت دون‌های سه بعدی گراولی مربوط می‌داند.

رخساره‌های سنگی دانه متوسط

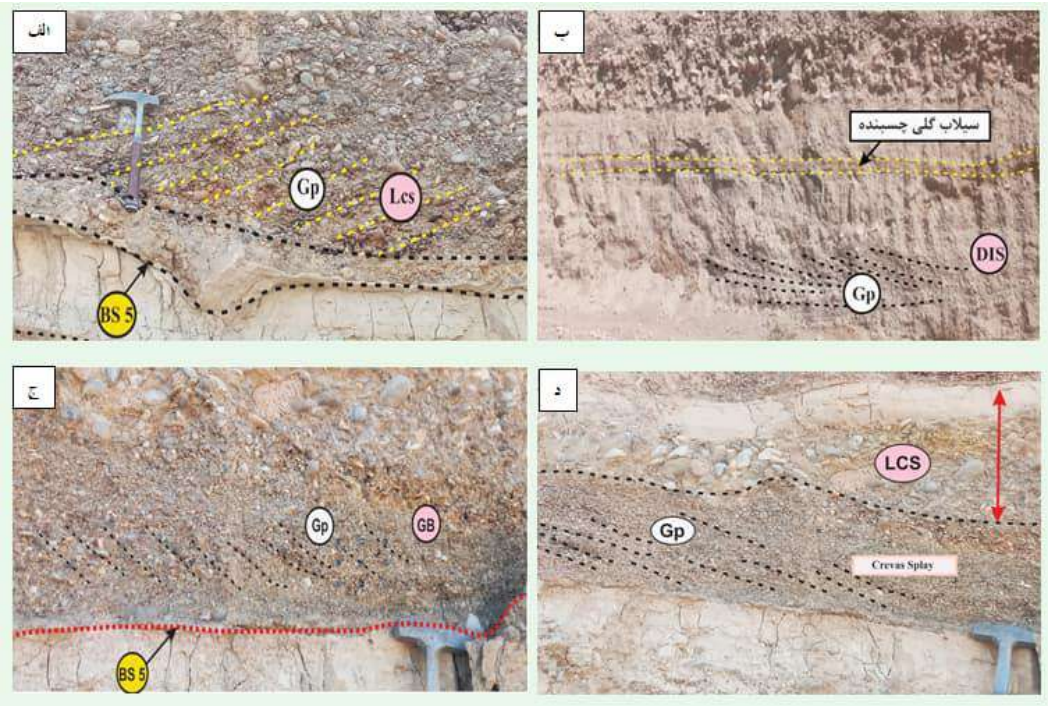
در پادگانه‌های آبرفتی مورد مطالعه رخساره‌های سنگی دانه متوسط شامل موارد زیر هستند (شکل۳ و۴).

رخساره سنگی (Sm)

این رخساره از ماسه‌سنگ بدون ساخت رسوبی تشکیل شده است ولی با این حال گاهی چینه‌بندی ضعیف و گراول‌های پراکنده در آن نمایان است. این رخساره سنگی به مهاجرت دون‌ها در رژیم جریان کم انرژی نسبت داده می‌شود (Miall, 2006)ناقص بون چینه‌بندی و یا نبود آن بر تامین فرآوان رسوب و جریان‌هایی با بار رسوبی فرآوان مربوط است (Tucker 2001, 2003).



شکل ۱- الف : رخساره سنگی Gm همراه با عنصر ساختاری SHF (به قطعات فراوآن گراول در این رخساره سنگی توجه شود).ب: رخساره دانه درشت داخل کانال که به علت شدت جریان ساختمان رسوبی شکل نگرفته است و گردشدگی ضعیفی نشان می‌دهند. ج: رخساره سنگی Gms (به شناوری پبل‌ها و خمیره فرآوان آن نسبت به رخساره سنگی Gm توجه شود).



شکل ۲- الف : رخساره سنگی Gp همراه با عنصر ساختاری LCS. ب : رخساره سنگی Gp همراه با عنصر ساختاری DIS. ج : رخساره سنگی Gp همراه با عنصر ساختاری GB. د : رخساره سنگی Gp تشکیل شده در محیط کروس‌های پهن همراه با عنصر ساختاری LCS، به ضخامت کم رسوبات گراولی و گلی بر روی کانال‌های فرعی بریدگی‌های پهن توجه شود (پیکان قرمز)، نبود رخساره پوینت بار بین رسوبات گراولی و گلی بیانگر بریدگی ناگهانی کانال می‌باشد.

رخساره سنگی (Sp)

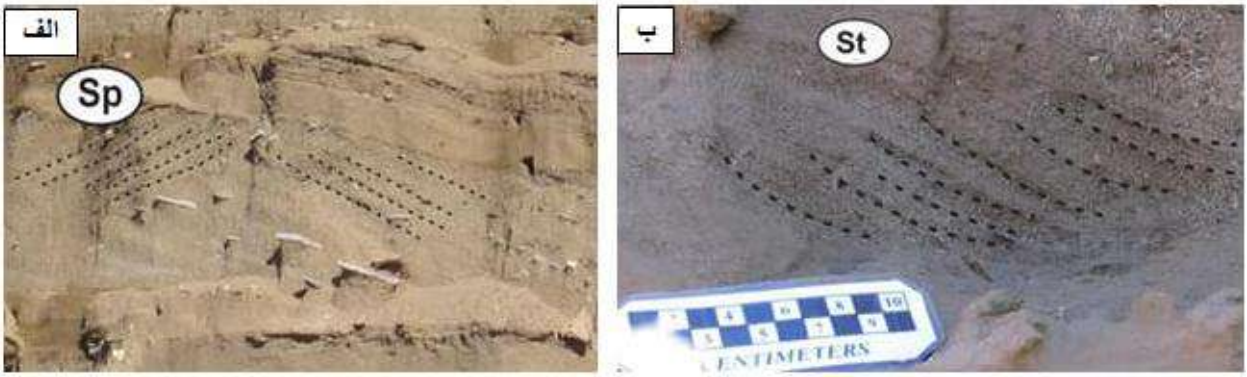
این رخساره سنگی از ماسه‌سنگ دانه متوسط تا دانه درشت با طبقه بندی مورب مسطح تشکیل شده است. در بخش‌های دانه درشت آن چینه‌بندی مورب و در بخش‌های دانه ریز آن از ضخامت این چینه‌بندی کاسته می‌شود. حرکت ریپل‌ها، دون‌های ماسه‌ای، دون‌های زبانه‌ای شکل و بارهایی با سطوح شیب‌دار عامل تشکیل این رخساره هستند (Rust, 1978; Turner, 1980; Ramos et al., 1983; Shanmugam, 1996; Yagishita, 1997; Miall, 2006; Peterson et al., 2011; Miall, 2013; Owen et al., 2015).

رخساره سنگی (St)

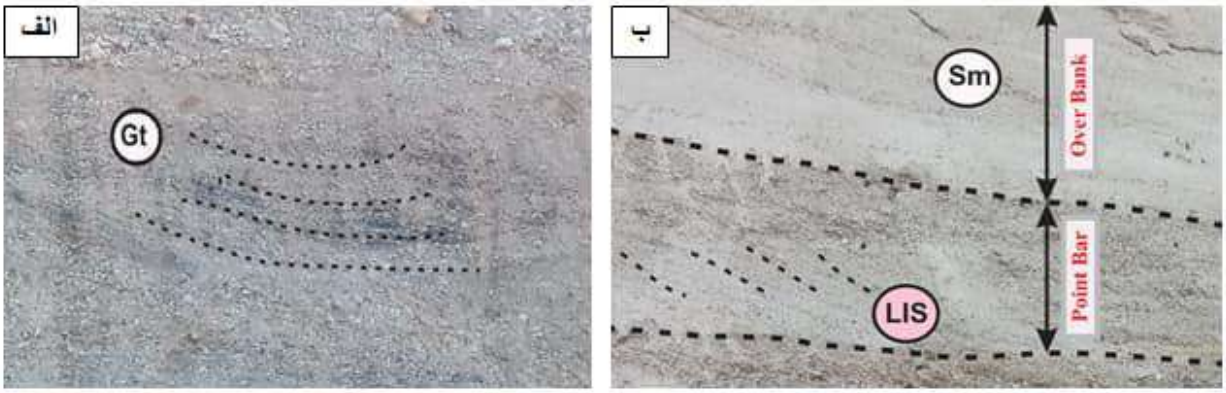
این رخساره سنگی از ماسه‌سنگ دانه متوسط تا خیلی دانه درشت تشکیل شده است. دارای طبقه بندی مورب عدسی شکل است که از زاویه کم و طول موج بزرگ برخوردارند، علاوه بر این به صورت چند طبقه‌ای دیده می‌شوند. پرشدگی شسته شدگی‌ها، فرآوانی مواد دانه متوسط ماسه‌ای در کانال و حرکت ریپل‌ها و دون‌های سه بعدی کوچک مقیاس با خط الراس سینوسی عامل اصلی تشکیل این رخساره هستند (Rust, 1978; Miall, 2006; Peterson et al., 2011; Miall, 2013; Owen et al., 2015). چند طبقه‌ای بودن این رخساره نشانه‌ی فرآوانی ماسه و مهاجرت چند مرحله‌ای بارهای کانالی است.

رخساره سنگی (Sh)

این رخساره از ماسه‌سنگ دانه متوسط تا دانه درشت با جورشدگی متوسط تا خوب شکل گرفته و ورقه‌های افقی یا نسبتا افقی ساختمان رسوبی اصلی آن است. شرایط پر انرژی جریان‌های یک جهتی روی بسترهای مسطح (Miall, 2006). مهاجرت اشکال بستری (Bedforms) کم ارتفاع و سیلاب‌های ورقه‌ای پر انرژی خارج از کانال در ایجاد این رخساره دخیل هستند(Miall, 2006).



شکل ۳- الف : رخساره سنگی Sp. ب : رخساره سنگی St.



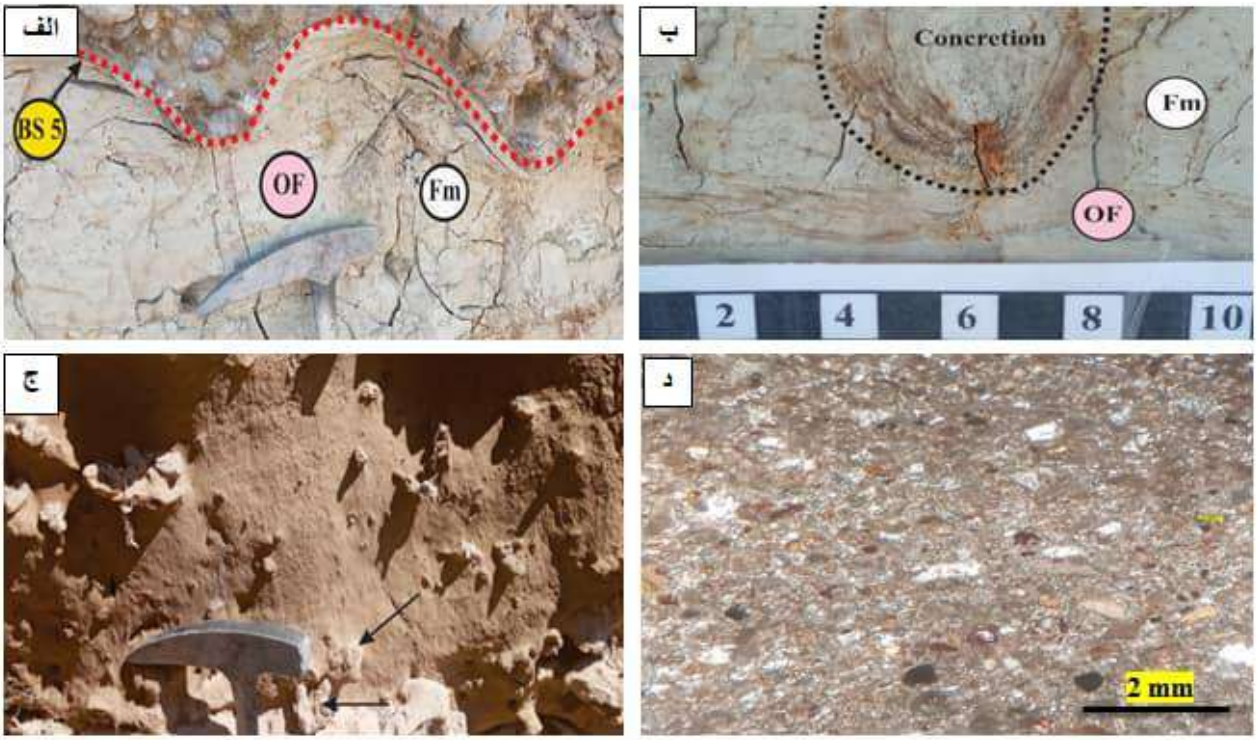
شکل ۴- الف : رخساره سنگی Gt. ب : رخساره سنگی Sm که در محیط خارج کانال و بر روی رخساره پوینت بار تشکیل شده است.

رخساره‌های سنگی دانه ریز

در پادگانه‌های آبرفتی مورد مطالعه رخساره‌های سنگی دانه ریزبیشتر رخساره‌های گلی توده‌ای هستند (شکل ۵).

رخساره سنگی (Fm)

گل در این رخساره سنگی فرآوان یافت می‌شود. ولی گاهی دانه‌های سیلتی و ماسه‌ای نیز دیده می‌شود. در این رخساره ساختمان رسوبی خاصی دیده نمی‌شود. وجود دانه‌های سیلتی و ماسه‌سنگی دلالت بر دوره‌ای بودن افزایش انرژی جریان در این رخساره دارد(Miall, 2006). نبود ساخت رسوبی، معرف رسوب‌گذاری از جریان‌هایی با بار رسوبی فرآوان و تشکیل از حالت تعلیق دارد (Miall, 2006).



شکل ۵- الف : رخساره سنگی Fm همراه با عنصر ساختاری OF . ب : رخساره سنگی Fm که در آن کنکرسیون‌های دشت سیلابی دیده می‌شود. ج: ندول‌های عروسکی دشت سیلابی از جنس ماسه سنگ (پیکان‌های تیره).د: تصویر میکروسکوپی همان ندول که از جنس ماسه سنگ می‌باشد.

عناصر ساختاری

در استفاده از عناصر ساختاری سه مشخصه اندازه، میان لایه و تغییرات تدریجی می‌بایست مورد نظر باشد(Miall, 2006). هر عنصر ساختاری به شکل هندسی اشکال بستری دلالت داشته و هریک از آن‌ها شامل یک یا چند رخساره سنگی است، از این جهت رابطه زایشی بین رخساره‌ها و عنصر ساختاری دیده می‌شود برای مثال: بار گراولی بیشتر از رخساره سنگی گراولی تشکیل شده است (Miall, 2006)عناصر ساختاری (جدول ۱) به مجموعه‌ای از چینه‌ها که از نظر زایشی به هم مربوطند گفته می‌شود .منظور از مجموعه چینه‌ها به گروهی از آن‌ها که از سایر واحدهای رسوبی به سبب سطوح فرسایشی، نبود رسوبگذاری و یا تغییر ناگهانی از هم قابل تفکیک می‌باشند گفته می‌شود (Allen, 1983;Adeloye et al., 2019).

جدول ۱: شناسه‌های عناصر ساختاری (جو ۲۰۰۳).

شناسه عنصر ساختاری	تفسیر
HS	Horizontally Stratified Sets
Lcs	Large- Scale, Planar cross-stratified set
DIs	Down current – dipping inclined strata set
LIs	Laterally inclined strata set
CvS	Convex – up strata set
LHF	Large – scale hollow fill
TCS	Trough cross – stratified set
C/S	Stacked conglomerate and sandstone sheet
SHF	Small – scale hollow fill
CH	Channel
OF	Overbank fines
GB	Gravel bar
SB	Sand bar

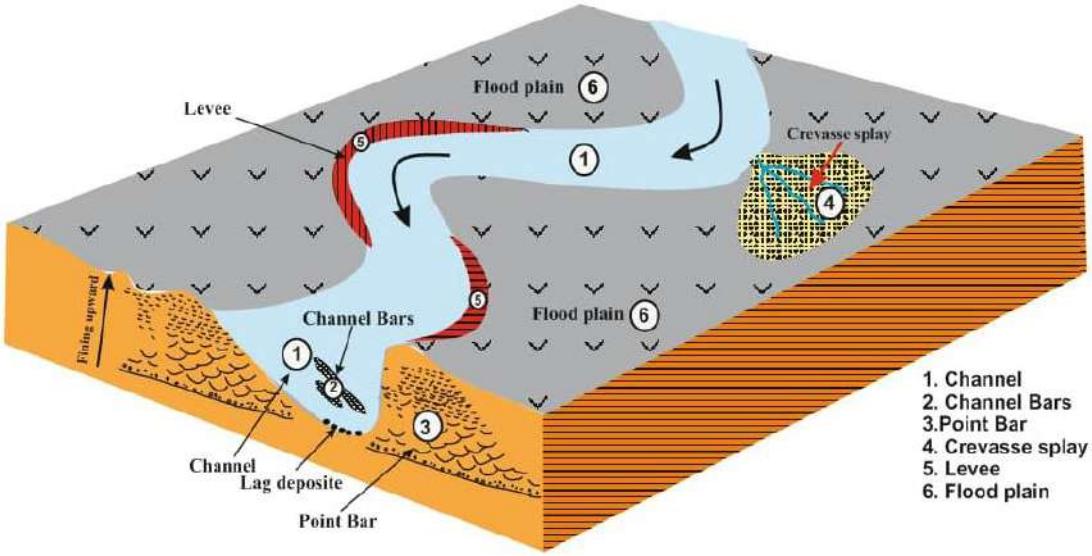
هر عنصر ساختاری شامل یک یا چند رخساره سنگی است. در این مطالعه رخساره‌های سنگی مربوط به عناصر ساختاری در در جدول (۲) معرفی شده‌اند.

جدول ۲: عناصر ساختاری و رخساره‌های سنگی در آبرفت‌های جنوب خرم‌آباد تا پلدختر

عنصر ساختاری	رخساره سنگی
GB	Gt, Gp, Gms, Gm
HS	Sh, Sp
C/S	Sm, Sp, Gms, Gm
LHF	Sm, Gms, Gm
LCS	Sm, Sp
Cvs	Sp, St, Sm
DIs	Sm, Sp
TCS	Sm, St
OF	Fm, Fsm
CH	Gm, Gms
SB	Sp, St
SHF	Gm, Sm, Sp, St
LIS	Gm, Gp, Sm, Sp, St

محیط رسوبی

در این مطالعه با توجه به رخساره‌های سنگی و عناصر ساختاری زیر محیط‌های کانال (Channel)، زیرمحیط سدهای کانالی (Channel Bars)، زیرمحیط پوینت بار (Point Bar)، زیرمحیط بریدگی‌های پهن (Crevasse splay)، زیرمحیط خاکریز طبیعی (Levee)، زیرمحیط دشت سیلابی (Flood plain)تعیین شد (شکل ۶).با توجه به فرآوانی عناصر ساختاری CH,GB,C/S,LHF,SHFکه در برش‌های مورد مطالعه محیط رودخانه‌ای با پیچش کم تشخیص داده شده است ÷که به طور متناوب در بازه‌های زمانی مورد هجوم سیلاب‌های قوی و مخرب قرار می‌گرفته است.



شکل ۶: زیرمحیط‌های رسوبی شماتیک شناسایی شده در محیط رودخانه‌ای در برش‌های مورد مطالعه

۴- نتیجه گیری

در این مطالعه با توجه به رخساره‌های سنگی، سطوح محدود کننده و عناصر ساختاری زیر محیط‌های کانال (Channel)، سدهای کانالی (Channel Bars)، پوینت بار (Point Bar)، بریدگی‌های پهن (Crevassesplay)، خاکریزهای طبیعی (Levee) و زیرمحیط دشت سیلابی (Flood plain) برای رخساره‌های آبرفتی جنوب خرم‌آباد تعیین شدند. با توجه به فرآوانی عناصر ساختاری CH,GB,C/S,LHF,SHF برای ین رخساره‌ها محیط رودخانه‌ای با پیچش کم تشخیص داده شده است که به طور متناوب در بازه‌های زمانی مورد هجوم سیلاب‌های قوی و مخرب قرار می‌گرفته به گونه‌ای که رسوبات کانال اصلی تخریب یافته و به جای آن کانال‌های سیلابی با سطوح فرسایشی مشخص جایگزین شده‌اند. بر هم‌نشینی کانال‌های سیلابی دلالت بر دوره‌ای بودن آن‌ها می‌کند.

۵- منابع

Adeloye, A.J., Soundharajan, B.S., 2019. Effect of dynamically varing zone hedging policies on surface water reservoir operational performance during climate change. Geel. Soc. of London Special Publ.488, 27-289

Allen, J.R.L. 1983. Studies in fluviatile sedimentation: Bars, barcomplexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), welsh Borders. Sedimentary Geology, **33**, 237-293 .

Miall, A.D., 2006. Case studies of oil and gas fields in fluvial reservoirs. In: The Geology of Fluvial Deposits. Springer, Berlin, Heidelberg.

Miall , AD., 2013. Fluvial depositional systems. Springer, Switzerland, 316 p.

Owen, A., Nichols, G.J., Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Scuderi, L.A., 2015. Quantification of a distributive fluvial system: the salt wash DFS of the morrison formation, SW USA. J. Sediment. Res. 85, 544e561.

Peterson, C.D., Minor, R., Peterson, G.L., & Gates, E.B., 2011. Pre-and post-Missoula flood geomorphology of the Pre-Holocene ancestral Columbia River Valley in the Portland forearc basin, Oregon and Washington, USA. *Geomorphology*, doi:10.1016/j.geomorph.2011.02.022.

Ramos, A. and A. Sopena, 1983. Gravel bars in lowsinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). In: Modern and Ancient Fluvial Systems. J.D. Collinson and J. Lewin (Eds.), Spec. Publ. Int. Ass. Sediment, pp: 301-312.

Rust, BR., 1978. Depositional models for braided alluvium. In: Miall AD. (Ed.), Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5: 605- 625.

Shanmugam, G., 1996. High- density turbidity currents: Are they sandy debris flow? Journal of Sedimentary Research, 66, 2-10.

Suttner, LJ., Basu ,A., Mack , GH.,1981. Climate and the origin of quartzarenite. J. Sed. Pet., 51: 1235- 1246.

Tucker, ME., 1991. sedimentary petrology: an Introduction to the origin of sedimentary rocks. Blackwell, 260p.

Tucker, ME., 2001. Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of the Sedimentary Rocks. 3rd Ed. Blackwell Sci. Publ., Oxford. 262 p.

Tucker, ME., 2003. Sedimentary Rocks in the Field. 3rd ed., John Wiley & Sons, 234 p.

Turner P., 1980. Continental Red Beds. Developments in Sedimentology. Elsevier, 562 p.

Yagishita, K., 1997. Paleocurrent and analyses of fluvial conglomerates of the Paleogene Noda Group, northeast Japan. Sedimentary Geology, 109, 53-71.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

تحلیل دیاژنتیکی (تبادلات آب به سنگ) در نهشته‌های کربناته سازند تله‌زنگ با تأکید بر داده‌های زمین‌شیمی

سید محمد رضا امامی[1*]، ایرج مغفوری مقدم[1]، مصطفی صداقت‌نیا[2]

۱-گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

۲- دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، کارشناس آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان

*Email: luckpages@yahoo.com

چکیده

در این پژوهش کانی‌شناسی اولیه و نوع سیستم‌های دیاژنزی (باز یا بسته بودن) در واحدهای کربناته سازند تله‌زنگ (پالئوسن- ائوسن میانی) در یک برش از تاقدیس ریت در جنوب لرستان مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. روند تغییرات عناصر Srبه Naدر برابر Mn نشان داد نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سنگ‌آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسامانیا قرار می‌گیرند. همچنین روند تغییرات عنصرMn در برابر Srنمونه‌های مورد مطالعه نشان داد که این نمونه‌ها در محدوده مشابه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران قرار دارندکه دلیلیبر آراگونیتی بودن کانی‌شناسی اولیه سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه دارد. بالا بودن نسبت استرانسیم به منگنز (میانگین ۶۳/۷۰)،استرانسیم به کلسیم (میانگین ۲۱/۰۱)، مقادیر پایین عنصر آهن(میانگین ۷۵/۱ پی‌پی‌ام) و منگنز (میانگین ۲۴/۷۰ پی‌پی‌ام) و نسبت بالای عنصر استرانسیم (میانگین ۷۵۰/۳۵ پی‌پی‌ام) در نمونه‌های مورد مطالعه و ترسیم مقادیر Sr/Caدر برابر عناصر Mn,Mg,Fe بیانگر یک سیستم دیاژنزی غالب بسته تا کمی باز به صورت ضعیف و باتبادلآت به سنگ پایین (W/R)برای کربنات‌های سازندتله زنگ می‌باشد. در توالی رسوبی سازند تله زنگ مقدار تمرکز Srبه علت تأثیر سیالات دیاژنزی متئوریک در بالای توالیبا توجه به بسته تا کمی باز بودن سیستم دیاژنزی مقداری افزایش نشان می‌دهد که سبب انحلال جزئی در پوسه آراگونیتی صدف‌ها شده است. عناصر آهن (Fe)و منگنز (Mn)کمترین مقدار تمرکز را در بخش بالایی سازند تله‌زنگ دارند که تأئیدی بر شرایط دیاژنز متئوریک در بخش بالای توالی مود مطالعه است.

کلمات کلیدی:ژئوشیمی، دیاژنز، تله‌زنگ، زاگرس، لرستان.

۱- مقدمه

در اواخر پالئوسن و در یک دوره بسیار کوتاه (حدود ۴ تا ۵ میلیون سال) دمای زمین ۵ تا ۸ درجه سانتیگراد افزایش یافت (Zachos et al. 2001). این تغییرات اقلیمی همزمان با تشدید فعالیت های تکتونیکی بود که می توان به باز شدگی اقیانوس اطلس شمالی و افزایش نیروهای فشاری در بخش های وسیعی از قلمرو تتیس به وبژه حوضه زاگرس (Alavi 2004) اشاره کرد. این تحولات تاثیرات مهمی در روند فرگشتی حوضه های رسوبی به ویژه پلت فرمهای کربناته داشته‌اند. نهشته های نریتیک پالئوسن- ائوسن دربخشهای حاشیه شمالی وجنوب خاوری پهنه لرستان سازندتله زنگ نام دارد که به سوی مرکز این پهنه به مارن‌های عمیق سازند پابده تبدیل می‌شود (James and Wynd1965). تأثیر همزمان سیالات دیاژنزی دریایی و جوی سبب تغییرات قابل ملاحظه‌ای در کربنات‌های کم ژرفا (نظیرسنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ در حوضه‌ی رسوبی لرستان) در طی فرایند تدفین می‌شود، به گونه‌ای که در بسیاری از موارد این فرایندها هم‌پوشانی داشته و برای تشخیص آن‌ها علاوه بر مطالعات سنگ‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ‌های پلاریزان، مطالعات زمین‌شیمی عنصری نیز ضروری می‌باشد. بررسی عناصر اصلی و فرعی در کربنات‌ها در شناسایی شرایط تشکیل،ترکیب کانی شناسی اولیه و نوع محیط دیاژنزی حاکم بر آن‌ها اهمیت دارد(Rao and Amini 1995).

۲- روش مطالعه

تعداد ۸۰ نمونه سنگ به صورت دست نخورده و غیر هوازده از واحدهای سنگ‌چینه‌ای آهکی سازند تله‌زنگ برداشت شده است. این نمونه‌ها پس از انتقال به آزمایشگاه تهیه مقطع نازک سنگ دانشگاه لرستان، از آن‌ها مقطع نازک پتروگرافی تهیه گردید (مقاطع نازک با میکروسکوپ پتروگرافی نوع OLYMPUS – BH2مورد مطالعه قرار گرفتند). از بین این نمونه‌ها تعداد ۲۰ نمونه به روش EDX (طیف سنجی پراش انرژی پرتو ایکس= Energy Dispersive X ray) مورد آنالیز عنصری قرار گرفتند. به منظورتعیین ترکیب کانیشناسی اولیه کربنات‌های سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه از عناصراصلی Caو Mg وعناصر فرعی Fe,SrNa,و Mn و رسم این مقادیردر برابریکدیگر و مقایسه آن‌ها با محدوده های معرفی شده توسط پژوهشگران مختلف برای کانی شناسی اولیه کربنات‌ها استفاده شده است.

۳- بحث

نتایج آنالیز عنصری

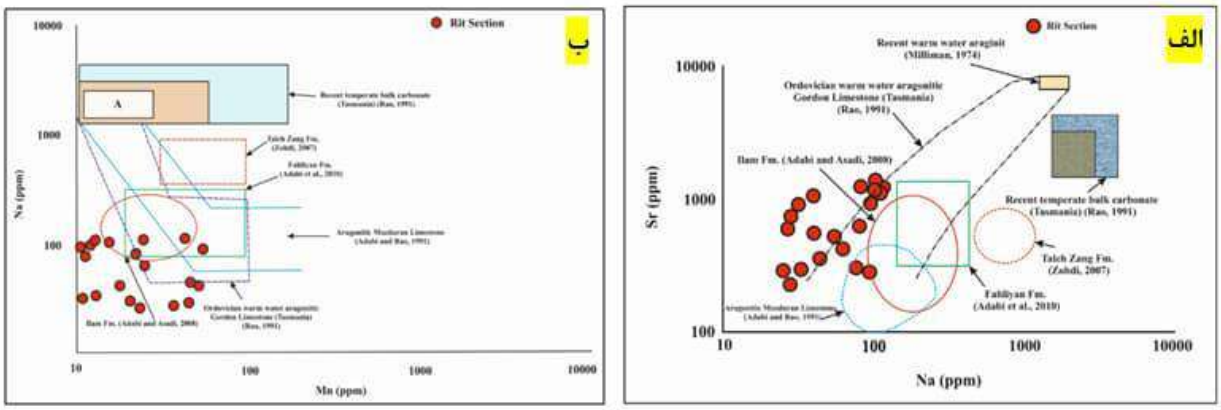
نتایج آنالیزهای زمین‌شیمیایی عناصر اصلی وفرعی کربناتهای سازند تله‌زنگ به روش EDXدربرش مورد مطالعه درجدول۱ ارائه شده است. عناصر Ca و Mg بر حسب درصد و عناصر Mn, Sr, Fe, Na بر حسب پی‌پی‌ام گزارش شده‌اند.

جدول ۱- نتایج آنالیز عنصری سازند تله زنگ در منطقه مورد مطالعه. پارامترهای آماری میانگین، حداکثر، حداقل نیز گزارش شده است.

Sample No.	Ca (%)	Mg (%)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Sr/Mn (ppm)	Mn/Sr (ppm)	Sr/Ca (wt%)	Sr/Na (ppm)	1000*Sr/Ca (wt%)
Tz-1	28.6	0.06	35	18	1023	39	56.8	0.018	35.8	26.2	3.58
Tz-2	29.7	0.11	102	23	289	25	12.6	0.080	9.7	11.6	0.97
Tz-3	42.3	0.12	68	11	302	77	27.5	0.036	7.1	3.9	0.71
Tz-4	36.2	0.03	58	44	229	28	5.2	0.192	6.3	8.2	0.63
Tz-5	37.2	0.05	25	13	1102	101	84.8	0.012	29.6	10.9	2.96
Tz-6	30.6	1.9	33	55	1201	88	21.8	0.046	39.2	13.6	3.92
Tz-7	29	0.9	140	12	966	96	80.5	0.012	33.3	10.1	3.33
Tz-8	35.7	1.5	23	11	855	31	77.7	0.013	23.9	27.6	2.39
Tz-9	32.6	0.18	96	0.9	520	55	577.8	0.002	16.0	9.5	1.60
Tz-10	40.9	2.9	111	25	441	61	17.6	0.057	10.8	7.2	1.08
Tz-11	38.5	0.11	75	46	358	44	7.8	0.128	9.3	8.1	0.93
Tz-12	37.6	2.6	63	21	711	28	33.9	0.030	18.9	25.4	1.89
Tz-13	31.4	1.7	37	13	289	33	22.2	0.045	9.2	8.8	0.92
Tz-14	29.7	1.9	139	15	1208	99	80.5	0.012	40.7	12.2	4.07
Tz-15	41.6	0.8	50	24	1301	103	54.2	0.018	31.3	12.6	3.13
Tz-16	30	0.22	94	36	622	27	17.3	0.058	20.7	23.0	2.07
Tz-17	33.3	0.44	99	43	1229	110	28.6	0.035	36.9	11.2	3.69
Tz-18	32.5	1.6	102	51	551	41	10.8	0.093	17.0	13.4	1.70
Tz-19	36.7	0.12	88	22	633	82	28.8	0.035	17.2	7.7	1.72
Tz-20	38.7	0.19	64	10	277	91	27.7	0.036	7.2	3.0	0.72
Max	42.3	2.9	140	55	1301	110	577.78	0.192	40.67	27.58	4.07
Min	28.6	0.03	23	0.9	229	25	5.20	0.002	6.33	3.04	0.63
Average	34.64	0.87	75.1	24.70	705.35	62.95	63.70	0.048	21.01	12.72	2.10

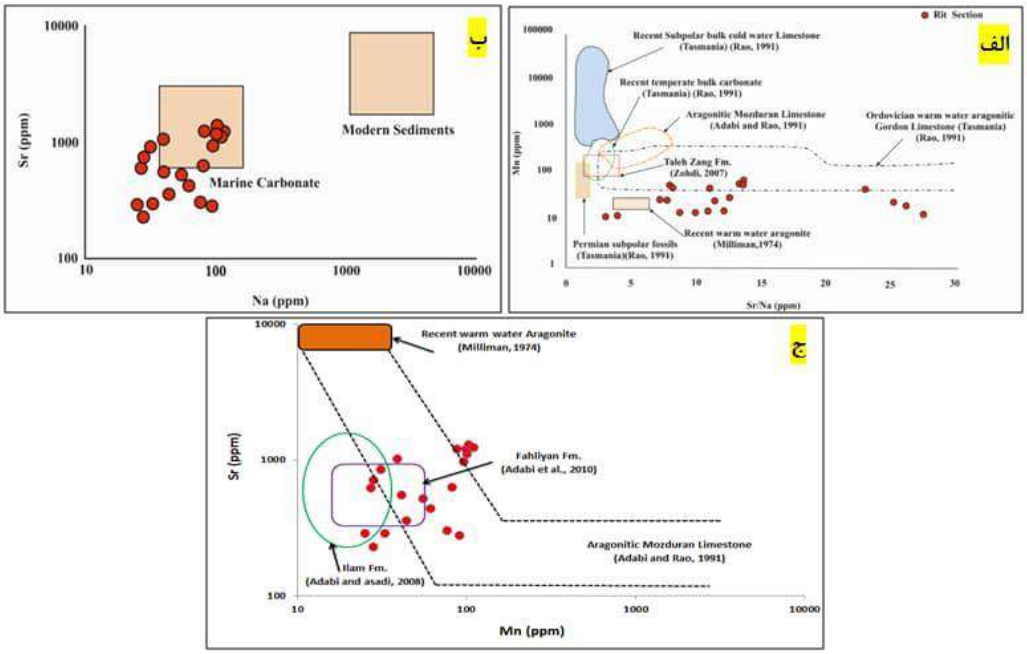
کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند تله زنگ

تعیین کانی شناسی اولیه کربنات‌ها براساس مطالعات سنگ‌نگاری به دلیل تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی دقیق نخواهدبود. زیرا طی زمان باتبدیل آراگونیت و کلسیت پرمنیزیم به کلسیت کم منیزیم بافت،ترکیب اولیه سنگ و ویژگی‌های عنصری تغییرمی‌یابد، اگرچه درطی دیاژنز متئوریکویا تدفینی میزان Sr یا Naدرسنگ آهک‌های دیرینه کاهش قابل توجهی می‌یابد، اما نسبتهای Sr/Naمی‌تواند معیاری برای تفکیک سنگ آهک‌هایی با کانی شناسی اولیه آراگونیتی ازمعادل‌های کلسیتی باشد (آدابی و همکاران، ۲۰۱۰). (Adabi and Rao, 1991;Rao, 1990, 1991 1996; Rao and Jayawardane, 1994; Rao and Adabi, 1992; Rao and Amini, 1995).
با تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها می‌توان تاحدودی دما، میزان Ca و Mgدرمحلول ودرجهش وری را برآوردکرد. نمونه‌های مورد مطالعه در برش مورد نظر در نمودارهای ژئوشیمی ارائه شده در محدوده کانی‌شناسی آراگونیتی قرار دارند (شکل ۱).



شکل ۱:الف: تغییرات مقادیر استرانسیوم در برابر سدیم در سنگ آهک‌های سازند تله زنگ در برش تاقدیس ریت با محدوده سنگ آهک‌های سازند مزدوران مربوط به بخش کم عمق حوضه(به سن ژوراسیک باالایی)، سنگ آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا (به سن اردویسین، محدوده آرگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر، محدوده کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا، سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ برش نمونه و تاقدیس کیالو، سازند ایلام مقایسه شده است. همانطور که از شکل پیداست، بیشتر نمونه‌ها درون محدوده‌ی سنگ‌آهک‌های حاره‌ای گوردون اردویسین تاسمانیا و یا نزدیک به محدوده آن با ترکیب کانی شناسی اولیهٔ آراگونیتی قرار می‌گیرند. مقادیر عنصر استرانسیم در این نمونه‌ها نسبت به نمونه‌های معادل عهد حاضر کمتر می‌باشد، این موضوع دلالت بر دیاژنز متئوریک دارد که سبب کاهش مقادیر استرانسیم می‌گردد. ب: ترسیم مقادیر سدیم در برابر منگنز در سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ در برشتاقدیس ریت. همان طور که مشاهده می‌شود، تقریباًبیشتر نمونه‌ها در محدوده سنگ‌آهک‌های حاره‌ای گوردون اردویسین تاسمانیا با ترکیب کانی شناسی اولیهٔ آراگونیتی قرار می‌گیرند.

در شکل ۲- الف روند تغییرات عنصر استرانسیم به سدیم در برابر منگنز ترسیم شده است. مقدار تغییرات نسبت استرانسیم به سدیم در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۳/۰۴ تا ۲۷/۵۸ (میانگین ۱۲/۷۲پی‌پی‌ام) می‌باشد. به علت مشابهت کانی‌شناسی، نمونه‌ها درون محدوده‌یسنگ‌آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسامانیایا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه قرار می‌گیرند که دلیلیبر آراگونیتی بودن کانی‌شناسی اولیه سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه می‌باشد. روند تغییرات عنصر Na در برابر عنصر Srحاکی از منشأ دریایی بودن کربنات‌های سازند تله‌زنگ دارد (شکل ۲- ب). روند تغییرات عنصرMnدر برابر Sr نمونه های مورد مطالعه نشان داد که این نمونه‌ها در محدوده مشابه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران قرار دارند (شکل ۲ – ج).



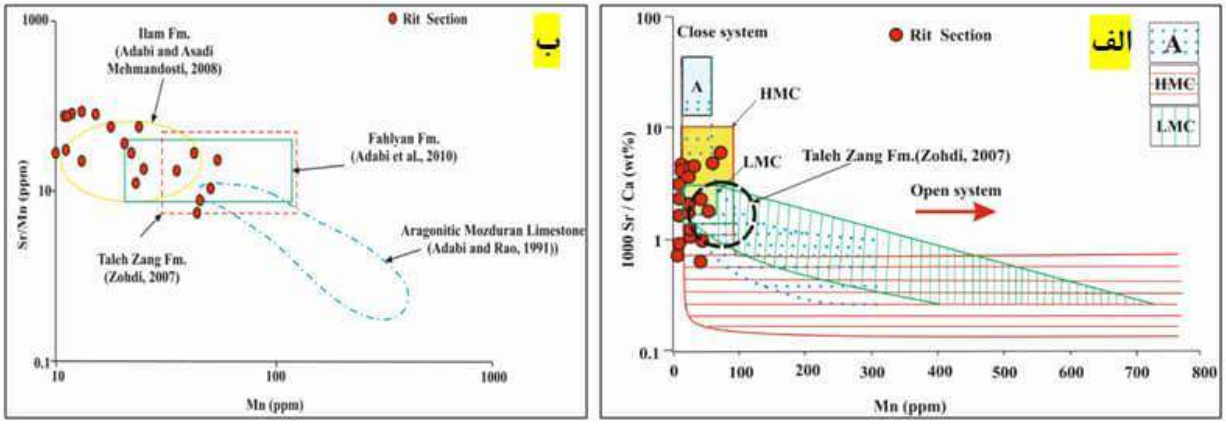
شکل ۲- الف: تغییرات نسبت Sr/Naدر برابر Mn.همان‌طور که مشاهده می‌شوند نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به سازند تله‌زنگ، برش تاقدیس ریت در محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیایا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه قرار می‌گیرند.تمام نمونه های آهکی مطالعه شده از برش مورد مطالعه دارای مقادیر (Sr/Na>1)هستند که گویای ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی هستند.ب: روند تغییرات Na در برابر Srحاکی از قرارگیری نمونه‌ها در محدوده کربنات‌های دریایی است. ج: روند تغییراتMnدر برابر Sr، نمونه های مورد مطالعه در محدوده مشابه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران قرار دارند.

میزان سدیم درسنگ آهک های سازندتله زنگ دربرش مورد مطالعه بین ۲۵ تا ۱۱۰ (میانگین ۶۲/۹۵ پی‌پی‌ام) در تغییر است. مقدارنسبتاًپایین سدیم درنمونه های مورد بررسی می تواند دلیل دیگری برتأثیرفرایندهای دیاژنزی جویبا شد (Adabi and Rao 1991). تغییرات مقادیر استرانسیوم در برابر سدیم درسنگ آهک های سازندتله زنگ دربرش تاقدیس ریت مشابه محدوده سنگ آهک‌های حاره ای اردویسینتاسمانیا ویا نزدیک به محدوده آن با ترکیب کانی شناسی اولیهٔ آراگونیتیمی باشد.

سیستم دیاژنزی سازند تله زنگ

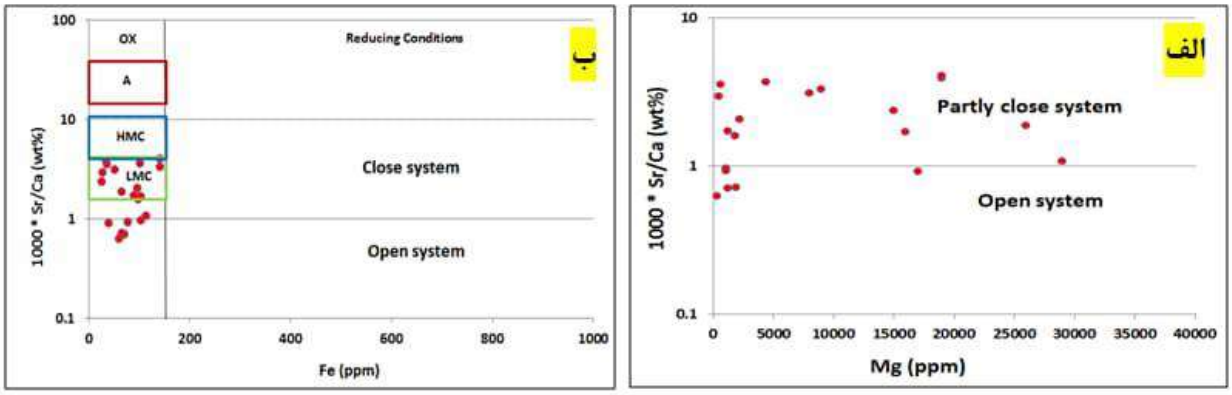
مقادیر متوسط نسبت استرانسیم به کلسیم و پایین بودن مقادیر منگنز در نمونه های سازند تله زنگ در برش مورد مطالعه بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا کمی باز با تبادل آب به سنگ پایین می‌باشد (شکل ۳).

در سیستم دیاژنزی باز، با افزایش تبادل آب به سنگ (water/rock interaction) میزان نسبت استرانسیوم به کلسیم کاهش می‌یابد و درنتیجه، میزان نسبت استرانسیوم به کلسیم فازهای دیاژنزی کمتر از ترکیبات اولیه خواهد بود (Adabi and Rao, 1991;Rao, 1990, 1991 1996; Rao and Jayawardane, 1994; Rao and Adabi, 1992; Rao and Amini, 1995). در سیستم‌های بسته و نیمه بسته که تبادل آب به سنگ کم است، نسبت استرانسیوم به کلسیم فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه نخواهد داشت. مقادیر متوسط نسبت استرانسیم به کلسیم و پایین بودن مقادیر منگنز در نمونه های سازند تله زنگ در برش مورد مطالعه بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا کمی باز با تبادل آب به سنگ پایین می‌باشد.



شکل ۳- الف : روند تغییرات نسبت Sr/Ca در برابر Mn. مقادیر متوسط نسبت استرانسیوم به کلسیم و پایین بودن مقادیر منگنز در نمونه های سازند تله زنگ در برش تاقدیس ریت بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه‌باز با تبادل آب به سنگ پایین می‌باشد. ب : نمودار تغییرات نسبت Sr/Mn در برابر Mn.. نسبت بالای Sr/Mn در نمونه‌های سازند تله‌زنگ برش تاقدیس ریت نسبت به سنگ آهک‌های مزدوران، بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه‌باز با تبادل آب به سنگ پایین می‌باشد.

تغییرات نسبت Sr/Ca در برابر دو عنصر Mg و Feنیز تأییدی بر بسته بودن سیستم دیاژنزی دارد (Adabi and Rao, 1991;Rao, 1990, 1991 1996; Rao and Jayawardane, 1994; Rao and Adabi, 1992; Rao and Amini, 1995). سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه بر اساس تغییرات نسبت Sr/Ca در برابر دو عنصر Mg و Fe روند دیاژنزی بسته تا کمی باز را نشان می‌دهد (شکل ۴- الف و ب).



شکل ۴: الف: تغییرات نسبت Sr/Ca در برابر عنصر Mgتائید کننده سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه‌باز برای نمونه‌های سازند تله‌زنگ در برش تاقدیس ریت را دارد. ب: تغییرات نسبت Sr/Ca در برابر عنصر Feتائید کننده سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه‌باز برای نمونه‌های سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه را دارد.

سازند تله‌زنگ در این منطقه از حوضه‌ی رسوبی زاگرس در یک سیستم دیاژنزی غالب بسته و به صورت ضعیفی نیمه باز با ترکیب کانی شناسی اولیه غالب آراگونیتی می‌باشد. سیستم دیاژنزی غالب در این سازند یک سیستم بسته با تبادل آب به سنگ پایین بوده از طرفی وجود ناپیوستگی فرسایشی نچندان شدید و طولانی مدت، آب و هوا و کنترل کننده‌های ذاتی سنگ مانند تراوایی،

کانی‌شناسی اولیه و پتانسیل دیاژنزی که می‌تواند کنترل کننده مهمی در میزان نسبت آب به سنگ بوده باشد سبب شده است که بخش بالایی این توالی تحت تأثیر دیاژنز جوی ضعیف قرار گیرد و یک سیستم دیاژنزی ضعیف کمی باز را به وجود آورد. در توالی مورد بحث اجزای زیستی به مقدار کمی تحت تأثیر انحلال ناشی از دیاژنز متئوریک قرار گرفته‌اند و لذا می‌توان گفت سیستم دیاژنزی غالب در توالی مورد بحث یک سیستم دیاژنزی بسته بوده و به سمت بالای توالی کمی باز می‌شود.

مقدار منگنز در نمونه‌های آهکی سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه کم بوده و پایین بودن مقدار منگنز در کربنات‌ها را می توان به تبادل کمتر آب به سنگ نسبت داد (Adabi and Rao, 1991). مقادیر پایینمنگنز در نمونه‌های مورد مطالعه احتمالاً به سبب بسته بودن سیستم دیاژنزی می‌باشد. در مواردی که مقدار منگنز درنمونه‌ها افزایش نسبی می‌یابد می‌توان به نقش سیالات جوی ناشی از ناپیوستگی فرسایشی رأس سازند تله زنگ با سازند کشکان اشاره نمود. همچنین تمامی نمونه‌های آهکی مورد بررسی دارای نسبت Mn/Srپایینی هستند که گویای حفظ شدگی خوب ویژگی‌های زمین شیمیایی اولیه‌ی آن‌ها است.

در توالی رسوبی سازند تله زنگ مقدار تمرکز Srبه علت تأثیر سیالات دیاژنزی متئوریک در بالای توالی (ناپیوستگی بین سازند تله‌زنگ و سازند آواری کشکان) با توجه به بسته تا کمی باز بودن سیستم دیاژنزی مقداری افزایش نشان می‌دهد که سبب انحلال جزئی در پوسه آراگونیتی صدف‌ها شده است. عناصر آهن (Fe)و منگنز (Mn)کمترین مقدار تمرکز را در بخش بالایی سازند تله‌زنگ دارند که تأئیدی بر شرایط دیاژنز متئوریک در بخش بالای توالی مود مطالعه است.

۴- نتیجه گیری

نهشته‌های سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه از سنگ‌آهک، سنگ‌آهک ماسه‌ای و سنگ‌آهک دلومیتی تشکیل شده است. روند تغییرات عنصر Sr به Na در برابر Mn نشان داد نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سنگ‌آهک‌های گوردون تاسامانیایا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار می‌گیرند. همچنین روند تغییرات عنصرMnدر برابر Srنمونه‌های مورد مطالعه نشان داد که این نمونه‌ها در محدوده مشابه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران قرار دارندکه دلیلی ر آراگونیتی بودن کانی‌شناسی اولیه سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه می‌باشد. ترسیم مقادیر Sr/Ca در برابر عناصر Mn,Mg, Fe بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا کمی باز باتبادلآت به سنگ پایین برای کربنات‌های سازند تله زنگ می‌باشد. سیستم دیاژنزی به نسبت کمی باز در این سازند می‌تواند به دلیل تأثیرسیالات جوی باشد که متأثر از وجود ناپیوستگی فرسایشی نچندان شدید و طولانی مدت در مرز دو سازند تله‌زنگ و کشکان باشد.در توالی رسوبی سازند تله زنگ مقدار تمرکز Srبه علت تأثیر سیالات دیاژنزی متئوریک در بالای توالی (ناپیوستگی بین سازند تله‌زنگ و سازند آواری کشکان) با توجه به بسته تا کمی باز بودن سیستم دیاژنزی مقداری افزایش نشان می‌دهد که سبب انحلال جزئی در پوسه آراگونیتی صدف‌ها شده است. عناصر آهن (Fe)و منگنز (Mn)کمترین مقدار تمرکز را در بخش بالایی سازند تله‌زنگ دارند که تأئیدی بر شرایط دیاژنز متئوریک در بخش بالای توالی مود مطالعه است.

۵- منابع

Adabi, M. H., and Rao, C. P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: Sedimentary Geology, v. 72, no. 3-4, p. 253-267

Alavi M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforland evolution. American Journal of Science, 304: 1-20.

James, G., and Wynd, J ., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: AAPG Bulletin, v. 49, no. 12, p. 2182-2245. DOI: https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D.

Rao, C.P., 1990. Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia. Carbonates and Evaporites, 5: 209-221.

Rao C.P., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recentand Pleistocene) subpolar (Permian) carbonates, Tasmania Australia. Carbonates and Evaporites, 6: 83-106.

Rao, C. P, 1996. Modern Carbonates: Tropical, Temperate and Polar: Introduction to Sedimentology and Geeochemistry. Carbonates, Hobart (Tasmania), 206 p.

Rao C.P. and Jayawardane M.P.J., 1994. Major minerals, elemntal and isotopic composition in modern temperate shelf carbonates, Eastern Tasmania, Australia, implications for the occurrence of extensive ancient non-tropical carbonates. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 107: 49-63.

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

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

Zachos J. Pagani M. Sloan L. Thomas E. and Billiups K., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global. Climate 65 Ma to Present SCIENCE, 292:. 686-693.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

مطالعه سنگ‌شناسی، بافت و دگرسانی یکی از واحدهای آذرآواری توالی ولکانیکی-رسوبی ائوسن منطقه سولی‌چای، کوه‌های طارم (شمال زنجان)

مریم اربطی[1*]،مجید میرزایی عطا آبادی[2]،افشین زهدی[2]،میرعلی اصغرمختاری[2]،مهدی حجابی[3]

۱-دانشجوی دوره کارشناسی زمین شناسی،دانشکده علوم،دانشگاه زنجان

۲-دانشیار گروه زمین شناسی،دانشکده علوم،دانشگاه زنجان

۳-دانشجوی دوره ارشد نفت زمین شناسی،دانشکده علوم،دانشگاه تبریز

*Email : mryamarbti2002@gmail.com

چکیده

توالی‌های ولکانیکی-رسوبی ائوسن در منطقه سولی‌چای، کوه‌های طارم در شمال زنجان شامل واحدهای آذرآواری متنوعی است که مطالعه ویژگی‌های سنگ‌شناسی، بافتی و دگرسانی آن‌ها می‌تواند اطلاعات ارزشمندی درباره سبک فوران و تحول سامانه‌های گرمابی ارائه کند. در این پژوهش، یک افق آذرآواری حاوی فسیل ردپا و لایه پوشاننده آن به‌منظور بررسی رفتار سنگی و ارزیابی قابلیت آن‌ها به‌عنوان سنگ میزبان سامانه‌های کانه‌زای احتمالی مطالعه شد. برای این کار، پس از تفکیک واحدها و برداشت‌های صحرایی، از دو لایه شاخص شامل افق حاوی ردپا (S1) و لایه بالایی (S2) نمونه‌برداری و مقاطع نازک استاندارد تهیه شد. مطالعات پتروگرافی در نور هم‌قطب و متقاطع، همراه با برآورد درصد اجزای سنگی و شدت دگرسانی انجام گرفت. نتایج نشان می‌دهد واحد زیرین S1 یک لیتیک‌کریستال‌توف تا کریستال‌توف اسیدی است که از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کوارتز، قطعات لیتیک آتشفشانی و خرده‌سنگ‌های رسوبی تشکیل شده و در زمینه‌ای ریزدانه تا شیشه‌ای دگرسان‌شده قرار دارد. جورشدگی ضعیف و بافت ماتریکس‌اِسپارایت در این واحد بیانگر رسوب‌گذاری در جریان‌های پیروکلاستیک کم‌انرژی است. واحد زبرین S2 درشت‌دانه‌تر بوده و به‌صورت یک لیتیک‌کریستال‌توف پرانرژی با قطعات زاویه‌دار، فنوکریست‌های شکسته و وجود حفرات ثانویه دیده می‌شود که نشان‌دهنده رسوب‌گذاری نزدیک مرکز فوران است.دگرسانی‌های شاخص در هر دو واحد شامل رسی‌شدن پلاژیوکلاز، کلریتی‌شدن کانی‌های مافیک، کربناتی‌شدن موضعی و تشکیل مقدار کمی اپیدوت و هماتیت است. شدت بیشتر دگرسانی پروپلیتیک و تمرکز رگه‌های کانی‌زایی در S2 بیانگر نقش این واحد در عبور سیالات گرمابی است. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد توالی آذرآواری سولی‌چای می‌تواند به‌عنوان سنگ میزبان مناسب در سامانه‌های کانه‌زایی پورفیری-اپی‌ترمال بالقوه مطرح باشد.

کلمات کلیدی: سنگ‌های آذرآواری؛ کریستال توف؛دگرسانی آرژیلی؛ دگرسانی پروپلیتیک؛ سامانه هیدروترمال؛ سولی‌چای

۱-مقدمه

توالی‌های ولکانیکی_رسوبی ائوسن در کمربند البرز_طارم یکی از مهم‌ترین واحدهای قاره‌ای ایران به‌شمار می‌روند و شامل گدازه‌ها، توف‌ها و رسوبات آواری ناشی از چندین مرحله فعالیت ماگمایی و رسوب‌گذاری هستند. این مجموعه‌ها هم برای بازسازی تاریخ زمین‌ساختی شمال ایران و هم برای شناخت فرایندهای ماگمایی و هیدروترمال ارزشمندند (Richards, 2011). منطقهی سولی‌چای (کوه‌های طارم، شمال زنجان) یکی از برونزدهای شاخص این توالی است که در آن ماسه‌سنگ‌های توفی، توف‌سنگ‌ها و رسوبات ریزدانه همراه با ساختارهای لایه‌بندی متقاطع و ریپل‌مارک مشاهده می‌شود. مطالعات پیشین در این منطقه عمدتاً بر ردپاهای مهره‌داران و محیط رسوب‌گذاری متمرکز بوده و نشان‌دهندهی نهشت در یک حوضهی قاره‌ای فرونشست‌دار همراه با فعالیت آتشفشانی است (Mirzaie Ataabadi & Mostafaei, 2025). با این حال، ویژگی‌های سنگ‌شناسی، بافتی و دگرسانی واحدهای آذرآواری به‌صورت هدفمند کمتر بررسی شده است. سنگ‌های آذرآواری به‌دلیل وجود شیشهی آتشفشانی، پلاژیوکلاز ناپایدار و تخلخل اولیه، به‌راحتی تحت تأثیر سیالات گرمابی دگرسان می‌شوند. نوع و شدت دگرسانی‌های آرژیلی، پروپلیتیک و گاه سیلیسی می‌تواند اطلاعات ارزشمندی دربارهی ترکیب، دما و مسیر حرکت سیالات ارائه دهد و از نشانه‌های مهم هاله‌های دگرسانی پیرامون سامانه‌های

هیدروترمال به‌شمار می‌رود (Tun, 2019; Sillitoe, 2010). در برش سولی‌چای، دو واحد آذرآواری مشخص زیرین (محل تشکیل ردپاهای مهره‌داران، نمونه S1) و زبرین (پوشانندهی ردپاها، نمونه S2) از نظر اندازهی دانه، فراوانی قطعات لیتیک و شدت دگرسانی تفاوت آشکاری دارند. مقایسهی این دو واحد می‌تواند نشان دهد که تغییر موقعیت چینه‌ای، انرژی رسوب‌گذاری و فاصله از مرکز فوران چگونه بر بافت و دگرسانی اثر گذاشته است. هدف این پژوهش، توصیف و تفسیر ویژگی‌های سنگ‌شناسی، بافتی و دگرسانی این دو واحد با استفاده از مشاهدات صحرایی و مطالعهی مقاطع نازک است تا: (۱) نوع سنگ و بافت اصلی هر واحد و نقش آن در تشکیل ردپا مشخص شود، (۲) تفاوت‌های ترکیب سنگی و شدت دگرسانی به‌صورت تطبیقی بررسی گردد، و (۳) پتانسیل این واحدها به‌عنوان سنگ میزبان سیالات گرمابی در چارچوب سامانهی ماگمایی منطقه بهتر شناخته شود. نوآوری پژوهش در مطالعهی همزمان و مقایسه‌ای بافت و دگرسانی دو واحد مجاور یک توالی مشخص است.

۲- منطقه مورد مطالعه و زمینه زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در حوالی رودخانه سولی‌چای در کوه‌های طارم و در شمال شهر زنجان قرار دارد. این ناحیه در مسیر جاده زنجان–طارم (مسیر چورزق) واقع شده و به‌دلیل عملیات راه‌سازی، رخنمون‌های مناسبی از لایه‌های ماسه‌سنگی و توفی در دو سوی جاده پدید آمده است. بسیاری از این رخنمون‌ها شامل توالی‌های ولکانیکی–رسوبی ائوسن پسین هستند که سطح آن‌ها برای مطالعه ساختارهای رسوبی و واحدهای آذرآواری مناسب است (Mirzaie Ataabadi & Mostafaei, 2025). کوه‌های طارم بخشی از کمربند آتشفشانی البرز–طارم را تشکیل می‌دهند که در آن سازند کرج به‌خوبی گسترش دارد. در این ناحیه، سازند کرج به دو بخش اصلی با نام‌های کردکند و آمند تقسیم شده است که بیانگر دو چرخه مهم فعالیت آتشفشانی و رسوب‌گذاری در ائوسن هستند. بخش کردکند، بخش پایینی سازند را شامل می‌شود و عمدتاً از گلسنگ، ماسه‌سنگ، توف و گدازه‌های آتشفشانی تشکیل شده است. بخش آمند به‌صورت هم‌تراز بر روی بخش کردکند قرار می‌گیرد و شامل توف‌ها، ماسه‌سنگ‌ها، گلسنگ‌ها و گدازه‌های آندزیتی است که از پایین به بالا از رسوبات ماسه‌ای–آرژیلی به مواد آتشفشانی و دوباره به رسوبات آواری تبدیل می‌شوند (Hirayama et al., 1966). رسوبات ائوسن پسین در منطقه سولی‌چای، که موضوع این پژوهش هستند، معادل بخش کند سازند کرج در نظر گرفته می‌شوند و بر اساس موقعیت چینه‌ای و رخساره‌های قاره‌ای، به سازند کند در البرز مرکزی نسبت داده شده‌اند. این رسوبات شامل ماسه‌سنگ‌های سبز–خاکستری، ماسه‌سنگ‌های توفی، توف‌سنگ و سیلت‌ستون با ضخامت حدود ۲۴۰ متر هستند. در این لایه‌ها ساختارهایی مانند لایه‌بندی متقاطع، نقش امواج و گرهک‌های کربناته دیده می‌شود و هم سازند کرج و هم این رسوبات ائوسن پسین با ضخامت زیاد در مدت زمان نسبتاً کوتاهی نهشته شده‌اند که نشان‌دهنده رسوب‌گذاری سریع در یک حوضه در حال فرونشست همراه با فعالیت آتشفشانی است (Abbassi et al., 2016). واحدهای آذرآواری مورد مطالعه در این تحقیق به‌صورت دو افق متمایز حاوی اثر ردپا در بخش‌های زیرین و زبرین یکی از توالی های ولکانیکی–رسوبی منطقه رخنمون دارند (Mirzaie Ataabadi & Mostafaei, 2025). نمونه S1 از واحد آذرآواری زیرین برداشت شده که در قاعده یک توالی ماسه‌سنگی–توفی قرار دارد و بیشتر از توف‌ها و ماسه‌سنگ‌های توفی نسبتاً ریزدانه تشکیل شده است. نمونه S2 از واحد آذرآواری زبرین برداشت شده که در بخش بالایی برش و در میان لایه‌های ضخیم‌تر لیتیک‌توف‌ها و ماسه‌سنگ‌های توفی درشت‌دانه‌تر قرار گرفته است. این موقعیت چینه‌ای باعث شده است که دو واحد از نظر اندازه دانه، مقدار قطعات لیتیک و شدت دگرسانی تفاوت قابل‌توجهی با یکدیگر داشته باشند.

شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه (سولی‌چای) در شمال زنجان، کوه‌های طارم و مسیر دسترسی از جاده زنجان–طارم اقتباس با تغییراتی از (Mirzaie Ataabadi & Mostafaei, 2025)

۳- روش مطالعه

برای انجام این پژوهش، ابتدا بازدیدهای صحرایی از برش‌های ولکانیکی–رسوبی ائوسن در منطقه سولی‌چای انجام شد و لایه‌های ماسه‌سنگی، توفی و آذرآواری بر اساس رنگ، اندازه دانه و ساختارهای رسوبی تفکیک و توالی برش ثبت گردید. دو افق آذرآواری مرتبط با لایه‌های دارای ردپا شناسایی و نمونه‌برداری شدند: نمونه S1 از واحد آذرآواری زیرین و نمونه S2 از واحد زبرین. در نمونه‌برداری، سنگ‌های تازه و دارای بافت نماینده انتخاب شد. نمونه‌ها در آزمایشگاه برش داده شده و مقاطع نازک استاندارد با ضخامت حدود ۳۰ میکرون تهیه گردید. برخی مقاطع برای مشاهده کانی‌های کدر پولیش شدند. مطالعات پتروگرافی با میکروسکوپ در نور هم‌قطب و متقاطع انجام شد و در آن نوع کانی‌ها، اندازه و شکل دانه‌ها، مقدار قطعات لیتیک، نوع زمینه و سیمان و بافت‌های آذرآواری توصیف شد. درصد نسبی اجزای اصلی نیز به‌صورت چشمی تخمین زده شد. برای بررسی دگرسانی، تغییرات کانی‌های اصلی به‌ویژه پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک، و حضور کانی‌های ثانویه شامل کانی‌های رسی، کلریت، کلسیت، اپیدوت و اکسیدهای آهن ثبت گردید. بر اساس این داده‌ها، دگرسانی‌های غالب شامل آرژیلی، پروپلیتیک و کربناتی‌شدن تعیین شد. در پایان، تصاویر میکروسکوپی مناسب از هر نمونه انتخاب شد تا در بخش نتایج مورد استفاده قرار گیرد.

۴- بحث

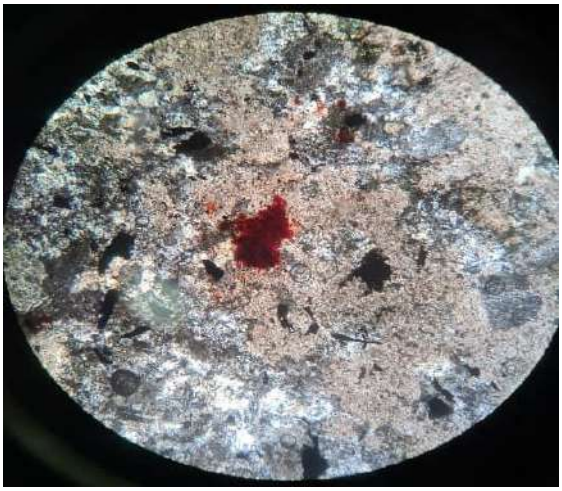
۴-۱ ویژگی‌های صحرایی و جایگاه چینه‌ای واحدهای آذرآواری

در برش مورد مطالعه در منطقه سولی‌چای، توالی ولکانیکی–رسوبی ائوسن شامل تناوبی از ماسه‌سنگ‌های توفی، توف‌سنگ‌ها و لایه‌های ریزدانه‌تر است که به‌صورت لایه‌های نسبتاً ضخیم و پیوسته در دیواره های حاشیه جاده رخنمون دارند. در میان این توالی،

دو افق آذرآواری مشخص و پر اثرفسیل قابل تشخیص است که به‌ترتیب در بخش‌های زیرین و زبرین یک برش قرار گرفته و از نظر رنگ، اندازه دانه و مقدار قطعات لیتیک با لایه‌های مجاور تفاوت دارند. واحد آذرآواری زیرین، که نمونه S1 از آن برداشت شده و در راس آن ردپاهای فرورفته قرار گرفته است، در قاعده یک توالی ماسه‌سنگی–توفی قرار دارد و به‌صورت لایه‌ای نسبتاً یکنواخت با رنگ سبز–خاکستری تا خاکستری روشن دیده می‌شود. این واحد از نظر بافت ظاهری، نسبت به لایه‌های بالایی ریزدانه‌تر است و در سطح تازه شکست، حضور خرده‌سنگ‌های ریز و فنوکریست‌های کوچک در زمینه‌ای نسبتاً دانه‌ریز قابل مشاهده است. مرز پایینی آن با لایه‌های ریزدانه‌تر زیرین تدریجی و مرز بالایی آن با ماسه‌سنگ‌های توفی بالادست نسبتاً مشخص است و به‌صورت یک تغییر ناگهانی در اندازه دانه و رنگ خود را نشان می‌دهد. واحد آذرآواری زبرین، که نمونه S2 از آن برداشت شده و در قاعده آن قالب های برجسته ردپاهای سطح زیرین قرار گرفته است، در بخش بالایی برش قرار دارد و نسبت به واحد زیرین درشت‌دانه‌تر و پرقطعه‌تر است. این واحد از نظر ظاهری رنگ خاکستری تا خاکستری تیره دارد و در سطح برش‌خورده، قطعات لیتیک و بلورهای درشت‌تری نسبت به S1در آن دیده می‌شود. این افق معمولاً در میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ‌های توفی و لیتیک‌توف‌های ضخیم‌تر قرار گرفته است مرزهای آن با لایه‌های مجاور واضح‌تر و به‌صورت تغییر محسوس در اندازه دانه و مقدار خرده‌سنگ‌ها مشخص می‌شود. در مجموع، واحد آذرآواری زیرین (S1) بیشتر با لایه‌های نسبتاً ریزدانه و آرام‌تر در بخش پایینی توالی همراه است که محل عبور موجودات اثر گذار ائوسن پسین در منطقه طارم بوده است. ولی واحد آذرآواری زبرین (S2) در میان لایه‌های درشت‌دانه‌تر و پرانرژی‌تر بخش بالایی برش قرار گرفته است و نشان دهنده رخدادی احتمالا ناگهانی است که باعث حفظ مناسب اثر ردپاها شده است. این تفاوت جایگاه چینه‌ای و ویژگی‌های صحرایی نشان می‌دهد که دو واحد آذرآواری در شرایط متفاوتی از نظر انرژی محیط و احتمالاً فاصله تا مرکز فوران نهشته شده‌اند و همین مسئله در بخش‌های بعدی در سنگ‌شناسی، بافت و دگرسانی آن‌ها بازتاب پیدا می‌کند.

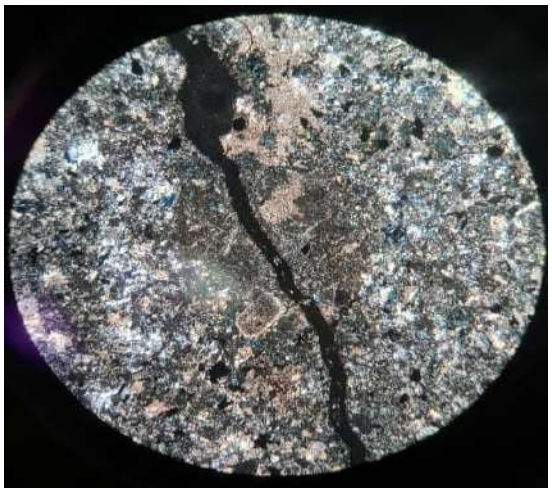
۲-۴ سنگ‌شناسی و بافت لایه آذرآواری زیرین(نمونهS1)

لایه آذرآواری زیرین که نمونه S1 از آن برداشت شده، در مقطع نازک از مجموعه‌ای از بلورها و خرده‌سنگ‌ها در زمینه‌ای ریزدانه تشکیل شده است. بر اساس نسبت فنوکریست‌ها، قطعات لیتیک و ماتریکس، این واحد را می‌توان در رده‌ی لیتیک‌کریستال‌توف تا کریستال‌توف قرار داد. اجزای اصلی سنگ شامل فنوکریست‌ها و خرده‌بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز به‌همراه مقدار کمی کانی‌های مافیک دگرسان‌شده و قطعات لیتیک آتشفشانی است که در زمینه‌ای ریزدانه و تا حدی دگرسان‌شده غوطه‌ور هستند. جورشدگی کلی دانه‌ها ضعیف تا متوسط است و اندازه دانه‌ها از ریز تا متوسط تغییر می‌کند که با ماهیت آذرآواری و نهشت سریع مواد هماهنگ است.



شکل ۲- میکروفوتوگراف نمونهS1 ؛ لیتیک‌کریستال‌توف با بافت ماتریکس‌دار و جورشدگی ضعیف. فنوکریست‌ها و قطعات لیتیک در زمینه‌ای ریزدانه قرار گرفته‌اند و لکه‌های قرمز رنگ ناشی از تمرکز اکسیدهای آهن و دگرسانی ثانویه هستند بزرگنمایی (10x)

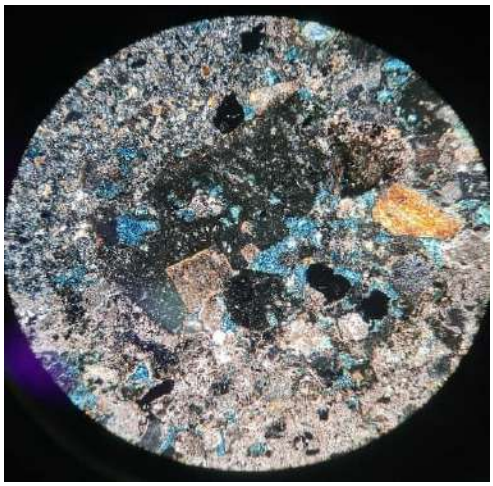
پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی روشن سنگ است و به‌صورت دانه‌های نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با اندازه ریز تا متوسط دیده می‌شود. بیشتر بلورها دوقلویی آلبیتی و گاهی زون‌بندی خفیف دارند و در بسیاری از آن‌ها دگرسانی به‌صورت کدرشدگی، رسی‌شدن و تبدیل جزئی به کانی‌های رسی و کربناتی مشاهده می‌شود.کوارتز به‌صورت دانه‌های زاویه‌دار تا زیرزاویه‌دار با انکسار یکنواخت و خاموشی مستقیم حضور دارد و کمتر از پلاژیوکلاز دگرسان شده است. کانی‌های مافیک (بیوتیت یا پیروکسن) اگر وجود داشته باشند، عمدتاً به کلریت، رسی‌ها و اکسیدهای آهن تبدیل شده و به‌صورت لکه‌های تیره در زمینه دیده می‌شوند.در نمونه S1 قطعات لیتیک شامل خرده‌سنگ‌های آتشفشانی ریزدانه و گاهی قطعات کوچک رسوبی هستند که به‌صورت دانه‌های زاویه‌دار تا زیرگرد با اندازه ریز تا متوسط و فراوانی متوسط بین فنوکریست‌ها پراکنده‌اند. زمینهی سنگ ریزدانه و متشکل از خرده‌بلورها، شیشهی آتشفشانی دگرسان‌شده و مواد رسی–کربناته است و در نور متقاطع توده‌ای کم‌شفاف و ناهمگن نشان می‌دهد. لکه‌های قرمز، به‌ویژه در مرکز تصویر شکل ۳، حاصل تمرکز اکسیدهای آهن و دگرسانی ثانویه در زمینه‌اند



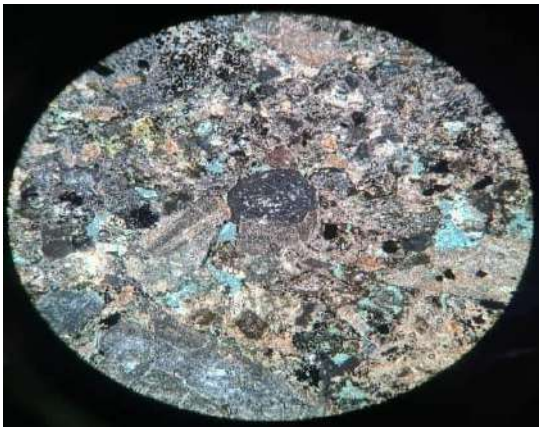
شکل ۳- میکروفوتوگراف نمونهS1 ؛ لیتیک‌کریستال‌توف با قطعات لیتیک زاویه‌دار و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز. شکستگی نسبتاً مستقیم در سنگ دیده می‌شود که به‌وسیله مواد ثانویه پر شده و نشان‌دهنده عبور سیالات و پرشدن ثانویه فضاهای خالی است.

۳-۴ سنگ‌شناسی و بافت لایه آذرآواری زبرین (نمونهS2)

لایه آذرآواری زبرین که نمونه S2 از آن برداشت شده، در مقطع نازک نسبت به S1 درشت‌دانه‌تر و پرقطعه‌تر است و مقدار قطعات لیتیک در آن بیشتر به‌چشم می‌خورد. این واحد از نظر ترکیب و بافت در رده‌ی لیتیک‌کریستال‌توف پرانرژی قرار می‌گیرد و از فنوکریست‌ها و خرده‌بلورهای فراوان پلاژیوکلاز و کوارتز، به‌همراه قطعات لیتیک آتشفشانی و مقدار قابل توجهی حفرات و شکستگی تشکیل شده است. جورشدگی کلی دانه‌ها ضعیف است و اختلاف اندازه بین دانه‌های ریز و قطعات نسبتاً درشت به‌خوبی دیده می‌شود که نشان‌دهنده ته‌نشینی مواد در جریان‌های پیروکلاستیک با انرژی بیشتر نسبت به واحد زیرین است.



شکل ۴ (میکروفوتوگراف نمونهS ۲ یا واحد بالاتر) نشان‌دهنده ی افزایش چشمگیر فراوانی قطعات لیتیک آتشفشانی تیره تا آبی‌رنگ و فنوکریست‌های کوارتز و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای ریزدانه و تیره‌تر نسبت به نمونهS ۱ است. پلاژیوکلازها نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل، دارای دوقلویی و شکستگی‌های متعدد و کوارتزها زاویه‌دار تا زیرزاویه‌دار و نسبتاً پایدارتر هستند. قطعات لیتیک عمدتاً زاویه‌دار تا زیرگرد و کدرند. ماتریکس عمدتاً از خرده‌بلورها، شیشه ی دگرسان‌شده و کانی‌های ثانویه ی ریز تشکیل شده که بیانگر انرژی بالاتر جریان و منشأ پروکسیمال‌تر نسبت به واحد زیرین است.



شکل ۵(میکروفوتوگراف نمونهS ۲)حضور یک خرده‌سنگ لیتیک تیره و نسبتاً گرد و درشت را در مرکز تصویر نشان می‌دهد که توسط بلورهای شکستهپیلاژیوکلاز و قطعات لیتیک کوچک‌تر احاطه شده است. این ناهمگنی قابل‌توجه در اندازهی دانه‌ها (همزیستی خرده‌سنگ‌های درشت با زمینهی ریزدانه) بیانگر حمل و نهشت همزمان ذرات درشت و ریز در جریان پیروکلاستیک است. وجود خرده‌سنگ‌های لیتیک نسبتاً درشت‌تر در مقایسه با واحد زیرین، نشان‌دهندهی انرژی بالاتر و موقعیت نزدیک‌تر به کانال اصلی جریان پیروکلاستیک در این سطح رسوبی است.

شکل ۷- میکروفوتوگراف نمونهS2 ؛ فنوکریست درشت و کشیده پلاژیوکلاز با دوقلویی و شکستگی‌های متعدد که به‌وسیله مواد ثانویه پر شده است. خردشدگی بلور و پرشدن شکستگی‌ها بیانگر تأثیر فرایندهای مکانیکی و عبور سیالات پس از نهشت است.

یکی از ویژگی‌های مشخص نمونهS2 ، حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز درشت و کشیده است که طول آن‌ها چند برابر میانگین دانه‌های اطراف است (شکل ۷). این بلورها معمولاً دارای دوقلویی آلبیتی و گاهی دوقلویی چندگانه هستند و در بسیاری از آن‌ها شکستگی‌های متعدد دیده می‌شود. در امتداد این شکستگی‌ها و در حاشیه بلورها، مواد ثانویه‌ای مانند کلسیت، کانی‌های رسی و اکسیدهای آهن رسوب کرده است. در بعضی نقاط، بلورهای پلاژیوکلاز به‌صورت تکه‌تکه و خرد شده در زمینه پراکنده‌اند که نشان‌دهنده شکسته‌شدن آن‌ها در طی حمل‌ونقل و نهشت در جریان‌های پرانرژی است.به‌طور کلی، نمونه S2 نسبت به S1 بافت درشت‌دانه‌تر، فراوانی بیشتر قطعات لیتیک و شکستگی‌ها و حفرات ثانویه را نشان می‌دهد. این ویژگی‌ها، همراه با حضور فنوکریست‌های درشت شکسته، بیانگر آن است که واحد آذرآواری زبرین در شرایطی با انرژی بیشتر و احتمالاً نزدیک‌تر به مرکز فوران یا کانال اصلی جریان‌های پیروکلاستیک نهشته شده است و پس از نهشت نیز به‌شدت تحت تأثیر عبور سیالات و فرایندهای دگرسانی قرار گرفته است.

۴-۴ دگرسانی و مقایسه واحدهای آذرآواری S1 وS2

هر دو واحد آذرآواری زیرین (S1) و زبرین (S2) تحت تأثیر دگرسانی هیدروترمال قرار گرفته‌اند، اما شدت و نوع دگرسانی در آن‌ها یکسان نیست. در S1 مهم‌ترین دگرسانی‌ها شامل رسی‌شدن پلاژیوکلازها، کلریتی‌شدن کانی‌های مافیک و کربناتی‌شدن موضعی در زمینه و شکستگی‌های ریز است. زمینه سنگ در این واحد بیشتر از مخلوطی از خرده‌بلورها، شیشه آتشفشانی دگرسان‌شده و مواد رسی–کربناته تشکیل شده و لکه‌های موضعی اکسیدهای آهن در آن دیده می‌شود. به‌طور کلی، دگرسانی در S1 شدت متوسط دارد و بیشتر در ماتریکس و حاشیه بلورها متمرکز است، در حالی که شکل و اندازه کوارتزها تقریباً حفظ شده است.در S2 علاوه‌بر رسی‌شدن پلاژیوکلاز و کلریتی‌شدن کانی‌های مافیک، کربناتی‌شدن گسترده‌تر به‌صورت سیمان کلسیتی و پرشدگی شکستگی‌ها و حفرات ثانویه مشاهده می‌شود. حضور فراوان شکستگی‌ها و بلورهای درشت و خردشده پلاژیوکلاز، همراه با حفرات پرشده با کانی‌های ثانویه، نشان می‌دهد که این واحد نسبت به S1 به‌طور مؤثرتری مسیر عبور سیالات بوده است. لکه‌های سبزرنگ ریزدانه در برخی نواحی، احتمال وجود دگرسانی پروپلیتیک قوی‌تر را در S2 نسبت به S1 تقویت می‌کند. مقایسه دو واحد نشان می‌دهد که اگرچه نوع دگرسانی‌ها در هر دو مشابه است (آرژیلی، پروپلیتیک و کربناتی‌شدن موضعی)، اما شدت و گسترش آن‌ها در S2 بیشتر از S1 است. این تفاوت را می‌توان به بافت درشت‌دانه‌تر، فراوانی بیشتر قطعات لیتیک، شکستگی‌ها و حفرات ثانویه در S2 نسبت داد که امکان نفوذ و گردش سیالات را افزایش داده است. بنابراین، واحد آذرآواری زبرین (S2) نسبت به واحد زیرین (S1) واحد مناسب‌تری

برای عبور سیالات و تمرکز دگرسانی به‌شمار می‌آید و این موضوع در تفسیر نهایی توالی و نقش واحدهای آذرآواری در سامانه هیدروترمال منطقه اهمیت دارد. وجود ردپاها در این واحدها نیز می تواند به شناخت بهتر واحدهای مناسب در صحرا کمک نماید.

۵- نتیجه گیری

توالی ولکانیکی–رسوبی ائوسن در برش سولی‌چای، کوه‌های طارم، شامل واحدهای فراوانی است که دو واحد آذرآواری شاخص ردپادار آن (زیرین و زبرین) رفتار متفاوتی از نظر بافت و دگرسانی نشان می‌دهند. بر اساس نتایج پتروگرافی، واحد آذرآواری زیرین (S1) عمدتاً یک لیتیک‌کریستال‌توف با بافت ماتریکس‌دار و جورشدگی ضعیف است که در آن فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کوارتز به‌همراه قطعات لیتیک آتشفشانی در زمینه‌ای ریزدانه و دگرسان‌شده قرار گرفته‌اند. واحد آذرآواری زبرین (S2) در مقایسه با S1 درشت‌دانه‌تر و پرقطعه‌تر بوده و یک لیتیک‌کریستال‌توف پرانرژی با فراوانی بالای قطعات لیتیک، فنوکریست‌های درشت و شکسته پلاژیوکلاز و حفرات و شکستگی‌های متعدد به‌شمار می‌آید. دگرسانی در هر دو واحد به‌صورت رسی‌شدن پلاژیوکلازها، کلریتی‌شدن کانی‌های مافیک و کربناتی‌شدن موضعی زمینه و شکستگی‌ها دیده می‌شود، اما شدت آن در S2 بیشتر است. حضور رگه‌ها و سیمان کلسیتی، لکه‌های سبزرنگ ناشی از کانی‌های ثانویه و پرشدگی حفرات در S2 نشان می‌دهد که این واحد نسبت به S1 مسیر مناسب‌تری برای عبور سیالات گرمابی بوده و دگرسانی پروپلیتیک در آن گسترش بیشتری دارد. مقایسه جایگاه چینه‌ای و ویژگی‌های بافتی دو واحد نشان می‌دهد که S1 در ارتباط با لایه‌های نسبتاً ریزدانه‌تر و آرام‌تر بخش پایینی توالی قرار دارد که ردپای موجودات به شکل فرورفته در آن حفظ شده است، در حالی‌که S2 در میان لایه‌های درشت‌دانه‌تر و پرانرژی‌تر بخش بالایی نهشته شده و ردپاها را پر نموده است. این تفاوت بافتی و چینه‌ای، همراه با شدت بیشتر دگرسانی درS2 ، بیانگر آن است که واحد آذرآواری زبرین در شرایط انرژی بالاتر و احتمالاً نزدیک‌تر به کانال اصلی جریان‌های پیروکلاستیک شکل گرفته و پس از نهشت نیز نقش مهم‌تری در هدایت سیالات گرمابی داشته است. به‌طور کلی، نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که بررسی تفصیلی سنگ‌های آذرآواری و مقایسه واحدهای زیرین و زبرین در یک توالی ولکانیکی–رسوبی می‌تواند اطلاعات ارزشمندی درباره سبک فوران، شرایط رسوب‌گذاری و مسیرهای ترجیحی عبور سیالات در مقیاس محلی فراهم کند. پیشنهاد می‌شود در ادامه، مطالعات ژئوشیمیایی و آنالیز کمی دگرسانی بر روی همین واحدها انجام شود تا نوع و ترکیب سیالات و ارتباط آن‌ها با سامانه‌های ماگمایی منطقه دقیق‌تر مشخص گردد.

۶- منابع

Abbassi, N., & Lockley, M. G. (2004). Eocene bird and mammal tracks from the Karaj Formation, Tarom Mountains, northwestern Iran. *Ichnos*, 11(3–4), 349–356.

Abbassi, N., Alinasiri, S., & Lucas, S. G. (2017). New localities of Late Eocene vertebrate footprints from the Tarom Mountains, northwestern Iran. *Historical Biology*, 29(7), 987–1006.

Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M., & Hushmand-Zadeh, A. (1966). *Geology of Tarom district, western part (Zanjan area, northwest Iran)*. Geological Survey of Iran, Report No. 8, 31 p.

Mirzaie Ataabadi, M., & Mostafaei Bigham, N. (2025). New findings of tridactyl mammalian tracks from Tarom mountains of Zanjan. *Stratigraphy and Paleontology*, 3(1), 66–74.

Noori, L., Beiranvand Pour, A., Askari, G., Taghipour, N., Pradhan, B., Lee, C.-W., & Honarmand, M. (2019). Comparison of different algorithms to map hydrothermal alteration zones using ASTER remote sensing data for polymetallic vein-type ore exploration: Toroud–Chahshirin Magmatic Belt (TCMB), North Iran. *Remote Sensing*, 11(5), 495.

Richards, J. P. (2011). High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: Just add water. *Economic Geology*, 106(7), 1075–1090.

Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1), 3–41.

Tun, M. M., Warmada, I. W., Idrus, A., Harijoko, A., Yonezu, K., & Watanabe, K. (2019). Geochemical behavior of trace- and rare-earth elements in the hydrothermal alteration facies of the Cijulang area, West Java, Indonesia. *Open Journal of Geology*, 9, 278–294

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

تفکیک رخساره‌های محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای و محیط‌های رودخانه‌ای بر اساس شواهد صحرایی

بیژن یوسفی یگانه*[1]، سید محمد رضا امامی[1]، مصطفی صداقت‌نیا[2]

۱- استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

۲- دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، کارشناس آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان

*Email: bizhan.yegane@gmail.com

چکیده

در این پژوهش آبرفت‌های مخروط افکنه ی خرم‌آباد و پادگانه‌های آبرفتی رودخانه‌ای جنوب خرم‌آباد تا پلدختر مورد مقایسه قرار گرفته‌اند. حوضه‌های آبریز یا حوضه‌های زهکشی هر دو محیط در پشت ارتفاعاتی قرار دارند که بعد از این ارتفاعات محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای یا رودخانه‌ای شکل می‌گیرند. پوشش گیاهی، ویژگی‌های سنگ بستر و شرایط اقلیمی از جمله عوامل مهم و مشترک در حوضه‌های آبریز هر دو محیط است. محیط‌های مخروط‌افکنه در برش عرضی، یک ساختار برجسته یا لوب مانند (Lobe)از خود نشان می‌دهند که در امتداد کانال‌های اصلی ضخامت زیاد و در جوانب کانال اصلی ضخامت رسوبات کم می‌شود، چنین وضعیتی در رسوبات و محیط‌های رودخانه‌ای مشاهده نمی‌شود. الگوی جهت جریان دیرینه یا پالئوکارنت در محیط‌های رودخانه‌ای یک جهتی اما در محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای به صورت شعاعی است. در محیط‌های مخروط‌افکنه بیشتر جریان‌های خرده‌دار و پرچگال دیده می‌شود اما در محیط‌های رودخانه‌ای چگالی جریان کمتر می‌شود. به خاطر دوری از منشأ، جورشدگی در سیستم‌های رودخانه‌ای بهتر از محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای است. رخساره‌های کانال مخروط‌افکنه بیشتر یک طبقه‌ای (Single story) هستند اما رخساره‌های کانال‌های محیط‌های رودخانه‌ای اغلب چند طبقه‌ای (Multi story) هستند. در محیط‌های مخروط‌افکنه نقطه تقاطع (Intersection point) بعد از محیط کانال به صورت جانبی شروع می‌شود و تغییر رخساره شدیدی در این نقطه وجود دارد. به این معنی که از رخساره‌های دانه درشت به صورت ناگهانی به رخساره‌های دانه‌ریز می‌رسیم اما در محیط‌های رودخانه‌ای به خاطر مهاجرت جانبی کانال این تغییرات رخساره‌ای به صورت تدریجی انجام می‌شود.

کلمات کلیدی:مخروط افکنه، آبرفت، خرم‌آباد، لرستان، زاگرس.

۱- مقدمه

در تقسیم‌بندی محیط‌های قاره‌ای، محیط‌های مخروط‌افکنه یا بادزن‌های آبرفتی، و محیط‌های رودخانه‌ای از اهمیت و جایگاه ویژه‌ای برخوردار هستند از این نظر که هر دو محیط بسیار وابسته به شرایط اقلیمی و تکتونیکی هستند و شباهت‌های زیادی بین رخساره‌های این‌دو محیط وجود دارد به گونه‌ای که در خیلی از موارد تفکیک این رخساره‌ها از هم بسیار مشکل است و نیاز به بررسی بسیار دقیق رخساره‌ای دارد. (Rust, 1978; Turner, 1980; Suttner et al., 1981; Ramos et al., 1983; Shanmugam, 1996; Yagishita, 1997; Tucker 2001, 2003; Miall, 2006; Peterson et al., 2011; Miall, 2013; Owen et al., 2015). خیلی از محیط‌های رودخانه‌ای علی‌رغم اینکه به عنوان یک سیستم بریده بریده رودخانه‌ای در نظر گرفته شده‌اند اما مطالعات جدی و دقیق بعدی نشانگر این است که محیط‌های مخروط‌افکنه بوده‌اند. به عنوان مثال رودخانه مهران در ایران یک محیط مخروط‌افکنه است. به علت فرآیندهای مشابهی که در تشکیل این دو محیط وجود داشته، شباهت‌های رخساره‌ای هم پدید می‌آید. هدف ما در این مطالعه ارائه‌ی شواهد و دلایلی است که در مقیاس بزرگ می‌توان این محیط‌ها را از هم تفکیک کرد. به همین منظور مخروط‌افکنه اطراف خرم‌آباد و همچنین

محیط‌های رودخانه‌ای در نزدیکی معمولان را در نظر گرفته‌ایم و در ادامه با بررسی رخساره‌ها و تجزیه و تحلیل آن‌ها به شواهد تفکیکی برای این دو محیط می‌رسیم.

۲- روش مطالعه

محیط‌های رودخانه‌ای دارای رخساره‌های خاصی هستند که تحت تأثیر فرآیندهای جریانی سیال (سیال‌های کم‌چگال و سیال‌های پرچگال) تشکیل شده‌اند. محیط‌های مخروط‌افکنه نیز تحت تأثیر چنین جریان‌هایی قرار دارند از این نظر که این جریان‌ها در هر دو محیط به عنوان جریان‌های فیزیکی تلقی می‌شوند انتظار داریم که رخساره‌های شبیه به هم پدید آورند. در هر دو محیط فرآیندهای انتقال مواد رسوبی، رسوب‌گذاری آن‌ها و تخریب مواد رسوبی رخ می‌دهد. در مجموع رخساره‌های رسوبی حاصله که مورد تجزیه و تحلیل و آنالیز قرار گرفته‌اند هرچند شباهت‌هایی دارند اما تفاوت‌های عمده‌ای بین آن‌ها دیده می‌شوند. در مقیاس کوچک و بزرگ این رخساره‌ها قابل تجزیه و تحلیل هستند.

۳- بحث

شباهت‌های محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای و محیط‌های رودخانه‌ای

۱- حوضه آبریز یا حوضه زهکشی: حوضه‌های آبریز یا حوضه‌های زهکشی هر دو محیط در پشتارتفاعاتی قرار دارند که بعد از این ارتفاعات محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای یا رودخانه‌ای شکل می‌گیرند. پوشش گیاهی، ویژگی‌های سنگ بستر و شرایط اقلیمی از جمله عوامل مهم و مشترک در حوضه‌های آبریز هر دو محیط است. شاخاب‌های آبراهه‌های موجود در حوضه‌های آبریز برای هر دو محیط دارای رتبه‌بندی مشابه‌ای است که معمولا بر اساس روش‌هایی نظیر رتبه‌بندی هورتن، استرالر و یا شرودینگر انجام می‌شوند. این‌گونه رتبه‌بندی‌ها در واقع یک روش رتبه‌بندی مورفیکی است و هرچه رتبه یک شاخاب یا آبراهه بیشتر می‌شود دبی خروجی از آن بیشتر خواهد شد.

۲- بعد از عبور از حوضه‌ی آبریز، جریان به صورت خطی در محیط‌های رودخانه‌ای ادامه پیدا می‌کند و ابتدا به خاطر شیب زیاد محیط‌های رودخانه‌ای بریده بریده شکل می‌گیرند و از این نظر محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای چون در پای ارتفاعات تشکیل می‌شوند به محیط‌های رودخانه بریده بریده شباهت دارند.

۳- از نظر جنبه‌های اقتصادی در هر دو محیط می‌توان ذخایری نظیر ذغال سنگ، نفت و یا گاز را مشاهده کرد که اینگونه توانایی اقتصادی مربوط به دشت سیلابی هر دو محیط است.

تفاوت‌های محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای و محیط‌های رودخانه‌ای

۱- محیط‌های مخروط‌افکنه در برش عرضی یک ساختار برجسته یا لوب مانند (Lobe)از خود نشان می‌دهند که در امتداد کانال-های اصلی ضخامت زیاد و در جوانب کانال اصلی ضخامت رسوبات کم می‌شود، چنین وضعیتی در رسوبات و محیط‌های رودخانه‌ای مشاهده نمی‌شود.

۲- الگوی جهت جریان دیرینه یا پالئوکارنت در محیط‌های رودخانه‌ای، یک جهتی اما در محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای به صورت شعاعی است.

۳- تناوب رخساره‌های دانه‌درشت و دانه‌ریز در برش عرضی مخروط‌افکنه به شکل بسیار مشخص دیده می‌شوند ولی این تناوب در محیط‌های رودخانه‌ای به صورت ناگهانی کمتر دیده می‌شود.

۴- زیرمحیط‌های محیط‌های رودخانه‌ای بیشتر از زیرمحیط‌های محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای است.

۵- توالی‌های ریزشونده به سمت بالا در محیط‌های رودخانه‌ای کاملا مشهود است (شکل ۱) که دلالت بر مهاجرت جانبی کانال دارد اما در محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای این توالی ریزشونده به سمت بالا کمتر شکل گرفته زیرا مهاجرت کانال انجام نمی‌گیرد.

۶- زیرمحیط‌های سیستم‌های رودخانه‌ای شامل کف کانال، رخساره کف کانال، رخساره‌های بارهای طولی و عرضی، رخساره‌های پوینت‌بار، رخساره بریدگی‌های پهن (شکل ۲)، رخساره لوی، دشت سیلابی و حوضه‌ی سیلابی است. بنابراین پوینت‌بارها را در سیستم‌های محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای به خاطر پیچش کم کانال نمی‌بینیم و به همین دلیل سیستم‌های رودخانه بریده‌بریده پوینت‌بار شکل نمی‌گیرد (Yagishita, 1997; Tucker 2001, 2003; Miall, 2006; Peterson et al., 2011; Miall, 2013; Owen et al., 2015).

به دلیل مهاجرت جانبی کانال‌ها در محیط‌های رودخانه‌ای اغلب توالی‌های به سمت بالا ریزشونده و کم‌عمق شوندهناشی از تغییر در انرژی جریان دیده می‌شود (شکل ۳).

۷- در محیط‌های مخروط‌افکنه بیشتر جریان‌های خرده‌دار و پرچگال دیده می‌شود اما در محیط‌های رودخانه‌ای چگالی جریان کمتر می‌شود. به خاطر دوری از منشأ، جورشدگی در سیستم‌های رودخانه‌ای بهتر از محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای است. بلوغ بافتی مخروط-افکنه‌ها بسیار ضعیف‌تر از سیستم‌های رودخانه‌ای است. در محیط‌های مخروط‌افکنه چون به منشأ نزدیک‌تر هستند رسوبات بیشتر تحت تأثیر فرسایش قرار می‌گیرند بنابراین ما چندین مرحله فرسایش و رسوب‌گذاری داریم که در یک لوب یا قسمت برجسته مخروط نمایان هستند. اما در محیط‌های رودخانه‌ای لوب‌ها تشکیل نمی‌شوند و مراحل فرسایش و رسوب‌گذاری را در رخساره‌های کانال می‌توان جستجو کرد به‌گونه‌ای که رخساره‌های کانال مخروط‌افکنه بیشتر یک طبقه‌ای (Single story) هستند (شکل ۴) اما رخساره‌های کانال‌های محیط‌های رودخانه‌ای اغلب چند طبقه‌ای (Multi story)می باشند (Tucker 2001, 2003; Miall, 2006; Peterson et al., 2011; Miall, 2013).

۸- قطعات بزرگ یا (Out size)در محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای گاهی شکل دوکی به خود می‌گیرند (شکل ۵) به خاطر اینکه در جهت جریان حرکت کرده و دوکی شکل می شوند اما این قطعات دوکی شکل در سیستم‌های رودخانه‌ای کمتر دیده می‌شوند. چون فرسایش در محیط‌های رودخانه‌ای تقریبا متقارن‌تر است و روی شکل قطعات اثر یکنواختی گذاشته است.

۹- در رسوبات دانه‌درشت مخروط‌افکنه که دلالت بر رخساره پروکسیمال می‌کند قطعات Out size بسیار بزرگ دلالت بر بهمن‌های سنگی می‌کند که در حوضه‌ی آبریز اتفاق افتاده است. بهمن‌های سنگی به دلیل زلزله و یا رخدادهای شدید فیزیکی مانند برخورد شهاب‌سنگ‌ها در حوضه‌ی آبریز است.

۱۰- در سیستم‌های مخروط‌افکنه هرچه از مخروط دورتر شویم از ضخامت لایه‌ها کاسته می‌شود و اندازه ذرات هم کوچکتر می‌شوند. همچنین در جهت جوانب یا کناره‌های مخروط‌افکنه نازک شدگی رسوبات لوب کاملا مشهود است. در محیط‌های مخروط افکنه به دلیل عملکرد تکتونیک محلی کانال‌های نامتقارن بسیار زیاد می‌باشند اما تقارن در محیط‌های کانال‌های رودخانه‌ای بیشتر است. در سیستم‌های رودخانه‌ای ممکن است بارهای طولی و عرضی در رخساره‌های کانال خودمکایی کنند اما به خاطر شیب بالای مخروط-افکنه این رخساره‌ها کمتر شکل می‌گیرند. پدیده کف کنی (Degradation) در سیستم‌های مخروط‌افکنه‌ای بسیار فراوان است اما به خاطر یکنواختی جریان در سیستم‌های رودخانه‌ای با این پدیده کمتر مواجه می‌شویم.

۱۱- در محیط‌های مخروط‌افکنه نقطه تقاطع (Intersection point) بعد از محیط کانال به صورت جانبی شروع می‌شود و تغییر رخساره شدیدی در این نقطه وجود دارد (شکل ۴). به این معنی که از رخساره‌های دانه درشت به صورت ناگهانی به رخساره‌های دانه‌ریز می‌رسیم اما در محیط‌های رودخانه‌ای به خاطر مهاجرت جانبی کانال این تغییرات رخساره‌ای به صورت تدریجی انجام می‌شود. در سیستم‌های مخروط‌افکنه به خاطر نزدیکی به محیط منشأ و شیب زیاد معمولا مهاجرت جانبی کانال بسیار بسیار کم و

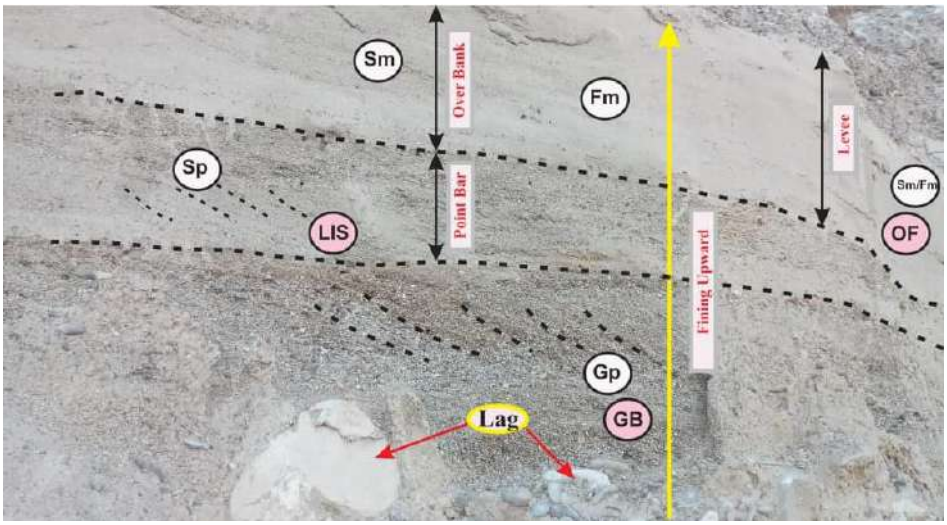
اندک است به گونه‌ای که اگر تغییری در مهاجرت کانال‌ها انجام شود به خاطر شرایط تکتونیکی است اما در سیستم‌های رودخانه‌ای به خاطر شیب کمتر، مهاجرت کانال برای تطبیق با شیب محیط است.

۱۲- رخساره‌هایی نظیر سیلاب‌های صفحه‌ای و یا سیلاب‌های ورقه‌ای شکل در هر دو محیط وجود دارند که نتیجه اینگونه سیلاب‌ها رخساره‌های خارج از کانال یا دشت سیلابی است. اما دشت سیلابی در محیط‌های مخروط‌افکنه به صورت جانبی به یک رخساره دانه درشت کنگلومرایی ختم می‌شود یعنی بین دو کانال رسوبات دانه ریز بین کانالی داریم. اما در محیط‌های رودخانه‌ای رسوبات دشت سیلابی که حاصل سیلاب‌های صفحه‌ای هستند از یک سو به کنگلومرای کانال و از سوی دیگر به رسوبات دانه ریز حوضه سیلابی خاتمه می یابد (Yagishita, 1997; Tucker 2001, 2003; Peterson et al., 2011; Miall, 2013; Owen et al., 2015)

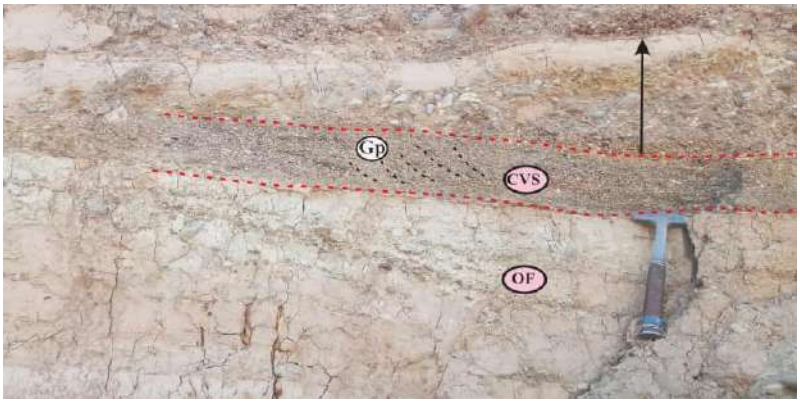
۱۳- رخساره‌های کنگلومرایی در سیستم‌های مخروط‌افکنه به صورت نواری (Ribbon) تشکیل می‌شوند و گاهی این نوارها به هم متصل یا ائتلاف پیدا کرده‌اند که سطوح فرسایشی خاصی از خود نشان می‌دهند که می‌توان از طریق سطوح فرسایشی به آن‌ها پی برد. هرچند این وضعیت در سیستم‌های رودخانه بریده بریده به صورت ضعیفی دیده می‌شود اما در رودخانه‌های مآندری کمتر شاهد برخورد یا ائتلاف کانالی هستیم. Lag deposits (رسوبات باقیمانده) در بخش زیرین کانال‌های مخروط‌افکنه بسیار نمایان هستند (شکل ۶) و تفاوت اندازه با سایر رسوبات کنگلومرایی نشان می‌دهند اما در سیستم‌های رودخانه‌ای به خاطر جورشدگی بهتر تفاوت اندازه بین رسوبات لگ و رسوبات کانالی کمتر دیده می‌شود.

۱۴- در سیستم‌های رودخانه‌ای طبقه‌بندی مورب مسطح و تراف دیده می‌شود ولی در محیط‌های مخروط‌افکنه کمتر دیده می‌شود به گونه‌ای که طبقات مورب از ساخت‌های فراوان در محیط‌های رودخانه‌ای هستند (Yagishita, 1997; Miall, 2006; Peterson et al., 2011; Miall, 2013).

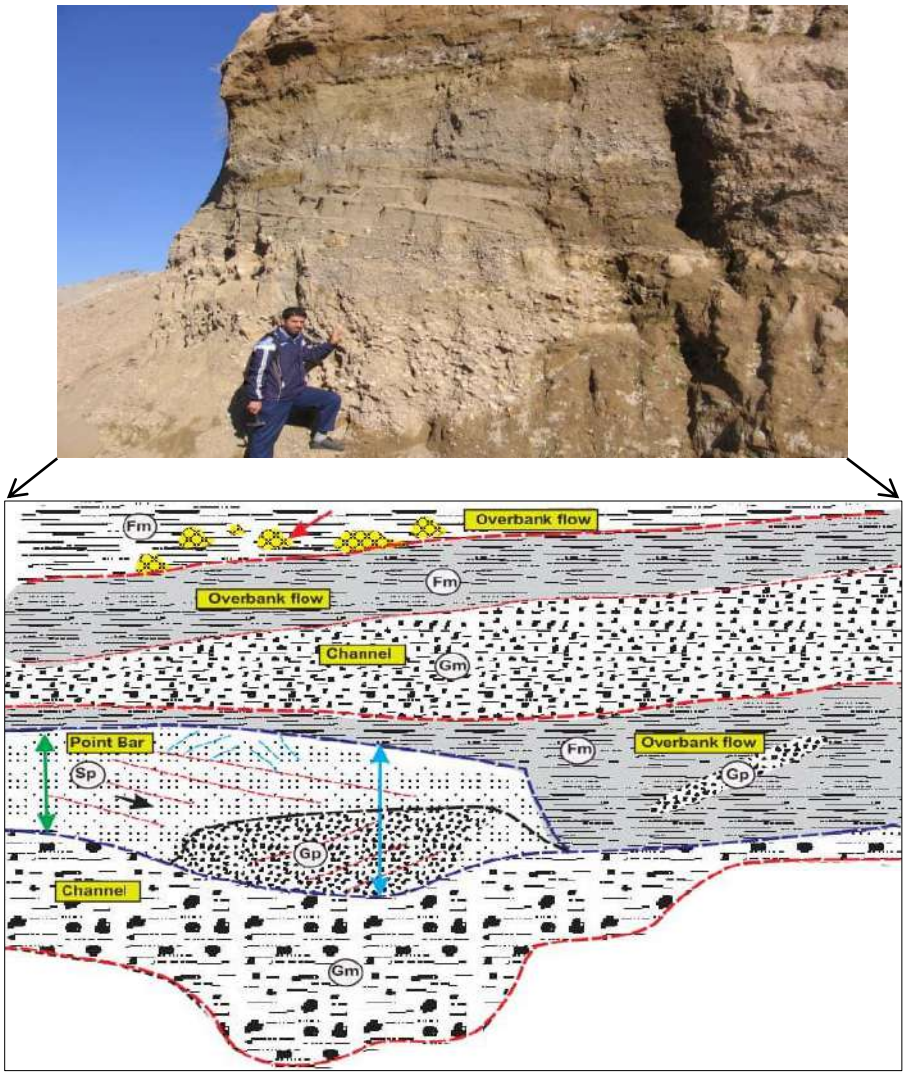
۱۵- رسوبات غربال شده از ویژگی‌های رسوبات مخروط‌افکنه هستند که دلالت بر تک منشأیی رسوبات دارند اما در محیط‌های رودخانه‌ای کمتر با رسوبات غربال شده مواجه هستیم.



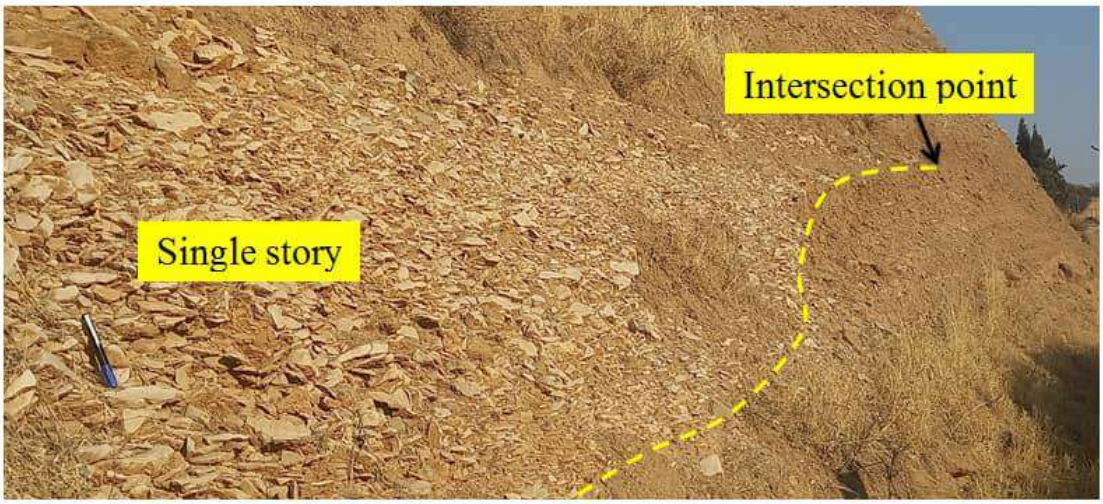
شکل ۱: عنصر ساختاری GB با رخساره سنگی Gp مربوط به محیط کانال (Channel)، به رسوبات برجای مانده Lag توجه شود. عنصر ساختاری LIS با رخساره سنگی Sp مربوط به محیط پوینت بار (Point Bar). عنصر ساختاری OF با رخساره‌های سنگی Sm و Fm مربوط به محیط خاکریزهای طبیعی (Levee). در این تصویر یک توالی ایده آل از رسوبات کانال، پوینت بار و محیط خاکریزهای طبیعی دیده می‌شود که بیانگر یک توالی به سمت بالا ریز شونده (Fining upward) همراه با کاهش عمق و انرژی جریان می‌باشد (پیکان زرد رنگ).



شکل ۲: عنصر ساختاری CVS با رخساره سنگی Gp مربوط به محیط بریدگی‌های پهن (Crevasse splay)، ضخامت کم رسوبات گلی و گراولی و نبود رخساره پوینت بار دلالت بر بریدگی کانال و تشکیل محیط کروس پهن دارد.



شکل ۳: در این تصویر شماتیک تاثیر انرژی جریان در کاهش ضخامت رسوبات را نشان می‌دهد. یک توالی به سمت بالا ریز شونده و کم عمق شونده دیده می‌شود. در بخش زیرین، رخساره کانال با قاعده فرسایشی و سنگ رخساره غالب Gm مشاهده می‌شود، با کاهش انرژی، رخساره پوینت بار بر روی رخساره کانال نهشته شده است که پیکان سبز رنگ بخش کم ضخامت پوینت بار و کم عمق کانال را با سنگ رخساره Sp نشان می‌دهد و پیکان آبی رنگ بخش عمیق کانال و ضخیم پوینت بار را نشان می‌دهد که در آن سنگ رخساره Gp دیده می‌شود. جهت جریان و مهاجرت کانال از چپ به راست و در جهت پیکان تیره رنگ می‌باشد که نشان دهنده یک لاترال اکریشن افزایشی می‌باشد. در انتهای توالی نیز رسوبات خارج کانال دشت سیلابی دیده می‌شوند که در آن‌ها افق‌های کانی تبخیری (پیکان قرمز) دیده می‌شود. خط چین‌های تیره در بخش بالایی پوینت بار احتمالا به دلیل تفکیک جریان و تغییر جهت بردار جریان از راست به چپ می‌باشد.



شکل ۴: کانال یک طبقه‌ای به همراه رسوبات غربال شده آن و نقطه تقاطع در محیط‌های مخروط افکنه‌ای

شکل ۵: قطعات دوکی فراوان د رخساره‌های محیط مخروط‌افکنه‌ای

شکل ۶: قطعات بزرگ Out size در رخساره‌های مخروط افکنه‌ای (پیکان‌های تیره رنگ). به حالت Lobe مانند مخروط‌افکنه (خط چین زرد رنگ) توجه شود.

۴- نتیجه گیری

در سیستم‌های مخروط‌افکنه به خاطر نزدیکی به محیط منشأ و شیب زیاد معمولا مهاجرت جانبی کانال بسیار بسیار کم و اندک است به گونه‌ای که اگر تغییری در مهاجرت کانال‌ها انجام شود به خاطر شرایط تکتونیکی است اما در سیستم‌های رودخانه‌ای به خاطر شیب کمتر مهاجرت کانال برای تطبیق با شیب محیط است. رخساره‌هایی نظیر سیلاب‌های صفحه‌ای و یا سیلاب‌های ورقه‌ای شکل در هر دو محیط وجود دارند که نتیجه اینگونه سیلاب‌ها رخساره‌های خارج از کانال یا دشت سیلابی است. اما دشت سیلابی در محیط‌های مخروط‌افکنه به صورت جانبی به یک رخساره دانه درشت کنگلومرایی ختم می‌شود. رخساره‌های کنگلومرایی در سیستم‌های مخروط‌افکنه به صورت نواری (Ribbon) تشکیل می‌شوند و گاهی این نوارها به هم متصل یا ائتلاف پیدا کرده‌اند که سطوح فرسایشی خاصی از خود نشان می‌دهند که می‌توان از طریق سطوح فرسایشی به آن‌ها پی برد. هرچند این وضعیت در سیستم‌های رودخانه بریده بریده به صورت ضعیفی نیز دیده می‌شود اما در رودخانه‌های مآندری کمتر شاهد برخورد یا ائتلاف کانالی هستیم. Lag deposits (رسوبات باقیمانده) در بخش زیرین کانال‌های مخروط‌افکنه بسیار نمایان هستند و تفاوت اندازه با سایر رسوبات کنگلومرایی نشان می‌دهند اما در سیستم‌های رودخانه‌ای به خاطر جورشدگی بهتر تفاوت اندازه بین رسوبات لگ و رسوبات کانالی کمتر دیده می‌شود. در سیستم‌های رودخانه‌ای طبقه‌بندی مورب مسطح و تراف دیده می‌شود ولی در محیط‌های مخروط‌افکنه کمتر دیده می‌شود به گونه‌ای که طبقات مورب از ساخت‌های فراوان در محیط‌های رودخانه‌ای هستند.

۵- منابع

Miall, A.D., 2006. Case studies of oil and gas fields in fluvial reservoirs. In: The Geology of Fluvial Deposits. Springer, Berlin, Heidelberg.

Miall , AD., 2013. Fluvial depositional systems. Springer, Switzerland, 316 p.

Owen, A., Nichols, G.J., Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Scuderi, L.A., 2015. Quantification of a distributive fluvial system: the salt wash DFS of the morrison formation, SW USA. J. Sediment. Res. 85, 544e561.

Peterson, C.D., Minor, R., Peterson, G.L., & Gates, E.B., 2011. Pre-and post-Missoula flood geomorphology of the Pre-Holocene ancestral Columbia River Valley in the Portland forearc basin, Oregon and Washington, USA. *Geomorphology*, doi:10.1016/j.geomorph.2011.02.022.

Ramos, A. and A. Sopena, 1983. Gravel bars in lowsinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). In: Modern and Ancient Fluvial Systems. J.D. Collinson and J. Lewin (Eds.), Spec. Publ. Int. Ass. Sediment, pp: 301-312.

Rust, BR., 1978. Depositional models for braided alluvium. In: Miall AD. (Ed.), Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5: 605- 625.

Shanmugam, G., 1996. High- density turbidity currents: Are they sandy debris flow? Journal of Sedimentary Research, 66, 2-10.

Suttner, LJ., Basu ,A., Mack , GH.,1981. Climate and the origin of quartzarenite. J. Sed. Pet., 51: 1235- 1246.

Tucker, ME., 1991. sedimentary petrology: an Introduction to the origin of sedimentary rocks. Blackwell, 260p.

Tucker, ME., 2001. Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of the Sedimentary Rocks. 3rd Ed. Blackwell Sci. Publ., Oxford. 262 p.

Tucker, ME., 2003. Sedimentary Rocks in the Field. 3rd ed., John Wiley & Sons, 234 p.

Turner P., 1980. Continental Red Beds. Developments in Sedimentology. Elsevier, 562 p.

Yagishita, K., 1997. Paleocurrent and analyses of fluvial conglomerates of the Paleogene Noda Group, northeast Japan. Sedimentary Geology, 109, 53-71.

تاثیر ریزرخساره‌ها و ساختارهای رسوبی بر توسعه شکستگی‌ها در سازند آسماری

زهرا بچاری صالحی*، بهمن سلیمانی، نرگس شکری

گروه زمین شناسی نفت و حوضه های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

Zahra.bachari84612@gmail.com

چکیده

با توجه به تخلخل و نفوذپذیری پایین ماتریکس، عملکرد هیدرولیکی سازند آسماری اساساً وابسته به شبکه شکستگی‌های طبیعی است. در این مقاله سعی شده است به‌طور سیستماتیک نقش کنترل‌کننده‌ی ریزرخساره‌ها و ساختارهای رسوبی، به‌ویژه ضخامت لایه‌های مکانیکی و مرزهای مکانیکی ناشی از تغییرات رخساره‌ای، در تراکم، توزیع فضایی و جهت‌گیری شکستگی‌ها مورد بررسی قرار گیرد. مطالعات نشان می‌دهد که رخساره‌های دانه‌پشتیبان، به‌ویژه گرینستون و پکستون محیط‌های پر انرژی سدی و رمپ میانی، به‌دلیل شکنندگی بالاتر، دارای تراکم شکستگی بیشتری نسبت به رخساره‌های گل‌پشتیبان محیط‌های لاگونی و رمپ خارجی هستند. فرآیندهای دیاژنزی اولیه تحت کنترل رخساره‌ای، از جمله دولومیتی‌شدن پاراژنتیکی و انحلال انتخابی، شاخص شکنندگی را به‌طور قابل ملاحظه‌ای افزایش داده و منجر به توسعه شکستگی‌های باز و مؤثر می‌گردند؛ در حالی که سیمانی‌شدن گسترده و فشردگی شیمیایی در رخساره‌های گل‌پشتیبان، مقاومت مکانیکی را تقویت کرده و شکستگی‌ها را عمدتاً به‌صورت محدود به لایه درمی‌آورند. پیش‌بینی دقیق شبکه شکستگی در مخازن آسماری نیازمند رویکردی چندرشته‌ای و یکپارچه شامل تحلیل پتروگرافیکی مقاطع نازک، تفسیر لاگ‌های تصویری چاه (FMI/UBI)، آزمون‌های ژئومکانیکی و مدل‌سازی گسسته شکستگی (DFN) با تأکید بر واحدهای مکانیکی رسوبی–دیاژنزی است. این رویکرد نه تنها دقت مدل‌های استاتیک و دینامیک مخزن را ارتقا می‌دهد، بلکه در شناسایی نواحی شیرین شکستگی‌دار و بهینه‌سازی استراتژی‌های توسعه و بهره‌برداری میدان نقش کلیدی ایفا می‌کند.

واژه‌های کلیدی: سازند آسماری، ریزرخساره، شکستگی طبیعی، واحد مکانیکی، شکنندگی

۱- مقدمه

سازند آسماری (متعلق به الیگوسن تا میوسن) بدون تردید مهم‌ترین مخزن نفتی ایران در جنوب‌غرب زاگرس است [Abyat et al., 2019].این واحد سنگی در یک رمپ کربناته هموکلینال آرام و گسترده نهشته شده و از نظر محیط رسوبی تنوع زیادی دارد؛ از لاگون‌های کم‌عمق و محافظت‌شده در بخش داخلی گرفته تا محیط‌های باز و عمیق‌تر رمپ خارجی [Amirshahkarami et al., 2007; Sadeghi et al., 2011]. هرچند تخلخل اولیه سنگ در بیشتر نقاط این سازند بسیار پایین و معمولاً زیر ۱۰ درصد است، اما نفوذپذیری مؤثر آن اغلب بسیار بالاست. دلیل اصلی این موضوع، وجود شبکه‌ای از شکستگی‌های تکتونیکی است که در جریان چین‌خوردگی شدید زاگرس ایجاد شده‌اند. در واقع، جریان نفت در بسیاری از میدان‌های آسماری تقریباً به‌طور کامل از همین شکستگی‌ها تأمین می‌شود.

آنچه جالب و تعیین‌کننده است این که همه جای سازند آسماری به یک اندازه شکستگی نمی‌گیرد. نوع بافت رسوبی اولیه (دانه‌پشتیبان یا گل‌پشتیبان)، ضخامت لایه‌ها و به‌خصوص فرآیندهای دیاژنزی اولیه، مثل دولومیتی شدن گسترده در بخش‌های لاگونی یا انحلال در نواحی پر انرژی، نقش بسیار مهمی در شکنندگی سنگ و چگونگی گسترش شکستگی‌ها دارند. به بیان ساده‌تر، سنگ در جایی که از اول شکننده‌تر بوده، شکستگی‌های بیشتری پذیرفته و در نتیجه مخزن بهتری شده است. این پژوهش تلاش می‌کند با نگاهی به مطالعات جدید (از سال ۲۰۱۸ تا ۲۰۲۵) نشان دهد که چگونه همین ویژگی‌های رسوبی و لیتولوژیکی، توزیع، تراکم و کارایی شبکه شکستگی را در سازند آسماری کنترل می‌کنند؛ کنترل‌هایی که اغلب حتی از عوامل تکتونیکی هم مهم‌تر یا دست‌کم مکمل آن‌ها هستند.

۲- روش مطالعه

این پژوهش اساساً یک کار مروری (review) است و از بررسی و تلفیق بیش از چند ده مقاله معتبر بین‌المللی و داخلی به دست آمده است. برای اینکه نتیجه‌گیری‌ها واقعی و قابل دفاع باشد، فقط منابعی انتخاب شدند که داده‌های زیرسطحی یا سطحی معتبر (از جمله مغزه، لاگ چاه و برش‌های سطحی) ارائه کرده بودند. داده‌ها و روش‌های به‌کار رفته در مقالات مورد بررسی به‌طور خلاصه عبارتند از:

- بررسی چند صد تا چند هزار مقطع نازک (بسته به میدان) و طبقه‌بندی بافتی و ریزرخساره‌ها بر اساس طبقه بندی‌های استاندارد Dunham(1962)، اصلاح‌شده Embry & Klovan (1971) و (Flügel,2010) .
- تفسیر لاگ‌های تصویری چاه (FMI، UBI، STAR و XRMI) برای شناسایی، شمارش، اندازه‌گیری گشادگی، جهت‌گیری و طبقه‌بندی شکستگی‌ها (باز، بسته، پرشده با کلسیت یا دولومیت و غیره).
- استفاده از مغزه‌های چاه و انجام آزمایش‌های ژئومکانیکی آزمایشگاهی مانند مقاومت فشاری تک‌محوری (UCS)، مدول یانگ، نسبت پواسون و محاسبه شاخص شکنندگی (Brittleness Index) بر روی پلاگ‌های مغزه.
- ساخت مدل‌های شبکه شکستگی گسسته (DFN) در نرم‌افزارهای Petrel، Move، FracMan یا DSM۳ با استفاده از داده‌های لاگ تصویری، مغزه و گاهی داده‌های لرزه‌نگاری attributes (مانند curvature و ant-tracking).

در مواردی نیز از برش‌های سطحی در حوضه زاگرس و اندازه‌گیری مستقیم شکستگی در رخنمون برای آنالوگ زیرسطحی استفاده شده است. به‌عبارت دیگر، در این مقاله سعی شده تمام شواهد کلیدی (از مقیاس میکروسکوپی تا میدانی) که در یکی دو دهه اخیر منتشر شده‌اند کنار هم گذاشته شوند تا تصویر روشن و واقع‌بینانه‌ای از نقش ریزرخساره‌ها و ساختارهای رسوبی در کنترل شکستگی‌های سازند آسماری به دست آید.

۳- بحث

۳-۱ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری

سازند آسماری بر روی یک رمپ کربناته هموکلینال کم‌شیب (distally steepened ramp تا gentle) در حاشیه شمال‌شرقی صفحه عربی نهشته شده و به سه بخش اصلی تقسیم می‌شود:

۳-۱-۱-رمپ داخلی (Inner ramp)

- ریزرخساره غالب مادستون/وکستون دولومیتی و گرینستون اوئیدی/پلوئیدی خوب جور شده با لایه‌های نازک، تبخیری، دولومیت اولیه، نشانه محیط لاگون، جزر و مدی و سد اوئیدی/بیوکلاستیک (shoal) ته نشست یافته اند.

۳-۱-۲-رمپ میانی (Middle ramp)

- ریزرخساره غالب پکستون–گرینستون بیوکلاستیک دار (نومولیت، لپیدوسیکلین، مرجان، بریوزوآ، اکینودرم) و بافت دانه‌پشتیبان با زیست آشفتگی کم هستند. در محیط با انرژی متوسط تا بالا، زیر سطح موج عادی راسب شده اند.

۳-۱-۳-رمپ خارجی (Outer ramp)

ریزرخساره وکستون–مادستون پلانکتونیک اند و بافت تقریباً ۱۰۰٪ گل‌پشتیبان دارند. در زیر سطح امواج طوفانی، منطقه نوری کم عمق نهشته شده اند.

۲-۳کنترل ساختارهای رسوبی بر شکستگی‌ها

سه عامل اصلی رسوبی، توزیع شکستگی‌ها را در آسماری کنترل می‌کنند که عبارتند از:

۱. ضخامت لایه: هرچه لایه نازک‌تر (به‌ویژه <۵۰–۶۰ سانتی‌متر) باشد، تراکم شکستگی بیشتر است. این رابطه کلاسیک (McQuillan,1973) هنوز در بیشتر میدان‌ها، به‌خصوص در توالی‌های جزر و مدی و لاگونی با لایه‌بندی منظم برقرار است.

۲. مرزهای مکانیکی: گذر ناگهانی آهک به دولومیت، انیدریت و یا مارن باعث تمرکز تنش می‌شود؛ شکستگی‌ها اغلب در این مرزها شروع یا متوقف می‌شوند و بیشترین تعداد شکستگی‌های باز دقیقاً کنار همین مرزها دیده می‌شود.

- ۳. دیاژنز وابسته به رخساره: دولومیتی‌شدن (به‌ویژه در محیط لاگون و جزر و مدی) سنگ را ترد و شکننده می‌کند و لذا حتی لایه‌های ضخیم هم شکستگی باز زیاد می‌گیرند. سیمانی‌شدن درشت‌بلور در سدهای اوئیدی (shoal) سنگ را محکم تر می‌کند و لذا شکستگی کم یا پرشده و بی‌اثر ایجاد می شوند.

در نهایت، تنش تکتونیکی یکسان است، اما این سه عامل رسوبی–دیاژنزی تعیین می‌کنند که کدام زون دارای شکستگی باز و کدام زون مقاوم یا پرشده شود.

۴- نتیجه گیری

در سازند آسماری، کیفیت شبکه شکستگی و در نتیجه عملکرد مخزنی بیشتر از شدت چین‌خوردگی زاگرس، به رخساره اولیه و دیاژنز وابسته است. رخساره‌های پر انرژی دانه‌پشتیبان (سدهای اوئیدی رمپ داخلی و بیوکلاستیک رمپ میانی) همراه با دولومیتی‌شدن و انحلال، سنگ را شکننده کرده و شبکه‌ای از شکستگی‌های باز، متصل و مؤثر ایجاد می‌کنند که بهترین مخازن شیرین را می‌سازند، در حالی که رخساره‌های گل‌پشتیبان لاگون و رمپ خارجی به دلیل میکرایت بالا و سیمانی شدید، شکستگی‌های محدود و اغلب پرشده دارند. بنابراین برای پیش‌بینی دقیق نواحی شکستگی‌دار و جلوگیری از چاه‌های خشک، مدل مخزنی باید رسوب‌شناسی و پتروگرافی مغزه را با تست‌های ژئومکانیکی و مدل‌های DFN یکپارچه کند و تمرکز اصلی را روی مدل‌سازی سه‌بعدی مرزهای مکانیکی نامرئی ناشی از تغییرات سریع رخساره و دیاژنز بگذارد؛ تجربه اکتشاف و تولید در زاگرس نشان می‌دهد بزرگ‌ترین اختلاف بین پیش‌بینی و واقعیت، نادیده گرفتن همین مرزهای رسوبی–دیاژنزی بوده است. بهترین مخازن شکستگی‌دار و آسماری تقریباً همیشه در نواحی سد اوئیدی و بیوکلاستیک رمپ میانی + دیاژنز انحلالی و دولومیتی پاراژنتیک قرار دارند.

۵- منابع

- بابازاده، س.ع.، قویدل سیوکی، م.، قصابی، ه.، ۱۳۹۴. تحلیل ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش گرگ‌دره کوه میش (گچساران)، کمربند چین‌خورده و رورانده زاگرس. مجله علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی ایران، شماره ۹۵، ص ۳۸-۳۱.

- Abyat, Y., Abyat, A., Abyat, A., 2019. Microfacies and depositional environment of Asmari Formation in the Zeloi oil field, Zag CGFloatros basin, south-west Iran. Carbonates and Evaporites, ۳۴(۴): ۱۵۸۳–.۱۵۹۳
- Aghli, G., Moussavi-Harami, R., Mohammadian, R., ۲۰۲۰. Reservoir heterogeneity and fracture parameter determination using electrical image logs and petrophysical data (a case study, carbonate Asmari Formation, Zagros Basin, SW Iran). Journal of Petroleum Science and Engineering, ۱۸۵: .۱۰۶۵۷۹

- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., ۲۰۰۷. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, ۲۹(۵-۶): ۹۴۷-۹۵۹.
- Fallah-Bagtash, R., et al., ۲۰۲۵. Reservoir quality drivers in the Oligo-Miocene Asmari Formation, Dezful Embayment, Iran: Facies, diagenesis, and tectonic controls. Marine and Petroleum Geology (in press).
- Farshi, M., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Khanehbad, M., Golafshani, T., ۲۰۱۹. Reservoir rock typing using integrating geological and petrophysical properties for the Asmari Formation in the Gachsaran oil field, Zagros basin. Journal of Petroleum Science and Engineering, ۱۷۶: ۱۶۱–۱۷۱.
- Gharechelou, S., Amini, A., Bohloli, B., Swennen, R., ۲۰۲۰. Relationship between the sedimentary microfacies and geomechanical behavior of the Asmari Formation carbonates, southwestern Iran. Marine and Petroleum Geology, ۱۱۶: ۱۰۴۳۰۶.
- McQuillan, H., ۱۹۷۳. Small-scale fracture density in Asmari Formation of southwest Iran and its relation to bed thickness and structural setting. AAPG Bulletin, ۵۷(۱۲): ۲۳۶۷–۲۳۸۵.
- Omidpour, A., et al., ۲۰۲۱-۲۰۲۵. Facies distribution, sequence stratigraphy, and reservoir quality of the Oligo-Miocene carbonate sequences (Asmari Formation) in the Dezful Embayment, SW Iran. Journal of Petroleum Exploration and Production Technology (various papers on Shadegan and Pazanan fields).
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., ۲۰۱۱. Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran. Facies, ۵۷: ۴۳۱–۴۴۶.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

چینه نگاری و رخساره های رسوبی سازند قم در منطقه تبریزک (جنوب غرب زنجان)

امیر حسین مقدم[۱]، جواد ربانی[۱*]، قاسم نباتیان[۱] و فرشته باقی‌زاده[۲]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان.

۲- دانشکده زمین شناسی، دانشکدگان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

*Email: rabbani@znu.ac.ir

چکیده

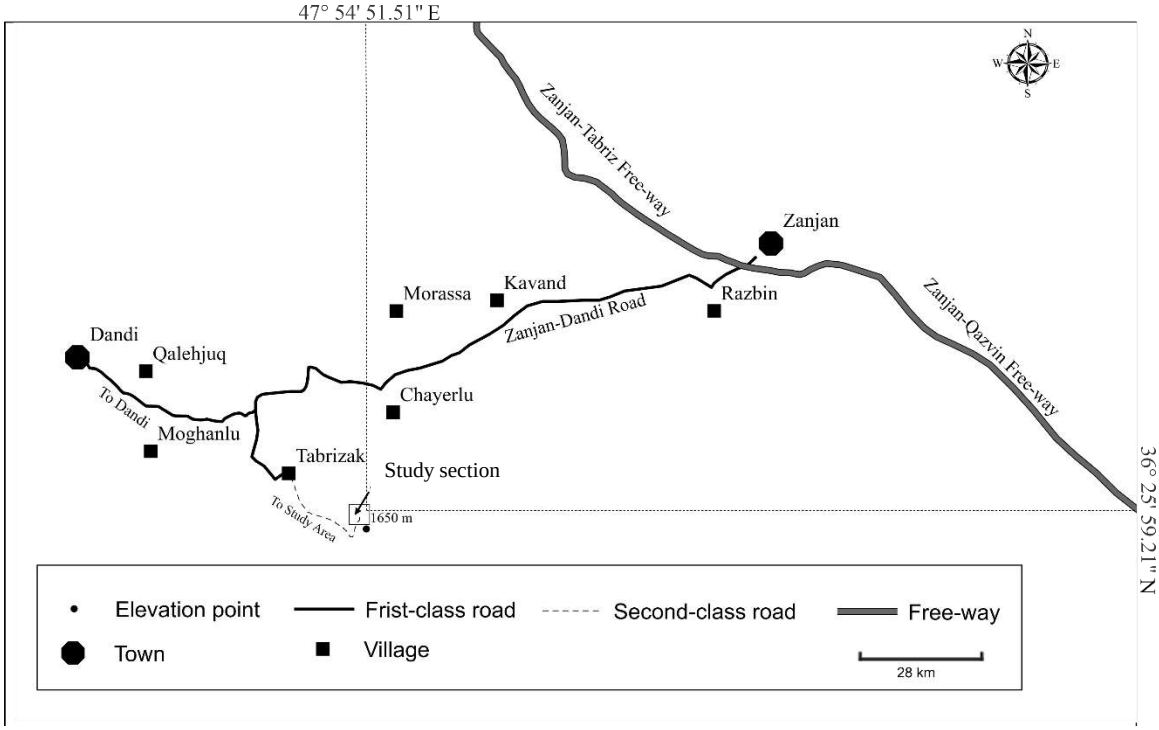
مطالعات صحرایی و ریزرخساره ها بر روی رخنمونی از واحدهای کربناته سازند قم در منطقه جنوب غربی زنجان در نزدیکی روستای تبریزک در منطقه ماهنشان صورت پذیرفت. سازند قم در این منطقه با مرز گسله و به صورت تراست در مجاروت سازند قرمز بالایی قرار گرفته است که ارتفاعات منطقه را تشکیل می دهد. توصیف صحرایی و نمونه برداری از واحدهای کربناته سازند قم صورت پذیرفت. در ادامه، مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شده از نمونه ها به هدف تعیین رخساره های میکروسکوپی و محیط رسوبی مورد مطالعه قرار گرفت. رخساره های تفکیک شده شامل گرینستون مرجانی، پکستون حاوی روزنبران کف زی و خرده های زیستی و مادستون حاوی روزنبران پلانکتون می باشد. آلوکم های موجود در این رخساره ها عمدتا شامل مرجانهای کلنی، روزنبران کف زی و پلانکتون، جلبک قرمز، قطعات خارپوست، بریوزوآ و خرده های زیستی می باشند. نتایج حاصل از مطالعات ریزرخساره ها بیانگر محیط رسوبی شلف کربناته و زیر محیطهای شلف میانی و بخش های ابتدایی شلف خارجی می باشد.

کلمات کلیدی: چینه نگاری، ریزرخساره ها، سازند قم، ماهنشان.

۱- مقدمه

سازند قم به سن الیگوسن-میوسن در ایران مرکزی به دلیل داشتن فسیلهای دریایی غنی و متنوع و تنوع سنگ شناسی فراوان مورد توجه زمین شناسان قرار گرفته است به نحوی که ابزار و شاهد بسیار خوبی برای بازسازی شرایط محیطی دریای تتیس در سنوزوئیک ایران به شمار می رود. این سازند یکی از وسیعترین سازندهای سنوزوئیک در ایران مرکزی بوده به نحوی که بیانگر تکامل یک حوضه دریایی کم عمق در این ناحیه می باشد. ویژگی های مخزنی سازند قم در منطقه ایران مرکزی باعث شده تا این سازند بلحاظ اقتصادی در ایران مورد توجه قرار گیرد (Reuter et al., 2009; Seyrafian and Hamedani, 1998; Alavi, 2004). محتوای فسیلی غنی در این سازند شرایط را برای انجام مطالعات چینه شناسی دقیق فراهم می نماید (Daneshian and Ramezani Dana. 2007; Mohammadi et al., 2011). تنوع رخساره ای و سنگ شناسی در این سازند بیانگر این موضوع است که طیف وسیعی از محیط رسوبی را می توان برای این سازند مشاهده نمود (Seyrafian and Hamedani, 1998; Maghsoudi et al., 2018).

به منظور انجام مطالعات چینه شناسی و رسوب شناسی بر روی واحدهای سنگی سازند قم، یک برش چینه شناسی در محدوده جنوب غربی زنجان نمونه برداری و مطالعه شد. برش مورد مطالعه در حد فاصل ۹۰ کیلومتری جنوب غرب زنجان و ۳۵ کیلومتری شرق دندی قرار دارد. به منظور دسترسی به این برش می توان از مسیر اصلی زنجان به دندی استفاده نمود (شکل۱).



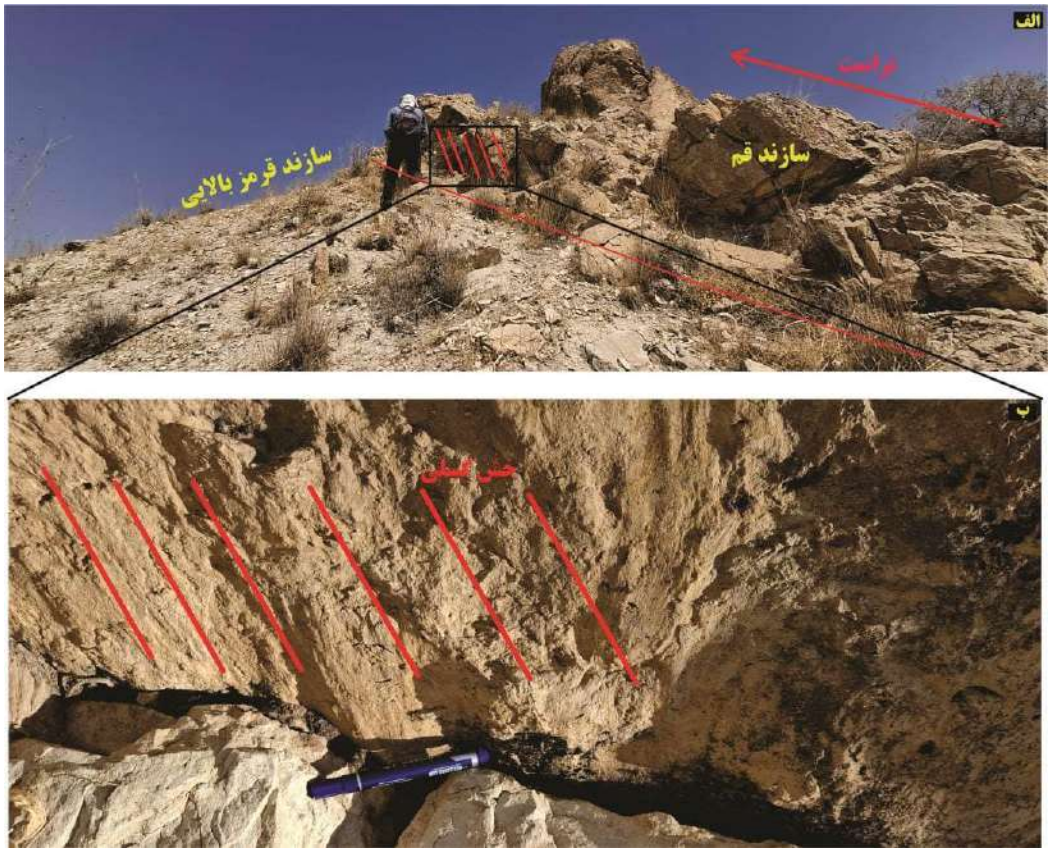
شکل۱- موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به برش مورد مطالعه

سازند قم در منطقه جنوب غرب زنجان در محدوده روستای تبریزک رخنمون خوبی را از خود نشان می دهد به نحوی که ارتفاعات این منطقه را در بر می گیرد(شکل۲). رخساره و بافت واحدهای کربناته سازند قم در این منطقه تنوع خوبی را از خود نشان می دهد به نحوی که پتانسیل انجام مطالعات چینه شناسی و رسوب شناسی را فراهم می نماید.

شکل۲- نمای کلی از رخنمون واحدهای سنگی سازند قم و قرمز بالایی در برش مورد مطالعه

رخنمون های قابل مشاهده در منطقه مورد مطالعه شامل مجموعه ای از توالی های سیلت سنگی قرمز و خاکستری سازند قرمز بالایی و واحدهای سنگ آهک ضخیم لایه پر فسیل نخودی رنگ به همراه سنگ آهک رسی نازک لایه سازند قم می باشد که ارتفاعات منطقه را تشکیل می دهد. مرز بین سازند قم و سازند قرمز بالایی به صورت گسله و تراست بوده به نحوی که واحدهای کربناته سازند قم بر روی واحدهای سیلت سنگی سازند قرمز بالایی تراست شده اند. این موضوع باعث شده تا رخنمون واحدهای کربناته سازند قم بر روی نهشته های سازند قرمز بالایی قرار گیرند(شکل۳).

محتوای فسیلی موجود در واحدهای ضخیم لایه سازند قم شامل کلنی های مرجانی (شکل۴) به همراه جلبک و قطعات فسیلی متنوع در زمینه گرینستون بوده که عمدتا در واحدهای ضخیم لایه دیده می شود. واحدهای سنگ آهک رسی نازک لایه عمدتا دارای رخساره مادستونی بوده که فاقد فسیلهای ماکروسکوپی می باشد.



شکل۳- الف- مرز گسله بین سازند های قم و قرمز بالایی. ب- نمای نزدیک از سطح گسل تراستی و خش گسلی در مرز بین دو سازند

شکل۴- نمای نزدیک از کلنی مرجانی موجود در واحدهای سنگ آهک ضخیم لایه گرینستون سازند قم

۲-بحث و نتیجه گیری

مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان المپیوس در دانشگاه زنجان صورت پذیرفت. در این مطالعات، اجزای اسکلتی و بافت موجود در مقاطع مطالعه گردید که بر اساس آن ۳ رخساره رسوبی به شرح زیر شناسایی و تفکیک شد:

- گرینستون مرجانی (Coral grainstone)

محتوای موجود در این ریزرخساره شامل کلنی های مرجانی بزرگ مقیاس در زمینه سیمان دولومیتی می باشد. درصد بسیار کمی از فسیلهای روزنبران کف زی و خرده های فسیلی دیگر در این رخساره دیده می شود. گستره چینه شناسی این رخساره در بخش های ضخیم لایه کربناته سازند قم بوده (شکل۵) که می تواند محیط رسوبی لبه شلف میانی را تایید نماید.

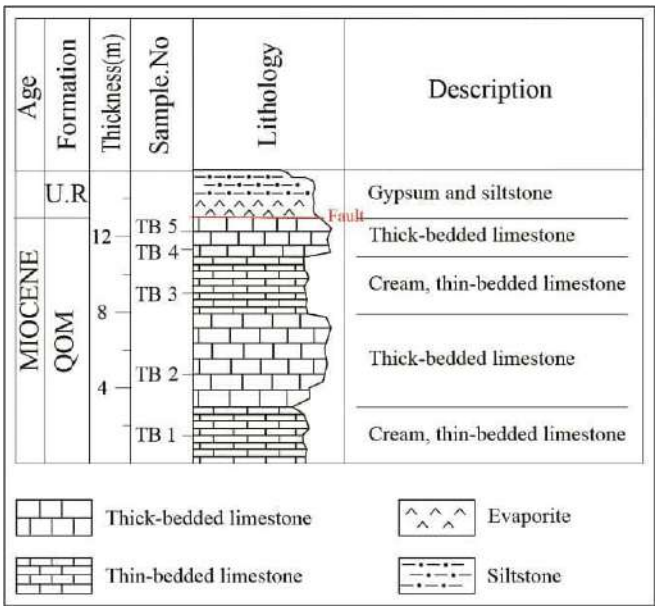
- پکستون حاوی روزنبران کف زی(Benthic foraminifera packstone)

آلوکم های موجود در این رخساره شامل روزنبران کف زی با فراوانی بالا به همراه فسیل های مرجان، قطعات بزرگ خارپوست، خرده های جلبک قرمز به همراه بریوزوآ بوده که در زمینه پکستون قرار گرفته اند.

با توجه به اینکه فسیلهای موجود در این رخساره عمدتا به صورت خرد شده بوده و در اندازه های بزرگ دیده می شوند از این رو جابجایی و حمل و نقل در این رخساره کاملا مشهود بوده به نحوی که می توان نواحی جلوی ریف (ریف تالوس) در سراشیب قاره محیط رسوبی شلف میانی را برای این نهشته ها به عنوان محیط رسوبی تایید نمود.

- مادستون حاوی روزنبران پلانکتون (Planktonic foraminifera mudstone)

این رخساره شامل روزنبران پلانکتون با فراوانی متوسط در زمینه مادستونی بوده به نحوی که فراوانی بسیار کمی از



شکل۵- ستون چینه شناسی برش مورد مطالعه

خرده های زیستی با اندازه بسیار کوچک نیز دیده می شود.

محیط رسوبگذاری پیشنهادی برای این نهشته ها، بخش های انتهایی شیب قاره در محدوده شلف خارجی می باشد.

تلفیق شواهد بدست آمده از مطالعات صحرایی و میکروسکوپی نشان می دهد که نهشته های سازند قم در برش مورد مطالعه در یک محیط شلف کربناته نهشته شده است. وجود کلنی های مرجانی در توالی های ضخیم لایه سنگ آهک بیانگر وجود سدهای ریفی و بایوکلاستی بوده به طوری که خرد شدن این فسیل ها در اثر بالا بودن انرژی محیط باعث تشکیل رخساره های ریزشی کربناته در مجاور سدهای ریفی در محدوده شیب قاره شده است. سیکلهای افزایشی سطح آب دریا موجب بوجود آمدن میان لایه های سنگ آهک نازک لایه رسی با رخساره مادستون حاوی روزنبران پلانکتون گردیده که محیط شلف خارجی را به عنوان محیط رسوبگذاری این توالی ها تایید می نماید (شکل۶).

شکل۶- الف- رخساره گرینستون مرجانی و خرده زیستی در شماره نمونه های ۴ و ۵
ب- رخساره پکستونی حاوی روزنبران بنتیک و جلبک و خرده های زیستی حمل شده در شماره نمونه های ۱ و ۲
ج- رخساره مادستونی حاوی روزنبران پلانکتون در شماره نمونه ۳

۳-منابع

Seyrafian, A., & Hamedani, A. (1998). Microfacies and depositional environment of the Qom Formation in the northeast of Nain, Central Iran. *Iranian International Journal of Science*, 3(1), 19-38.

Reuter, M., Piller, W. E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., & Kroh, A. (2009). The Oligo-Miocene Qom Formation: A comprehensive review. *GeoArabia*, 14(4), 173-212.

Alavi, M. (2004). Regional Stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and its Proforeland Evolution. *American Journal of Science*, 304, 1-20.

Maghsoudi, M., Moradpour, M., & Mahboubi, A. (2018). Controls of syndepositional faulting on the facies pattern of the Oligo-Miocene Qom Formation in the northwest of the Kashan block, Central Iran. *Geological Journal*, 53(5), 2082-2098.

ظرفیت‌های کارآفرینی و زنجیره ارزش نهشته‌های عقیق در اطراف اصفهان

محمدرضا خراسانی[۱] ، معصومه خراسانی[۲]
۱-دانش آموخته کارشناسی زمین شناسی ، دانشگاه آزاد اسلامی اصفهان واحد خوراسگان
۲- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی ، دانشگاه شهید بهشتی
*Email: sinakhorasani872@gmail.com

چکیده

مطالعه ظرفیت‌های کارآفرینی با هدف تعیین فرصت‌های کسب‌وکار، شناسایی چالش‌ها و ارائه راهکار برای توسعه زنجیره ارزش، بر پایه بررسی‌های میدانی و تحلیل اقتصادی نهشته‌های عقیق در مناطق قمصر و شمال شرق اصفهان انجام گرفته است. این مطالعات شامل تحلیل وضعیت فعلی استخراج، فرآوری و بازار بوده و با نتایج حاصل از مصاحبه با فعالان محلی و بررسی نمونه‌های موفق کارگاهی تلفیق گردیده است. یافته‌های تحقیق بیانگر وجود پتانسیل بالا در چهار محور اصلی است: ۱) توسعه استخراج و فرآوری مدرن، ۲) طراحی و تولید جواهرات و صنایع دستی تلفیقی، ۳) بازاریابی و نشانسازی، و ۴) گردشگری معدنی. همچنین چالش‌های عمده‌ای نظیر فقدان سرمایه‌گذاری، نبود نیروی متخصص و ضعف بازاریابی بین‌المللی شناسایی شدند. راهکارهای پیشنهادی بر جذب سرمایه، آموزش تخصصی، تشکیل تعاونی‌ها و اخذ نشان جغرافیایی متمرکز است

کلمات کلیدی: کارآفرینی، عقیق اصفهان، زنجیره ارزش، گردشگری معدنی، توسعه اقتصادی

۱- مقدمه

کارآفرینی به عنوان موتور محرکه توسعه اقتصادی، نقشی حیاتی در بهره‌برداری از مزیت‌های نسبی هر منطقه ایفا می‌کند. استان اصفهان به‌لطف موقعیت زمین‌شناسی خاص خود، میزبان ذخایر ارزشمندی از سنگ‌های نیمه‌قیمتی، به ویژه عقیق در مناطقی مانند قمصر و قمشه وشمال شرق اصفهان است (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۹۹). این سنگ‌ها ماده اولیه صنایع دیرینه و ارزش‌آفرینی چون گوهرتراشی و جواهرسازی هستند که با هنرهای سنتی اصفهان پیوندی ناگسستنی دارند. با این وجود، مشاهدات اولیه و گزارش‌های محلی حاکی از آن است که بهره‌برداری از این ذخایر عمدتاً به روش‌های سنتی، غیرمکانیزه و فاقد زنجیره ارزش یکپارچه صورت می‌پذیرد (اتحادیه صنف گوهرتراشان اصفهان، ۱۴۰۰). این امر باعث خروج مواد خام از منطقه و فقدان ارزش افزوده مناسب می‌شود. بنابراین، این پژوهش در پی پاسخ به این پرسش‌ها است: فرصت‌های کارآفرینی در زنجیره ارزش عقیق اصفهان کدامند؟ مهم‌ترین چالش‌های پیش‌رو چیست و چه راهکارهایی برای توسعه این بخش قابل ارائه است؟

۲- روش مطالعه

این پژوهش از نظر هدف، کاربردی و از نظر روش، توصیفی-تحلیلی است. داده‌های مورد نیاز از طریق مطالعات کتابخانه‌ای (شامل گزارش‌های سازمانی و مقالات مرتبط) و مطالعات میدانی گردآوری شده‌اند.

شکل ۱: نمونه کلاسهای آموزش گوهر تراشی به هنرجویان این رشته

۳- بحث

وسعه فعالیت‌های کارآفرینانه در حوزه منابع طبیعی تابعی از ایجاد یک زنجیره ارزش کامل از استخراج تا مصرف نهایی است (**Porter, 1985**). تحلیل داده‌های این پژوهش نشان می‌دهد زنجیره ارزش عقیق در منطقه مورد مطالعه ناقص و غالباً در مرحله ارائه مواد خام متوقف می‌شود.

۳-۱. شناسایی فرصت‌های کارآفرینی در مراحل زنجیره ارزش

با تفکیک زنجیره ارزش به بخش‌های بالادستی، میانی و پایین‌دست، فرصت‌های زیر شناسایی شد:

بالادستی (اکتشاف، استخراج و فرآوری اولیه): ایجاد شرکت‌های خدمات فنی و مهندسی معدنی، راه‌اندازی واحدهای فرآوری مکانیزه برای شستشو و برش اولیه.

میانی (تولید و طراحی): تأسیس کارگاه‌های مدرن تراش و پرداخت، استودیوهای طراحی جواهرات با تلفیق المان‌های سنتی و مدرن، و تولید صنایع دستی ترکیبی (عقیق-خاتم).

پایین‌دست (بازاریابی، فروش و خدمات): ایجاد برندهای لوکس مبتنی بر اصالت جغرافیایی، توسعه فروش آنلاین و بین‌المللی، راه‌اندازی فروشگاه‌های تجربه‌محور (بوتیک).

خدمات جنبی: توسعه گردشگری تخصصی (ژئوتوریسم و صنعت‌گری)، ایجاد موزه گوهرشناسی، و برگزاری کارگاه‌های آموزشی کوتاه‌مدت.

شکل ۲: نمونه کلوخه های معدنی گوهر سنگ

۲-چالش‌ها و راهکارهای کلیدی

مهم‌ترین موانع شناسایی‌شده عبارتند از:

۱) محدودیت دسترسی به سرمایه در گردش و سرمایه ثابت برای نوسازی

۲) کمبود نیروی انسانی جوان و آموزش‌دیده در رشته‌های تخصصی گوهرتراشی و طراحی

۳) ناتوانی در بازاریابی و معرفی محصول در عرصه بین‌المللی

۴) رقابت با محصولات مشابه وارداتی با قیمت پایین‌تر.

راهکارهای عملیاتی برای این چالش‌ها شامل:

تشویق و تسهیل سرمایه‌گذاری بخش خصوصی

تأسیس مرکز آموزش تخصصی گوهرتراشی تحت نظر دانشگاه و سازمان فنی‌وحرفه‌ای

تشکیل تعاونی‌های تولید و بازاریابی برای خرده مالکان و پیگیری ثبت نشان جغرافیایی (**GI**) برای عقیق اصفهان به منظور ایجاد تمایز و افزایش ارزش برند است.

۴- نتیجه گیری

نهشته‌های عقیق اطراف اصفهان، دارایی طبیعی با قابلیت تبدیل به سرمایه اقتصادی و اشتغال‌زایی بالا هستند. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که کلید بهره‌برداری از این ظرفیت، گذار از حالت استخراج-محور و خام‌فروشی به مدل زنجیره ارزش کامل و دانش‌بنیان است. ایجاد این زنجیره، فرصت‌های کارآفرینی متنوعی را در حوزه‌های تولیدی، خدماتی و گردشگری ایجاد خواهد کرد. موفقیت این

گذار مستلزم همکاری سه‌جانبه و هدفمند نهادهای حاکمیتی (در نقش تسهیل‌گر و ناظر)، بخش خصوصی و تعاونی (در نقش سرمایه‌گذار و مجری)، و مراکز علمی و آموزشی (در نقش پژوهشگر و تربیت‌کننده نیروی انسانی) می‌باشد. تحقق این چارچوب نه تنها به رشد اقتصادی منطقه کمک می‌کند، بلکه در حفظ و ترویج هنرهای سنتی وابسته به سنگ و هویت فرهنگی اصفهان نیز تأثیرگذار خواهد بود.

شکل ۳: محصولات قابل عرضه در بازار مصرف

۵- منابع

نصر اصفهانی، حمید و رضا، فضل الله و شاهین، آرش و حکمت پناه، مسعود،۱۳۹۷،بررسی عوامل و موانع موثر در کارآفرینی فردی. [اتحادیه صنف گوهرتراشان و جواهرسازان اصفهان.، ۱۴۰۰. گزارش داخلی بررسی وضعیت تولید و بازار در استان اصفهان.

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.، ۱۳۹۹.

گزارش اکتشافی منطقه قمصر-برزان (منتشرنشده).

فرهنگی، ا.، ۱۳۹۸. مبانی کارآفرینی مبتنی بر منابع طبیعی، انتشارات دانشگاه اصفهان، ۲۵۰ صفحه.

مصاحبه‌شوندگان محلی.، ۱۴۰۰. مجموعه مصاحبه‌های میدانی با فعالان حوزه معدن و تراش عقیق

Porter, M. E., 1985. Competitive Advantage: Creating and Sustaining Superior Performance. Free Press, New York, .557 p

.UNCTAD, 2020. Entrepreneurship for Sustainable Development. United Nations Publication, Geneva

.World Bank, 2019. The Changing Nature of Work. World Bank Report, Washington, DC

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

مطالعه مقایسه ای مدل های یادگیری ماشین در پیش‌بینی سرعت موج استونلی از لاگ های پتروفیزیکی

امین حسنی*[۱]، مهدی حجابی[۲] ، علی کدخدائی[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت ، دانشکده علوم طبیعی ، دانشگاه تبریز

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت ، دانشکده علوم طبیعی ، دانشگاه تبریز

۳- استاد تمام دانشگاه تبریز، دانشکده علوم طبیعی

*aminhassaniafshord@gmail.com

چکیده

موج استونلی یکی از مهم‌ترین اجزای لاگ‌های آکوستیکی برای برآورد نفوذپذیری، تشخیص شکستگی‌ها و تحلیل رفتار سیالات مخزنی است، اما برداشت آن به ابزار گران‌قیمت وابسته است و در بسیاری از چاه‌ها یا برداشت نشده یا داده‌ها ناقص و پرنویز هستند. بنابراین، پیش‌بینی سرعت موج استونلی از روی لاگ‌های متداول پتروفیزیکی می‌تواند داده‌های مخزن را تکمیل و عدم‌قطعیت تفسیر را کاهش دهد. در این پژوهش، با استفاده از داده‌های چاه‌پیمایی سازند سروک در یکی از میادین زاگرس چین‌خورده، چند مدل رایج یادگیری ماشین برای پیش‌بینی سرعت موج استونلی بر اساس لاگ‌های گاما، چگالی، تخلخل نوترونی، زمان‌گذر موج فشاری، قطر چاه و مقاومت ویژه مقایسه شدند. پس از پیش‌پردازش (حذف داده‌های پرت، نرمال‌سازی و تفکیک آموزش/آزمون)، سه الگوریتمKNN ، جنگل تصادفی و LightGBM آموزش داده شده و با شاخص‌هایی مانندR^2 ، RMSEو MAE ارزیابی شدند. نتایج نشان داد مدل‌های درخت‌محور، به‌ویژه جنگل تصادفی وLightGBM ، هم در بازتولید روند عمقی و نوسان‌های موضعی سرعت استونلی و هم از نظر مقدار خطا بر مدل KNN برتری دارند. تحلیل اهمیت متغیرها نیز نشان داد لاگ‌های تخلخل، چگالی و زمان‌گذر موج فشاری بیشترین نقش را در توضیح تغییرات سرعت استونلی دارند و گاما و قطر چاه بیشتر نقش کنترلی دارند. در مجموع، این مطالعه نشان می‌دهد استفاده هدفمند از مدل‌های یادگیری ماشین می‌تواند جایگزینی مؤثر برای لاگ‌های استونلی مفقود یا ناقص بوده و بهره‌گیری از اطلاعات موج استونلی را در تفسیر پتروفیزیکی و مدل‌سازی مخزن‌های کربناته پیچیده‌ای مانند سروک امکان‌پذیرتر کند.

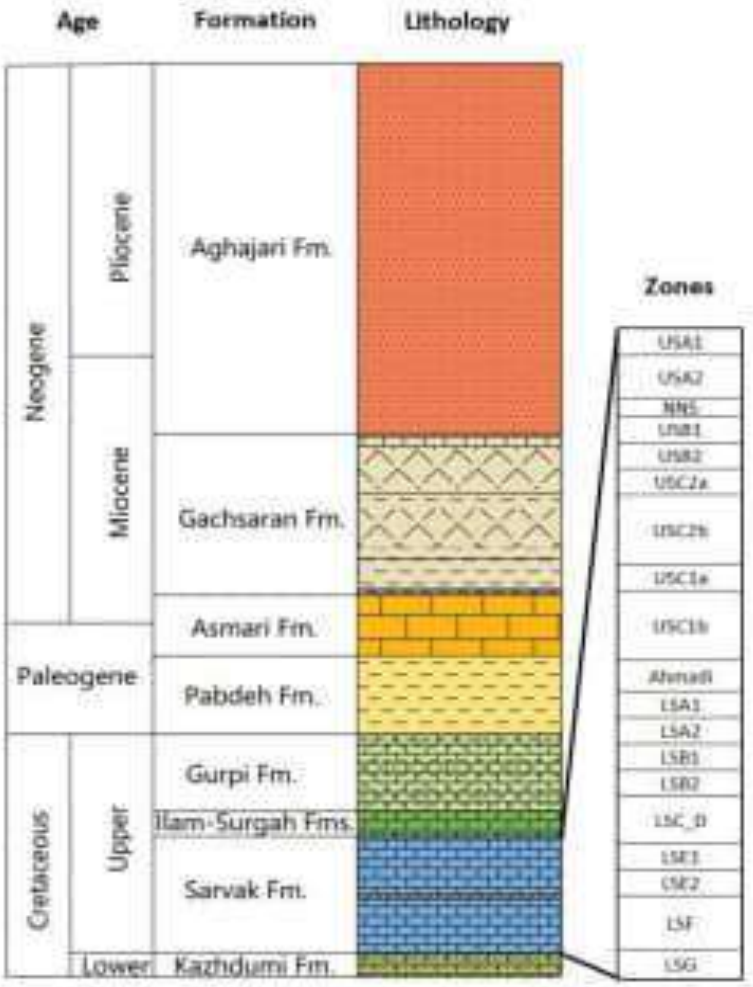
کلمات کلیدی: موج استونلی؛ لاگ‌های پتروفیزیکی؛ یادگیری ماشین؛ شبکه عصبی مصنوعی؛ جنگل تصادفی؛ گرادیان بوتینگ؛ سازند سروک؛ زاگرس چین‌خورده

۱- مقدمه

موج استونلی یکی از مهم‌ترین بخش‌های لاگ آکوستیکی تمام‌موج است و به‌خاطر حساسیتش به نفوذپذیری، نوع و پیوستگی تخلخل، شکستگی‌های باز و خواص سیال، ابزار اصلی برای برآورد نفوذپذیری و تشخیص شکستگی‌ها و مسیر جریان سیال محسوب می‌شود؛ اما ثبت آن گران و در تعداد کمی چاه (آن هم اغلب ناقص) در دسترس است، در حالی‌که لاگ‌های رایج پتروفیزیکی تقریباً در همه چاه‌ها وجود دارند. به‌دلیل ناهمگنی سازندهای کربناته و رفتار غیرخطی موج‌های آکوستیکی، روابط تجربی و مدل‌های خطی دقت کافی ندارند و مطالعات اخیر نشان می‌دهند که روش‌های یادگیری ماشین در پیش‌بینی پارامترهای آکوستیکی (از روی لاگ‌های معمولی) عملکرد بهتری نسبت به روابط کلاسیک دارند. در پیش‌بینی موج استونلی نیز مدل‌های مختلفی مانندSVM ، شبکه‌های هوشمند و الگوریتم‌های درختی و هیبریدی، برآوردهای دقیقی ارائه کرده‌اند و روش‌هایی مانند جنگل تصادفی و LightGBM در بسیاری موارد از مدل‌های خطی و برخی شبکه‌های عصبی دقیق‌تر گزارش شده‌اند. بر این اساس، هدف پژوهش حاضر ارزیابی و

مقایسه سه الگوریتمKNN ، جنگل تصادفی و LightGBM در پیش‌بینی سرعت موج استونلی بر پایه لاگ‌های پتروفیزیکی سازند سروک و بررسی دقت عددی، توان بازتولید روند عمقی و نوسان‌های موضعی، و نقش نسبی هر یک از ورودی‌ها در کنترل خروجی است.منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه یکی از میدان‌های نفتی جنوب‌غرب ایران در حوضه رسوبی زاگرس و زون زاگرس چین‌خورده است که روی یک تاقدیس کشیده‌ی NW–SE قرار دارد و چند چاه اکتشافی و توسعه‌ای در آن حفاری شده است؛ به‌دلیل محرمانگی، نام میدان ذکر نشده است. تمرکز پژوهش بر سازند مخزنی سروک است که در کرتاسه میانی در یک پلاتفرم/رمپ کربناته کم‌عمق و گرم نهشته شده و معمولاً به سه بخش سروک بالایی، احمدی و سروک پایینی تفکیک می‌شود. بخش احمدی شیل‌دار نقش پوش‌سنگ محلی را میان دو واحد کربناته بازی می‌کند و تنوع رخساره‌ای و دیاژنز (انحلال، دولومیتی‌شدن، سیمانی‌شدن) ناهمگنی قابل‌توجهی در تخلخل و تراوایی ایجاد کرده که در پاسخ لاگ‌ها و رفتار موج استونلی منعکس است.



شکل ۱ -نمودار چینه‌شناسی و زیرپهنه‌های مخزن سازند سروک در میدان مورد مطالعه.(Mehdipour, 2023)

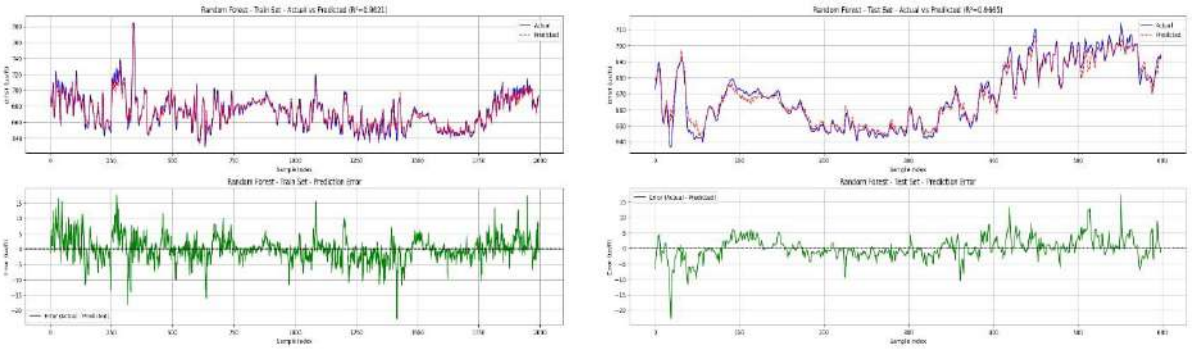
۲- روش مطالعه

در این پژوهش از داده‌های لاگ‌پیمایی دو چاه در سازند کربناته و ناهمگن سروک استفاده شد؛ داده‌ها شامل عمق، لاگ‌های متداول پتروفیزیکیVp) ، Vs، چگالی، گاما، تخلخل نوترونی (و زمان‌گذر موج استونلی (DTST) ثبت‌شده با ابزار دوقطبی DSI بود. پس از کنترل کیفیت، حذف نقاط گمشده و پرنویز، یکسان‌سازی واحدها، انتخاب بازه عمقی مشترک و نرمال‌سازی، داده‌ها به مجموعه‌های آموزش و آزمون تفکیک شدند تا تعمیم‌پذیری مدل روی داده‌های ندیده ارزیابی شود. با توجه به هزینه و محدودیت دسترسی به DSIو ناکافی‌بودن روابط کلاسیک در سازندهای پیچیده، در این مطالعه سه مدل رگرسیونی یادگیری ماشین شاملLightGBM ، KNNو جنگل تصادفی برای پیش‌بینی DTST از روی لاگ‌های متداول به‌کار گرفته شد. تنظیم پارامترهای هر مدل با جست‌وجوی شبکه‌ای در Python انجام شد و عملکرد آن‌ها با ضریب تعیین(R^2) ، میانگین قدرمطلق خطا و مقایسه پروفیل عمقی DTST واقعی و پیش‌بینی‌شده سنجیده شد. در نهایت، مدلی که بهترین ترکیب دقت آماری و بازتولید روند و نوسان‌های عمقی را داشت به‌عنوان گزینه پیشنهادی برای بازسازی لاگ استونلی در چاه‌های فاقد داده DSI معرفی شد.

۳- بحث

این شکل عملکرد مدل Random Forestرا روی داده‌های آموزش برای لاگ DTSTنشان می‌دهد. در نمودار بالا، منحنی آبی DTST)واقعی (و قرمز خط‌چین (پیش‌بینی مدل) در بیشتر عمق‌ها تقریباً روی هم افتاده‌اند؛ یعنی مدل هم روند کلی و هم نوسان‌های لاگ را خوب گرفته است. ضریب تعیین حدود 0.96است، یعنی حدود ٪۹۶ تغییرات DTST روی ترین‌ست توسط مدل توضیح داده می‌شود. فقط در پیک‌های تند (مثلاً اطراف نمونه‌های ۳۰۰ و ۱۱۰۰) مدل کمی قله‌ها را صاف‌تر و کوتاه‌تر پیش‌بینی می‌کند که برای Random Forest رفتار طبیعی است.

در نمودار پایین، خطای (Actual − Predicted) عمدتاً در بازه‌ی حدود ±20 µs/ftو نزدیک صفر نوسان می‌کند؛ بایاس مشخصی دیده نمی‌شود و خطا برای بازه اصلی) DTST حدود ۶۴۰–۷۸۰ (µs/ft در حد چند درصد و قابل قبول است. چون این نتایج فقط روی داده‌های آموزش‌اند، برای قضاوت درباره تعمیم‌پذیری مدل حتماً باید عملکرد روی دیتاست تست یا چاه کور هم بررسی شود؛ اما همین‌جا هم می‌توان گفت روی ترین‌ست، فیت مدل تمیز، پایدار و بدون بایاس شدید است و فقط در پیک‌های خیلی تند کمی از واقعیت عقب می‌ماند.



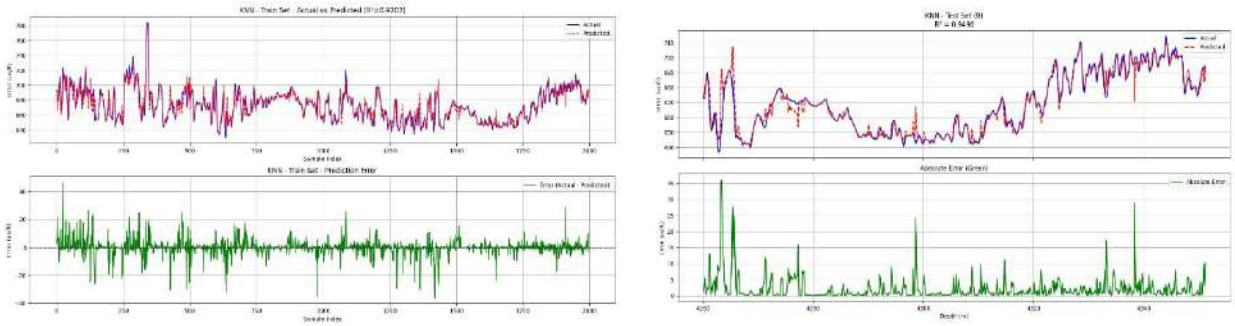
شکل۲: نمودار آموزش و آزمون الگوریتم جنگل تصادفی

در این شکل، عملکرد Random Forestروی دیتاست تست نشان داده شده است. در نمودار بالا، خط آبی DTST) واقعی (و خط قرمز خط‌چین (پیش‌بینی مدل) تقریباً در تمام عمق‌ها روی هم افتاده‌اند و ضریب تعیین حدود 0.9665به دست آمده که نشان‌دهندهٔ دقت بالا و نبودِ بیش‌برازش جدی است؛ فقط در چند پیک تند، قله‌ها کمی نرم‌تر و کوتاه‌تر پیش‌بینی شده‌اند.

در نمودار پایین، خطای (Actual − Predicted) عمدتاً در بازه‌ی حدود ±20 µs/ftو نزدیک صفر نوسان می‌کند و فقط در چند نقطه‌ی با تغییرات خیلی ناگهانیDTST ، پیک خطای بزرگ‌تر دیده می‌شود. شباهت R^2 و الگوی خطا بین ترین‌ست و تست‌ست نشان می‌دهد مدل Random Forest برای تخمین DTST در این مخزن تعمیم‌پذیری خوبی دارد و فقط در پیک‌های خیلی تند کمی رفتار را هموار می‌کند که برای کاربرد پتروفیزیکی قابل قبول است.

در این شکل، خروجی مدل KNNروی داده‌های آموزش (train)نشان داده شده است. در نمودار بالا، خط آبی DTST) واقعی (و خط قرمز خط‌چین) پیش‌بینی (KNN به‌طور کلی روند لاگ و نوسان‌ها را خوب دنبال می‌کنند، اما هم‌پوشانی آن‌ها مثل Random Forest تمیز و چسبیده نیست. ضریب تعیین روی ترین‌ست حدود 0.92است، که هنوز خوب است ولی از $R^2 \approx 0.96$ جنگل تصادفی ضعیف‌تر است و این در اختلاف بیشتر قله‌ها و دره‌ها کاملاً دیده می‌شود.

در نمودار پایین، خطای (Actual − Predicted) دامنه‌ی بزرگ‌تری دارد؛ خطاها تقریباً در بازه‌ی 45+تا -۳۰ µs/ft پخش شده‌اند، الگو نویزی‌تر است و چندین نقطه‌ی پرت (outlier) بزرگ دیده می‌شود، مخصوصاً در ابتدا و بخش‌های میانی. این نشان می‌دهد که KNNدر بعضی نقاط همسایه‌های مناسبی پیدا نکرده و پیش‌بینی‌اش «پرت» شده است، هرچند در نیمه‌ی دوم داده خطاها آرام‌تر و نزدیک‌تر به صفر است. در مجموع، مقایسه با نمودارهای Random Forest نشان می‌دهد که KNN هم از نظر R^2 و هم از نظر دامنه و پایداری خطاها ضعیف‌تر است، و اگر دقت و پایداری معیار اصلی باشند، Random Forestانتخاب مطمئن‌تری نسبت به KNN است.

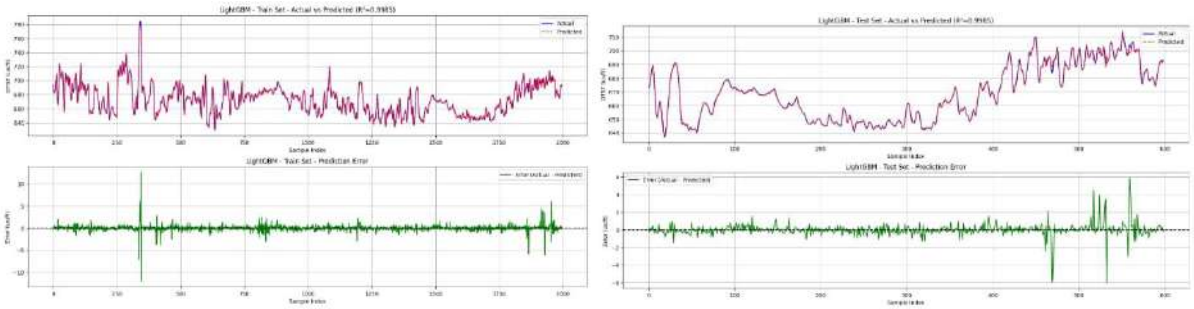


شکل ۳: نمودار آموزش ، تست و ارور الگوریتم KNN.

این شکل عملکرد KNNرا روی دیتاست تست نشان می‌دهد؛ هم‌پوشانی منحنی DTST واقعی و پیش‌بینی‌شده خوب است و روی تست) $R^2 \approx 0.95$و روی ترین‌ست حدود (**0.92**به‌دست آمده، یعنی مدل روند کلی DTST را درست می‌گیرد. با این‌حال، نسبت به Random Forestهم دقت جزئیات کمتر است، هم دامنه‌ی خطا بزرگ‌تر) تا حدود -۳۵ تا +۳۰ µs/ft روی تست و تا حدود ±۴۰–۴۵ روی ترین (و در زون‌های با تغییرات تند، overshootو undershoot و نقاط پرت بیشتری تولید می‌کند. بنابراین KNN مدلی «نسبتاً خوب ولی ناپایدارتر» است و برای تفسیر اصلی پتروفیزیکی–رسوبی، Random Forestگزینه مطمئن‌تری است، در حالی‌که KNNبهتر است نقش مدل کمکی یا عضوی از یک ensemble را داشته باشد.

این شکل عملکرد LightGBMرا روی داده‌های آموزش نشان می‌دهد و فیت تقریباً ایده‌آل است. در نمودار بالا، منحنی آبی (DTST واقعی (و قرمز خط‌چین (پیش‌بینی) عملاً روی هم افتاده‌اند و ضریب تعیین حدود 0.9985است؛ یعنی مدل تقریباً تمام واریانس DTSTروی ترین‌ست را توضیح می‌دهد. در نمودار خطا، خط سبز (Actual − Predicted) تقریباً همه‌جا نزدیک صفر و فقط در چند نقطه تا حدود ±10 µs/ftبالا می‌رود که با توجه به بازه ۶۳۰–۷۸۰، خطایی زیر ۲٪ و بسیار کوچک است. نسبت به KNN و حتی Random Forest، دامنه خطا کمتر و الگو نرم‌تر و بدون نقاط پرت است.

با این حال، چنین فیت خیلی بالایی روی آموزش، احتمال بیش‌برازش را هم مطرح می‌کند؛ بنابراین قضاوت نهایی درباره کیفیت مدل به بررسی عملکردش روی دیتاست تست وابسته است. اگر روی تست هم R^2 بالا و خطاها کوچک بمانند، می‌توان گفت LightGBMواقعاً الگوی پتروفیزیکی–رسوبی را خوب یاد گرفته؛ در غیر این صورت، بخشی از این دقت استثنایی روی ترین‌ست ناشی از یادگیری بیش از حد جزئیات و نویز خواهد بود.



شکل ۶: نمودار آموزش ، تست و خطای الگوریتم لایت جی بی ام

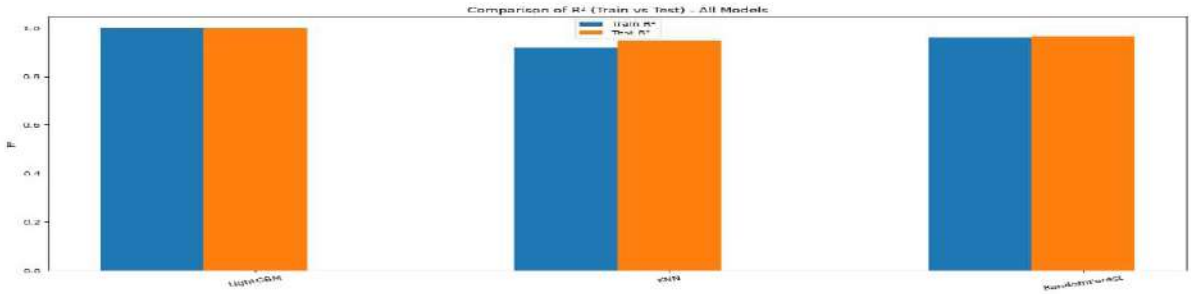
در این شکل، عملکرد LightGBMروی ست تست نشان داده شده و فیت تقریباً ایده‌آل است؛ منحنی DTST واقعی و پیش‌بینی‌شده تقریباً روی هم افتاده و ضریب تعیین $R^2 \approx 0.9985$است، یعنی حدود ۸٪/۹۹ تغییرات DTST توضیح داده می‌شود و دقت آن از KNNو Random Forestبالاتر است. خطای (Actual − Predicted) تقریباً در کل عمق حول صفر و عمدتاً در بازه‌ی حدود ±1–2 µs/ftو حداکثر حدود ۵–۶ است) کمتر از یک درصد نسبت به رنج .(DTST نبود بایاس مشخص و پایداری نتایج بین ترین و تست نشان می‌دهد LightGBMبدون نشانه جدی از overfitting عمل کرده و می‌تواند به‌عنوان مدل مرجع برای پیش‌بینی DTST و تفسیر پتروفیزیکی–رسوبی این مخزن به کار رود.

برای(KNN) ، ستون آبی ((Train R^2)) کمی پایین‌تر و حدود ۰٫۹۲ است، در حالی‌که ستون نارنجی ((Test R^2)) کمی بالاتر و حدود ۰٫۹۵ است. این الگو نشان می‌دهد که (KNN) نسبت به دو مدل دیگر ساده‌تر مانده و روی ترین‌ست کمی (underfit) است، اما روی تست به‌خاطر ساختار داده و نحوه‌ی تقسیم، کمی بهتر جواب داده؛ به‌هرحال، فاصله‌ی این دو ستون هم خیلی زیاد نیست و یعنی (KNN)هم از نظر تعمیم‌پذیری پایدار است، فقط سقف دقتش پایین‌تر از دو مدل درختی است.

برای (Random Forest) هر دو ستون در محدوده‌ی ۰٫۹۶–۰٫۹۷ قرار گرفته‌اند و فاصله‌شان بسیار کوچک است. این دقیقاً همان چیزی است که از نمودارهای قبلی هم برداشت کردیم: مدل (RF) دقت بالا و تقریباً یکسانی روی ترین و تست دارد، بنابراین مدل قوی و در عین حال پایدار است، هرچند به دقت (LightGBM) نمی‌رسد.

اگر از این نمودار فقط یک پیام بگیری، آن پیام این است که هر سه مدل از نظر تعمیم‌پذیری سالم‌اند (Train)) و (Test R^2) خیلی به هم نزدیک‌اند و خبری از افت شدید نیست(، اما از نظر سطح دقت، (LightGBM)با اختلاف در رتبه‌ی اول قرار می‌گیرد، بعد

(Random Forest)و در نهایت .(KNN) بنابراین برای کار اصلی پیش‌بینی (DTST) و تفسیر پتروفیزیکی، (LightGBM)منطقی‌ترین انتخاب به‌عنوان مدل پایه است و (Random Forest) و (KNN) می‌توانند نقش مدل‌های مقایسه‌ای یا بخشی از یک (ensemble) را داشته باشند.



شکل ۸: نمودار مقایسه ای تست و ترین الگوریتم ها

۴- نتیجه گیری

در این پژوهش، با استفاده از داده‌های دو چاه در سازند سروک، سه الگوریتم یادگیری ماشین شامل KNN، جنگل تصادفی (Random Forest)و گرادیان‌بوستینگ مبتنی بر درخت تصمیم (LightGBM) برای پیش‌بینی زمان‌گذر موج استونلی (DTST) از روی لاگ‌های پتروفیزیکی متداول مقایسه شدند. نتایج نشان داد هر سه مدل روند کلی DTST را بازسازی می‌کنند، اما مدل‌های درخت‌محور به‌مراتب دقیق‌تر هستند LightGBM .با R^2 حدود ۰,۹۹۸۵ روی آموزش و تست و خطاهای بسیار کوچک، بهترین عملکرد را داشت؛ Random Forestبا $R^2 \approx 0.96$ عملکردی خوب و پایدار نشان داد و KNNبا R^2 حدود ۰,۹۲–۰,۹۵ و خطای بزرگ‌تر در نواحی پرنوسان، ضعیف‌تر ولی هنوز قابل قبول بود.

به‌طور کاربردی، این نتایج نشان می‌دهد استفاده از لاگ‌های متداول در قالب مدل‌های درخت‌محور، به‌ویژهLightGBM ، می‌تواند جایگزین مناسبی برای لاگ‌های استونلی مفقود یا ناقص باشد و برای بهبود تفسیر نفوذپذیری، شکستگی‌ها و مدل‌سازی مخزن به کار رود. با این حال، چون مدل‌ها تنها با داده‌های دو چاه در یک میدان کالیبره شده‌اند، تعمیم نتایج به سایر مخازن نیازمند اعتبارسنجی با چاه‌ها و میدان‌های بیشتر و بررسی حساسیت مدل نسبت به ورودی‌ها است.

۵- منابع

Chen, X. (1999). [Work on the k-nearest neighbors (KNN) classification/regression algorithm].
Comer, D., Ullman, R., & colleagues. (2021). [Technical work describing the Dipole Shear Sonic Imager (DSI) tool and its logging applications].
Dehghani, M. R., Ranjbar, A., Ghorbanizadeh, A., & Khorsand, S. (2024). Comparing the performance of machine learning methods in estimating the shear wave transit time in one of the reservoirs in southwest of Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering.
Kheirollahi, H., Shad Manaman, N., & Leisi, A. (2023). Robust estimation of shear wave velocity in a carbonate oil reservoir from conventional well logging data using machine learning algorithms. Journal of Applied Geophysics, 211, 104971.

Mehdipour, V., Hashemian, K., & colleagues. (2023). [Study on Sarvak Formation / fracture or permeability characterization using Stoneley or acoustic logs in southwest Iran].

Michael-Igolima, U., Abbey, S. J., & Ifelebuegu, A. O. (2022). Effectiveness of remediation methods for oil-contaminated sites: A systematic review. Environmental Advances, 7, 100171.

Mustafa, A., Flori, R., & co-authors. (2022). Intelligent data-driven analytics to predict shear wave velocity in carbonate formations. [Journal name not specified].

Mustafa, A., & co-authors. (2023). A data-driven intelligent approach to predict shear wave velocity in shale formations. [Journal name not specified].

Olutoki, J. O., Li, X., Zhou, Y., & co-authors. (2024). Shear wave velocity prediction: A review of recent progress and future opportunities. Energy Geoscience, 5(3), 100338.

Patel, A. B., Shaikh, S., Jain, K. R., Desai, C., & Madamwar, D. (2020). Polycyclic aromatic hydrocarbons: Sources, toxicity and remediation approaches. Frontiers in Microbiology, 11, 562813.

Rahmati, M., Lashkarbolooki, M., & co-authors. (2024). Predicting density log from well log data using machine learning algorithms. Petroleum Research.

Rajabi, M. (2023). [Study on predicting shear-wave velocity or acoustic logs in complex reservoirs using hybrid/deep learning methods].

Rajabi, M., & co-authors. (2023). [Additional work by Rajabi et al. on machine-learning-based prediction of shear or Stoneley wave / petrophysical properties].

Rastegarnia, A., & Kadkhodaie, A. (2013). Estimation of Stoneley wave velocity from conventional well logs using artificial neural network and adaptive neuro-fuzzy inference system: A case study from a carbonate reservoir in southwest Iran. Geopersia, 3(2), 1–16.

Rostami, A., Mohammadian, E., Kheirollahi, H., & Liu, B. (2022). Permeability determination by coupling Stoneley wave propagation and conventional petrophysical logs: A case study from the Sarvak Formation, southwest Iran. Scientific Reports, 12, 16919.

Sui, X., Li, Y., Chang, H., & co-authors. (2021). Remediation of petroleum-contaminated soils with microbial and combined methods: Advances and challenges. Sustainability, 13(18), 10310.

Tang, X. (2010). Theory of elastic waves for well logging. Cambridge University Press.

Ullman, R., & co-authors. (1975). [Early work on acoustic well logging and Stoneley/sonic measurements in boreholes].

Zahmatkesh, Z., Kadkhodaie, A., & co-authors. (2017). Estimation of DSI log parameters from conventional well log data using a hybrid PSO–ANFIS approach. [Journal name not specified].

Zhang, Y. (2022). Automatic prediction of shear wave velocity using convolutional neural networks for different reservoirs in the Ordos Basin. Journal of Petroleum Science and Engineering, 208, 109574.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

بررسی لاگ انحراف سرعت در تفکیک انواع تخلخل و ارزیابی کیفیت مخزنی در واحدهای کربناته میدان پارس جنوبی

نسرین شفیعی صیغار*[۱]، رحیم کدخدائی ایلخچی[۲]، علی کدخدائی ایلخچی[۳]، اکبر سهرابی هشتجین[۴]

دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت، گروه زمین شناسی،دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

*Email: nasrin.shafiee2000@gmail.com

چکیده

میدان پارس جنوبی به عنوان یکی از بزرگترین مخازن گازی جهان، دارای سازندهای کربناته با پیچیدگی‌های تخلخل و تراوایی است. لاگ انحراف سرعت، حاصل از تلفیق لاگ صوتی با لاگ‌های نوترون-چگالی، ابزاری مؤثر برای تفکیک انواع تخلخل (مانند حفره‌ای، شکستگی و بین‌دانه‌ای) و پیش‌بینی روند تراوایی در این مخازن فراهم می‌کند. در این مطالعه، لاگ انحراف سرعت با استفاده از داده‌های لاگهای چاه پیمایی یک چاه از میدان پارس جنوبی، با استفاده از معادله وایلی و همکاران (۱۹۵۶) محاسبه گردید و انواع تخلخل در مخازن مورد مطالعه شناسایی و با مشخصه‌های رسوبی انواع رخساره‌های مخزن منطبق گردید. نتایج نشان می‌دهد تغییرات لاگ انحراف سرعت با ویژگیهای کمی و کیفی سیستم منافذ و مشخصه‌های بافتی و دیاژنزی آنها روند مشخص و معنی داری نشان می‌دهد. مقادیر مثبت بالای لاگ انحراف سرعت با رخساره‌های گرینستون-پکستون دارای تخلخل های قالبی و حفره‌ای مجزا، مقادیر با انحراف متوسط با رخساره‌های گرینستونی دارای تخلخل‌های بین دانه‌ای و رخساره‌های دولومیتی با تخلخل‌های بین بلوری و مقادیر منفی بالای لاگ انحراف سرعت با رخساره‌های گرینستون سیمانی شده، مادستون‌های سیمانی شده و انیدریت مرتبط است.

کلمات کلیدی: لاگ انحراف سرعت، سیستم منافذ، دیاژنز، میدان پارس جنوبی

۱- مقدمه

سنگ‌های کربناته سازندهای دالان و کنگان در میدان پارس جنوبی، به عنوان مخازن اصلی گاز با پیچیدگی بافتی و دیاژنزی بالا، ناهمگونی شدیدی در سیستم منافذ و کیفیت مخزنی از خود نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها که تحت تأثیر رخساره‌های دانه‌غالب گرینستون و پکستون و گل‌غالب مادستون و وکستون در محیط رمپ کربناته شکل گرفته‌اند، فرآیندهای دیاژنزی نظیر تراکم، سیمانی‌شدن کلسیتی-انیدریتی، انحلال و دولومیتی‌شدن را تجربه کرده و انواع منافذ قالبی، حفره‌ای، بین‌دانه‌ای، بین‌بلوری و شکستگی را ایجاد نموده‌اند. در این مطالعه، با تمرکز بر داده‌های لاگ پتروفیزیکی و مطالعات پتروگرافی یک چاه منتخب از میدان پارس جنوبی، لاگ انحراف سرعت (Velocity Deviation Log یا VDL) بر اساس معادله وایلی و همکاران (۱۹۵۶) محاسبه و برای تفکیک نوع منافذ و پیش‌بینی روند تراوایی به کار گرفته شده است. این لاگ، با تلفیق زمان گذر صوتی واقعی و مصنوعی، انحرافات مثبت را به منافذ مجزا (قالبی-حفره‌ای) و منفی را به زون‌های شکستگی یا متراکم نسبت می‌دهد و امکان ارزیابی دقیق کیفیت مخزنی را فراهم می‌آورد (Anselmetti and Eberli, 1999). تلفیق این روش غیرمستقیم با تحلیل مقاطع نازک، درک جامعی از پویایی سیستم منافذ ارائه می‌دهد و به بهینه‌سازی استراتژی‌های استحصال در مخازن ناهمگن خلیج فارس کمک شایانی می‌نماید.

۲- روش مطالعه

در این مطالعه، داده‌های لاگهای چاه‌پیمایی یک چاه از میدان پارس جنوبی شامل لاگ‌های صوتی (Sonic log)، نوترون و چگالی مورد استفاده قرار گرفت. ابتدا با استفاده از رابطه لاگ انحراف سرعت (Velocity Deviation Log) بر اساس معادله وایلی و همکاران (۱۹۵۶) (معادلات ۱ تا ۳)، زمان گذر موج صوتی مصنوعی محاسبه شد. این زمان گذر از ترکیب داده‌های لاگ نوترون/چگالی استخراج و به عنوان زمان عبور موج صوتی مصنوعی در سنگ مخزن در نظر گرفته شد. سپس زمان عبور صوتی واقعی که از لاگ صوتی چاه بدست آمد، با زمان مصنوعی مقایسه شد تا لاگ انحراف سرعت به دست آید. این لاگ نشان‌دهنده اختلاف بین سرعت صوت واقعی در سنگ مخزن و سرعت صوت پیش‌بینی شده براساس تخلخل است؛ به طوری که مقادیر مثبت انحراف سرعت معمولاً با تخلخل‌های نوع حفره‌ای و قالبی مرتبط بوده و مقادیر منفی نشانه حضور شکستگی‌ها با رخساره‌های متراکم و سیمانی شده است. تحلیل این لاگ به همراه داده‌های پتروگرافی مقاطع نازک میکروسکوپی، برای تعیین نوع و توزیع منافذ و ارزیابی روند تراوایی مخزن انجام شد (آنسیلمیتی و ابرلی۱۹۵۶). این روش غیرمستقیم تلفیقی، امکان بررسی دقیق‌تر تغییرات سیستم منافذ و فرآیندهای دیاژنز تأثیرگذار بر کیفیت مخزنی را در سازندهای کربناته میدان پارس جنوبی فراهم می‌نماید.

لاگ انحراف سرعت (VDL) برای چاه با استفاده از معادلات وایلی و معادله سرعت صوت مصنوعی و واقعی از حاصل تفاضل آنها لاگ انحراف سرعت بدست آمد. بر اساس ویژگی‌های بافتی، رخساره‌های کربناته مخزن به رخساره‌های دانه‌غالب (گرینستون و پکستون) و گل‌غالب (مادستون و وکستون) تفکیک گردید. هر رخساره به صورت جداگانه با لاگ انحراف سرعت (VDL) تحلیل شد تا تغییرات سیستم منافذ و کیفیت مخزنی مشخص شود.

$$\frac{1}{V_{rock}} = \frac{\varphi}{V_{fluid}} + \frac{1-\varphi}{V_{matrix}} \qquad \text{(معادله 1)}$$

$$\varphi_{sonic} = \frac{\Delta t_{log} - \Delta t_{matrix}}{\Delta t_{fluid} - \Delta t_{matrix}} \qquad \text{(معادله 2)}$$

$$VDL = \Delta v_p = Vp_{real} - Vp_{syn} = \left(\frac{304.8}{DT_{log}} - \frac{304.8}{DT_{syn}}\right) \times 1000 \qquad \text{(معادله 3)}$$

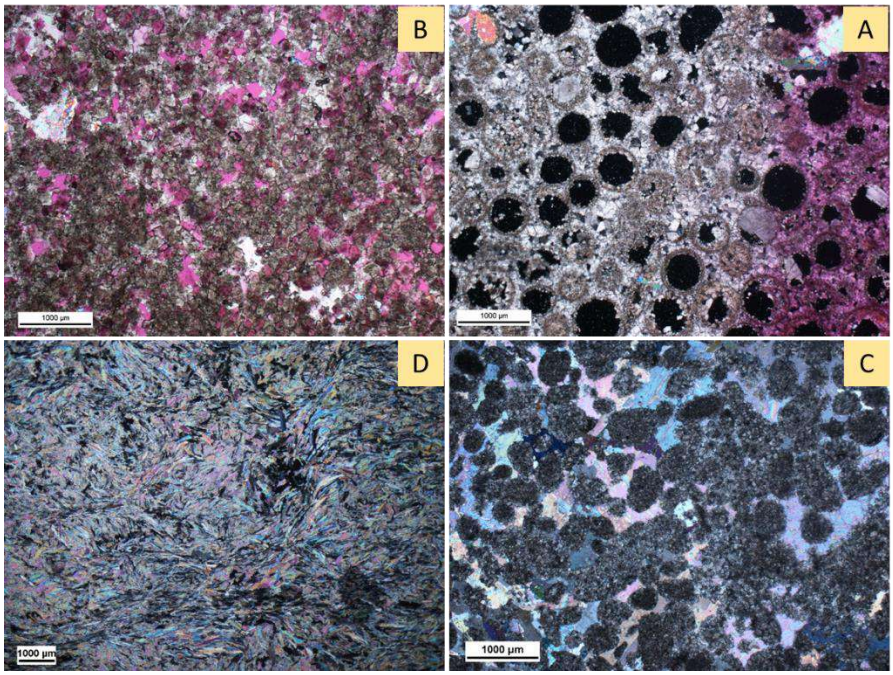
۳- بحث

لاگ انحراف سرعت در سازندهای دالان و کنگان به سه رده اصلی در ارتباط با سیستم منافذ انواع رخساره‌های مخزن تفکیک شد. تصاویر مقاطع نازک از انواع رخساره‌های مخزن با انواع سیستم منافذ و مشخصه های بافتی و دیاژنزی آنها در شکل ۱ نشان داده شده است.

رده انحراف سرعت مثبت بالا (تخلخل حفره‌ای و قالبی مجزا) شامل رخساره های گرینستون با تخلخل بالای ۲۰ درصد (دارای منافذ قالبی و حفره‌ای مجزا با تراوایی کمتر از ۱ میلی‌دارسی) و پکستون با تخلخل ۱۲ تا ۲۰ درصد (دارای منافذ درون‌فسیلی با تراوایی کمتر از ۰٫۵ میلی‌دارسی) است. این رخساره ها علی‌رغم تخلخل بالا، تراوایی پایینی دارند.

رده انحراف سرعت متوسط شامل رخساره های گرینستون با تخلخل بالا (منافذ بین‌دانه‌ای با تراوایی متوسط تا بالا) و وکستون دولومیتی با تخلخل بالا (منافذ بین‌بلوری با تراوایی متوسط تا بالا) است. این رخساره‌ها به دلیل ارتباط خوب سیستم منافذ از کیفیت مخزنی بالایی برخوردار هستند.

رده انحراف سرعت منفی شامل رخساره‌های گرینستون‌های سیمانی شده با تخلخل و تراوایی پایین و مادستون دولومیتی با تخلخل ناچیز (دولومیت ریزبلور متراکم و تراوایی ناچیز) و رخساره انیدریت می باشد.



شکل ۱. تصاویر میکروسکوپی از مشخصه های بافتی و دیاژنزی و سیستم منافذ انواع رخساره‌های مخزن در میدان مورد مطالعه. A) رخساره گرینستون با منافذ قالبی مجزا و مقادیر مثبت بالای انحراف سرعت، B) رخساره دولومیت با تخلخل های بین بلوری و مقادیر پایین لاگ انحراف سرعت، C) رخساره گرینستون سیمانی شده با انیدریت با مقادیر منفی بالای لاگ انحراف سرعت و D) رخساره انیدریت نفوذناپذیر با مقادیر منفی بالای لاگ انحراف سرعت.

۴- نتیجه گیری

لاگ انحراف سرعت ابزار مؤثری برای بررسی سیستم منافذ و کیفیت مخزنی رخساره های مخزن می باشد. بر اساس نتایج بدست آمده از این لاگ، مقادیر مثبت بالای لاگ انحراف سرعت با منافذ قالبی و حفره‌ای مجزا با تراوایی پایین (رخساره‌های گرینستون و پکستون)، مقادیر با انحراف سرعت کم با منافذ بین دانه‌ای و بین بلوری (رخساره های گرینستونی و رخساره های دولومیتی و مقادیر منفی بالای انحراف سرعت بیانگر رخساره های متراکم و سیمانی شده با کیفیت مخزنی پایین و رخساره‌های انیدریت می باشد. تلفیق لاگ انحراف سرعت با تحلیل پتروگرافی، کنترل فرآیندهای دیاژنزی بر سیستم منافذ و کیفیت مخزنی را تأیید می نماید. به طوری که انحلال ثانویه، سیمانی‌شدن و دولومیتی‌شدن الگوهای متمایزی از VDL ایجاد می‌کنند. این روش قابلیت کاربرد در ارزیابی مخازن کربناته مشابه خلیج فارس را داشته و به بهینه‌سازی استراتژی‌های استحصال هیدروکربن کمک شایانی می‌نماید.

۵- منابع

دانیالی, عمار و غضنفری, پرویز و کدخدائی, علی و اسدی اسکندر, اشکان,۱۳۹۰,بررسی کیفیت مخزنی سازندهای دالان و کنگان با تلفیق داده های رسوب شناسی و پتروفیزیکی,سی امین گردهمایی علوم زمین,تهران

کدخدایی ایلخچی, رحیم و رحیم پور بناب, حسین و کدخدایی ایلخچی, علی,۱۳۸۶,بررسی تاثیر انیدریت بر کیفیت مخزنی در مخازن کربناته دالان و کنگان,بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین,تهران

مشکدار, محدثه و توکلی, وحید,۱۴۰۱,مقایسه تاثیر رخساره های اولیه و دیاژنز ثانویه در ناهمگنی مخازن کربناته ، مطالعه موردی سازندهای دالان و کنگان، مرکز خلیج فارس,چهل و یکمین گردهمایی (همایش ملی) علوم زمین,تهران

Anselmetti, F.S. and Eberli, G.P., 1999. The velocity-deviation log: A tool to predict pore type and permeability trends in carbonate drill-holes from sonic and porosity or density logs. AAPG Bulletin , 83(3), pp.450-466.

Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R. and Gardner, L.W., 1956. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. Geophysics , 21(1), pp.41-70.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

بررسی پتانسیل گردشگری درمانی چشمه‌های آبگرم منطقه لاریجان استان مازندران

مریم آفاقی[۱*]، مصطفی رقیمی[۲]، عزیز رحیمی چاکدل[۳]، مجتبی قره محمودلو[۴]، هادی عمرانی[۵]

۱*-دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی زیست محیطی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان، گلستان، ایران

۲-استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان، گلستان، ایران

۳- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان، گلستان، ایران

۴- دانشیار گروه مهندسی آب و آبخیزداری، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه گنبد کاووس، ایران

۵- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان، گلستان، ایران

*Email: maryam.afaghi963@gmail.com

چکیده

پژوهش حاضر با هدف ارزیابی ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و درمانی چشمه‌های آبگرم منطقه لاریجان استان مازندران و تحلیل قابلیت‌های توسعه گردشگری درمانی در آن انجام شده است. لاریجان به‌دلیل موقعیت زمین‌ساختی فعال، فعالیت‌های ولکانیکی گذشته و وجود گسل‌های جوان، میزبان چشمه‌های آبگرم با دما و ترکیب شیمیایی متنوع است که پتانسیل بالایی برای کاربردهای هیدروتراپی دارند. نمونه‌برداری فصلی از سه چشمه اصلی و تحلیل پارامترهای فیزیکوشیمیایی نشان داد آب‌های منطقه عمدتاً در رده سولفاته–کلسیک–بی‌کربناته قرار می‌گیرند؛ تیپی که در مطالعات بالنوترابی مؤثر در درمان اختلالات عضلانی–اسکلتی، پوستی، تنفسی و گوارشی گزارش شده است. نتایج آزمایشگاهی حاکی از آن است که غلظت یون‌های اصلی نظیر سولفات، بی‌کربنات، کلسیم و منیزیم نقش تعیین‌کننده‌ای در ارزش درمانی این آب‌ها دارند. با وجود این ظرفیت‌های طبیعی، بررسی‌های میدانی نشان می‌دهد منطقه همچنان با محدودیت‌هایی مانند کمبود زیرساخت‌های سلامت‌محور، نبود کلینیک‌های تخصصی آب‌درمانی و فقدان برنامه‌ریزی یکپارچه گردشگری درمانی روبه‌رو است. بر اساس یافته‌ها، توسعه زیرساخت‌های درمانی، طراحی بسته‌های گردشگری سلامت و پایش علمی مستمر کیفیت آب می‌تواند زمینه‌ساز تبدیل منطقه لاریجان به یکی از قطب‌های مهم گردشگری درمانی کشور باشد.

کلمات کلیدی :چشمه‌های آبگرم، هیدرولوژی، گردشگری درمانی، هیدروتراپی، آبگرم لاریجان

۱- مقدمه

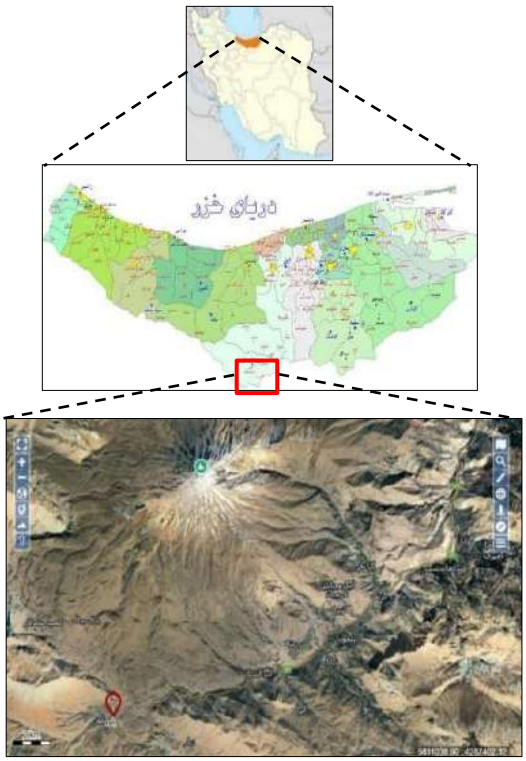
گردشگری درمانی یکی از زیرشاخه‌های مهم و روبه‌گسترش صنعت گردشگری است که در سال‌های اخیر توجه قابل‌ملاحظه‌ای را به دلیل نقش آن در ارتقای سلامت، بهبود کیفیت زندگی و ایجاد فرصت‌های توسعه اقتصادی جلب کرده است. در میان منابع طبیعی مورد بهره‌برداری در این حوزه، چشمه‌های آبگرم و سامانه‌های هیدروترمال به سبب ویژگی‌های دمایی، ترکیب املاح معدنی و پیوند آن‌ها با فرایندهای زمین‌ساختی فعال، از گذشته تاکنون جایگاهی برجسته در درمان‌های مکمل و بالنوترابی داشته‌اند (Protano et al., 2024). مطالعات متعدد نشان داده‌اند که این منابع می‌توانند بهبود علائم اسکلتی‌عضلانی، کاهش التهاب و ارتقای تندرستی عمومی را تسهیل کنند و در نتیجه، به‌عنوان یکی از ظرفیت‌های ارزشمند گردشگری درمانی مطرح هستند (Erfurt, 2012, Ladplee, 2021). در ایران، به دلیل ویژگی‌های زمین‌ساختی خاص، فعالیت‌های آتشفشانی گسترده و وجود گسل‌های جوان، مناطقی با چشمه‌های آبگرم متنوع شکل گرفته‌اند (Oskooi, Darijani & Mirzaei, 2013). یکی از مهمترین و شناخته شده ترین این مناطق، منطقه لاریجان است که با دارا بودن چندین چشمه آبگرم فعال و تنوع دمایی قابل توجه، اهمیت ویژه‌ای از منظر کاربردهای گردشگری و به ویژه گردشگری درمانی دارد. آنالیز هیدروشیمیایی این آب‌ها نشان می‌دهد که ترکیبات غالب شامل یون‌های سولفات، بیکربنات، کلسیم و منیزیم هستند، که این ویژگی‌ها پتانسیل بالای آن‌ها را برای استفاده‌های درمانی تأیید می‌کند. یافته‌های تحقیقات بالنوترابی نشان می‌دهد آب‌هایی که در رده سولفاته–کلسیک–بیکربناته طبقه‌بندی می‌شوند، قادر به کاهش درد، بهبود

عملکرد مفاصل، کاهش اختلالات التهابی و ارتقای سلامت عمومی هستند.(Protano et al., 2023) با وجود برخورداری منطقه از این ویژگی‌های طبیعی ارزشمند، مطالعات جامع و هدفمند در زمینه ارزیابی پتانسیل گردشگری درمانی چشمه‌های آبگرم لاریجان هنوز محدود است. بر این اساس، هدف پژوهش حاضر بررسی ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و درمانی این چشمه‌ها و تحلیل قابلیت‌های توسعه گردشگری درمانی در منطقه است تا زمینه‌ای علمی برای برنامه‌ریزی، مدیریت بهینه و توسعه پایدار گردشگری سلامت فراهم شود.

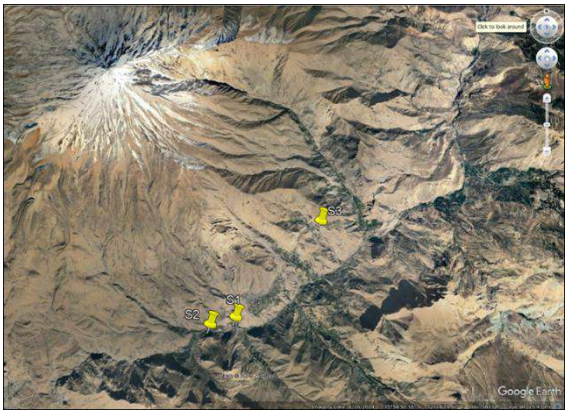
۲- روش مطالعه

منطقه لاریجان در جنوب شرقی استان مازندران و در دامنه‌های جنوبی رشته‌کوه البرز مرکزی واقع شده است. گستره جغرافیایی این منطقه در حدود ۵۴°۳۵′ تا ۰۲°۳۶′ شمالی و ۱۱°۵۲′ تا ۵۷°۵۱′ شرقی قرار دارد و ارتفاع متوسط آن در دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی است. (شکل۱) موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه ایران، استان مازندران و گوگل ارث را نشان می دهد. شرایط زمین‌شناختی منطقه، همراه با فعالیت‌های ولکانیکی گذشته و شبکه گسل‌های فعال، جریان‌های آب زیرسطحی را هدایت کرده و موجب شکل‌گیری چشمه‌های آبگرم با دما و ترکیب شیمیایی مناسب برای گردشگری درمانی شده‌اند. پراکندگی روستاها و دسترسی مناسب از طریق جاده هراز، لاریجان را به پهنه‌ای با پتانسیل بالا برای توسعه گردشگری سلامت و طبیعت‌گردی تبدیل کرده است. در این مطالعه، نمونه‌برداری از آب چشمه‌ها در دو نوبت تابستان و بهار به منظور بررسی ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و تیپ هیدروژئوشیمیایی انجام شد. نمونه‌ها از چشمه‌های لاریجان، آب اسک و چشمه طلا جمع‌آوری گردیدند (شکل۲)، تا امکان تحلیل ترکیبات شیمیایی، دما، pH، هدایت الکتریکی و سایر پارامترهای مرتبط با پتانسیل گردشگری درمانی فراهم شود. این روش

نمونه‌برداری به منظور دستیابی به داده‌های قابل اعتماد و بررسی تغییرات فصلی در ویژگی‌های آب چشمه‌ها طراحی شد. (جدول۱)پارامترهای اندازه گیری شده در محل برای سه چشمه آبگرم این منطقه را نشان میدهد.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه ایران، استان مازندران و گوگل ارث



شکل۲- موقعیت جغرافیایی چشمه‌های مورد مطالعه بر روی گوگل ارث

۳-نتایج و بحث

چشمه‌های آبگرم لاریجان به‌عنوان یکی از منابع هیدروترمال مهم شمال ایران، در تقاطع ویژگی‌های زمین‌شناسی فعال، ترکیبات شیمیایی خاص و موقعیت جغرافیایی مناسب شکل گرفته‌اند. نتایج آزمایش‌های فیزیکوشیمیایی نشان می‌دهد که دمای آب چشمه‌ها بین ۳۲ تا ۶۵ درجه سانتی‌گراد قرار دارد، محدوده‌ای که برای بهره‌برداری درمانی و بهبود اختلالات عضلانی، اسکلتی، پوستی و تنفسی مناسب است.(Erfurt, 2012) (جدول۱) پارامترهای اندازه گیری شده در محل برای سه چشمه آبگرم این منطقه را نشان میدهد.

جدول ۱ - نتایج پارامترهای اندازه گیری شده در محل در دوفصل بهار و تابستان با استفاده از دستگاه پرتابل

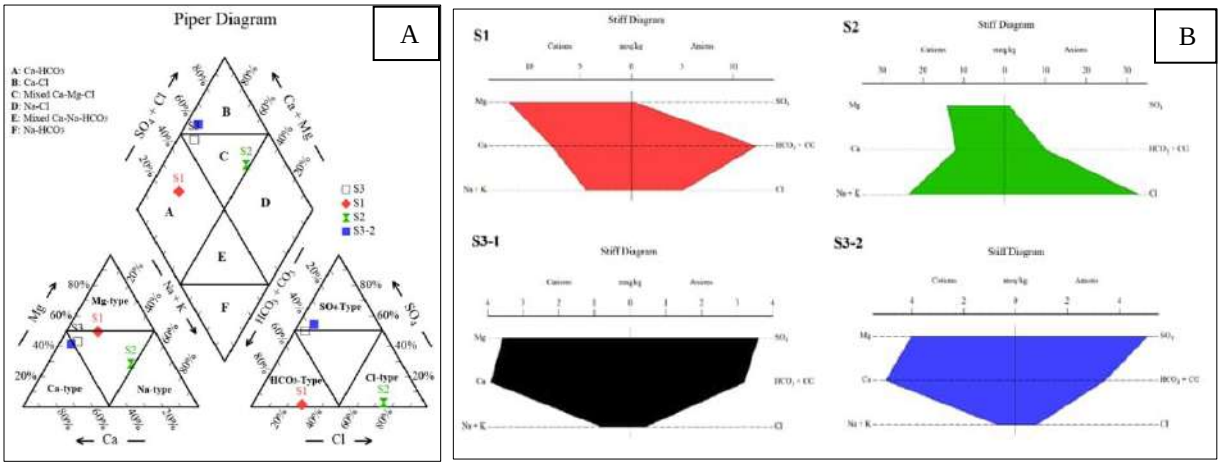
نام چشمه	فصل نمونه‌برداری	دمای محیط (°C)	دمای آب (°C)	pH	مقاومت الکتریکی (Ω·cm)	EC (µS/cm)
آبگرم لاریجان	تابستان ۱۴۰۳	26	64.1	7.10	277.8	1283
آبگرم لاریجان	بهار ۱۴۰۴	22	63.3	6.98	1176.5	1252
زاغ چشمه	تابستان ۱۴۰۳	28	33.2	6.50	294.1	3400
زاغ چشمه	بهار ۱۴۰۴	25	32.6	6.70	312.5	3200
چشمه طلا (آب اسک)	تابستان ۱۴۰۳	29	34.5	6.50	232.6	4300
چشمه طلا (آب اسک)	بهار ۱۴۰۴	25	32.3	6.02	238.1	4200

جدول۲ یون‌های اصلی سه چشمه مورد مطالعه را بر اساس آنالیز شیمیایی تخصصی انجام‌شده در آزمایشگاه شرکت آب منطقه‌ای استان گلستان (بهار ۱۴۰۴) نشان می‌دهد. این جدول مقادیر کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی شامل Ca^{2+} ، Mg^{2+}، Na^{+}، K^{+}، Cl^{-}، SO_4^{2-}، HCO_3^{-}، CO_3^{2-}، NO_3^{-} و F^{-} را مقایسه کرده و تفاوت ترکیب یونی بین سه چشمه را مشخص می‌سازد.

جدول ۲ – مقایسه غلظت یون‌های اصلی در سه چشمه مورد مطالعه (زاغ‌چشمه، چشمه طلا و چشمه آبگرم لاریجان) بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی آزمایشگاه شرکت آب منطقه‌ای استان گلستان (بهار ۱۴۰۴)

نوع یون	زاغ‌چشمه	چشمه طلا	چشمه آبگرم لاریجان
Cl^- (کلراید)	177.5	1164.40	28.40
SO_4^{2-} (سولفات)	11	55.00	244.00
HCO_3^- (بی‌کربنات)	1165.3	964.00	225.70
CO_3^{2-} (کربنات)	0	0	0
NO_3^- (نیترات)	6.40	7.40	3.60
F^- (فلوراید)	0.72	0.82	2.18
Ca^{2+} (کلسیم)	156.31	240.48	100.20
Mg^{2+} (منیزیم)	145.92	170.24	48.64
Na^+ (سدیم)	92	506.00	13.80
K^+ (پتاسیم)	16.03	63.34	3.52

تحلیل ترکیب شیمیایی آب‌ها با استفاده از نمودارهای هیدروژئوشیمیایی شکل (۳و۴) نشان می‌دهد که یون‌های غالب شامل سولفات، بی‌کربنات، کلسیم و منیزیم هستند؛ یون‌هایی که در درمان‌های آب‌درمانی و بالنوتراپی نقش مهمی دارند.
بر اساس ترکیب شیمیایی، آب‌های گرم منطقه لاریجان در تیپ «سولفاته–کلسیک–بی‌کربناته» قرار می‌گیرند، گروهی که در بسیاری از مراکز درمانی معتبر جهانی برای کمک به درمان بیماری‌هایی نظیر درماتیت، آرتروز، روماتیسم و مشکلات تنفسی استفاده می‌شود(Quattrini et al., 2017). این داده‌ها نشان می‌دهد که چشمه‌های پلور پتانسیل درمانی قابل توجهی دارند و می‌توانند جایگاهی رقابتی در سطح ملی و بین‌المللی کسب کنند .



شکل ۳ و ۴ – (**A**) دیاگرام پایپر و (**B**) دیاگرام استیف مرتبط با چشمه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه

بر اساس تیپ شیمیایی و غلظت یون‌های اصلی، چشمه شماره یک (زاغ چشمه) با ترکیب بی‌کربنات و منیزیم عمدتاً در گروه آب‌های مؤثر بر بهبود عملکرد گوارشی قرار دارد و در تنظیم اسیدیته معده و تسهیل هضم نقش دارد. چشمه شماره دو (چشمه طلا) به دلیل غالب بودن یون‌های سدیم و کلرید، علاوه بر اثرات گوارشی، در جبران املاح از دست‌رفته و حفظ تعادل الکترولیتی بدن مؤثر است و برای شرایط فعالیت بدنی یا تعریق بالا مناسب‌تر به نظر می‌رسد. در چشمه شماره سه (چشمه لاریجان)، حضور همزمان سولفات و کلسیم موجب کارکرد دوگانه درمانی می‌شود؛ به‌طوری که هم به بهبود عملکرد صفرا و روده کمک کرده و هم با تأمین کلسیم در تقویت سیستم اسکلتی و پیشگیری از پوکی استخوان نقش دارد (جدول۳).

جدول ۳- مقایسه تیپ شیمیایی چشمه‌های مورد مطالعه با ویژگی‌ها و کاربردهای درمانی انواع آب‌های معدنی طبیعی بر اساس رده‌بندی (Quattrini et al., 2017)

نام چشمه	تیپ شیمیایی	ماهیت غالب	رده بندی درمانی	مهم‌ترین اثرات درمانی
۱. زاغ چشمه	بی‌کربنات منیزیک	HCO_3^-، Mg^{2+}	بی‌کربناته + منیزیم‌دار	کمک به هضم، خنثی‌سازی اسید معده، بهبود عملکرد گوارش، اثر ملین خفیف
۲. چشمه طلا	کلرید سدیک	Na^+، Cl^-	کلروره + غنی از سدیم	تنظیم روده و کبد، اثر ملین، جبران املاح، مناسب فعالیت بدنی شدید
۳. چشمه لاریجان	سولفات کلسیک	SO_4^{2-}، Ca^{2+}	سولفاته + کلسیک	ملین، کمک به صفرا و کبد، تقویت استخوان، پیشگیری از پوکی استخوان

برای درک بهتر ظرفیت‌های گردشگری و درمانی منطقه (شکل۲) نمای کلی از منطقه پلور و پتانسیل‌های گردشگری و چشمه‌های آب‌درمانی آن را نشان می‌دهد و موقعیت جغرافیایی چشمه‌ها و زیرساخت‌های موجود برای استفاده درمانی و تفریحی را مشخص می‌کند. از نظر زیرساختی، موقعیت پلور در مجاورت جاده هراز و نزدیکی به کلان‌شهر تهران، دسترسی مناسب برای گردشگران داخلی و خارجی فراهم کرده است. با این حال، بررسی‌های میدانی نشان می‌دهد که کمبود مراکز اقامتی تخصصی، فقدان کلینیک‌های مجهز هیدروتراپی و نبود برنامه‌ریزی برای معرفی و برندینگ سلامت‌محور، از مهم‌ترین محدودیت‌ها در بهره‌برداری کامل از ظرفیت‌های گردشگری درمانی منطقه به شمار می‌روند. بیشتر بازدیدکنندگان به‌طور پراکنده و بدون برنامه‌ریزی مشخص از چشمه‌ها استفاده می‌کنند و تاکنون بسته‌های جامع گردشگری درمانی طراحی نشده است. با این وجود، علاقه جامعه محلی به توسعه زیرساخت‌های سلامت‌محور و تمایل بخش خصوصی برای سرمایه‌گذاری، فرصت‌های ارزشمندی را برای ارتقای گردشگری درمانی منطقه فراهم می‌کند. مدیریت مناسب این منابع می‌تواند منطقه را به یکی از قطب‌های مهم گردشگری درمانی ایران تبدیل کند.

شکل ۲ - نمای کلی از منطقه و پتانسیل‌های گردشگری و آب‌درمانی (توسعه هتل ها و مراکز اقامتی در منطقه)

۴- نتیجه گیری

مطالعه حاضر نشان داد که چشمه‌های آبگرم منطقه به دلیل ترکیب ویژگی‌های زمین‌شناسی فعال، دما و ترکیبات شیمیایی ویژه، ظرفیت قابل توجهی برای گردشگری درمانی دارند. نتایج فیزیکوشیمیایی و هیدروشیمیایی حاکی از آن است که آب این چشمه‌ها، با تیپ‌های سولفاته–کلسیک–بی‌کربناته و غلظت بالای یون‌های معدنی مؤثر، قابلیت استفاده درمانی برای اختلالات گوارشی، عضلانی–اسکلتی، پوستی و تعادلی بدن را فراهم می‌آورد. با توجه به محدودیت‌های زیرساختی موجود، از جمله کمبود مراکز اقامتی تخصصی، فقدان کلینیک‌های مجهز هیدروتراپی و نبود برنامه‌ریزی یکپارچه برای گردشگری سلامت، بهره‌برداری کامل از ظرفیت‌های درمانی این منطقه تاکنون محدود بوده است.

بر اساس یافته‌های این مطالعه، موارد ذیل پیشنهاد می‌شود:

۱-توسعه زیرساخت‌های سلامت‌محور شامل کلینیک‌های تخصصی هیدروتراپی، امکانات اقامتی و مسیرهای دسترسی مناسب برای گردشگران داخلی و خارجی.۲-نظارت علمی و پایش دوره‌ای کیفیت آب چشمه‌ها برای تضمین ایمنی و اثربخشی درمانی.۳-همکاری با دانشگاه‌ها و مراکز تحقیقاتی به منظور انجام مطالعات بالینی و پژوهش‌های علمی جامع بر روی اثرات درمانی چشمه‌ها

اجرای این پیشنهادات می‌تواند منطقه را به یکی از قطب‌های مهم گردشگری سلامت ایران تبدیل کند و ضمن حفظ و بهره‌برداری پایدار از منابع طبیعی، مزایای اقتصادی و اجتماعی قابل توجهی ایجاد نماید.

۵- منابع

Erfurt, P. (2012). *An assessment of the role of natural hot and mineral springs in health tourism, wellness, and recreational tourism* (Doctoral dissertation). James Cook University, Cairns, QLD, Australia.

Ladplee, N. (2021). *Cultural Landscape of Hot Springs Toward Health Tourism and Recreation in Kanchanaburi, Thailand.* Journal of Innovation and Management, 6(2), 158–174

Oskooi, B., Darijani, M., & Mirzaei, M. (2013). *Investigation of the electrical resistivity and geological structures on the hot springs in Markazi province of Iran using magnetotelluric method*. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 54(3), 245–256. https://doi.org/10.4430/bgta0102

Protano, C., Fontana, M., De Giorgi, A., Marotta, D., Cocomello, N., Crucianelli, S., Del Cimmuto, A., & Vitali, M. (2023). *Balneotherapy for osteoarthritis: a systematic review. Rheumatology International, 43*(9), 1597–1610. https://doi.org/10.1007/s00296-023-05358-7

Protano, C., Vitali, M., De Giorgi, A., Marotta, D., Crucianelli, S., & Fontana, M. (2024). *Balneotherapy using thermal mineral water baths and dermatological diseases: A systematic review.* International Journal of Biometeorology, 68, 1005–1013. https://doi.org/10.1007/s00484-024-02649-x

Quattrini, S., Pampaloni, B., & Brandi, M. L. (2016). *Natural mineral waters: Chemical characteristics and health effects. Clinical Cases in Mineral and Bone Metabolism*, 13(3), 173-180. https://doi.org/10.11138/ccmbm/2016.13.3.173

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

تاثیر دیاژنز بر کیفیت مخزنی ماسه سنگهای سازند شوریجه، شمال شرق چناران، کپه داغ

آذر عامل محرابی*[۱]، مهدی رضا پورسلطانی[۲]، رحیم دبیری[۳]

۱-کارشناس ارشد، گروه مهندسی نفت و زمین شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

۲- استاد گروه مهندسی نفت و زمین شناسی ، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

۳- دانشیار گروه مهندسی نفت و زمین شناسی ، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

azar.am6963@gmail.com

چکیده

سازند شوریجه شامل تناوبی از ماسه سنگ، شیل و میان لایه های آهکی است. در این برش سازند شوریجه با ضخامت ۴۱۵ متر به صورت تدریجی بر روی دولومیت های بخش فوقانی سازند مزدوران قرار گرفته و به صورت پیوسته توسط آهک های سازند تیرگان پوشیده می‌شود. بر اساس مطالعات انجام شده، رخدادهای دیاژنتیکی سیمانی شدن و فشردگی سبب کاهش کیفیت مخزنی شده، و انحلال و شکستگی نیز بیشترین تاثیر را در افزایش کیفیت مخزنی دارد. تخلخل در بخش های تحتانی نقاط سازند شوریجه مقدار قابل قبولی ندارد و نمی تواند تخلخل را به عنوان یک فاکتور تایید شده در این منطقه نشان دهد. همچنین تراوایی رخساره های سنگی حاکی از ارتباط تقریبا ضعیفی بین حفرات سنگ بود. اما میزان تخلخل و تراوایی در لایه های فوقانی افزایش نشان می دهد.

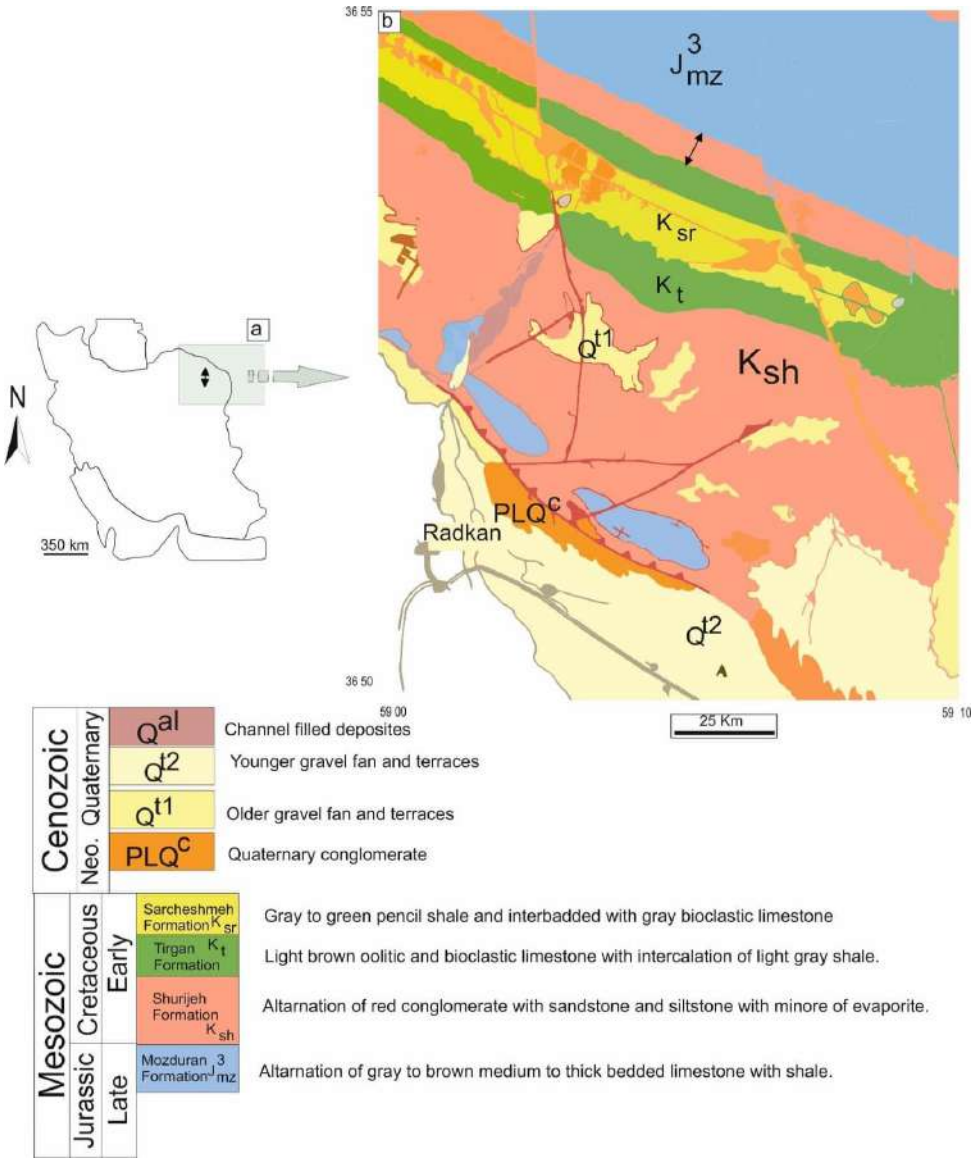
واژه های کلیدی: کیفیت مخزنی، کرتاسه، سازند شوریجه، کپه داغ

۱-مقدمه

پارامترهای دیاژنزی مختلفی، کیفیت مخزنی رسوبات و سنگ‌ها را کنترل می‌کنند. با توجه به مطالعات شده و تاریخچه تدفین سازند شوریجه (Moussavi-Harami and Brenner, 1992)، فرآیندهای دیاژنزی مختلفی بر روی رسوبات این توالی عمل کرده و اختصاصات مخزنی رخساره‌ها را تغییر داده است (Poursoltani et al., 2020; Poursoltani, 2021). مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی که بر روی رخساره‌های سازند شوریجه در منطقه مورد مطالعه تأثیر گذاشته، شامل فشردگی فیزیکی، سیمانی شدن و انحلال است که تاثیرات مثبت یا منفی در کیفیت مخزنی سازند شوریجه گذاشته است (نادری و همکاران، ۱۴۰۰). در این مطالعه با استفاده از شواهد پتروگرافی و تغییرات تخلخل و تراوایی بررسی قابلیت مخزنی ماسه سنگهای سازند شوریجه در منطقه مورد مطالعه مورد بررسی قرار گرفته است. سازند شوریجه در برش انتخابی روستای رادکان واقع در شرق چنارن اندازه گیری و برداشت شده است. ضخامت این سازند در این برش ۴۱۵ متر و کنتاکت زیرین آن با سازند مزدوران به صورت تدریجی و کنتاکت فوقانی آن با سازند تیرگان به صورت پیوسته است.

۲-روشها و مواد

از توالی چینه ای در برش انتخابی روستای رادکان تعداد ۱۰۰ نمونه برداشت شده است که از این میان تعداد ۵۰ مقطع نازک جهت مطالعات پترولوژیکی تهیه شده است و تعداد ۱۷ نمونه جهت انجام جهت ارزیابی تراوایی و تخلخل به پژوهشکده شرکت ملی نفت (تهران) ارسال گردیده است. در نهایت جهت مطالعه حفرات موجود، تعداد ۴ نمونه به آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی ارسال گردید که مطالعات مربوطه توسط میکروسکوپ الکترونی مدل VP ۱۴۵۰LEO مجهز به آنالیز EDX با قدرت تفکیک ۱۳۳ الکترون ولت انجام شد.



شکل ۱. نقشه زمین شناسی a) نقشه ایران که منطقه مورد مطالعه با علامت پیکان مشکی مشخص شده است. b) بخش از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چناران (ترشیزیان، ۱۳۷۵)، برش مورد مطالعه با پیکان نشان داده شده است.

۳-بحث و نتایج

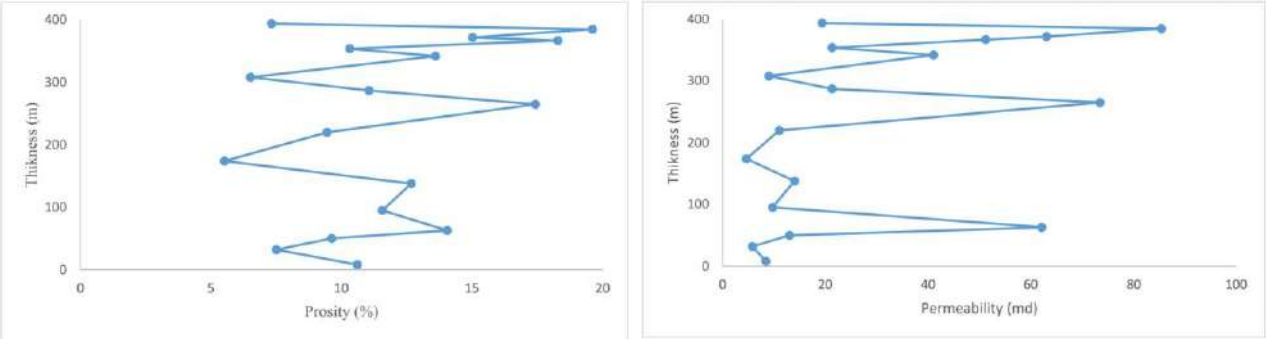
بنابر مطالعات انجام شده سه مرحله دیاژنتیکی اولیه (ائوژنز)، دفنی (مزوژنز) و نهایی (تلوژنز) برای ماسه سنگهای سازند شوریجه پیشنهاد می گردد. در مرحله ائوژنز محیط دیاژنتیکی نزدیک سطح زمین قرار داشته و فرآیندهای مرتبط با این محیط در رسوبات رخ می‌دهد. در این مرحله آب و هوا و ترکیب اجزای تشکیل دهنده دو عامل کنترل کننده اصلی در عملکرد فرآیندهای دیاژنتیکی

است. به طور خلاصه مهم ترین فرآیندهایی که در این مرحله سنگ‌های آواری شوریجه را تحت تاثیر قرار داده است، و شامل سیمانی شدن اولیه توسط کلسیت و اکسید آهن، کاهش تخلخل، آغاز فشردگی با کنتاکت‌های نقطه‌ای است.

فشردگی مکانیکی در مرحله دیاژنز اولیه و در بخش کمی از دیاژنز دفنی باعث ایجاد تماس‌های نقطه ای و خطی و میکاهای خمیده در ماسه سنگ‌های شوریجه شده است. سیمانی شدن ماسه سنگ‌ها در این مرحله منجر به کاهش اثرات فشردگی فیزیکی بعدی شده به گونه‌ای که اجزای آواری به حالت شناور در سیمان قرار گرفته اند. بخشی از دگرسانی در دانه هایی مانند فلدسپات‌ها نیز می‌تواند در این مرحله دیاژنتیکی رخ دهد.

با افزایش عمق دفن و تغییر شرایط شیمیایی نوع فرآیندهای انجام گرفته تغییر میکند. مهم ترین فرآیندهای دیاژنتیکی موثر بر رسوبات سیلیسی- آواری رسوبات شوریجه در این مرحله شامل انحلال فشاری، انحلال، سیمانی شدن ، دگرسانی فلدسپات و تشکیل کانیهای رسی است. سیمان سیلیسی فراوان ترین سیمان در رسوبات سیلیسی- آواری رسوبات شوریجه است.

در مرحله تلوژنز که در آخرین مرحله رویدادهای دیاژنتیکی رخ می‌دهد، سنگ‌ها بر اثر فعالیت‌های تکتونیکی منطقه بالا آمده و شکستگی هایی در آنها ایجاد میگردد. همچنین شکستگی‌ها ممکن است در مراحل دفنی عمیق ایجاد شوند. بخشی از دگرسانی در فلدسپات‌ها و تبدیل آنها به کانی‌های رسی در این مرحله نیز صورت میگیرد.



شکل ۲. تغییرات تخلخل و تراوایی در ماسه سنگ های سازند شوریجه در منطقه ی رادکان

میزان تخلخل با توجه به نمودار آن از عمق ۳۲ متر تا ۶۳ متری دارای یک شیب افزایشی بسیار تند است. می توان این میزان افزایش در تخلخل در این نقطه را به ایجاد شکستگی های بررسی شده و البته دیگر عوامل افزاینده تخلخل مثل انحلال و آلتراسیون نیز نسبت داد. احتمالا شکستگی های ایجاد شده در این منطقه سبب ایجاد تخلخل ثانویه در این عمق شده اند. همچنین میزان تراوایی نیز مانند تخلخل از عمق ۳۲ تا ۶۳ متری شیب افزایشی نشان می دهد که احتمالا شکستگی های ایجاد شده راه های ارتباطی بین فضاهای خالی ایجاد کرده و سبب بهبود ارتباط بین تخلخل های موجود شده است. عوامل افزاینده تخلخل که در بالا ذکر شد می توانند میزان تراوایی را نیز در مخزن افزایش دهند. از عمق ۱۵ تا ۲۵ متری نمودار تراوایی و از عمق ۹۵ تا ۱۷۴ متری در نمودار تخلخل شیب کاهشی دارد. نمودار تخلخل از عمق ۲۲۰ تا ۲۸۷ متری شاهد یک شیب افزایشی دیگر می باشد. احتمالا فشردگی های ایجاد شده که سبب بسته شدن کانالهای ارتباطی بین تخلخل های موجود و کاهش تراوایی در این منطقه شدند، با بیشتر شدن نیروی وارده از طرف لایه های بالایی سبب ایجاد شکستگی های مضاعف در این ناحیه شده و در نهایت فضاهای خالی موجود و تخلخل را افزایش داده اند.

بیشینه تخلخل و تراوایی هر دو در ضخامت ۳۸۵ متری ثبت شده است. بیشینه تخلخل در ضخامت ۳۸۵ متری، ۱۹/۶۲٪ و بیشینه تراوایی در همین ضخامت ۸۵/۴ میلی دارسی می باشد. به نظر می رسد از بین تمام نقاط بررسی شده این عمق از سازند شوریجه دارای بهترین کیفیت مخزنی باشد. زیرا تخلخل و تراوایی که دو فاکتور مهم در ارزیابی کیفیت مخازن هستند، در این نقطه بیشترین مقدار را از خود نشان می دهند.

حداقل میزان تخلخل و تراوایی هر دو در ضخامت ۳۲ متری اندازه گیری شده است. میزان تخلخل در این ضخامت ۷/۵۱٪ و تراوایی ۵/۷۵ میلی دارسی است. این ضخامت قطعا دارای کمترین کیفیت مخزنی در بین تمام نقاط بررسی شده است. دو عامل تخلخل و تراوایی که نشان دهنده ی میزان فضاهای خالی و ارتباطات موجود در بین آنها هستند، کمترین مقدار را از خود نشان داده اند.

۶- نتیجه گیری

بنا به مطالعات انجام شد، که تخلخل در بخشهای تحتانی سازند شوریجه مقدار قابل قبولی ندارد و نمی تواند تخلخل را به عنوان یک فاکتور تایید شده در این منطقه نشان دهد. اما در بخشهای فوقانی میزان تخلخل و تراوایی بطور چشمگیری افزایش می باشد، و قابلیت مخزنی از خود نشان می دهد. افزایش کیفیت مخزنی بیشتر حاصل رخدادهای دیاژنتیکی از جمله انحلال و شکستگی است.

۷-منابع

نادری، پ؛ پورسلطانی، م.ر، جوانبخت، م. ۱۴۰۰. سنگ شناسی سازند شوریجه در رخنمون مزداوند، حوضه رسوبی کپه داغ، شمال شرق ایران، ششمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران، دانشگاه شهید چمران اهواز، ۳۵۹-۳۶۵.

Moussavi-Harami, R., Brenner, R., 1992. Diagenesis of non-marine Petroleum reservoir, the Neocomian (Lower cretaceous) Shurijeh formation, Kopet-Dagh basin, NE Iran. Journal of Petroleum Geology, 16, (1), 55-72.

Poursoltani, M. R., Naderi, P., Javanbakht, M., 2020. Ditermination of reservoir quality of Lower Cretaceous siliciclastic deposits at Mazdavand section, Kopet-Dagh Basin, Iran, Sedienary Facies.

Poursoltani, M. R., 2021. Petrography and diagenetic history of Shurijeh Formation (Late Kimmeridgian-Hautrivian) at Estarkhi section, Kopet-Dagh Basin, NE Iran, Stratigraphy and Sedimentary Research, http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2020.124716.1181.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

بررسی فرایندهای دیاژنتیکی پاره سازند دوم سازند شیرگشت در شمال طبس

عاطفه نوریان، محمد خانه باد*، عباس قادری، مهناز صباغ بجستانی
گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران
*Email: mkhanehbad@ferdowsi.um.ac.ir

چکیده

سازند شیرگشت از نظر بررسی فرایندهای دیاژنتیکی کمتر مورد توجه بوده است و به همین خاطر، این مطالعه بر روی پاره سازند دوم سازند شیرگشت در شمال طبس استان خراسان جنوبی متمرکز شده تا تغییر و تحولات دیاژنتیکی رخ داده در این پاره سازند و نوع آنها بررسی شود. بر اساس مطالعات صورت گرفته، شواهد دیاژنتیکی متفاوت از قبیل فشردگی فیزیکی و شیمیایی، نئومورفیسم، انحلال، شکستگی و پرشدگی، دولومیتی شدن، فسفاته شدن، سیلیسی شدن، میکریتی شدن، هماتیتی شدن و پیریتی شدن بر روی رسوبات کربناته اعمال شده است که در طی سه مرحله ائوژنز، مزوژنز و تلوژنز رخ داده است. امید آنکه ماحصل این مطالعه به شناخته شدن و تشریح بهتر این سازند مفید واقع شود.

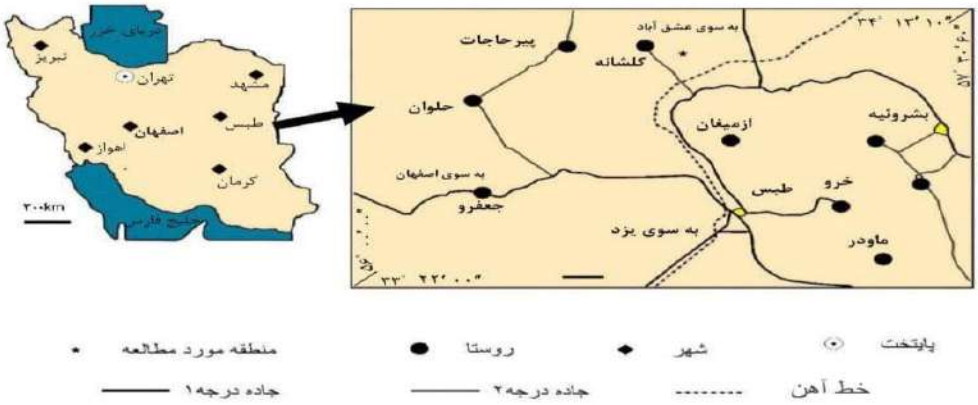
کلمات کلیدی: توالی دیاژنتیکی، پاره سازند دوم شیرگشت، طبس

۱- مقدمه

دیاژنز دامنه ی گسترده ایی از تغییرات شیمیایی و فیزیکی می باشد که این تغییرات پس از رسوب‌گذاری شروع و نهایتا تا قبل از رخداد دگرگونی ادامه داشته است و عمدتا اثرش را بر رسوبات کربناته می گذارد (Kim & Kee, 2004). فرایند دیاژنز قسمت اعظمی از فرآیندهای فیزیکی، شیمیایی و زیست شناختی بعد از اتمام رسوب‌گذاری را دربر می‌گیرد، به این صورت که رسوبات اولیه به همراه آب های نفوذی درون حوضه رسوبی واکنش داده تا در نهایت تا سرحد ثابت شدن پیش بروند(Schmid et al., 2004). دیاژنز عامل اصلی کنترل‌کننده کیفیت مخزن است و هم نقش سازنده و هم نقش مخرب دارد. نفوذپذیری توسط سیمانی شدن کاهش می‌یابد، که تخلخل اولیه را پر کرده و گلوگاه‌های منافذ را از هم جدا می‌کند، در حالی که تراکم با ایجاد تماس‌های بین دانه‌ای تنگ‌تر، تخلخل را کاهش می‌دهد (Swei & Tucker, 2012). هدف از این مطالعه بررسی فرآیندهای دیاژنزی و همچنین رسم و تشریح توالی پاراژنتیکی سنگ های کربناته پاره سازند دوم سازند شیرگشت طبس بوده که بتواند به نوسازی تاریخچه دیاژنتیکی رسوبات موجود در دیگر نقاط کشور یاری رساند. برای دسترسی به این محل پس از طی کردن مسیر ۴۵کیلومتری در جاده طبس- بشروئیه باید وارد جاده فرعی کلشانه شد و بعد از طی حدوداً ۱۵ کیلومتری مسیر وارد جاده خاکی دهانه کلوت شد و پس از طی حدود ۱۰ کیلومتر در این جاده به توالی مورد پژوهش رسید(شکل۱).

۲- روش مطالعه

برای مطالعه توالی مورد نظر، ۱۰۵نمونه سنگی برداشت شده که بعد از تهیه مقاطع نازک در کارگاه زمین شناسی دانشکده علوم دانشگاه فردوسی مشهد، همه آنها توسط میکروسکوپ های پلاریزان و و ۵ نمونه توسط میکروسکوپ الکترونی (SEM) مورد مطالعه قرار گرفته اند. بر اساس شواهد موجود پتروگرافی، فرایندهای دیاژنتیکی تاثیرگذار بر سنگ های کربناته موجود در پاره سازند دوم سازند شیرگشت طبس شناسایی و در نهایت توالی دیاژنتیکی آنها رسم و تشریح شده است.



شکل۱- موقعیت جغرافیایی و راه های ارتباطی ناحیه مورد مطالعه.

۳- بحث

تغییرات مرتبط با فرایند های دیاژنژی به سرعت در دریاها شروع می شود و نهایتا تا مرحله دفن در اعماق ادامه پیدا می کند (Heasley et al., 2009). مطالعات صورت گرفته بر روی پاره سازند مورد نظر موجب شناسایی فرایند های دیاژنزی و ترسیم توالی پاراژنتیکی شده است. از سری فرایند های دیاژنتیکی در توالی مورد بررسی می توان فشردگی فیزیکی و شیمیایی، نئومورفیسم، انحلال، شکستگی و پرشدگی، دولومیتی شدن، فسفاته شدن، سیلیسی شدن، میکریتی شدن، هماتیتی شدن و پیریتی شدن اشاره کرد. در ادامه به شرح فرایندهای دیاژنتیکی شناخته شده در پاره سازند دوم سازند شیرگشت طبس پرداخته می شود.

فشردگی: که از مهمترین فرآیندهای دیاژنز می باشد در ناحیه مورد مطالعه در دو شکل فیزیکی و شیمیایی رسوبات را تحت تاثیر قرار داده است. این فرایند موجب تشکیل آرایش های متراکم و همچنین مرزهایی در بین دانه ها در شکل های متفاوت مثل خطی و شکسته شدن و همچنین نقطه ایی می شود .افزایش سطح تماس بین دانه ها و انحلال فشاری (محدب، مقعر ، مضرس) از پیامدهای فشردگی فیزیکی و شیمیایی در توالی می باشد(Lo Forte & Palma, 2002)(شکل ۲ تصویر A و B). در عمق زیاد بر اثر فشردگی مواد دفن شده استیلولیت ها تشکیل می شوند(Briguad et al., 2009). استیلولیت سطحی مضرس و یکپارچه است که عواملی مثل سیمان، دانه، ماتریکس و...را قطع کرده و نهایتا در حالت ۹۰درجه بر فشار تحمیل شده گسترش می یابند(Flugel, 2010).

نئومورفسیم : نئومورفسیم را بطور ساده می‌توان اینگونه عنوان کرد فرایند تبدیل شدن کانی به کانی دیگر با وجود همان ترکیب اولیه. در نمونه های مورد بررسی، نئومورفسیم عمدتا بصورت افزایشی است که درخمیره میکریتی قابل رویت است (شکل ۳ تصویر A).

انحلال: می توان اینگونه عنوان کرد که انحلال در تمامی محیط های دیاژنتیکی قابل رویت است. این فرایند در قسمت‌های دیاژنتیکی مختلفی صورت می پذیرد(Carpentier et al., 2014).

شکستگی و پرشدگی: نیز در اغلب نمونه های مورد مطالعه در توالی دیده شدند. رگه های حاوی کلسیت در توالی مورد مطالعه فراوان و بعضاً با کلسیت اسپاری پرشده اند. باید به این نکته توجه کرد که بعضی از این رگه های کلسیتی دارای مقادیر آهن می باشند.

سیمان رورشدی هم محور حاشیه ایی

این سیمان در سنگهای کربناته که دارای مقادیر خرده های اسکلتی اکینودرم هستند و قادراند کربنات کلسیم را سریعا جذب کرده و حتی رشد نمایند، شکل می گیرد(Briguad et al., 2009).

تشکیل این نوع سیمان مربوط به محیط خاصی نیست و اغلب در محیط های تدفینی و متئوریک ته نشین می شود و می توان با اصطلاحات ژئوشیمیایی محیط آنها را تشریح نمود(Madden, & Wilson, 2013).

دولومیتی شدن: دولومیتی شدن یکی از فرایند های کلیدی جانشینی و دگرسانی در کربنات ها می باشد.

جانشین شدن دولومیت بعد از تشکیل شدن رسوبات یعنی در یک بازه زمانی با رسوب‌گذاری و در طول دیاژنز ابتدایی یا پس از آن صورت می گیرد (Tucker, 2001)(شکل۳ تصویر B).

سیلیسی شدن: بررسی‌های میکروسکوپی و تصاویر SEM نشان می‌دهد که سیلیسی‌شدن، یکی از مهم‌ترین فرایندهای دیاژنتیکی مؤثر بر این سنگ‌هاست و اغلب توسط سیالات گرمابی جایگزین‌کننده ایجاد شده است. این دگرسانی معمولاً در رخساره‌هایی مشاهده می‌شود که در آن‌ها فضاهای بین‌دانه‌ای، شکستگی‌ها و تخلخل اولیه توسط سیلیس پر شده‌اند. سیلیسی‌شدن نه‌تنها سبب کاهش تخلخل می‌شود، بلکه گاهی شکل اولیه دانه‌ها را نیز دگرگون می‌کند(Tucker, 2001).

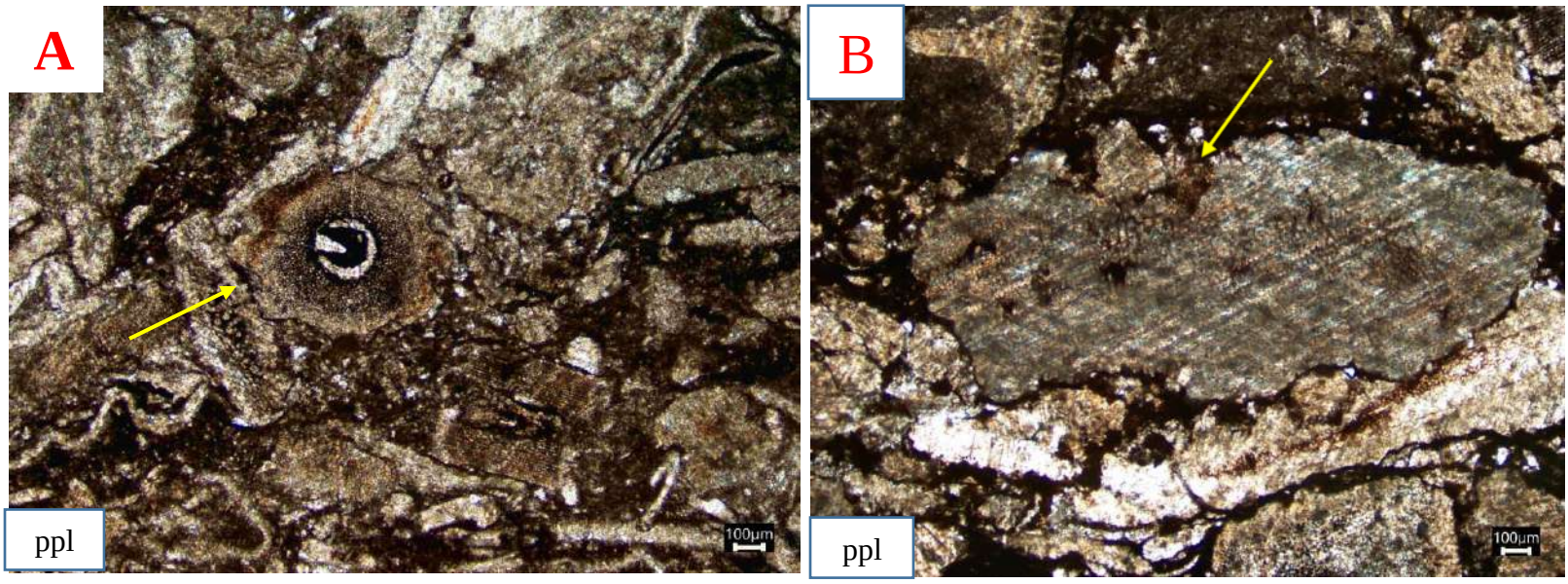
میکریتی شدن: میکریتی‌شدن یکی از مهم‌ترین فرایندهای دیاژنتیکی زودرس (Early Diagenesis) در رسوبات کربناته است (Flugel, 2010). در نمونه های بررسی شده، میکریتی شدن بعضی از خرده های اسکلتی را تحت‌الشعاع قرار داده است به شکلی که یک قاب با ضخامت تیره رنگ در کناره های خرده اسکلتی تشکیل شده است (شکل۴ تصویرA).

هماتیتی شدن: فرایند هماتیتی‌شدن در مقاطع نازک معمولاً به صورت مجموعه‌ای از ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی قابل تشخیص است که نشان‌دهنده‌ی اکسیداسیون کانی‌های آهن‌دار در طی دیاژنز است (Cornell & Schwertmann, 2003).

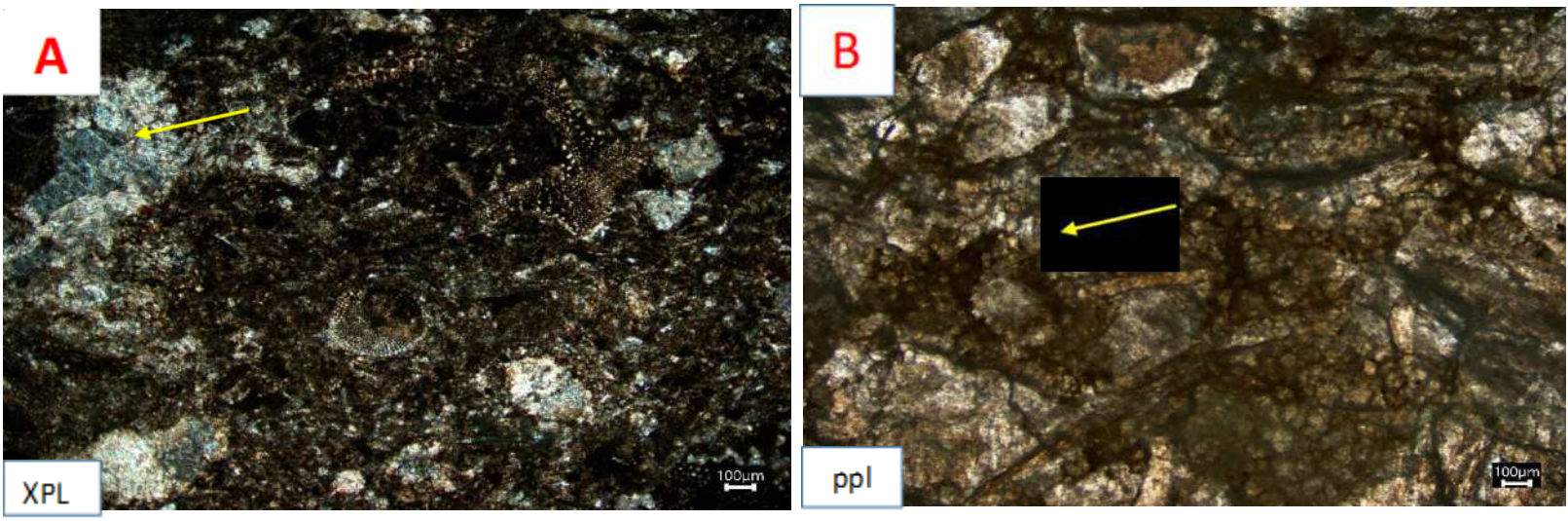
پیریتی شدن: پیریتی شدن از دیگر فرایندهای دیاژنزی می باشد که بعضی از رخساره ها را متاثر از خود کرده است که به شکل بلور های بی شکل و یا حتی شکل دار به رنگ تیره رویت می شوند (شکل۴ تصویرB).

فسفاته شدن: از جمله فرایند های دیاژنتیکی می باشد که در سازند درنجال قابل رویت می باشد. منشا پیدایش آنها غالبا بصورت جانشینی است. این فرایند در شرایط احیایی کم صورت می گیرد (شکل۵).

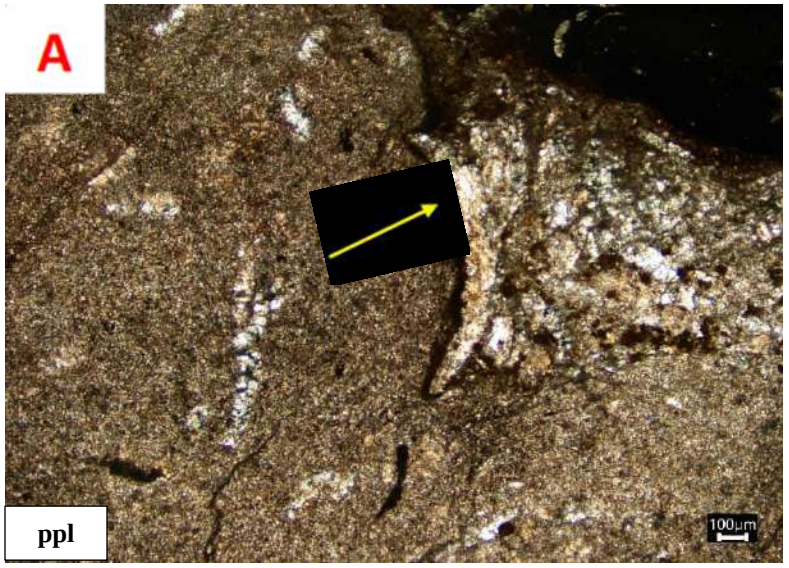
باریتی شدن: بر اساس مطالعات انجام شده کانی باریت ($BaSO_4$) به همراه اکسید آهن در تصاویر بدست آمده توسط SEM قابل مشاهده می باشد که نشان از فرایند باریتی شدن در توالی مورد مطالعه است(شکل ۶).

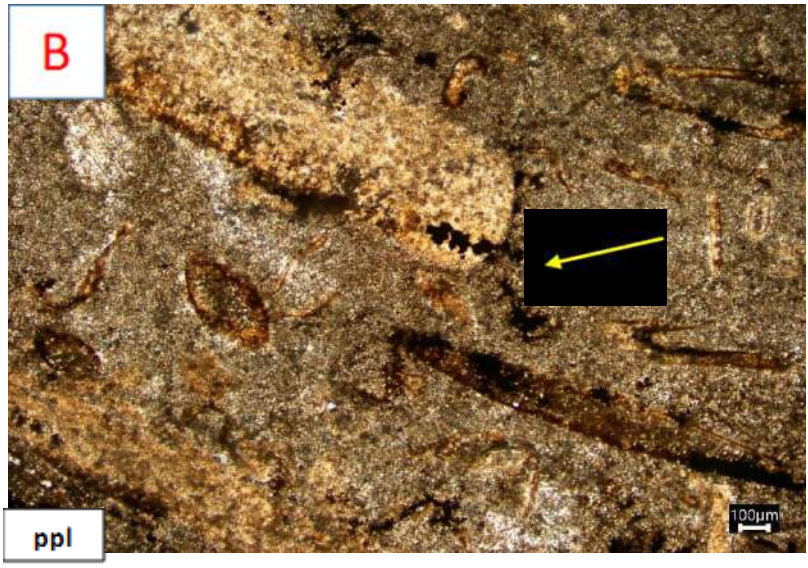


شکل۲- تصاویر میکروسکوپی از شواهد دیاژنز در پاره سازند دوم سازند شیرگشت طبس.A : فشردگی فیزیکی و افزایش سطح تماس در اطراف خارپوست. B : فشردگی شیمیایی و انحلال فشاری .

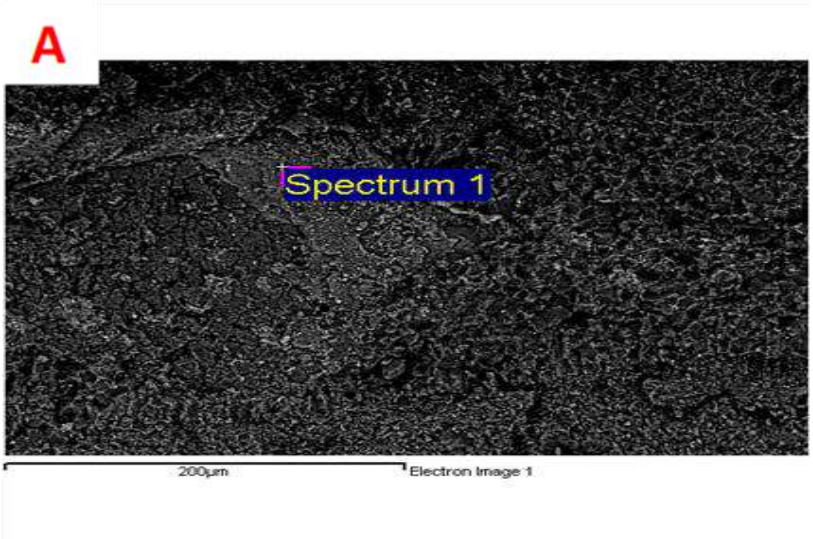


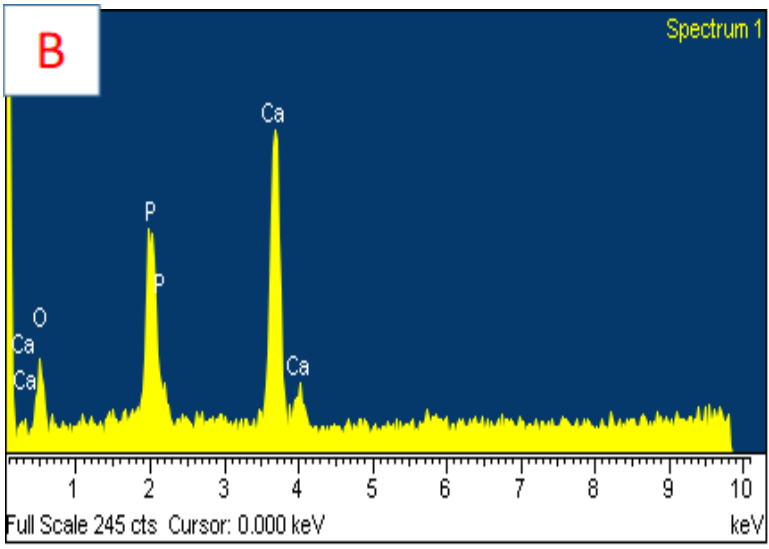
شکل۳ - تصاویر میکروسکوپی از شواهد دیاژنز در پاره سازند دوم سازند شیرگشت طبس.A :پدیده ی نئومورفسیم B : دولومیتی شدن(ذرات بصورت لوزی شکل هستند).



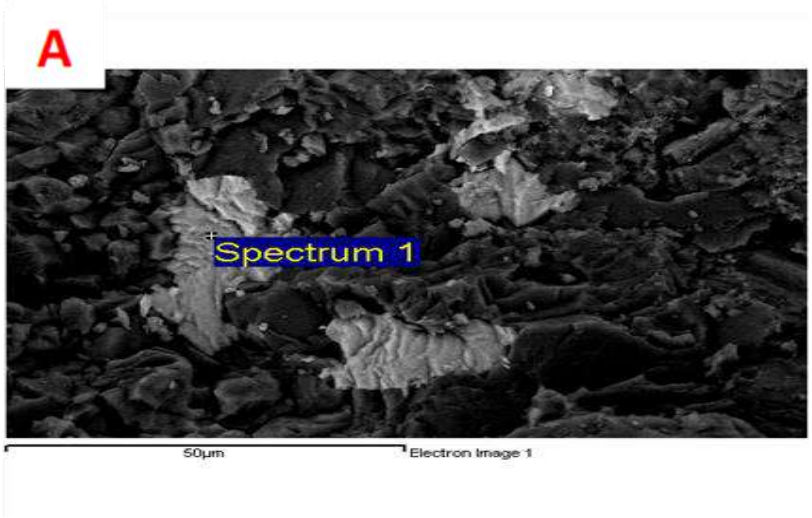


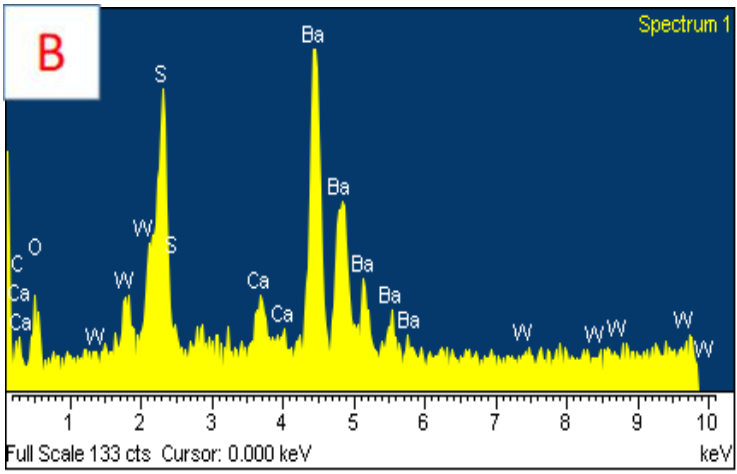
شکل۴ - تصاویر میکروسکوپی از شواهد دیاژنز در پاره سازند دوم سازند شیرگشت طبس.A :میکریتی شدن
B : پیریتی شدن(ذات به رنگ قهوه ایی تیره).





شکل۵- تصاویر میکروسکوپی از شواهد دیاژنز در پاره سازند دوم سازند شیرگشت طبس. A :تصویر SEM فرایند فسفاته شدن،فسفات از نوعCollophane. B:آنالیز EDX از نمونه مشخص شده در تصویرA

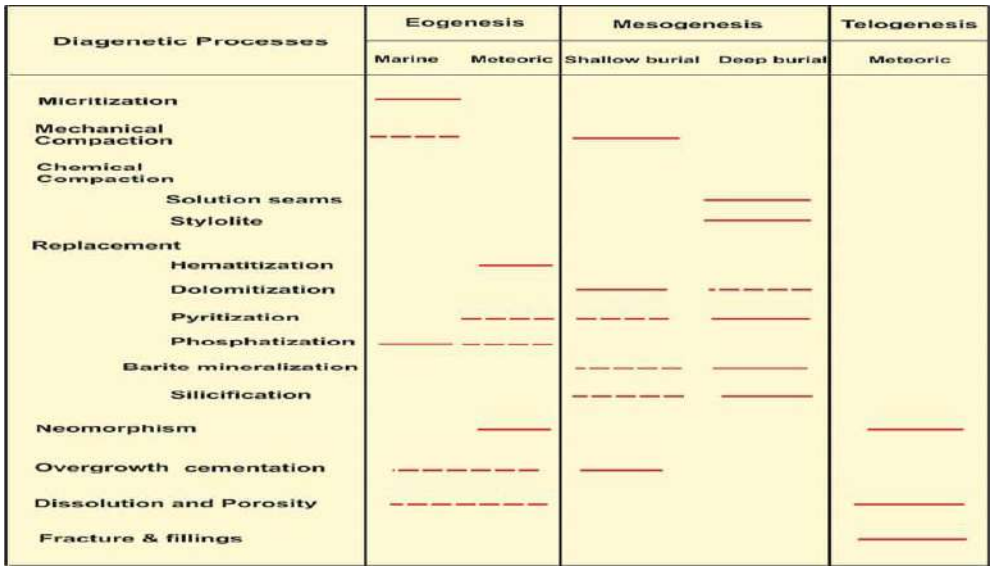




شکل۶- تصاویر میکروسکوپی از شواهد دیاژنز در پاره سازند دوم سازند شیرگشت طبس. A :تصویر SEM فرایند باریتی شدن.
B : آنالیز EDX از نمونه مشخص شده در تصویرA.

۳_۱_توالی پاراژنتیکی در سنگ های کربناته پاره سازند دوم سازند شیرگشت واقع در طبس

این توالی به ترتیب وقوع حوادث دیاژنتیکی در سنگ ها نسبت به هم گفته می شود. مراحل و فرایند های دیاژنز در محیط های ائوژنز، مزوژنز و تلوژنز رخ می دهد. مرحله ائوژنز از لحظه رسوب‌گذاری تا زمان تدفین درعمق کم در نزدیک ترین فاصله نسبت به دریا و یا گاها درون رسوبات اتفاق می افتد.ازجمله فرایند های دیاژنتیکی درائوژنز (دریایی و متئوریک) می توان به میکریتی شدن، هماتیتی شدن، فسفاتی شدن و نئومورفیسم اشاره کرد. از جمله فرایند های مرحله دوم یعنی مزوژنز نیز می توان به فشردگی فیزیکی، درزهای انحلالی، فشردگی شیمیایی، دولومیتی شدن، پیریتی شدن، باریتی شدن و سیمان رورشدی هم محور اشاره نمود. همچنین فرایند های نئومورفیسم، انحلال، شکستگی و پرشدگی از جمله فرایند های مرحله نهایی یعنی تلوژنز می باشند (شکل۷).



شکل۷- توالی پاراژنتیکی سنگ های کربناته پاره سازند دوم سازند شیرگشت طبس.(خطوط پر رنگ رویدادهای اصلی و خط چین ها رویدادهای احتمالی را نشان می دهد.)

۴- نتیجه گیری

مطالعات انجام شده بر روی توالی مورد مطالعه منجر به تشخیص فرایند های دیاژنتیکی متفاوت در توالی مورد مطالعه شد. مهمترین شواهد دیاژنزی در پاره سازند دوم سازند شیرگشت طبس، فشردگی فیزیکی و شیمیایی، نئومورفیسم، انحلال، شکستگی و پرشدگی، دولومیتی شدن، فسفاته شدن، سیلیسی شدن، میکریتی شدن، هماتیتی شدن و پیریتی شدن است. می توان اینگونه گفت که این فرایند ها در طی مرحله های ائوژنز، مزوژنز و تلوژنز توانسته اند سنگهای کربناته را تحت تاثیر خود قرار دهند.

۵- منابع

Brigaud, B., Durlet, C., Deconinck, J.F., Vincent, B., Puceat, E., Thierry, J., & Trouiller, A., 2009. Facies and climate/environmental change recorded on a carbonate ramp: sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonate (Paris Basin France). Sedimentary Geology, 222: 181-206.

Carpentier, C., Brigaud, B., Blaise, T., Vincent, B., Durlet, C., Boulvais, P., Pagel, M., Hibsch, C., Yven, B., Lach, P., Cathelineau, M., Boiron, M-C., Landrein, P., Buschaert, S., 2014. Impact of basin burial and exhumation on Jurassic carbonates diagenesis on both sides of a thick clay barrier (Paris Basin, NE France), Marine and Petroleum Geology, 53: 44-70.

Cornell, R. M., & Schwertmann, U. (2003). The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrences and Uses (2nd ed.). Weinheim: Wiley-VCH.

Flugel, E, 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application, Springer-Verlag, Berlin, 976p.

Heasley, E.C., Richard, H., Worden, J., Hendry, P., 2000. Cement distribution in a carbonate reservoir: recognition of a palaeo oil - water contact and its relationship to reservoir qualityin the Humbly Grove field, onshore. UK Marine and Petroleum Geology, 17, 639-654.

Kim, Y., Lee, Y.I l, 2004. Diagenesis of shallow marine sandstones, the Lower Ordovician Dongjeom Formation, Korea: response to relative sea-level changes.J. Asian EarthSci.23:235245

Lo Forte, G.L, & Palma, R.M., 2002. Facies microfacies, and diagenesis of late Callovian-Early Oxfordian carbonate (La Manga Formation) in the West Central Argentine High Andes. Carbonates and Evaporites, 17: 1-16.

Madden, R., & Wilson, M. E., 2013. Diagenesis of a SE Asian Cenozoic carbonate platform margin and its adjacent deposits. Sedimentary Geology, 286-287: 20-38.

Schmid, S., Worden, R.H., Fisher, Q.J., 2004. Diagenesis and reservoir quality of the Sherwood Sandstone (Triassic), Corrib Field, Slyne Basin, west of Ireland. Marine and Petroleum Geology, 21, 299–315.

Swei, G.H., & Tucker, M.E., 2012. Impact of diagenesis on reservoir quality in ramp carbonates: Gialo Formation (Middle Eocene), Sirt Basin, Libya. Jornal of Petroleum Geology, 35 (1): 25-47.

Tucker, M.E., 2001. Sedimentology Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. Blackwell, Scientific Publication, London, 260 p.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

تعیین رخساره‌های الکتریکی سازند فراقان در یکی از میدان‌های فارس ساحلی به کمک خوشه‌سازی بر پایه گراف (MRGC) و شبکه عصبی خود سازمان ده (SOM)

زهرا زنگنه[۱]، حسن محسنی[۲]، بهروز رفیعی[۲]، هما سجادیان[۳]، امیررضا خداوردی سامانی[۴]

[۱]دانشجوی کارشناسی ارشد گرایش رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

[۲]گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

[۳]کارشناس زمین‌شناسی مخزن، اداره زمین شناسی نفت، شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف، تهران

[۴]دانشجوی کارشناسی ارشد گرایش زمین‌شناسی نفت، دانشگاه تهران، تهران

* نویسنده مسئول: **z.zangene@sci.basu.ac.ir**

چکیده

این مطالعه با هدف شناسایی رخساره‌های الکتریکی مخزن در یکی از میدان‌های نفتی حوضه زاگرس انجام شد. در این تحقیق، برای شناسایی رخساره‌ها از نرم‌افزار ژئولاگ و دو روش خوشه‌سازی برای شناخت رخساره‌های الکتریکی یک چاه استفاده شد، روش چندتفکیکی مبتنی بر گراف، که با این روش تعداد ۷ خوشه و شبکه عصبی خودسازمان‌ده، که با این روش نیز تعداد ۹ خوشه در چاه مورد بررسی شناسایی گردید. رخساره‌های به‌دست‌آمده از روش MRGC، با استفاده از لاگ‌های ΔT، ΔTS، VP/VS، CGR_COR و PHIE تحلیل شده، و بهترین خوشه معرفی شد.

کلمات کلیدی: خوشه‌سازی، رخساره الکتریکی، نمودارهای ژئوفیزیکی، فارس ساحلی، سازند فراقان، حوضه زاگرس

۱-مقدمه

چاه‌نگاری و تحلیل نمودارهای ژئوفیزیکی از روش‌های اصلی برای بررسی سازندهای مخزنی و شناسایی ویژگی‌های فیزیکی سنگ‌ها و تغییرات زمین‌شناسی در اعماق زمین محسوب می‌شوند. با استفاده از داده‌های چاه‌نگاری رخساره‌ها را خوشه‌بندی و شاخص‌های پتروفیزیکی را ارزیابی می‌کنند که راهکاری اقتصادی و عملی برای کاهش نیاز به آزمایش‌های پرهزینه است. این مطالعه بر داده‌های یک چاه در فارس ساحلی انجام شد. فارس ساحلی، بخشی از زاگرس چین‌خورده است و از مناطق مهم تولید نفت و گاز ایران به شمار می‌رود (Alavi, 2004, Sherkati & Letouzey, 2004). چاه مورد بررسی در یک میدان گازی کلیدی در جنوب ایران در شمال بندر کنگان قرار دارد (گزارش منتشر نشده داخلی شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف). سنک مخزن شامل سازند فراقان با لیتولوژی چیره سیلیسی-آواری است و زیر مخزن کربناته سازند دالان قرار دارد.

۲-مواد و روش‌ها

محاسبه ΔTS، VP/VS و PHIE

برای محاسبه VP، مقادیر ΔT بر حسب US/F به صورت 0.3048/ΔT*1000 به KM/S تبدیل شد، برای تبدیل VP به VS از معادله (Castagna, 1985) استفاده شد که به شرح معادله یک است:

$$VS= 0.862\ VP - 1.172$$ معادله ۱

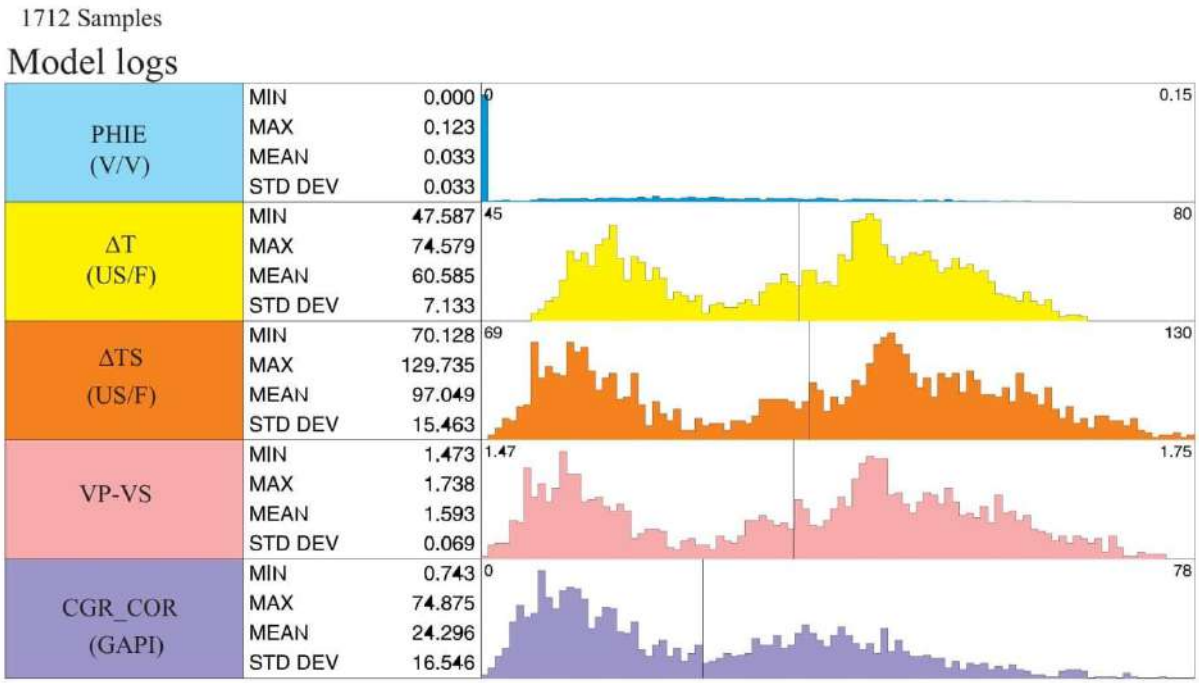
برای محاسبه ΔTS نیز از نسبت 305/VS استفاده شد.

با توجه به مقادیر VP/VS لیتولوژی چیره سازند فراقان، ماسه‌سنگ (۱/۶ تا ۱/۷۵) است.

از بخش DETERMIN نرم افزار ژئولاگ، تخلخل موثر (PHIE)، با استفاده از لاگ ΔT محاسبه و برای روش‌های یاد شده در بالا مورد استناد قرار گرفت.

۳- تعیین رخساره‌های الکتریکی با استفاده از روش خوشه‌سازی بر پایه گراف (MRGC)

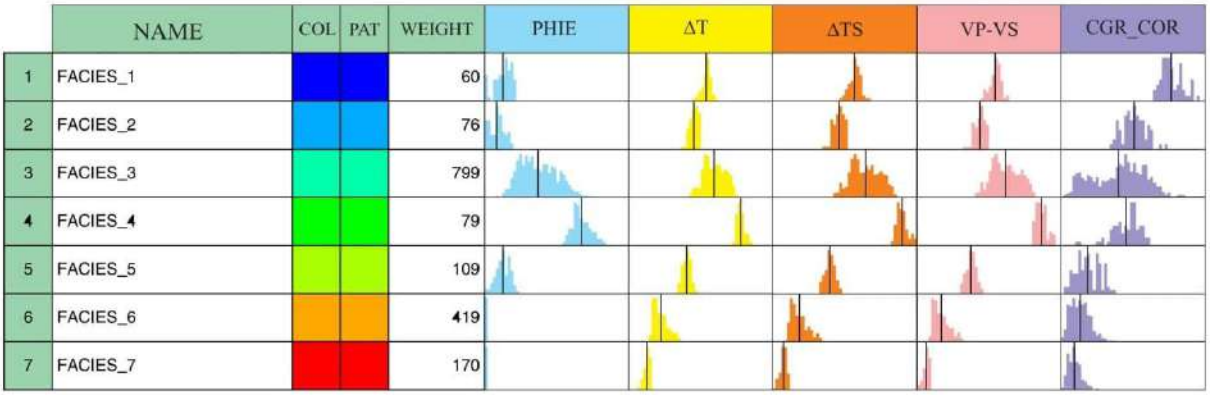
برای تعیین رخساره‌های الکتریکی، ابتدا در بخش FACIMAGE نرم‌افزار ژئولاگ، از میان نمودارهای ژئوفیزیکی موجود، آن‌هایی که بیشترین ارتباط را با هدف پژوهش داشتند؛ از جمله نمودارهای پرتو گاما، نمودار صوتی و ... انتخاب شدند. سپس داده‌ها توسط نرم‌افزار پردازش و برای اجرای الگوریتم خوشه‌بندی به کار گرفته شدند (شکل ۱). در مرحله بعد، با استفاده از الگوریتم MRGC، تعداد خوشه‌های بهینه مشخص شدند (شکل ۲).



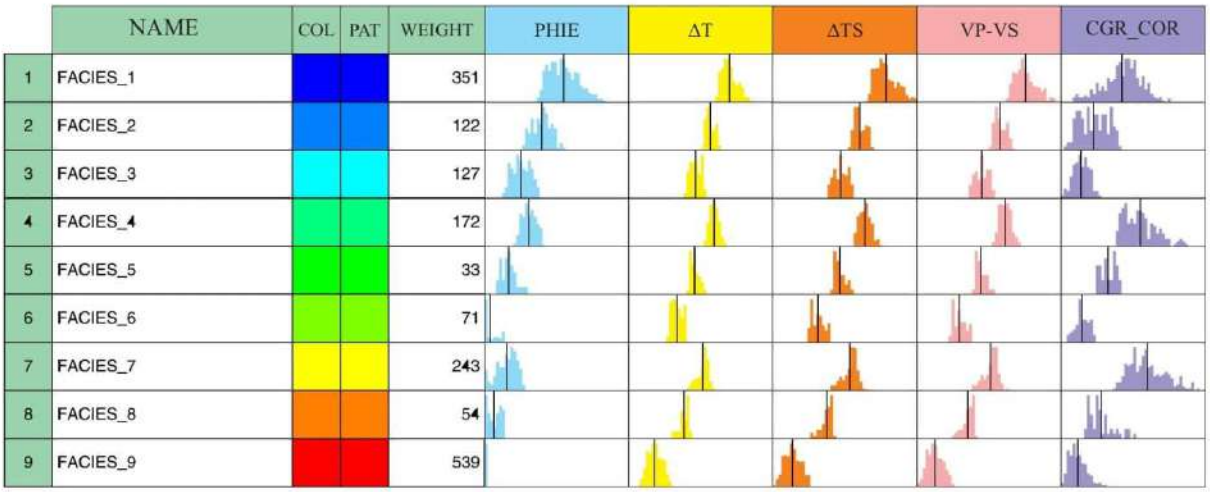
شکل ۱: تصویر داده‌های آموزش در نرم افزار ژئولاگ برای تفکیک رخساره های الکتریکی سازند فراقان

۴- تعیین رخساره‌های الکتریکی بـا استفاده از روش شبکه عصبی خــود سازمان ده (SOM)

شبکه عصبی خودسازمان‌ده (SOM) نوعی شبکه عصبی است که با روش یادگیری بدون ناظر کار می‌کند. به همین دلیل SOM بیشتر در مرحله اکتشاف و در مناطقی که تعداد چاه کم است استفاده می‌شود. در مخزن مورد مطالعه نیز از آنجا که تنوع لیتولوژی کم است (عمدتاً ماسه‌سنگ و شیل) و از سویی با روش MRGC تعداد ۷ خوشه معرفی شد، انتظار می‌رود تعداد رخساره‌های الکتریکی نیز کم باشد. بنابراین در مرحله خوشه‌بندی با SOM، ابعاد شبکه ۳ × ۳ انتخاب و تعداد ۹ خوشه (شکل ۳) برای تحلیل نهایی مورد استفاده قرار گرفت.



شکل۲: رخساره‌های الکتریکی به دست آمده از روش MRGC



شکل ۳: رخساره های الکتریکی شناسایی شده با روش SOM

۵- نتایج و بحث

با توجه به بررسی‌های صورت گرفته بر روی خرده‌های حفاری، لیتولوژی چیره سازند فراقان، ماسه‌سنگ می‌باشد که با نتایج VP-VS مطابقت دارد، میان لایه‌هایی از شیل، آهک و دولومیت نیز در خرده‌های حفاری دیده می‌شود. با توجه به نتایج به دست آمده (شکل ۲)، MRGC مناسب‌ترین روش برای شناسایی بهترین زون‌های مخزنی محسوب می‌شود که تعداد ۷ خوشه را شناسایی کرده است. این نتایج با مطالعات خرده‌های حفاری مطابقت بیشتری دارد، با استناد به محدود بودن تنوع لیتولوژیکی سازند (ماسه سنگ، شیل، آهک و دولومیت)، (شکل ۲) خوشه ۱ و ۲ تنها در توزیع داده های CGR_COR تفاوت دارند. بنا بر این چنین به نظر می‌رسد که این تفاوت ناشی از وجود ایلیت در خمیره رسی موجود در ماسه‌سنگ‌های با جورشدگی بد و یا لایه‌های شیلی سازند می‌باشد، به این دلیل که این کانی عنصر رادیواکتیو پتاسیم دارد (Ellis & Singer, 2008, Tiab & Donaldson, 2012). خوشه‌های ۵ و ۶ و ۷، لیتولوژی ماسه‌سنگی را نشان می‌دهند که تنها تفاوت آن‌ها در مقدار تخلخل موثر است که با توجه به مطالعات صورت گرفته برروی

خرده‌های حفاری می‌تواند مربوط به وجود خمیره در بین ذرات ماسه‌سنگی باشد که سبب کاهش تخلخل مفید می‌گردد. استفاده از شبکه عصبی خودسازمان‌ده نیز می‌تواند در مورد سازندهای با تنوع لیتولوژی بالا گزینه مناسبی باشد، اما با توجه به تنوع کم لیتولوژی سازند فراقان روش چندان مناسبی به نظر نمی‌رسد. به همین دلیل از ذکر جزئیات نتایج به دست آمده و بحث درباره آن چشم پوشی گردید.

۶- نتیجه گیری

- روش MRGC در سازند فراقان کارایی موثر و مقبول تری به عنوان یک شیوه تفکیک رخساره‌های الکتریکی نشان می‌دهد.
- خوشه ۵ به دست آمده از این روش بهترین خوشه شناسایی شده است.
- در مقایسه، شبکه عصبی خود سازمان ده، شیوه چندان مناسبی برای تفکیک رخساره‌های الکتریکی سازند فراقان به نظر نمی‌رسد زیرا این سازند از تنوع لیتولوژیکی محدودی برخوردار است.

سپاسگزاری: نویسندگان از اداره کل اکتشاف و تولید شرکت ملی نفت ایران، برای در اختیار نهادن داده‌ها و اجازه انتشار این دستاوردها و همچنین از مدیریت پژوهش و فناوری دانشگاه بوعلی سینا به سبب حمایت و فراهم نمودن بسترهای لازم برای همکاری در انجام این کار تحقیقاتی سپاسگزاری می نمایند.

۷- منابع

Alavi, M. (2004). Regional geology of the Zagros Fold–Thrust Belt. *Tectonophysics*, 376(1–2), 1–14.

Castagna, J. P.; Batzle, M. L.; Eastwood, R. L. (1985). “Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks”, *Geophysics* 50, 571–581.

Ellis, D. V., & Singer, J. M. (2008). *Well Logging for Earth Scientists* (2nd ed.). *Springer*.

Sherkati, S., & Letouzey, J. (2004). Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment). *Marine and Petroleum Geology*, 21(5), 535–554.

Tiab, D., & Donaldson, E. C. (2012). Petrophysics: Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties (3rd ed.). *Gulf Professional Publishing*.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

ارزیابی پتروفیزیکی و محیط رسوبی سازند تبخیری گچساران در برش الگوی تشکوه (مطالعهٔ موردی: ناحیهٔ ماماتین، فروافتادگی دزفول)

ساسان بختیاری‌نژاد[۱]، سیدعباس نجفی*[۲]

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی نفت، گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهیدچمران اهواز، اهواز

۲- دانشجوی کارشناسی‌ارشد مهندسی‌نفت-اکتشاف، گروه مهندسی‌نفت، دانشکده نفت آبادان، دانشگاه صنعت نفت، آبادان

*Email: abbas.najafi@ait.put.ac.ir

چکیده

این مطالعه به تحلیل ویژگی‌های رسوبی و پتروفیزیکی سازند گچساران در فروافتادگی دزفول شمالی (حوالی میدان ماماتین و پدیدهٔ تشکوه) می‌پردازد. با تلفیق داده‌های میدانی از برش الگوی تشکوه و چاه‌نگاری چاه ماماتین-۱۰، سه سکانس رسوبی مرتبهٔ چهارم با نرخ‌های متفاوت شناسایی شد که نشان از محیطی پویا با نوسانات سطح آب دریا دارد. بررسی پتروفیزیکی، تخلخل غیرمنتظره‌ای حدود ٪۲۵ را در این سازند تبخیری آشکار کرد که به‌جای تخلخل اولیه، از نوع ثانویه (شکستگی) است و ناشی از فعالیت گسل‌های منطقه تفسیر می‌شود. همخوانی افزایش دامنه در لرزه‌نگاشت مصنوعی با بازه‌های متخلخل و الگوهای چاه‌نگاری ویژه هیدروکربن، احتمال وجود شکستگی‌های باز و محتوی هیدروکربن در سازند گچساران را تقویت می‌کند. این یافته‌ها نشان می‌دهد گسلش نه تنها بر ساختار منطقه، بلکه بر کیفیت بالقوه پوش‌سنگ گچساران نیز تأثیر اساسی گذاشته است.

کلمات کلیدی: چینه‌نگاری سکانسی، تشکوه، سازند تبخیری گچساران، ناحیهٔ ماماتین، لایهٔ اکسید آهن.

۱- مقدمه

فروافتادگی دزفول یکی از مهم‌ترین زیرپهنه‌های ساختاری زاگرس چین‌خورده است که به‌عنوان غنی‌ترین بخش حوضهٔ نفتی ایران شناخته می‌شود. این فروافتادگی به دلیل نرخ بالای رسوب‌گذاری، حضور سنگ‌منشأهای کارآمد، مخازن کربناتهٔ مناسب و پوش-سنگ‌های تبخیری مؤثر، همواره نقش کلیدی در تمرکز هیدروکربن‌ها داشته است (مطیعی، ۱۳۷۱). پویایی‌های تکتونیکی، فعالیت گسل‌های عمیق و تغییرات ضخامت رسوبات نئوژن نیز باعث شده‌اند که بررسی چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی سازندهای این پهنه، برای تحلیل سیستم‌های مخزنی و ساختاری اهمیت ویژه‌ای یابد (Abdollahie Fard et al., 2011).

در میان واحدهای چینه‌ای نئوژن، سازند تبخیری گچساران یکی از شاخص‌ترین و بحرانی‌ترین سازندها در کنترل رفتار ساختاری و مخزنی زاگرس است. این سازند عمدتاً از انیدریت، گچ و لایه‌های تبخیری ضخیم تشکیل شده و به‌عنوان پوش‌سنگ اصلی مخزن بزرگ آسماری عمل می‌کند (Bahroudi & Koyi, 2003).

تشکوه که در نزدیکی شهرستان رامهرمز در استان خوزستان واقع شده است، یکی از پدیده‌های زمین‌شناسی منحصر به فرد ایران به شمار می‌رود. این کوه به دلیل خروج گازهای طبیعی و گوگرد از درزها و شکستگی‌های زمین، شعله‌های دائمی آتش را بر سطح خود نشان می‌دهد و به همین دلیل در میان مردم محلی به نام «تشکوه» یا «کوه آتشین» شناخته می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۱).

از نظر زمین‌شناسی، آتش‌های سطحی تشکوه ناشی از انتشار گازهای هیدروکربنی و گوگردی هستند که از سازندهای رسوبی و تبخیری عبور کرده و در سطح زمین شعله‌ور می‌شوند (Moradi et al., 2017). این پدیده به‌ویژه در شب جلوه‌ای چشمگیر دارد و به دلیل وجود گاز در هوا، روشن‌کردن آتش دیگر در اطراف آن امکان‌پذیر نیست (موسوی، ۱۳۸۵). خروج گازهای طبیعی در تشکوه

می‌تواند به عنوان شاهد سطحی وجود مخازن هیدروکربنی در زیرسطح در نظر گرفته شود و بنابراین برای مطالعات نفت‌خیزی و ژئوشیمی آلی اهمیت دارد (Moradi et al., 2017).

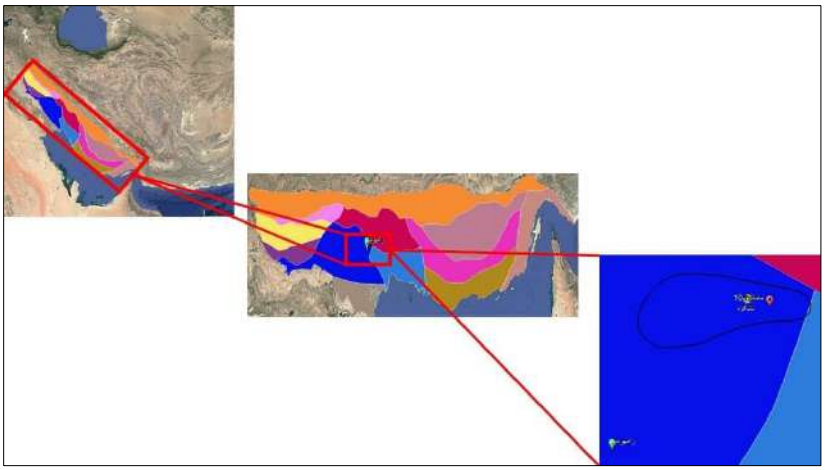
سکانس رسوبی به مجموعه‌ای منظم از لایه‌های رسوبی گفته می‌شود که طی یک بازهٔ زمانی مشخص و تحت تأثیر عواملی همچون نوسانات سطح آب، فعالیت‌های زمین‌ساختی و الگوهای انباشتگی تشکیل می‌شوند (Vail et al., 1977). این سکانس‌ها توسط سطوح ناپیوستگی از یکدیگر جدا می‌گردند؛ سطوحی که نشان‌دهندهٔ توقف رسوب‌گذاری، فرسایش یا تغییرات شدید در شرایط حوضه هستند (Sloss, 1963). تحلیل و بررسی توالی‌های سکانسی امکان تفسیر تغییرات سطح دریا، بازسازی روند تکامل حوضه‌های رسوبی، تعیین چارچوب زمانی رخدادهای زمین‌شناسی و بازسازی شرایط اقلیمی گذشته را فراهم می‌سازد. سکانس‌های رسوبی معمولاً شامل سه بخش اصلی‌اند: گسترهٔ سامانه‌های تراز پایین (LST)، گسترهٔ سامانه‌های پیشرونده (TST) و گسترهٔ سامانه‌های تراز بالا (HST). هر یک از این گستره سامانه‌ها بازتاب‌دهندهٔ شرایط ویژه‌ای از تحول سطح آب، الگوی رسوب‌گذاری و پویایی محیط رسوبی در طی تشکیل سکانس هستند (Catuneanu et al., 2009).

پتروفیزیک شاخه‌ای از علوم‌زمین است که به مطالعه ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی سنگ‌ها و رفتار سیالات موجود در آن‌ها می‌پردازد. این علم با ترکیب داده‌های آزمایشگاهی روی مغزه‌ها و داده‌های چاه‌نگاری امکان تعیین کمّی تخلخل، نفوذپذیری و اشباع سیالات سنگ‌ها را فراهم می‌کند (Tiab & Donaldson, 2024). پتروفیزیک به‌عنوان یک علم مستقل از اوایل قرن بیستم و با معرفی چاه‌نگاری الکتریکی توسط Schlumberger شکل گرفت. بعدها با توسعه روش‌هایی مانند چاه‌نگاری نوترونی، صوتی و اشعهٔ‌گاما پتروفیزیک به یک علم کمی و قابل مدل‌سازی دقیق تبدیل شد. امروزه با پیشرفت مدل‌سازی عددی و یادگیری ماشین، امکان پیش‌بینی خواص مخزن بدون دسترسی کامل به داده‌های میدانی نیز فراهم شده است (Ellis & Singer, 2007). به‌کارگیری داده‌های پتروفیزیکی و تلفیق آن با داده‌های زمین‌شناسی و رسوب‌شناسی، می‌تواند درک بهتری از پتانسیل مخزن، رفتار سیالات و طراحی بهینه توسعه میدان نفتی فراهم کند (Tiab & Donaldson, 2024). پژوهش حاضر، هدف اصلی بر این است که با استفاده از داده‌های چاه‌نگاری چاه ماماتین-۱۰، تحلیلی دقیق بر روی برش الگوی تشکوه انجام شود. این برش، که در مجاورت چاه مذکور قرار دارد، به‌عنوان نمونه‌ای شاخص برای بررسی ویژگی‌های محیط رسوبی و مشخصات پتروفیزیکی سازند گچساران انتخاب شده است. مطالعه حاضر تلاش دارد تا با تلفیق داده‌های میدانی و چاه‌نگاری، روند تغییرات رسوبی، ترکیب لایه‌ها، تخلخل، نفوذپذیری و رفتار سیالات در سنگ‌ها را شناسایی و ارزیابی کند. نتایج این بررسی می‌تواند درک بهتری از شرایط رسوب‌گذاری این ناحیه فراهم آورد.

۲- مطالعات میدانی و تحلیلی

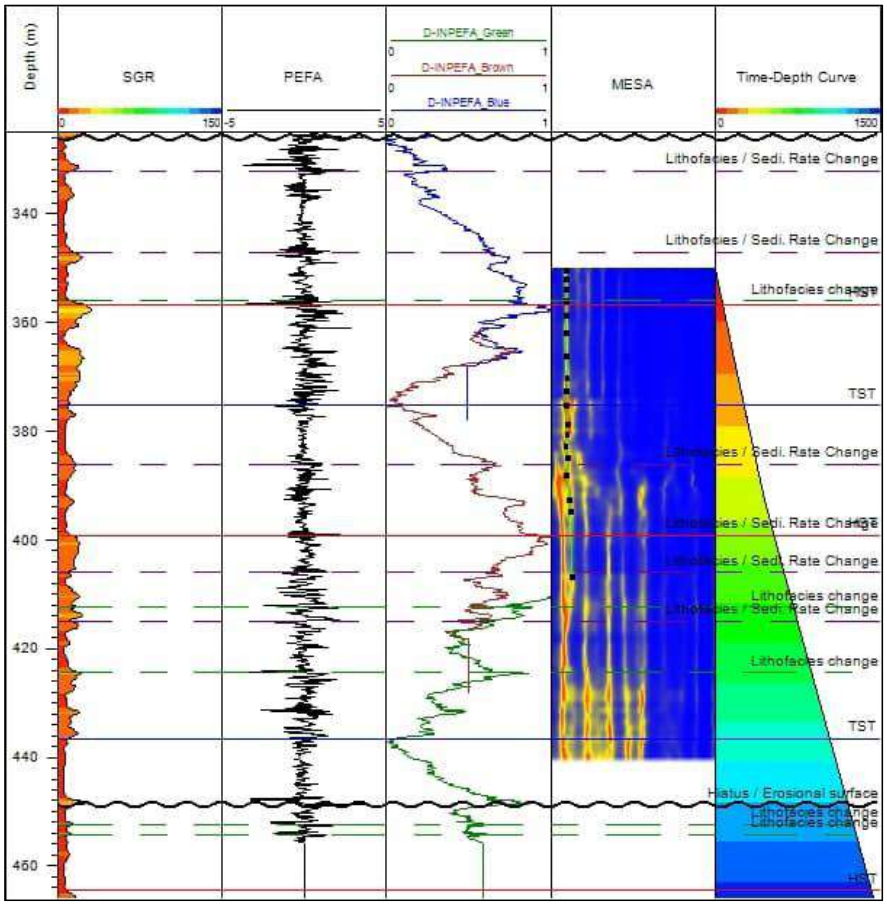
تشکوه، مشهور به «کوه آتشین»، در شهرستان رامهرمز، استان خوزستان واقع شده است. برای دسترسی به این پدیدهٔ زمین‌شناسی، مسیر جاده‌ای از جاده رامهرمز-ابوالفارس در نظر گرفته می‌شود. این نقطه تقریباً ۲۰ کیلومتری جنوب شهرستان رامهرمز و پس از عبور از روستای گنبد لران قرار دارد و در امتداد مسیر روستای ماماتین واقع شده است (شکل ۱). مسیر دسترسی به تشکوه هموار و مناسب عبور وسایل نقلیه سبک و سنگین است، که امکان انجام مطالعات میدانی را برای محققان فراهم می‌آورد.

برش الگوی تشکوه در سازندهای گچساران و میشان قرار دارد و مرز بین این دو سازند در محل برش با یک لایهٔ مشخص اکسید آهن قابل تمایز است. در این برش، سازند گچساران با گچ و انیدریت و میشان با مارن‌های خاکستری‌رنگ قابل مشاهده هستند. در بررسی سنگ‌شناسی برش، مشاهده شد که سنگ‌ها عمدتاً از انیدریت و گچ (گچساران) تشکیل شده‌اند، اما میان‌لایه‌های مارن خاکستری (میشان) نیز حضور دارند. این مشاهدات به‌عنوان شواهد میدانی پایه برای تحلیل‌های پتروفیزیکی و رسوب‌شناسی مورد استفاده قرار گرفت و پایه‌ای برای تفسیر توالی‌های رسوبی و بررسی تغییرات محیطی در برش الگو فراهم نمود.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی تشکوه و چاه ماماتین-۱۰

در این پژوهش، چاه‌نمودار اشعهٔ‌گاما در چاه ماماتین-۱۰ که در مجاورت برش موردمطالعه (تشکوه) می‌باشد، مورد بررسی قرار گرفت. فاصله تقریبی این چاه تا تشکوه حدود ۳ کیلومتر می‌باشد. برای تحلیل داده‌ها از نرم‌افزار CycloLog استفاده شد که قابلیت انجام تحلیل‌های چینه‌نگاری سکانسی، اقلیمی و چرخه‌ای را فراهم می‌کند. این نرم‌افزار با بهره‌گیری از نمودار اشعهٔ‌گاما، امکان انجام تحلیل‌های PEFA، INPEFA و MESA را فراهم می‌آورد که در مطالعات رسوبی و اکتشافات هیدروکربنی نقش کلیدی دارند (شکل ۲). روش PEFA با استفاده از پنجرهٔ متحرک، داده‌های چاه‌نگاری را تحلیل کرده و نقاط ناپیوستگی را شناسایی می‌کند؛ این نقاط نشان‌دهنده تغییرات زمین‌شناسی، مانند وقفه‌های رسوب‌گذاری یا تغییرات سنگ‌شناسی هستند. منحنی INPEFA نیز با نرمال‌سازی داده‌های PEFA، روندها و نقاط عطفی را مشخص می‌کند که در داده‌های اولیه قابل تشخیص نیستند و برای همبستگی لایه‌ها بین چاه‌ها و تحلیل تغییرات آنها با دقت بالا کاربرد دارد. چرخه‌های میلانکوویچ شامل سه مؤلفه گریز از مرکز مداری، انحراف محوری و پیشروی محوری هستند که بر توزیع تابش خورشید و شرایط اقلیمی زمین تأثیر می‌گذارند و اثرات آن‌ها در رسوبات زمین‌شناسی ثبت می‌شوند. روش MESA با تحلیل این چرخه‌ها، تغییرات در فرکانس‌ها و طول موج‌های مرتبط را شناسایی کرده و نتایج را به صورت طیف‌های رنگی نمایش می‌دهد. در این طیف‌ها، رنگ‌ها به ترتیب شدت شامل قرمز، زرد و آبی هستند. همچنین بواسطهٔ این طیف‌های رنگی در چرخه های مذکور، می‌توان نرخ رسوب‌گذاری و دمای دیرینه را مشخص کرد و با تقسیم ضخامت سکانسی رسوب بر میانگین نرخ رسوب گذاری، مدت زمان تشکیل آن نیز تخمین زده می‌شود.

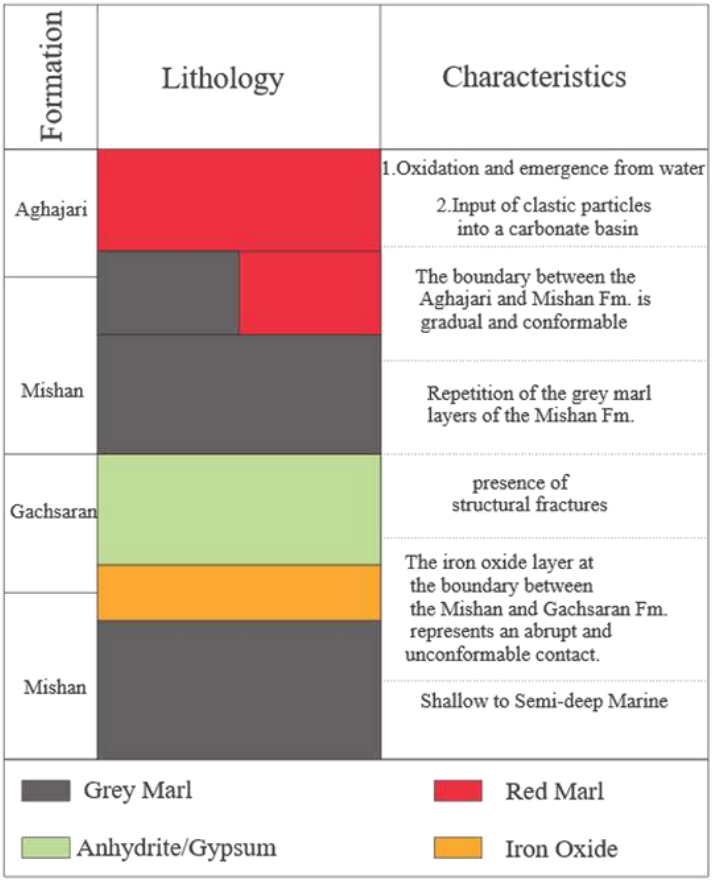


شکل ۲: چینه‌نگاری سکانسی و ارزیابی رسوبی سازند گچساران درچاه ماماتین-۱۰

۳- بحث

در بازدید میدانی از برش الگوی تشکوه مشاهده شد که لایه‌های مارن خاکستری سازند میشان به محض رسیدن به لایهٔ اکسید آهن به گچ‌ها و انیدریت‌های سازند گچساران تبدیل می‌شوند. این ویژگی بیانگر ناپیوستگی و وقفهٔ رسوبی در مرز دو سازند است و نشان‌دهنده بیرون‌زدگی از آب و تغییرات محیط رسوبی در این ناحیه می‌باشد. شناسایی انیدریت و گچ به‌وضوح ورود به سازند گچساران را تأیید می‌کند. نکته قابل توجه این است که پس از حدود ۲۰ متر، دوباره به میان‌لایه‌های مارن خاکستری برخورد می‌کنیم که نشانگر حضور مجدد مارن‌های خاکستری سازند میشان است. توالی مشاهده‌شده در برش الگو به این ترتیب می‌باشد (شکل ۳):
۱) مارن خاکستری میشان، ۲) لایهٔ اکسید آهن، ۳) گچ و انیدریت سازند گچساران و ۴) مارن خاکستری میشان
تکرار این توالی‌ها در طول محور چند متر، به احتمال زیاد نشان‌دهندهٔ گسل‌خوردگی در این ناحیه است. همچنین، نشت گاز طبیعی و سوختن پیوستهٔ آن در سازند نفوذناپذیر گچساران، این فرضیه را تقویت می‌کند که شکستگی‌های ناشی از گسل‌خوردگی موجب تکرار لایه‌ها و مسیر نشت گاز شده‌اند. از سوی دیگر، با توجه به اینکه سن سازند میشان جوان‌تر از سازند گچساران است، علاوه بر احتمال گسل خوردگی، می‌توان فرض کرد که بخش‌هایی از میشان در ناحیه، تحت فرسایش قرار گرفته و سازند گچساران رخنمون پیدا کرده است. این نظریه با مشاهده فرورفتگی محیط و شواهد رسوبی تقویت می‌شود.

مطالعات ارتفاعات بالاتر تشکوه نیز نشان داد که مارن‌های خاکستری میشان به‌طور تدریجی به مارن‌های قرمز سازند آغاجاری تبدیل می‌شوند. روند این تغییرات به‌این صورت قابل مشاهده می‌باشند که: ۱) مارن خاکستری، ۲) مارن خاکستری-مارن قرمز، ۳) مارن قرمز-مارن خاکستری و ۴) مارن قرمز این توالی نشان می‌دهد که مرز بین سازندهای میشان و آغاجاری به‌صورت پیوسته و تدریجی شکل گرفته است، در حالی که مرز بین سازندهای گچساران و میشان به‌صورت ناپیوسته و ناگهانی است. نتایج مشاهدات میدانی و تحلیل‌های سنگ‌شناسی و ساختاری بیانگر این است که ناپیوستگی و گسل‌خوردگی، فرسایش و بیرون‌زدگی از آب، و حضور شکستگی‌های گسلی از عوامل اصلی تکرار لایه‌ها و شکل‌گیری توالی‌های رسوبی غیرپیوسته در این ناحیه هستند.



شکل ۳: توالی مشاهده‌شده در برش الگوی تشکوه

ارزیابی رسوبی سازند گچساران منجر به شناسایی ۱۴ رویداد رسوبی شامل ۲ سطح فرسایشی، ۵ تغییر دامنه (عمدتاً نشانه تغییر سنگ‌رخساره) و ۷ تغییر فرکانس (ناشی از تغییر در سنگ‌رخساره یا نرخ رسوب‌گذاری) شد. تراکم بالای این وقایع، به‌ویژه فراوانی تغییرات فرکانس، نشان‌دهنده یک محیط رسوبی بسیار پویا و ناپایدار با تغییرات متناوب و ریزمقیاس در شرایط رسوب‌گذاری یا منابع مواد است.

تاریخچهٔ چینه‌نگاری سکانسی سازند گچساران به سه سکانس مرتبهٔ چهارم تقسیم میشود که هر کدام نشان‌دهنده شرایط خاصی از تغییرات سطح آب دریا هستند:

۱. سکانس اول:

۱-۱. شرایط: فقط دوره پسروی و پایین آمدن سطح آب دریا را ثبت کرده است.

۱-۲. مشخصات: ضخامت ۲۹,۵ متر، مدت زمان ۳۸۳ هزار سال، نرخ رسوب‌گذاری کم (۷,۷ سانتی‌متر در هزارسال).

۱-۳. نکته کلیدی: حدود نیمی از حجم کل رسوبات گچساران در این دوره با نرخ آهسته تشکیل شده و شواهدی از تغییرات سنگ‌شناسی و یک سطح فرسایش در آن دیده می‌شود.

۲. سکانس دوم:

۲-۱. شرایط: شامل هر دو دوره پیشروی و پسروی آب دریا است.

۲-۲. مشخصات: ضخامت ۶۱,۲ متر، مدت زمان ۷۷۹ هزار سال، نرخ رسوب‌گذاری کم و رو به توقف (۷,۸۶ سانتی‌متر در هزارسال).

۲-۳. نکته کلیدی: نیم دیگر حجم رسوبات در این سکانس تشکیل شده. فعالیت رسوب‌گذاری در ابتدا بالا بوده اما با دو مرحله کاهش نرخ، در پایان این دوره تقریباً متوقف شده است.

۳. سکانس سوم:

۳-۱. شرایط: مجدداً شامل دوره‌های پیشروی و پسروی است.

۳-۲. مشخصات: ضخامت ۵۰,۲ متر، مدت زمان ۲۶۲ هزار سال، نرخ رسوب‌گذاری بسیار بالاتر (۱۹,۱۹ سانتیمتر در هزارسال).

۳-۳. نکته کلیدی: در مقایسه با دو سکانس قبل، نرخ رسوب‌گذاری در این دوره بیش از دو برابر شده که نشان‌دهنده یک تغییر محیطی چشمگیر و شرایط مساعدتر برای نهشت مواد است.

ارزیابی ویژگی‌های پتروفیزیکی سازند گچساران با استفاده از داده‌های چاه‌نگاری منجر به شناسایی موارد زیر گردید (شکل ۴):

۱. محاسبه تخلخل با سه روش مختلف (صوتی، نوترون-چگالی و چگالی) مقادیر بسیار بالا (بین ٪۱۷,۷ تا ٪۲۶,۶) و یک میانگین ادغام‌شده ٪۲۵ را نشان داد. این مقدار برای یک سازند تبخیری (نمک، انیدریت، مارن) غیرعادی و غیرمنتظره است، زیرا تخلخل اولیه در چنین سنگ‌هایی معمولاً کمتر از ٪۵ است.

۲. با توجه به موقعیت چاه ماماتین-۱۰ در نزدیکی گسل‌های محلی، این تخلخل بالا به عنوان تخلخل ثانویه از نوع شکستگی تفسیر شده است. نیروهای تکتونیکی ناشی از این گسل‌ها، شبکه‌ای از شکستگی‌ها را در سنگ ایجاد کرده که فضای خالی و نفوذپذیری را افزایش داده است.

۳. در بازه‌های متخلخل، پاسخ‌های غیرعادی دیده می‌شود:

۳-۱. افزایش در نمودارهای صوتی (DT) و نوترون (NPHI)

۳-۲. کاهش در نمودار چگالی (RHOB)

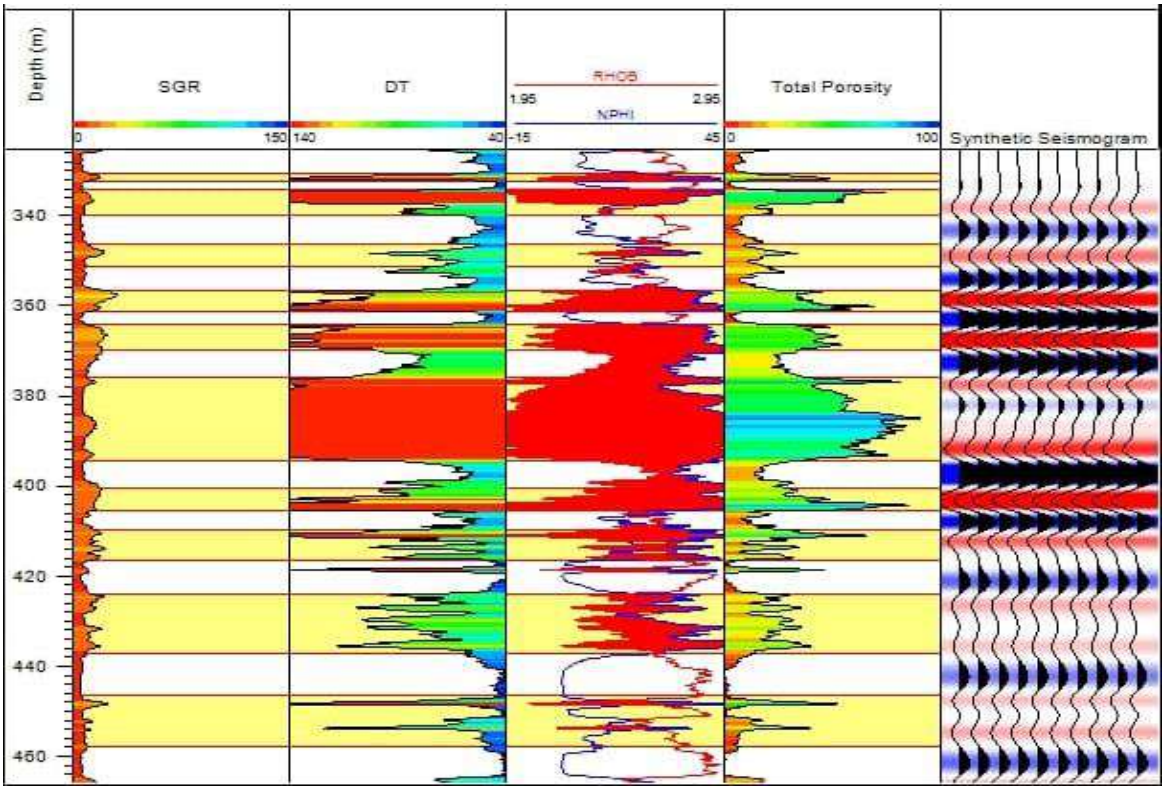
۳-۳. این الگوها معمولاً نشان‌دهنده وجود تخلخل در سازند هستند.

۴. با ایجاد لرزه‌نگاشت مصنوعی از داده‌های چاه، دو نکته تأیید شد:

۴-۱. وجود شکستگی‌های مؤثر: افزایش‌های دامنه (Amplitude) لرزه‌نگاشت دقیقاً در همان بازه‌های متخلخل رخ داده که نشان از حضور شکستگی‌های شدید و باز دارد.

۴-۲. وجود هیدروکربن: این افزایش‌های دامنه همزمان با الگوهای غیرعادی چاه‌نگاری (مربوط به هیدروکربن) مشاهده شده‌اند.

۴-۳.



شکل ۴: ارزیابی پتروفیزیکی سازند گچساران در چاه ماماتین-۱۰

۴- نتیجه‌گیری

مطالعات میدانی در برش تشکوه، وجود یک ناپیوستگی و گسلش مهم در مرز سازندهای میشان و گچساران را آشکار کرد که با تکرار غیرعادی لایه‌ها و خروج فعال گاز همراه است. این مشاهدات، شواهد عینی از فعالیت تکتونیکی مؤثر در منطقه را فراهم می‌کند. هم‌زمان، تحلیل رسوبی، سکانسی و پتروفیزیکی در چاه ماماتین-۱۰، تشکیل سازند گچساران را در سه سکانس با نرخ‌های متغیر و وقایع مکرر (۱۴ رویداد) نشان داد که حاکی از یک محیط رسوبی بی‌ثبات است. این بی‌ثباتی با فعالیت گسل‌ها مرتبط تفسیر می‌شود. در نهایت، تخلخل غیرمنتظره ٪۲۵ در این سازند مستقیماً به شبکه شکستگی‌های ثانویه ناشی از گسلش نسبت داده می‌شود. بنابراین، یک چرخهٔ رسوبی کامل قابل شناسایی است: فعالیت تکتونیکی (مشاهدهٔ میدانی گسلش) باعث بی‌ثباتی محیط رسوبی (شواهد سکانسی) و درنهایت ایجاد شکستگی‌های گسترده (شواهد پتروفیزیکی) شده است. این فرآیند، سازند گچساران را در این ناحیه از

یک پوشش یکپارچه به یک واحد زمین‌شناسی دوگانه با نقش همزمان پوشش و مجرای شکسته تبدیل کرده که پدیدهٔ تشکوه تجلی سطحی آن است.

۵- منابع

مطیعی، م.، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی ایران: زمین‌شناسی نفت زاگرس ۱ و ۲. سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۰۹ ص.

موسوی، ح.، ۱۳۸۵. بررسی پدیده‌های خروج گاز طبیعی در خوزستان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران.

Abdollahie Fard, Sepehr, and Sherkati (2011) discussed the role of Neogene salt in Zagros folding.

Bahroudi and Koyi (2003) analyzed the tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation.

Catuneanu, O., Galloway, W, E., Kendall, C, G, St, C., Miall, A, D., Posamentier, H, W., Strasser, A & Tucker, M, E. (2009). Sequence stratigraphy: Methodology and nomenclature. Newsletters on Stratigraphy, 44(3): 173–245.

Ellis, D. V., & Singer, J. M. (2007). *Well logging for earth scientists* (Vol. 692). Dordrecht: Springer.

Moradi, S., Kalantari, N., & Charchi, A. (2017). *Geomorphology of karst features in the northeast of Khuzestan, Iran*. Springer.

Sloss, L, L. (1963). Sequences in the cratonic interior of North America. Geological Society of America Bulletin, 74(2): 93–114.

Tiab, D., & Donaldson, E. C. (2024). *Petrophysics: theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties*. Elsevier.

Vail, P, R., Mitchum, R, M & Thompson, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26: 83–97.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

معرفی توانمندی زمین گردشگری منطقه چاه زرد، باختر روستای مصر، شهرستان خور و بیابانک

بابک سپهریان نسب*[۱]

۱- استاد یار گروه علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد ایذه، ایذه، خوزستان

*Email: babaksepehriannasab@iau.ac.ir

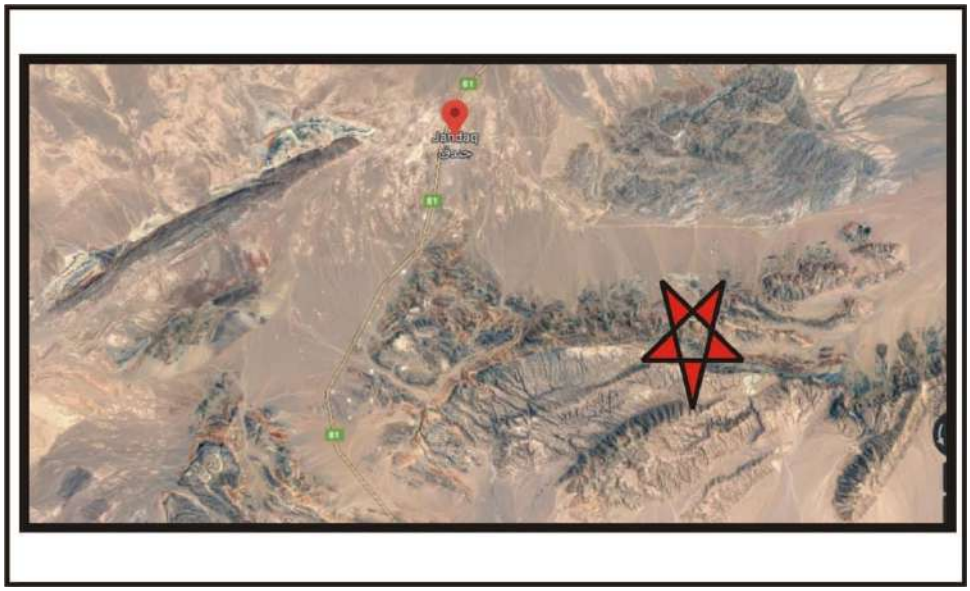
چکیده

واژه ی ژئوتوریسم در رخ خود، به محدوده ی گردشگری جغرافیایی، با تاکیید ضمنی بر ویژگیهای زمین شناختی و ریخت شناسی زمین اشاره دارد، اما در بطن می تواند پیشنهادی برای توسعه ی پایدار مناطقی همچون ایران مرکزی باشدکه همزمان با تجربه علمی، بصری و روحی، برای بازدید کنندگان، رفاه ساکنان را فراهم آورد. نقطه نظر این مقاله نمایش توانمندی زمین گردشگری چاه زرد در نزدیکی روستای مصردر خاور استان اصفهان است. این ناحیه با داشتن چنین توانمندی هنوز از زیر ساخت های یک منطقه گردشگری درخور برخوردار نیست و نیازمند توجه مسولان برای گسترش و پیشرفت است، اما ویژگیهایی همانند، ذخایر سنگوا ره های منطقه، ساختار مورفولوژیک دره های خاص، کانی شناسی گوهر سنگ ها همچون عقیق های قرمز رنگ و نیز رودخانه هایی از سنگواره های خارپوستان که به سیلیس مبدل شده اند، در کنار یکدیگر توانمندی مناسبی را برای معرفی این منطقه به عنوان یک ژئو سایت فراهم می کند.

کلمات کلیدی: زمین گردشگری، چاه زرد، شرق استان اصفهان

۱- مقدمه

زمین گردشگری یک حقیقت نوین جهانی است که در کنار مفهوم کلی تر گردشگری ظهور و به سرعت به جایگاهی رفیع دست یافت(Heggie et al., 2009). اگر چه تعدادی از محققان، آن را بخشی از گردشگری جغرافیایی می پندارند(Stueve et al. 2002) اما این مفهوم به عنوان یک زمینه ی مستقل و فرا رشته ای توسط صنعت مسافرات آمریکا و مجله ی مسافر جغرافیایی ملی عنوان شده است(Lew, 2002). در واقع زمین گردشگری همراه با مفاهیم زیبایی شناسی، فرهنگ و میراث فرهنگی و علم زمین شناسی، حفظ محیط زیست و افزایش رفاه ساکنان محلی را نیز مد نظر قرار می دهد(Kim et al., 2008). حقیقتی که امروز در شرایط بحران آب که به ویژه ایران مرکزی درگیر آن است، می تواند در سایه ی مدیریت علمی و پویا با تاکید بر حفظ زیست بوم وآموزش ساکنان محلی و گردشگران،کلید توسعه ی پایدار باشد.چاه زرد در شهرستان خور و بیابانک استان اصفهان در عرض ۰۰"۸۵"۳۳ و طول ۶۶"۶۷"۵۴ که در غرب روستای هدف گردشگری مصر قرار گرفته است، مثالی خوب از چنین پتانسیل و توانمندی محسوب می شود که انگاره های متعدد دیرینه شناسی، کانی شناسی و رسوب شناسی را در خود جای داده است(شکل۱).



شکل۱- موقعیت جغرافیایی چاه زرد در غرب روستای گردشگری مصر

دراین منطقه پدیده های زیبای رسوب شناختی همانند دره های با دیوارهای سترگ و عمقی شگرف دیده می شود.و نیز تپه های با رسوبات دریایی که غنی از صدف های دوکفه ای های دورا نسوم زمنی شناسی می باشد. این عوامل می تواند هر یک دامنه ای وسیع از جذب گردشگر را به خود اختصاص دهد. گردشگری مناطق کویری و کم آب به لحاظ اهمیت حفظ فرهنگ بومی و ممانعت از مهاجرت به شهر های بزرگ همچون تهران، در مدیریت بحران نیز حائز توجه بی بدیلی است چرا که خالی از سکنه شدن مرکز ایران ، می تواند مناطقی بحرانی و امنیت گریز را در دل کشور ایجاد نماید. منطقه ی شرق استا ناصفهان با وجود دارا بودن پتانسیل بالای گردشگری کویر اعم از اکوتوریسم و ژئوتوریسم، اما هنوز به دلایل نامشخص! از این امکان بهره مند نشده است و کم کم با گریز جمعیت مواجه شده است.

۲- روش مطالعه

در این تحقیق برای معرفی داشته ها ابتدا کارت جامع شکل گرفت و سپس بر اساس تحلیلی به عمل آمده ارزش افزوده و پتانسیل های هر بخش مشخص گردید. مشخصات مندرج در کارت اصلی به فراخور حال و ظرفیت هر کدام به زیر بخشهایی تقسیم شدند. در جداول ارزیابی از مقیاس صفر و یک استفاده شده است.سپس بر مبنای روش رینارد و همکاران(۲۰۰۸)توانمندی ژئوسایت مورد استفاده قرار گرفت.

جدول۱-کارت شناسایی چاه زرد

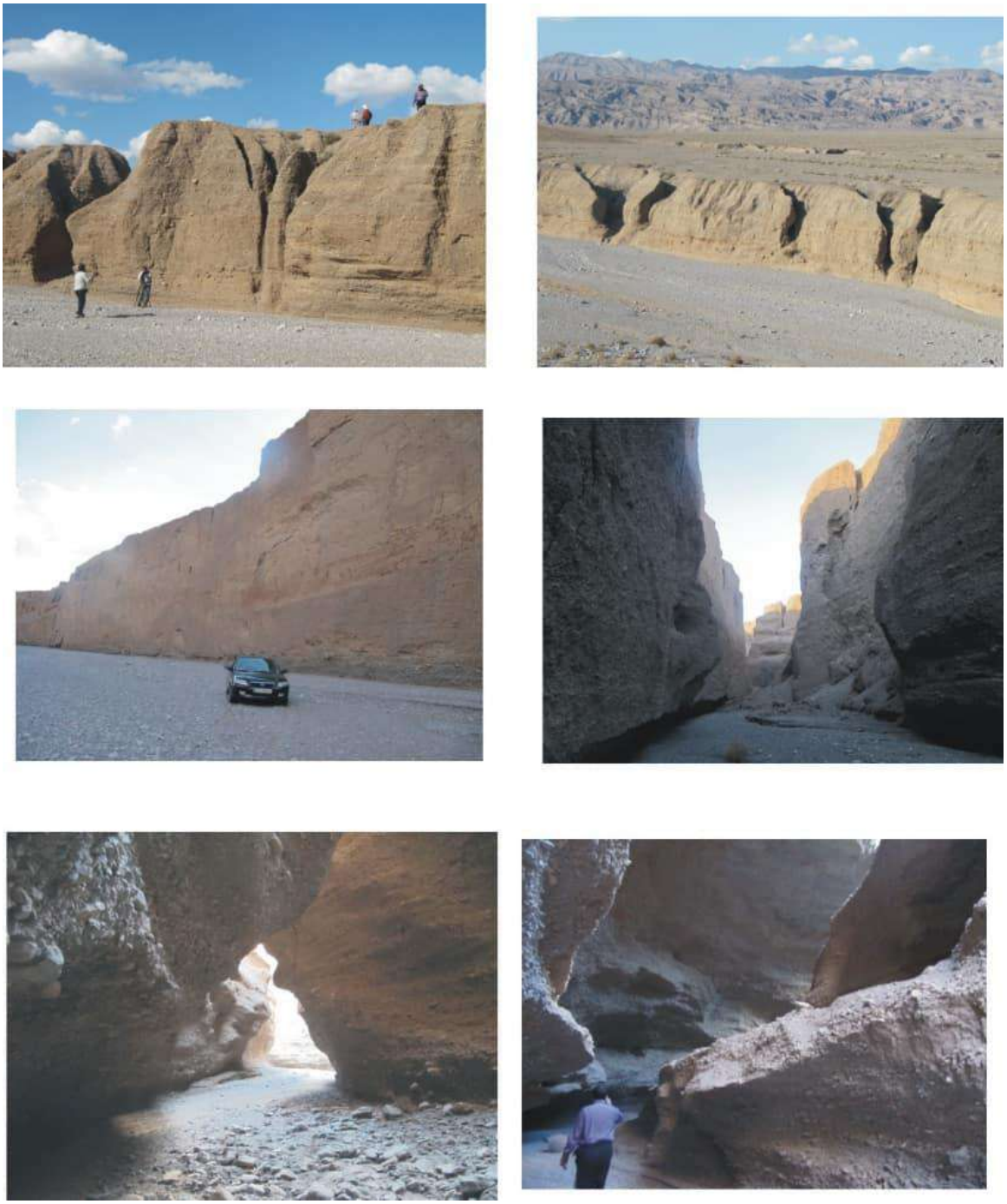
کارت شناسایی مکان ژئومورفیکی		
شناسه	شاخص ها	
جانمایی	چاه زرد در شهرستان خورو بیابانک به فاصله ی ۳۷۵کیلومتری از اصفهان در عرض ۰۰"۸۵"۳۳ و طول ۶۶"۶۷"۵۴ قرار دارد.	
ریخت شناسی	پدیده ها	دره های با دیوارهای قلعه مانند ، حجم بالای سنگواره های خارپوستان کرتاسه سیلیسی شده، وجوددسته های شتر، وجود بافت تاریخی جندق در نزدیکی منطقه و نیز روستای هدف گردشگری عروسان
	شکل گیری	پدیده های رسوب شناختی در اثر روان آب و رودخانه ای چند صد ساله در آبرفتهای دامنه ی کوه ایجاد شده است. در فاز بعدی فرسایش تا بستر سنگی عمل نموده و تخته های ستبری از سنگواره های کرتاسه پدیدار شده اند و سپس گذر آب از توده های آذرین وعبور از لایه های سنگواره دار، ینگهای سیلیسی از آنها ساخته است
	ساختارهای فرسایشی	دیواره های بزرگ و دالانهای تودر تو که به شکل یک قلعه ی طبیعی و وهم انگیز دیده می شود بر اثر رون آب حاصل شده است.
	تکاپو	بیشترین درصد شکل گیری پدیده های مورد اشاره بر اثر تکاپوی جریانهای سطحی است.
	سن	کوهستان مادر به سن کرتاسه و رودخانه تا اواخر قاجار هم جریان داشته است(به قول مردم محلی)
	وابستگی	عوامل بیرونی
	زمینه مطالعات	رسوب شناسی، کانی زایی، ژئومورفولوژی، فسیل شناسی
جنبه های کاربردی	اقتصاد	پرورش شتر. کاشت سیر(گونه ای مخصوص در این منطقه)، کوه نوردی و دره نوردی
	دسترسی	راه آسفالته ی اصفهان جندق-مسیر آسفالته ی دامغان جندق و سپس مسیر خاکی
	جذابیت	ساختار منطقه برای عموم بسیار جذاب است و حوزه های زمین شناختی آن برای دانش آموزا ن و دانشجویان
	وضعیت فعلی	حفاظت نشده
	بهره برداری کنونی	به عنوان اسکان دام از سوی برخی دامداران محلی
	زیرساخت اسکان	در انارک، جندق و روستای مصر چندین اقامت گاه بومی موجود است
	وضعیت قانونی	حفاظت نشده

جدول۲. معیارهای استفاده شده برای ارزیابی

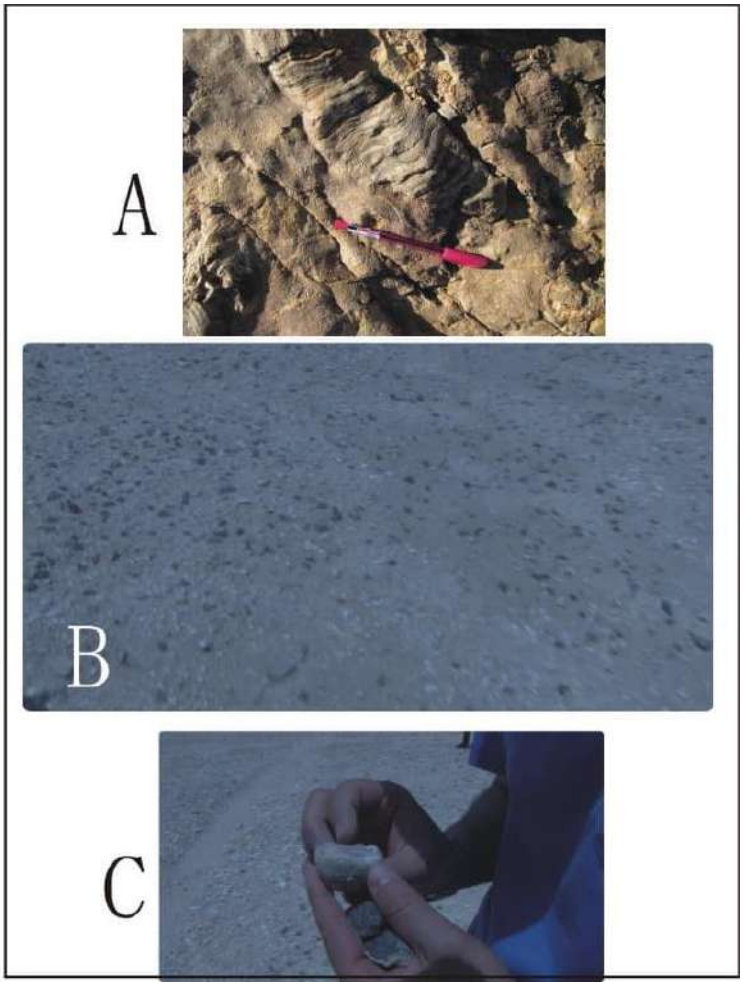
زیر معیار	بخش ها و معیار ها
موقعیت و ویژگی	داده های عمومی
زمین شناختی	داده های علمی
آ.تشریح ب. ریخت زایی	داده های توصیفی
ارزشهای محیطی، زیبایی، فرهنگی و اقتصادی	ارزش اضافی
ارزشهای جهانی، آموزشی و تهدیدات	ترکیب

جدول۳.ارزش افزوده(رینارد. ۲۰۰۷)

معیار	ارزش
اثر زیست بوم	ارزش بوم شناختی(Ecol)
ساختار شناسی زیبایی و الهام بخشی	ارزش زیبای(Aest)
اهمیت زمین شناشی(Geo) اهمیت هنری(Art)	ارزش فرهنگی(Cul)
تولیدات اقتصادی	ارزش اقتصادی



شکل۲-دره های با دیواره های بلند منطقه چاه زرد



شکل۳-پتانسیل دیرینه شناسی منطقه

۳- بحث

ارزش زیبایی شناختی به نحوی بر اساس دیدگاه های شخصی شکل می گیرد. معمولا برای این منظر از دید گاه بینش و ساختار استفاده می شود(Nemanja,2011). برای vp دیده شدن منظره ی کلی ژئوسایت یا پوشیده بودن بودن آن مد نظر قرار می گیرد. هر چه میزان دید کلی بیشتر باشد امتیاز بهتر و بالاتری را به خود اختصاص می دهد.در این مورد چاه رزد امتیاز کامل را به خود اختصاص می دهد. .ارزش ریبایی ظاهری برابر است با میانگین هر دو معیار. ((Aest=(vp+str)/2)) . چاه زرد به تصدیق گروه های صخره نوردی و چند تن از کارگردانان و موسیقیدانهایی کشور که از آن با نویسنده بازدیدی داشته اند امتیاز کامل را کسب می کند. در معیار فرهنگی ، میزان اثر گذاری معیار زمین شناختی و هنری را استفاده می کنند (قنبری و همکاران.۹۲و کمالی و همکاران ۹۰)البته معیار های تاریخی و مذهبی نیز در مورد سایت هایی که واجد آن هستند بهره گرفته می شود. در این منطقه به دلیل وجود رخنمونهای رسوبی و دانه بندی های زیبا، کانی زایی و تنوع زیست بوم های دیرینه، امتیاز کامل را کسب می کند.

در خصوص ارزشهای اقتصادی، باید گفت حضور مهمانپذیر و هتل در منطقه ارزش غیر مستقیم محسوب شده و باید به ارزش اقتصادی ژئوسایت در میزان دریافت هزینه از بینندگان و تولیدات مستقیم ارزش گذاری نمود.

۴- نتیجه گیری

چاه زرد در شرق استان اصفهان، با قرار گیری در مسیرهای خراسان به اصفهان و یزد، دامغان و استانهای شمال به جنوب و اصفهان به خراسان و گلستان، از جایگاه ممتازی برای پذیرایی از گردش کنندگان بهره مند است اما تاکنون به آن توجه نشده است. ژئوتوریسم در این منطقه میتواند داری مهم و تاثیرگذار به مرحله ی توسعه ی پایدار باشد و از مهاجرت و خالی از سکنه شدن این ناحیه ی مهم و ژئوپولیتیک جلوگیری نماید. مطالعات نشان داد که ارزش علمی یک معیار اولویت دار نسبت به دیگر ارزشها محسوب شده و می تواند به عنوان یک سایت آموزشی برای دانشگاه های کشور مد نظر قرار گیرد. اگر چه که ارزش زیبایی شناختی آن برای گروه های هدف همچون هنرمندان در تمام رشته ها امکان ایجاد گردشهای چند منظوره را فراهم می آورد.

۵- منابع

قنبری، ا.، حجازی، ا.، قنبری، م.،۱۳۹۲، ارزیابی توانمندی زمین گردشگری مکان های موجود در روستای کندوان. مجله ی مسکن و محیط روستا، شماره ۱۴۱، صفحه ۲۵-۳۲.

کمالی،ا.، موید، م.، جهانبخش، م.، پیروج، ه.، جوکار، م.، عامری، ع.، ۱۳۹۰، زمین گردشگری و ارزیابی توان گردشگری منطقه ی قافلانکوه میانه با استفاده از مدل ریاضی تابع هدف. علوم زمین، سال۲۱، شماره ۸۲، صفحه ۱۲۱-۱۳۲

Heggie, Travis W., 2009- Geotourism and volcanoes: Health hazards facing tourists at volcanic and geothermal and Infectious Disease 7, 257e261. destinations Travel Medicine

Kim, S., Kim, M., Park J., Guo, Y., 2008- Cave tourism: tourists' characteristics, motivations to visit, and the segmentation of their behavior,Asia Pac J Tourism Res 13:299e318.

Lew, A.A., 2002- Geotourism and what geographers do, Tourism Geographies, Vol. 4, No. 4, pp. 347.

Nemanja, Tomic. 2011. The Potential of Lazar Canyon{ Serbia} as a Geotourism Destination. Geographica Panaonica. V. 15, p. 103-112

Stueve, A., Cook, M., Suzanne, D. & Dawn, D., 2002-The Geotourism Study: Phase I Executive Summary, The Travel Industry Association of America and National Geographic Traveler. The Research Department of the Travel Industry Association of America Washington, D.C.USA. Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 279-294.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

نقش گسل کلمرد در رسوبگذاری: شواهدی از پالئوزوئیک و مزوزوئیک با تمرکز بر توالی‌های تریاس زیرین سازند سرخ شیل

وصال یحیی شیبانی*[۱]، احسان زمانیان [۲]، سعیده حسینی [۳]

۱- عضو هیات علمی گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور مرکز طبس، مدیر ژئوپارک جهانی طبس، طبس، ایران.

۲- کارشناس مسئول مطالعات، حفاظت زمین شناختی و ژئوسایت‌ها، ژئوپارک جهانی یونسکو طبس، طبس، ایران.

۲ عضو هیات علمی گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور تهران، تهران، ایران.

*Email: v.y.sheibani@pnu.ac.ir

چکیده

سازند سرخ‌شیل در زیربلوک کلمرد، یکی از بهترین شواهد تکتونیکی ـ رسوبی مرتبط با گسل‌های پی‌سنگی بلوک طبس را در تریاس زیرین حفظ کرده است. رسوبات پالئوزوئیک و مزوزوئیک این منطقه در اثر فعالیت گسل‌های نایبند، کلمرد و نائینی دچار تغییرات عمده‌ای در رخساره، ضخامت و تداوم رسوبگذاری شده‌اند. به‌منظور بررسی نقش گسل کلمرد در کنترل الگوهای رسوبگذاری، دو برش اصلی در شرق و غرب گسل و پنج برش تکمیلی در امتداد آن مطالعه شدند. نتایج نشان می‌دهد که سازند سرخ‌شیل در بخش غربی گسل (برش چشمه خواجه‌حسن) ۶۰ متر و در بخش شرقی (رباط شور) ۱۷۰ متر ضخامت دارد و این اختلاف، بیانگر فرونشینی بیشتر در فرودیواره گسل است. تغییرات جانبی سریع در رخساره‌ها، حضور نهشته‌های لاتریتی ـ بوکسیتی در قاعده، وقوع ساختارهای طوفانی و آثار زیستی متنوع، همگی نشان‌دهنده یک محیط کم‌عمق و پویا تحت تأثیر تغییرات سطح دریا و تکتونیک محلی است. تحلیل ترکیبی داده‌های صحرایی، نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد که بالاآمدگی تکتونیکی در امتداد گسل کلمرد طی تریاس زیرین تا میانی موجب ایجاد یک برجستگی قدیمه شده و از انباشته شدن سازند سرخ‌شیل و سازند شتری در برخی نواحی جلوگیری کرده است. این نتایج بیانگر نقش تعیین‌کننده تکتونیک پی‌سنگی در کنترل فضاهای رسوبی، توزیع رخساره‌ها و معماری چینه‌ای سازند سرخ‌شیل در حوضه کلمرد است.

کلمات کلیدی: سازند سرخ شیل، تریاس زیرین، گسل کلمرد، گسلش بلوکی.

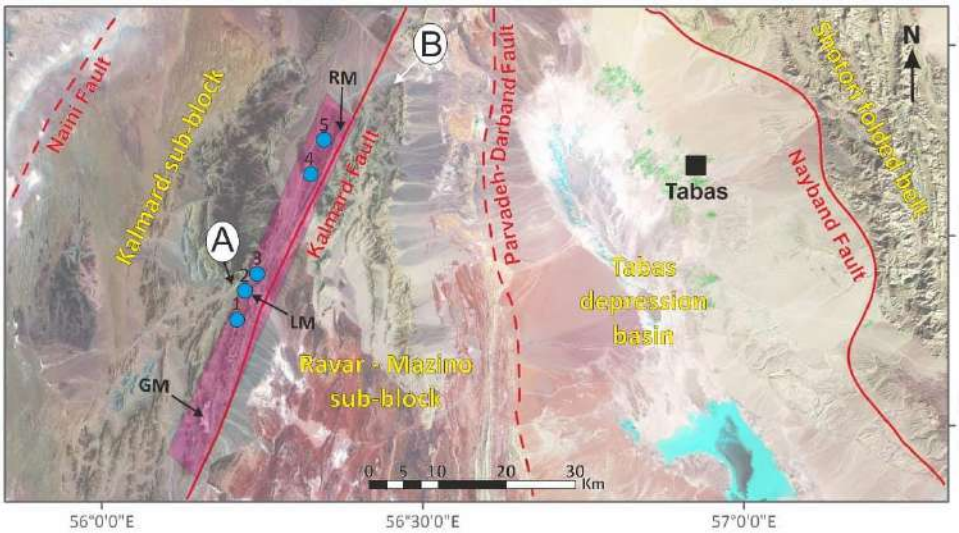
۱- مقدمه

رسوبات پالئوزوئیک و مزوزوئیک در بسیاری از مناطق ایران و بویژه بلوک طبس به خوبی نهشته شده‌اند و رخنمون‌های متعددی از آنها وجود دارد. بلوک طبس از چندین پهنه یا زیربلوک تشکیل شده که این زیربلوک‌ها به وسیله گسل‌های پی سنگی نایبند، کلمرد و نائینی احاطه شده‌اند (Aghanabati and Haghipour, 1975؛ آقانباتی، ۱۳۸۵). زیربلوک کلمرد در بخش غربی بلوک طبس، یکی از مناطق مهم زمین شناختی ایران است که شواهد رسوبی پالئوزوئیک و مزوزئیک در آن بسیار برجسته هستند و تاکنون مطالعات متعددی در آن انجام شده است (Davydov and Arefifard, 2007; Bayetgoll et al., 2015; Nezhadabbas et al., 2020; Salehi et al., 2024). شواهد موجود از رسوبات اردویسین (سازند شیرگشت)، کامل نبودن توالی‌های رسوبی دونین ـ کربنیفر (سازندهای راهدار و گچال) و تغییرات سنگ شناختی نهشته‌های پرمین (سازند خان) تا پایان تریاس نشان می‌دهد که این منطقه تحت تأثیر یک رژیم کششی بلندمدت بوده و همواره مرز فعال بین بخشی فرونشسته در شرق و بخشی نسبتاً بالاآمده در غرب را شکل داده است (Lasemi et al., 2012; Bayetgoll et al., 2015; Taghdisi Nikbakht et a., 2019) تمرکز ویژه بر سازند سرخ‌شیل در تریاس زیرین امکان بازسازی دقیق‌تری از وضعیت رسوبگذاری در زمان فعالیت گسل کلمرد فراهم می‌کند. این سازند عمدتاً شامل شیل و ماسه سنگ‌های قرمز، نهشته‌های آهکی ـ دولومیتی و طوفانی است که در محیط حاشیه غیرفعال پالئوتتیس و تحت تأثیر فرآیندهای

جزرومدی و طوفانی نهشته شده‌اند (رفرنس). پیوند بین دینامیک گسله‌شدن و الگوهای رسوبگذاری در بازه پالئوزوئیک ـ مزوزوئیک به‌خصوص برای حوضه‌های حاشیه پالئوتتیس اهمیت فراوانی دارد، زیرا گسله‌شدن می‌تواند ایجاد فرونشینی‌های (subsidence) محلی و منطقه‌ای را تسهیل کند و در نتیجه توزیع رخساره‌ها و انباشته شدن رسوبات را هدایت نماید. هدف این مطالعه بررسی نقش مکانی گسل کلمرد در کنترل رسوبگذاریِ توالی‌های پالئوزوئیک ـ مزوزوئیک با تمرکز بر توالی‌های تریاس زیرین سازند سرخ‌شیل است. پرسش کلیدی در این مطالعه عبارت‌اند از: آیا فعالیت گسلی موجب ایجاد ناپیوستگی‌ها و تغییرات چینه سنگی مشخص در توالی سازند سرخ‌شیل در بازه زمانی تریاس زیرین شده‌اند؟ آیا می‌توان با ترکیب داده‌های چینه سنگی، تحلیل ساختاری و تأثیر آن بر روند رسوبگذاری را بازسازی کرد؟ پاسخ به این پرسش می‌تواند مدل‌های رسوبگذاری وابسته به تکتونیک برای حوضه‌های مشابه را بهبود دهد و پیامدهایی برای بازسازی تکتونیک حوضه‌های رسوبی داشته باشد.

۲- روش مطالعه

به منظور دست‌یابی به هدف این مطالعه ۲ برش مطالعاتی در شرق و غرب گسل کلمرد برای بررسی تغییرات چینه سنگی انتخاب شدند. این دو برش شمال برش چشمه حواجه حسن در غرب و رباط شور در شرق گسل کلمرد است (شکل ۱). علاوه بر این، به منظور بررسی دقیق‌تر تاثیر گسل کلمرد بر تکتونیک و رسوبگذاری سازند سرخ شیل، ۵ برش تکمیلی در امتداد گسل کلمرد مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته اند. همچنین به منظور تاثیر تکتونیک بر رسوبگذاری در حوضه رسوبی کلمرد، از شواهد چینه سنگی و گسترش سازندهای پالئوزوئیک و مطالعات پیشین انجام شده کمک گرفته شده است. در برش‌های مطالعه‌شده، سازند سرخ‌شیل به‌صورت ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند خان (پرمین پسین) قرار می‌گیرد و به‌صورت هم‌شیب در زیر سازند دولومیت شتری (تریاس میانی) قرار می‌گیرد.



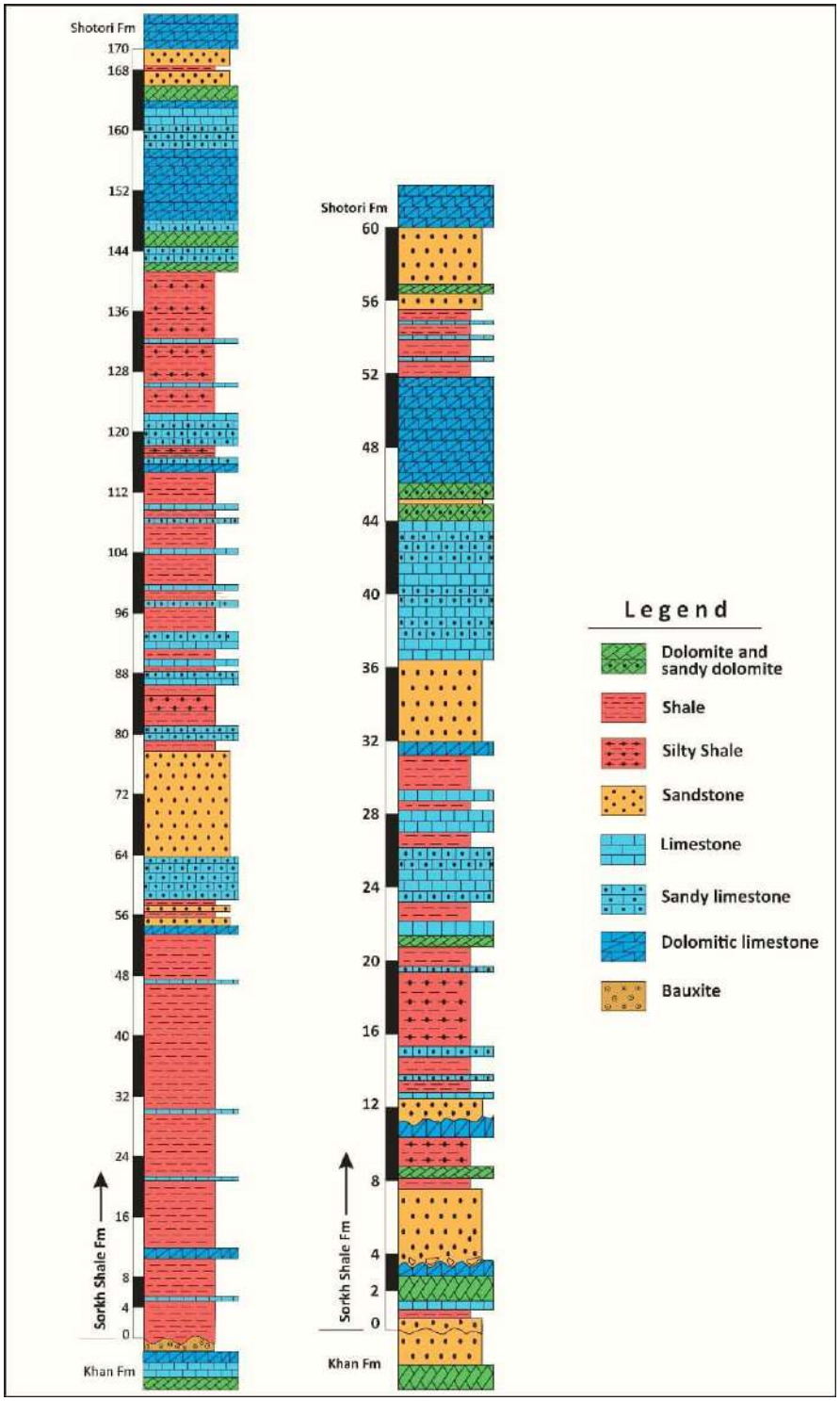
شکل۱- تصویر ماهواره‌ای بخش شمالی بلوک طبس و زیربلوک‌های آن، که برش های مورد مطالعه همراه با موقعیت گسل‌های اصلی مشخص شده است (A: برش چشمه خواجه حسن، B: برش رباط شور، GM: کوه گچال، LM: کوه لَخربخشی، RM: کوه راهدار، ۱ تا ۵: برش‌های کمکی در امتداد گسل کلمرد).

۳- بحث

براساس مطالعات و شواهد صحرایی، سازند سرخ شیل در برش چشمه خواجه حسن، ۶۰ متر ضخامت دارد و در برش رباط شور ضخامت این سازند ۱۷۰ متر اندازه‌گیری شده (شکل ۲) و موقعیت هر یک از برش‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است. سازند سرخ‌شیل در مقاطع مورد مطالعه شامل یک توالی سیلیسی‌آواری ـ کربناته است که از شیل، سیلتستون، ماسه‌سنگ‌های عمدتاً قرمز، میان‌لایه‌هایی از دولومیت‌های کرم‌رنگ، و لایه‌های نازک آهک خاکستری تا قهوه‌ای دارای فسیل‌های دوکفه‌ای و ورمیکولیت تشکیل شده است. ساختارهای رسوبی مشاهده‌شده شامل ریپل‌مارک‌ها، لایه‌بندی مورب مسطح و درهم، عدسی، لایه‌بندی فلاسر، ساختارهای هوموکی، اثر قطرات باران، لایه‌های استروماتولیتی، تمپستایت‌ها و کنگلومرای درون‌سازندی است. علاوه بر این، فسیل‌های موجود نیز عمدتاً شامل دوکفه‌ای‌ها مانند Pseudomonotis و Claraia و همچنین گاستروپودهای کوچک است که اغلب همراه با آثار کرمی‌شکل مشابه Cerpulus بر روی سطوح لایه‌ها مشاهده می‌شوند.شواهد پژوهش‌های پیشین نشان می‌دهد که در زیربلوک کلمرد نهشته‌های کامبرین وجود ندارند، سیستم‌های رسوبی اردویسین دچار تغییرات اساسی شده‌اند و از سیلورین تا دونین میانی رسوب‌گذاری به طور کامل رخ نداده است (Sheikholeslami and Zamani, 1999; Azhdari et al., 2004; Bayet-Goll et al., 2015). با این حال، تاکنون گزارشی از نبود رسوبات تریاس زیرین در این منطقه ارائه نشده بود.

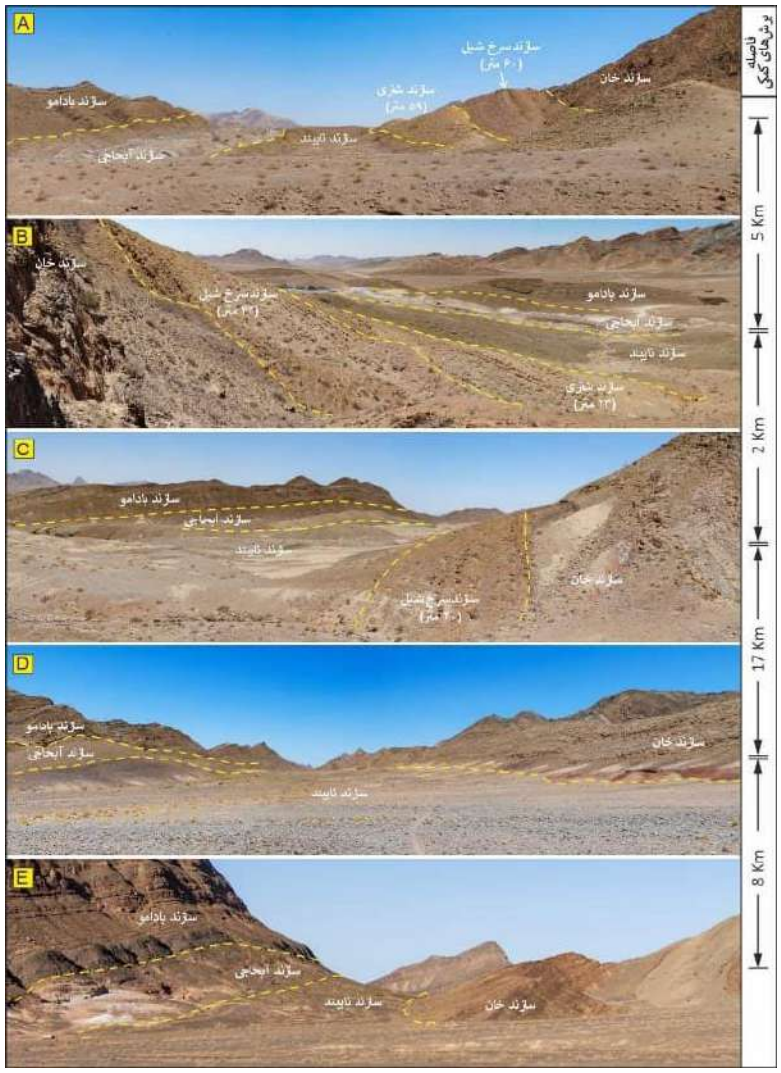
در پرمین پسین، افت جهانی سطح دریا باعث گسترش بیرون‌زدگی خشکی و شکل‌گیری یک افق لاتریتی مشخص در سراسر صفحه سیمرین ایران از جمله حوضه طبس شد (لاسمی، ۱۳۸۰). در محدوده مطالعه، این افق در برش چشمه خواجه حسن به‌صورت ماسه‌سنگ لاتریتی و در برش رباط شور به‌صورت لایه بوکسیتی دیده می‌شود. این ناپیوستگی با افت سطح دریا در تریاس زیرین منطبق است (Golonka and Kiessling, 2002; Haq, 2018) و بر نقش کنترل جهانی در الگوهای رسوبگذاری محلی تأکید دارد. سازند سرخ‌شیل (تریاس زیرین) شامل یک توالی سیلیسی‌آواری ـ کربناته است که از برش چشمه خواجه حسن در غرب تا برش رباط شور در شرق گسل کلمرد امتداد می‌یابد. هم‌بستگی‌های لیتواستراتیگرافی، تغییرات جانبی چشمگیری را در رخساره‌های سنگی و ضخامت را نشان می‌دهند که بیانگر یک سیستم رسوبی بسیار پویا تحت تأثیر نوسانات اقلیمی، تکتونیک، تغییر سطح آب و انتقال رسوبات درون‌حوضه‌ای است.(Catuneanu, 2006; Kwon et al., 2006)

بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی (Sheikholeslami and Zamani, 1999; Azhdari et al., 2004)، زیربلوک کلمرد از شرق با گسل نایینی و از غرب با گسل کلمرد محدود می‌شود (شکل ۱) و این موضوع وجود یک حوضه نیم‌گرابنی را در زمان اردویسین نشان می‌دهد (Bayet-Goll et al., 2015). مقایسه بین برش گچال با ضخامت ۴۱ متر در غرب گسل کلمرد براساس (قماشی و لاسمی، ۱۳۸۴؛ Lasemi et al., 2008)، برش چشمه خواجه حسن با ۶۰ متر ضخامت در غرب و برش رباط شور با ۱۷۰ متر ضخامت در شرق، بیانگر تغییرات سریع رخساره‌ای و ضخامت در فاصله‌های کوتاه است که بازتابی از کنترل شدید تکتونیکی گسل کلمرد در حوضه رسوبی کلمرد است (شکل ۲). در نواحی نزدیک به گسل (فرادیواره) رسوبات ماسه‌سنگی متوسطدانه در برش چشمه خواجه حسن و نهشته‌های سیلیسی‌آواری ـ تبخیری در برش گچال شکل گرفته‌اند. در مقابل، فرونشینی بیشتر در فرودیواره گسل کلمرد موجب رسوبگذاری ضخیم لایه های ماسه‌سنگی دانه‌ریز و لایه‌های شیلی در برش رباط شور شده است.



شکل۲- ستون چینه سنگی برش‌های مورد مطالعه که تغییرات سنگ شناسی و ضخامت سازند سرخ شیل را در دو سوی گسل کلمرد نشان می‌دهد (ستون سمت راست: برش چشمه خواجه حسن و ستون سمت چپ: برش رباط شور).

مشاهدات میدانی در پنج برش موازی با امتداد گسل کلمرد، کاهش تدریجی ضخامت سازند سرخ‌شیل و سازند شتری را نشان می‌دهد (شکل ۳). جاییکه رسوبگذاری از کوه لخربخشی به‌سمت کوه راهدار متوقف شده است و سازند نایبند (تریاس بالایی) به‌طور مستقیم بر روی سازند خان (پرمین پسین) قرار می‌گیرد. تحلیل تلفیقی نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های صحرایی نشان می‌دهد که بالاآمدگی تکتونیکی در امتداد گسل کلمرد (مرتبط با گرانودیوریت‌های کوه راهدار و کوه لخربخشی) در طی تریاس زیرین تا میانی رخ داده است. این رویداد موجب ایجاد یک برجستگی قدیمی (Paleorelif) شده و عملاً از نهشته شدن سازند سرخ‌شیل و سازند شتری جلوگیری کرده است. نبود نهشته‌های سیلورین و دونین در کوه راهدار و کوه لخر بخشی نیز نشان‌دهنده تکرار دوره‌های وقفه رسوبگذاری در این زیربلوک و در امتداد گسل پی سنگی کلمرد است.



شکل۳- تصاویر صحرایی برش‌های کمکی سازند سرخ شیل به منظور بررسی تغییرات چینه سنگی در امتداد گسل کلمرد همراه با فواصل آنها (عکس A تا E، موقعیت این تصاویر را بر روی شکل ۱ به صورت شماره ۱ تا ۵ نشان می‌دهد).

بازسازی سطح جهانی دریا نشان می‌دهد که سطح دریا در کل دوره تریاس پایین بوده است (Haq, 2018). ماهیت کم‌عمق رخساره‌های سازند سرخ‌شیل با این روند جهانی سازگار است، در حالی‌که تکتونیک محلی باعث ایجاد تغییرات اضافی در توزیع رخساره‌ها و لیتواستراتیگرافی شده است. به‌طور کلی، رسوبگذاری سازند سرخ‌شیل تحت کنترل همزمان تغییرات سطح نسبی دریا، هندسه حوضه و فعالیت تکتونیکی در امتداد گسل‌های پی سنگی قرار داشته است. این موضوع اهمیت نقش فرونشینی کنترل‌شده توسط گسل را در شکل‌گیری معماری رسوبی تریاس زیرین برجسته می‌سازند.

۴- نتیجه گیری

بر اساس داده‌های حاصل از بررسی میدانی، تطابق چینه‌ای و تحلیل‌های تکتونیکی، گسل کلمرد نقش اساسی در کنترل رسوبگذاری سازند سرخ‌شیل و توالی‌های پالئوزوئیک ـ مزوزوئیک زیربلوک کلمرد داشته است. اختلاف قابل‌توجه ضخامت سازند سرخ‌شیل در دو سوی گسل، وجود یک افق لاتریتی ـ بوکسیتی در قاعده، و تغییرات سریع جانبی، همگی نشان می‌دهد که حوضه کلمرد تحت تأثیر یک سیستم نیم‌گرابنی فعال بوده است. افزایش فرونشینی در فرودیواره گسل شرایط را برای انباشت رسوبات ریزدانه تا متوسطدانه فراهم کرده، در حالی‌که بالاآمدگی در فرادیواره باعث ایجاد ناپیوستگی‌ها و وقفه‌های رسوبگذاری شده است. شواهد متعدد از نبود نهشته‌های سیلورین، دونین و بخش‌هایی از تریاس، نشان‌دهنده تکرار دوره‌های بالاآمدگی در امتداد این گسل طی زمان زمین‌شناسی است. در مجموع، رسوبگذاری سازند سرخ‌شیل حاصل برهم‌کنش سه عامل اصلی بوده است: تغییرات جهانی سطح دریا، هندسه نیم‌گرابنی حوضه، و فعالیت تکتونیکی گسل کلمرد. این ترکیب عوامل نه‌تنها کنترل‌کننده معماری رسوبی تریاس زیرین بوده، بلکه چارچوبی برای درک بهتر تکامل حوضه‌های حاشیه پالئوتتیس و تأثیر گسل‌های پی‌سنگی بر فرآیندهای رسوبگذاری را ارائه می‌دهد.

۵- منابع

آقانباتی، ع.،۱۳۸۵. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

لاسمی، ی.، ۱۳۸۰. تحلیل رخساره‌ها، محیط‌های رسوب‌گذاری و چینه‌شناسی توالی سنگ‌های پرکامبرینِ بالایی و پالئوزوئیکِ ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۸۰ صفحه.

قماشی، م. لاسمی، ی.، ۱۳۸۴. محیط‌های رسوب‌گذاری و چینه‌شناسی توالی سازند سرخ‌شیل (تریاس زیرین) در بلوک طبس. مجله علوم دانشگاه خوارزمی، ۴ (۲-۱)، ۳۶۹-۳۸۶.

Aghanabati, A., Haghipour, A., 1975. Geological quadrangle map of Tabas, 1:250000. Geological survey of Iran.

Azhdari, A., Nazari. H., Aghanabati, A., 2004. Geological Map of Robat-e-Khan, 1:100,000 Series, Sheet 7256. Geological Survey of Iran, Tehran.

Bayetgoll, A., Mousavi-Harami, R., Mahboubi, A., 2015. Sedimentary environments and stratigraphy of the carbonate-silicilastic deposits of the Shirgesht Formation: implications for eustasy and local tectonism in the Kalmard Block, Central Iran. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches 31(3), 37-68.

Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy, first edition. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.

Davydov, V.I. and Arefifard, S., 2007. Permian fusulinid fauna of Peri-Gondwanan affinity from the Kalmard region, East-Central Iran and its significance for tectonics and paleogeography. Palaeontologia Electronica 10(2), 1-40.

Golonka, J., Kiessling, W., 2002. Phanerozoic time scale and definition oftime slices. In: Kiessling, W., Fliigel, E., Golonka, J. (Eds.), Phanerozoic Reef Patterns. Society of Sediment. Geol. (SEPM) Special Publication 72, 11-20.

Haq, B.U., 2018. Triassic eustatic variations reexamined. GSA Today 28(12), 4-9.

Kwon, Y.K., Chough, S.K., Choi, D.K., Lee, D.J., 2006. Sequence stratigraphy of the Taebaek Group (Cambrian-Ordovician), mideast Korea. Sedimentary Geology 192(1-2), 19-55.

Lasemi, Y., Ghomashi, M., Amin-Rasouli, H., Kheradmand, A., 2008. The Lower Triassic Sorkh Shale Formation of the Tabas block, east central Iran: Succession of a failed-rift basin at the paleotethys margin. Carbonates and evaporites 23, 21-38.

Lasemi, Y., Jahani, D., Amin-Rasouli, H. and Lasemi, Z., 2012. Ancient carbonate tidalites. In Principles of tidal sedimentology (pp. 567-607). Springer, Dordrecht.

Nezhadabbas, M., Ghaderi, A., Jahangir, H. and Ashouri, A.R., 2020. Ordovician conodonts of the Katkoyeh formation in the Kuh-e-Bonorg section, Kalmard Horst (west of Tabas). Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches 36(1), 61-88.

Salehi, M.A., Wilmsen, M., Sheibani, V.Y., Zamanian, E. and Keyvanpoor, K., 2024. Stratigraphy, depositional environments and provenance of the Shemshak Group (Upper Triassic–lower Middle Jurassic) on the northern Tabas Block; evidence for the emergent Cimmerian ridge in Central Iran. Marine and Petroleum Geology 167, 106980.

Sheikholeslami, M.R., Zamani, M., 1999. Geological Map of Halvan, 1:100,000 Series, Sheet 7257. Geological Survey of Iran, Tehran.

Taghdisi Nikbakht, S., Rezaee, P., Moussavi-Harami, R., Khanehbad, M. and Ghaemi, F., 2019. Facies analysis, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Khan Formation in the Kalmard Sub-Block, Central Iran: implications for Lower Permian palaeogeography. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen 292(2), 129-154.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

ژئوشیمی اکسیدهای اصلی و برخاستگاه رسوبات رودخانه کنگ واقع در غرب مشهد

یاسرسیفی، محمدخانه باد*، مهناز صباغ بجستانی
گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد
*mkhanehbad@ferdowsi.um.ac.ir

چکیده

این پژوهش با هدف بررسی ژئوشیمی اکسیدهای اصلی و تفسیر برخاستگاه رسوبات رودخانه کنگ در غرب مشهد انجام شده است. به‌منظور تعیین ویژگی‌های سنگ منشأ، شدت هوازدگی شیمیایی، شرایط آب و هوایی و جایگاه تکتونیکی، تعداد ۳۲ نمونه رسوب از بستر اصلی رودخانه برداشت و ۹ نمونه منتخب در اندازه ماسه برای آنالیز XRF تهیه شد. نتایج ژئوشیمیایی نشان می‌دهد مقادیر شاخص هوازدگی شیمیایی (CIA) در محدوده ۶۸,۷۴ تا ۷۶,۶۲ قرار دارد که بیانگر هوازدگی شیمیایی متوسط در ناحیه منشأ است. مقدار شاخص تنوع ترکیبی (ICV) با میانگین ۱,۳ نشان می‌دهد رسوبات دارای ترکیب نابالغ بوده اند. به‌کمک نمودارهای تشخیص جایگاه تکتونیکی، رسوبات عمدتاً در محدوده جزایر کمانی اقیانوسی قرار می‌گیرند که این موضوع دلالت بر تأثیر فرایندهای ماگمایی مرتبط با کمان پالئوتتیس دارد. بر اساس نتایج، رسوبات رودخانه کنگ از دگرسانی و هوازدگی سنگ‌های کمان ماگمایی در رشته‌کوه بینالود حاصل شده‌اند و ماهیت نابالغ آن‌ها نشان‌دهنده منشأ چرخه اول رسوبی است.

کلمات کلیدی: ژئوشیمی، اکسیدهای اصلی، برخاستگاه، موقعیت تکتونیکی

۱- مقدمه

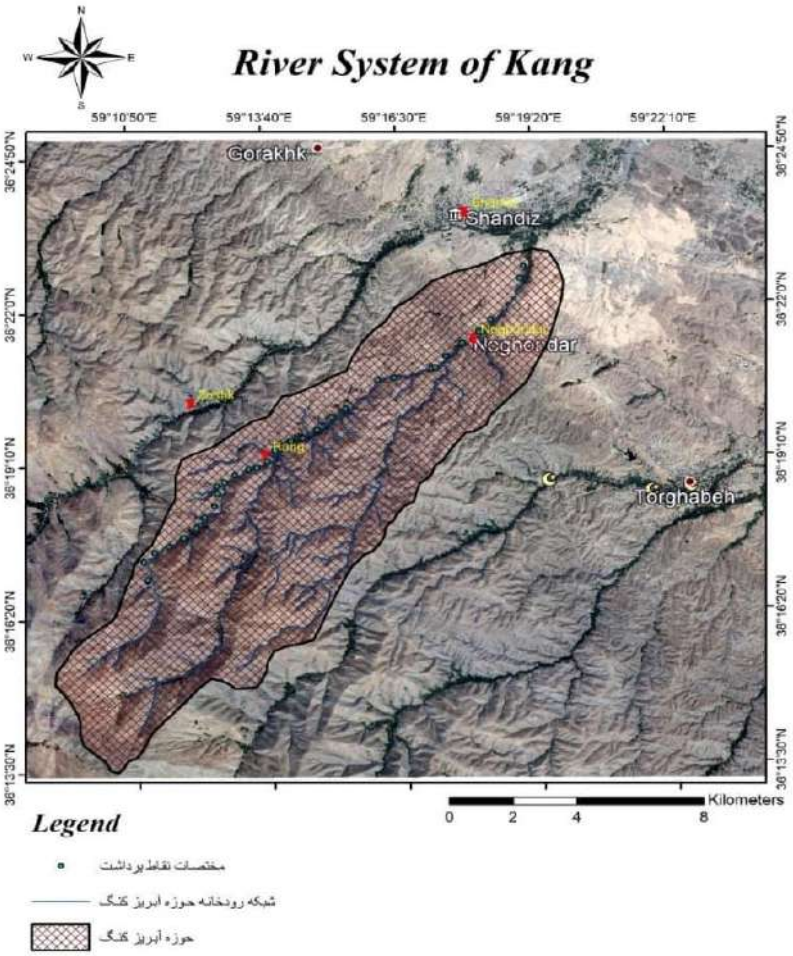
برخاستگاه رسوبات رودخانه‌ای را می‌توان براساس برآیندی از داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی برای اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی و عناصر کمیاب معرفی کرد. رودخانه‌ها با هوازدگی فرسایش و حمل رسوبات پوسته قاره‌ای بالایی، توسط شرایط آب و هوایی مختلف نقش اساسی در تغییرات سطح زمین دارند(Maazallahi et al., 2023). ترکیب ژئوشیمیایی و کانی شناسی رسوبات یک حوضه، نشان دهنده ترکیب لیتولوژی، شرایط هوازدگی، موقعیت تکتونیکی و شرایط آب و هوایی در ناحیه منشا است (Armstrong-Altrin et al., 2021; Boruah and Laskar, 2022; Hossain, 2020; Kettanah et al., 2021). رسوبات سیلیسی آواری محصول نهایی فرآیندهای پیچیده متعددی مانند هوازدگی و حمل و نقل رسوبات و روابط آنها هستند و منشأ آنها را می‌توان با استفاده از ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها استنباط کرد. ژئوشیمی رسوبات شواهد این فرآیندها را پس از رسوبگذاری از بالادست تا پایین دست حفظ می‌کنند. تکامل زمین شناسی یک واحد رسوبی یا یک حوضه رسوبی را می‌توان با تجزیه و تحلیل ژئوشیمی رسوبات از منطقه منشأ آن تشخیص داد که به نوبه خود اطلاعاتی را در مورد ماهیت هوازدگی و برخاستگاه رسوبات، که توسط اقلیم و فرآیندهای زمین ساختی کنترل می‌شود، نشان می‌دهد(Waseem Khan et al., 2023). هدف از این پژوهش بررسی پراکندگی اکسیدهای اصلی در رسوبات رودخانه کنگ و ارائه اطلاعاتی در مورد برخاستگاه رسوبات این حوضه شامل سنگ منشأ، هوازدگی شیمیایی، آب و هوا و جایگاه تکتونیکی ناحیه منشأ می‌باشد.

۲- روش مطالعه

طی عملیات صحرایی انجام شده در منطقه مورد مطالعه رودخانه کنگ، تعداد ۳۲ نمونه رسوب از بستر اصلی رودخانه کنگ توسط بیلچه زمین شناسی برداشت گردید و موقعیت هر نمونه توسط GPS دستی ثبت شد. رودخانه کنگ در استان خراسان رضوی و در

غرب شهر مشهد واقع گردیده است. این روستا در ۱۹ کیلومتری غرب شهرستان طرقبه و ۲۹ کیلومتری شهر مشهد می‌باشد و به شکل پلکانی در دامنه شمالی رشته کوه بینالود است. کوه‌های روخی و تیغ میان به ترتیب در شمال و جنوب غربی روستا واقند. روستای کنگ با آب و هوای معتدل کوهستانی، دارای ارتفاع ۱۷۰۰ متر از سطح دریا می‌باشد. منطقه مورد مطالعه در یال شمالی رشته کوه بینالود واقع شده است(شکل ۱).

نمونه‌های بردا شت شده پس از انتقال به آزمایشگاه خ شک شدند و با ا ستفاده از غربال خ شک با فوا صل ۰,۵ فی (از ۵,۵- فی تا ۴,۵+ فی) غربال شدند. وزن ر سوبات روی هر الک با ترازوی دقیق دیجیتالی اندازه گیری شد و طبق اندازه در د سته‌های مختلفی جای گرفتند. تعداد ۹ نمونه در اندازه ما سه (۱ فی) برای آنالیز XRF به منظور به د ست آوردن عنا صر ا صلی و فرعی به آزمایشگاه بیم گستر تابان ار سال گردید. با ا ستفاده از نتایج حا صل از XRF برای اکسیدهای ا صلی (جدول ۱) و ر سم آن بر روی نمودارهای ژئوشیمیایی نتایجی حاصل شد که در ادامه به بیان آنها خواهیم پرداخت. دقت اندازه گیری برای اکسیدهای اصلی ۰,۰۱ می‌باشد.



شکل۱- موقعیت حوضه آبریز کنگ و نقاط نمونه برداری شده

جدول ۱- نتایج XRF عناصر اصلی در دو اندازه ۱ فی و ۴,۵ فی برای رسوبات رودخانه کنگ

Sample	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	CaO %	Na2O %	K2O %	MgO %	MnO %	TiO2 %	P2O5 %	CIA
K2	63.06	12.47	9.79	0.32	0.35	3.27	1.55	0.13	0.68	0.14	75.99
K6	62.16	12.20	9.52	0.31	0.34	3.13	1.36	0.11	0.70	0.14	76.35
K10	61.21	13.32	9.41	0.33	0.43	3.30	1.51	0.11	0.70	0.12	76.63
K14	61.93	12.31	9.28	0.53	0.36	3.20	1.46	0.11	0.69	0.13	75.12
K18	61.68	12.03	9.23	1.40	0.40	3.05	1.62	0.15	0.66	0.14	71.25
K22	62.68	12.82	9.31	0.89	0.56	3.04	1.81	0.15	0.61	0.13	74.02
K25	62.83	11.90	9.03	1.99	0.48	2.94	1.87	0.13	0.67	0.13	68.74
K28	61.96	13.87	9.25	1.16	0.95	3.03	2.06	0.16	0.83	0.13	72.94
K32	61.58	14.11	9.63	1.68	1.14	3.08	2.32	0.16	0.83	0.13	70.51

۳- بحث و نتیجه گیری

رشته کوه بینالود پس از بسته شدن حوضه اقیانوسی پالئوتتیس تشکیل شده و بخشی از محل تصادم صفحه توران با صفحه ایران مرکزی در نظر گرفته می شود(Stocklin, 1974; Sengor, 1979; Stampfli and borel, 2002). یک رویداد مهم ساختاری که باعث تکوین زمین شناسی شمال شرقی ایران شد، بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس می‌باشد، که خود از چندین رویداد زمین ساختی شکل گرفته است. مهم‌ترین این رویدادها، رویداد سیمرین پیشین یا ائوسیمرین می‌باشد و باعث دگرگونی و دگرسانی سنگ‌های پالئوزوئیک بالایی شده است(شیخ الاسلامی و کوه پیما، ۱۳۹۲; Alavi, 1991). علاوه بر آن، رویداد سیمرین میانی نیز سبب دگرشکلی و دگرگونی سنگ‌های تریاس و ژوراسیک زیرین در ناحیه بینالود شده است. سنگ‌های به سن پالئوزوئیک و سنوزوئیک بینالود را به ۵ واحد تکتونواستراتیگرافی تقسیم می‌کنند(شیخ الاسلامی، ۱۳۹۳)، که واحد سوم از این توالی شامل اسلیت، فیلیت، متاگریوک، کوارتزیت و ماسه سنگ می‌باشد. این واحد به فیلیت‌های مشهد معروف است(شکل ۲) و بخش گسترده‌ای از بینالود شرقی را شامل می‌شود. گستره این توالی به حدود ۲۰۰۰ متر می‌رسد(پورلطیفی، ۱۳۸۰).

پارامترهای ژئوشیمیایی به دست آمده از آنالیز رسوبات و سنگ‌های رسوبی به طور گسترده برای درک شرایط جوی و هوازدگی منطقه منشأ استفاده می شود. مقدار هوازدگی شیمیایی نمونه‌ها در رودخانه کنگ با استفاده از اندیس شیمیایی دگرسانی (CIA) ارائه شده توسط (Nesbit and Young, 1984) محاسبه می شود(رابطه ۱). مقادیر CIA بین ۵۰ تا ۱۰۰ در تغییر بوده و بستگی به مقدار هوازدگی شیمیایی رسوبات دارد. رسوبات رودخانه کنگ دارای مقادیر CIA از ۶۸,۷۴ تا ۷۶,۶۲ و میانگین ۷۳,۴ می‌باشند که نشان دهنده هوازدگی شیمیایی متوسط در ناحیه منشا است.

رابطه۱) $CIA= \{Al_2O_3/Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O\}*100$

آب و هوا یک عامل اساسی است که بر هوازدگی شیمیایی تأثیر می گذارد. برای پی بردن به شرایط آب و هوایی در ناحیه منشأ از نمودار (Suttner and Dutta, 1986) استفاده می‌شود که در آن اکسید SiO_2 در برابر اکسیدهای $Al_2O_3+K_2O+Na_2O$ قرار می‌گیرد. این نمودار برای رسوبات رودخانه کنگ شرایط آب و هوایی نیمه خشک را نشان می‌دهد(شکل۲).

شاخص تنوع ترکیبی ICV که توسط (Cox et al., 1995) معرفی شد، شاخص ترکیبی اولیه و بلوغ ترکیبی در سنگ‌های رسوبی آواری است(رابطه ۳). این شاخص می‌تواند برای تعیین نوع سنگ منشأ بر پایه ژئوشیمی عناصر اصلی استفاده می‌شود.

رابطه۲) $ICV= \{(CaO+K_2O+Na_2O+Fe_2O_{3(t)}+MgO+MnO+TiO_2)/Al_2O_3\}$

- $Fe_2O_{3(t)}$ نشان دهنده کل آهن و CaO شامل تمام منابع کلسیم است.

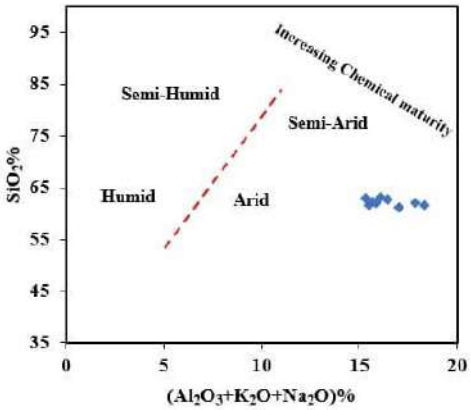
هر چقدر مقادیر ICV کمتر باشد(<۰,۸۴)، نشان از فراوانی کانی‌های آواری هوازده شده (کانی‌های رسی مانند کائولینیت، ایلیت و مسکوویت) در نمونه رسوبات می‌باشد. از سوی دیگر مقادیر بالاتر ICV (>۰,۸۴) نشان دهنده غنی سازی آمفیبول، پیروکسن و فلدسپات (مواد معدنی غیر رسی)، در سنگ منشأ است. مقادیر اندیس ICV بیشتر (>۰,۸۴) بیانگر رسوبات نابالغ همراه با درصد بالای کانی‌های سیلیکاته و بدون کانی‌های رسی است، در حالی که برای سنگ‌های رسی بالغ با کانی رسی فراوان این اندیس کمتر از (<۰,۸۴) است. مقادیر ICV برای رودخانه کنگ از ۱,۱۸ تا ۱,۴۳ متغییر است و دارای میانگین ۱,۳ می‌باشد. بنابراین رسوبات رودخانه کنگ به علت ICV بالاتر از ۰,۸۴ باید دارای کانی رسی کمتر باشند. رسم نمودار ICV در برابر CIA نشان می‌دهد که رسوبات رودخانه کنگ دارای بافت نابالغ(Immature) می‌باشند(شکل۳). رسوبات نابالغ از نظر محیط تکتونیکی در ناحیه فعال تکتونیکی، منشأ می‌گیرند و معمولاً رسوبات چرخه اول هستند.

برای تفکیک انواع مختلف سنگ‌های رسوبی از نسبت اکسیدهای اصلی مانند اکسید سیلیسیوم به اکسید آلومینیوم (SiO_2/Al_2O_3) در مقابل اکسید آهن به اکسید پتاسیم (Fe_2O_3/K_2O) استفاده می‌شود. این نمودار توسط (Herron, 1988) معرفی شد و بر اساس آن رسوبات رودخانه کنگ در محدوده وک قرار می‌گیرند (شکل۴).

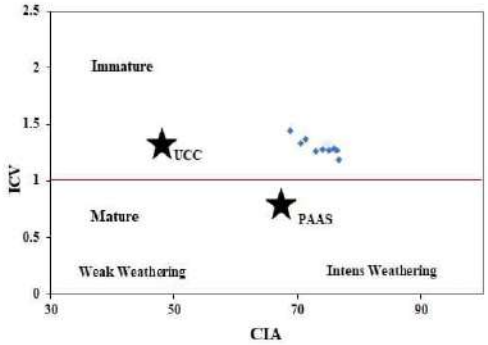
مقادیر غلظت عناصر اصلی و کمیاب در رسوبات آواری معمولاً با خصوصیات زمین ساختی منطقه منشأ آنها مرتبط است(Chen et al., 2019). بنابراین می‌توان، ویژگی‌های محیط تکتونیکی و تکامل تکتونیکی را در مناطق مختلف رســـوبگذاری از طریق تعیین ترکیب شیمیایی ر سوبات آواری م شخص کرد(Roser and Korsch, 1988; Weltje and Eynatten, 2004). برای م شخص کردن جایگاه تکتونیکی رســـوبات رودخانه کنگ از نمودارهای (Fe_2O_3+MgO) در برابر (TiO_2) و (Fe_2O_3+MgO) در برابر (Al_2O_3/SiO_2) مورد اســتفاده قرار گرفت. باتیا (Bhatia, 1983)، این نمودارها را برای تشــخیص چهار موقعیت زمین ســاختی ممکن به کار برد که شامل: (A) جزایر کمانی اقیانوسی، (B) جزایر کمانی قاره‌ای، (C) حاشیه قاره‌ای فعال و (D) حاشیه قاره‌ای غیر فعال می‌باشند.

در نمودار (Fe_2O_3+MgO) در برابر TiO_2 داده ها در منطقه مورد مطالعه کنگ نزدیک به محدوده جزایر کمانی اقیانوسی ترسیم شده است(شکل ۵ الف). در این نمودار اثر احتمالی SiO_2 توسط فرآیندهای پس از رسوب گذاری را حذف می کند و امکان بررسی پراکندگی توزیع نمونه را فراهم می کند.

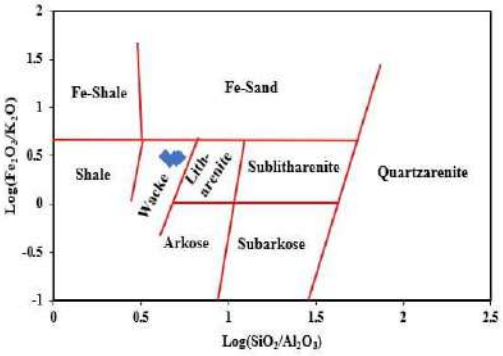
در نمودار (Fe_2O_3+MgO) در برابر (Al_2O_3/Si_2O) اکثریت داده ها در منطقه مورد مطالعه کنگ در محدوده جزایر کمانی اقیانوسی می‌باشند(شکل ۵ ب). به این ترتیب منشا رسوبات ناحیه مورد مطالعه از هوازدگی کمان ماگمایی حاصل شده اند.



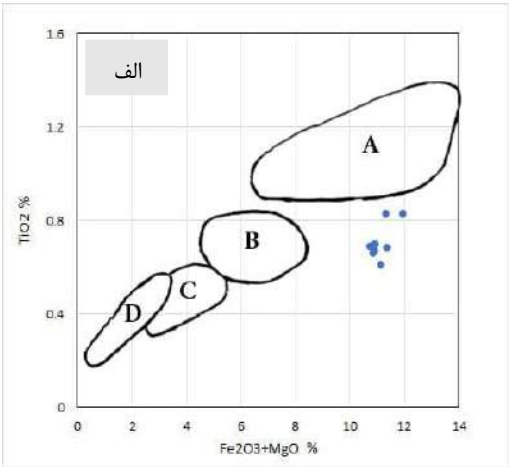
شکل۲) نمودار شرایط آب و هوایی (Suttner and Dutta, 1986)

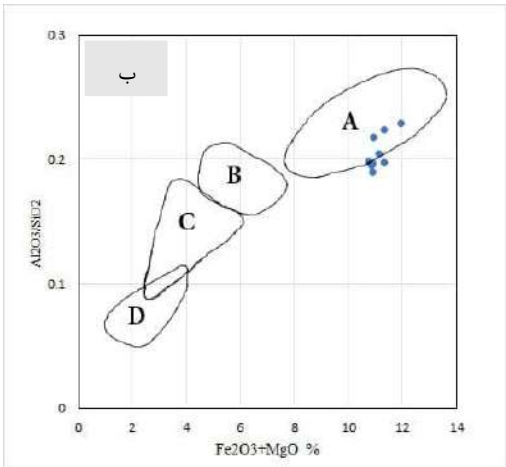


شکل۳) نمودار ICV در برابر CIA برای رسوبات رودخانه کنگ



شکل۴) نمودار تفکیک انواع سنگ‌های رسوبی (Herron, 1988)





شکل۳) الف: نمودار TiO_2 در برابر Fe_2O_3+MgO (Bhatia, 1983) ب: نمودار Al_2O_3/SiO_2 در برابر Fe_2O_3+MgO (Bhatia, 1983)

۴- منابع

پورلطیفی، علی.، ۱۳۸۰. نقشه زمین شناسی یکصدهزارم طرقبه، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

شیخ الاسلامی، محمدرضا.، کوه پیما، میثم.، ۱۳۹۲. تکتونواستراتیگرافی واحدهای سنگی پالئوزوییک-مزوزوییک و بررسی اثرات رویداد کوهزایی سیمرین پیشین در کوه‌های بینالود خاوری. فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۸/۲.

شیخ الاسلامی، محمدرضا.، ۱۳۹۳. اثرهای رویداد سیمرین میانی در شمال خاور ایران. فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۴، صفحه ۳۰۷ تا ۳۱۴.

Armstrong-Altrin, J.S., Madhavaraju, J., Vega-Bautista, F., Ramos-Vazquez, M.A., Perez-Alvarado, B.Y., Kasper-Zubillaga, J.J., Bessa, A.Z.E. 2021., Mineralogy and geochemistry of Tecolutla and Coatzacoalcos beach sediments, SW Gulf of Mexico. Applied Geochemistry, 134, 105103.

Alavi, M., 1991. Sedimentary and Structural Characteristics of the Paleo-Tethys Remnants in Northeastern Iran. The Geological Society of America, 103, P. 983-992.

Bhatia, MR., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. The Journal of Geology 91, 611–627.

Boruah, R., Laskar, J.J., 2022. Geochemical characteristics of Neogene sandstones of the East and West Siang Districts of Arunachal Pradesh, NE India: implications for source-area weathering, provenance, and tectonic setting. Acta Geochimica, 41 (1), 100–120.

Chen, L., Chen, X., Zhang, B., Zhang, G., Li, H., Lin, W., Chen, P., Hu, H., Tian, W., 2019. Provenance and palaeoenvironment of Upper Devonian Shetianqiao Formation mudstones in Shaoyang Sag, Xiangzhong Depression, Central China. Wiley, pp. 1-15.

Cox, R., Lowe, D.R., Cullers, R.L., 1995. The infuence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 2919-2940.

Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. Journal Sediment Research, 58 (5), 820–829.

Hossain, H.M., 2020. Major, trace, and REE geochemistry of the Meghna River sediments, Bangladesh: Constraints on weathering and provenance. Geological Journal, 55.

Kettanah, Y.A., Armstrong-Altrin, J.S., Mohammad, F.A., 2021. Petrography and geochemistry of siliciclastic rocks of the Middle Eocene Gercus Formation, northern Iraq: Implications for provenance and tectonic setting. Geological Journal, 56 (5), 2528–2549.

Khan, W., Zhang, K., Liang, H., Yu, P., 2023. Geochemical Assessment of River Sediments at the Outlets of Eastern Makran, Pakistan; Implications for Source Area Weathering and Provenance. Minerals, 13, 348.

Maazallahi, M., Khanehbad, M., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Sabbagh Bajestani, S., 2023. Provenance analysis and maturity of the Rayan River sediments in Central Iran: based on geochemical evidence. Environmental Earth Science, 17pp.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic consideration. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48, 1523–1534.

Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO2 content and K2O/Na2O ratio. The Journal of Geology 94 (5), 635–650.

Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. Chemistry Geology 67, 119-139.

Sengör, A. M. C., 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. Journal of the Geological Society, 136, 269-282.

Stampfli, G. M. & Borel, G. D., 2002. A plate tectonic model for the Palaeozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters, 196, 17-33.

Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margin in Iran. In: C. A. Burk & C. L. 907 Drake, Eds., The geology of continental margins. Berlin, Springer, 873-887.

Suttner, L.J., Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate; I, Framework mineralogy. Journal Sediment Research, 56 (3), 329–345.

Weltje, GJ., Von Eynatten, H., 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. Sediment Geology 171, 1-11.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

مطالعه ریز رخساره ها و بازسازی مدل رسوبگذاری سازند بهرام در برش شمس آباد، شمال غرب کرمان

فاطمه نظری پور*[۱]، حامد زندمقدم [۲]، امیرحسین رحیمی نژاد[۳]، بهنام شفیعی بافتی[۲]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۳- دانشیار گروه پژوهشی اکولوژی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

*Email : ftmnzri1389@gmail.com

چکیده

سازند بهرام به سن دونین میانی تا پسین در برش شمس آباد واقع در شمال غرب کرمان با ۲۶۵ متر ضخامت مورد تحلیل رخساره ای قرار گرفته است. سنگ شناسی غالب این سازند در برش مطالعه شده شامل سنگ آهک، ماسه سنگ، دولومیت و میان لایه های شیلی می باشد. هدف از انجام این تحقیق، تعیین ریز رخساره های سازند بهرام در برش مطالعه شده و بازسازی مدل رسوبی آن می باشد. در این مطالعه ۹ ریزرخساره شناسایی شده که براساس تحلیل محیطی، در سه زیر محیط پهنه جزرومدی، لاگون و پشته سد بایوکلاستی راسب شده اند. ریزرخساره های معرف زیرمحیط پهنه جزرومدی شامل کوارتزآرنایت، ماسه سنگ دولومیتی، مادستون/وکستون و مادستون و ریزرخساره های زیرمحیط لاگون شامل بایوکلاستیک وکستون/پکستون، پلوئیدال-بایوکلاستیک پکستون، بایوکلاستیک وکستون و پلوئیدال وکستون می باشند. همچنین، ریزرخساره بایوکلاستیک پکستون/گرینستون منعکس کننده زیرمحیط سدی است. با توجه به پراکندگی ریزرخساره ها و زیرمحیط های شناسایی شده، نهشته های مورد مطالعه در یک سکوی آواری-کربناته کم عمق از نوع رمپ هموکلینال ته نشست یافته اند.

کلمات کلیدی: ریزرخساره، سازند بهرام، رمپ، شمال غرب کرمان.

۱- مقدمه

سازند بهرام یکی از سازندهای مهم کربناته در سکانس های پالئوزوئیک ایران است. این سازند از نظر چینه شناسی، فسیل شناسی و محیط رسوبی اهمیت زیادی دارد و به عنوان بخشی از رسوبات دریایی گرمسیری دوره دونین شناخته شده اند (آقانباتی،۱۳۸۳). به گفته آقانباتی باتوجه به ویژگی های چینه شناسی و مطالعات پالینولوژی، سنگ های دونین در ایران به دوگروه تقسیم شده اند که گروه اول سنگ های آواری دونین پیشین و گروه دوم سنگ های عمدتا کربناته دونین میانی-پسین هستند. در ایران مرکزی به خصوص شرق ایران، دونین پیشین در قالب سازند پادها و دونین میانی و پسین در قالب سازند بهرام و شیشتو و سیبزار شناسایی و معرفی شده اند (محمودی و همکاران، ۱۳۹۳). براساس مطالعات انجام شده قبلی، سازند بهرام در طی بازه زمانی دونین میانی تا پسین در سکوی کربناته کم عمق از نوع رمپ و یا شلف کم عمق کربناته-آواری رسوبگذاری کرده است (Hoseinabadi et al. 2016;Hashmie et al. 2016;Königshof et al. 2017;Salehi et al. 2020; Rahiminejad and Bavi, 2025). هدف از انجام این تحقیق، شناسایی ریز رخساره ها و تعیین مدل رسوبی سازند بهرام در برش شمس آباد واقع درشمال غرب کرمان می باشد. از نظر موقعیت جغرافیایی، برش مطالعه شده در ۳۰ کیلومتری شمال غربی شهر کرمان با طول ۳۰ درجه و ۲۰ دقیقه و ۵۵ ثانیه و عرض۵۶ درجه و ۴۸ دقیقه و ۲ ثانیه واقع شده است. راه دستیابی به برش مطالعه شده از طریق کرمان با مسافتی حدود ۳۰ کیلومتر به سمت جاده اختیار آباد و از طریق جاده فرعی باداموئیه و دهنوئیه و سپس از این روستا به برش مطالعه شده دسترسی پیدا می کنیم

(شکل۱). توالی سازند بهرام در برش شمس آباد حدود ۲۶۵ متر ضخامت دارد و عمدتاً از جنس آهک های خاکستری تیره تا زرد رنگ، ماسه سنگ های بعضا کوارتز آرنایتی و دولومیت و میان لایه‌های شیلی تشکیل شده است. قاعده سازند بهرام در این برش بر روی ریولیت های(معادل سازند دزو) قرار دارد و راس آن توسط سازند غیررسمی هوتک(معادل سازند شیشتو) پوشیده شده است.

شکل۱-موقعیت و راه دسترسی به منطقه مطالعه شده در شمال غرب کرمان.

۲-آنالیز رخساره ها

بر اساس شواهد صحرایی، مطالعات چینه نگاری، پتروگرافی و تحلیل محیطی سنگ های سیلیسی آواری و کربناته سازند بهرام در برش شمس آباد به سه گروه رخساره ای تقسیم می شوند که شامل ۹ ریزرخساره هستند. این گروه های عبارتند از: ۱-گروه رخساره ای پهنه جزرومدی(ساحل): شامل چهار ریز رخساره، ۲- گروه رخساره ای لاگون: شامل چهار ریز رخساره و ۳- گروه رخساره ای سد (شول): شامل یک ریز رخساره. گروه های مزبور به شرح زیر می باشند:

A) مجموعه رخساره ای پهنه جزرومدی (ساحل)

این گروه رخساره ای از چهار ریزرخساره کوارتز آرنایتی، ماسه سنگ دولومیتی، مادستون/وکستون و مادستون تشکیل شده است.

A_1) کوارتزآرنایت: ریزرخساره مورد نظر حاوی تقریبا ۹۵٪ تا ۹۸٪ کوارتز مونوکریستالین در اندازه ۰/۱ تا ۰/۲ میلی متر است. با توجه به اینکه ذرات کوارتز جورشدگی خوب و گرد شدگی متوسط تا خوبی را دارند، می توان نتیجه گرفت که از نظر مچوریتی بافتی و ترکیبی مچور تا سوپر مچور هستند (شکل۲-الف). تماس بین دانه های کوارتز از نوع محدب-مقعر است که ناشی از فشردگی فیزیکی است. در این رخساره سیمان سیلیسی در اطراف دانه های کوارتز به خوبی قابل مشاهده می باشد. همچنین سیمان کربناته (اکثرا سیمان دولومیتی) و سیمان اکسید آهن در اطراف دانه ها و سیمان رسی به وفور یافت می شود. در این گروه (میکا) به عنوان کانی فرعی شناخته شده است. این ریزرخساره در صحرا به رنگ سفید و ضخامت لایه های ماسه سنگی در رخنمون صحرایی تقریبا ۰/۵

تا ۱ متر است. لامیناسیون های مورب تا کم زاویه و مورب ریپلی در رخنمون صحرایی این ریزرخساره و در ماسه سنگ ها مشاهده شده است.

A2) ماسه سنگ دولومیتی: دانه های کوارتز در این رخساره فراوان (حدود ۹۰٪ از کل آلوکم ها) می باشند. زمینه در این رخساره، دولومیتی است. بعضاً اکسید آهن نیز در زمینه ماسه سنگ به چشم می خورد. لازم به ذکر است که حدود ۱۰٪ از آلوکم ها شامل خرده های فسیلی(عمدتا خارپوست) هستند. اندازه دانه های کوارتز بین ۰/۱ تا ۰/۲ میلی متر می باشند (شکل۲-ب). ضخامت این ریز رخساره در رخنمون صحرایی ۰/۵ متر است.

A3) مادستون/ وکستون: این ریز رخساره دارای قطعات اسکلتی از نوع براکیوپود به فراوانی ۴۰٪ است و دارای زمینه میکرایتی است. دولومیت های درشت بلور شکل دار تا نیمه شکل دار به میزان ۴۰٪ قابل مشاهده اند(شکل۲-پ). ضخامت این لایه در رخنمون صحرایی تقریبا ۳ متر است.

A4) مادستون: سنگ اساس این رخساره جزء آهک شیمیایی است و دارای زمینه میکرایت است و هیچ گونه آثار فسیلی در آن دیده نمی شود و فقط یکسری خرده های بایوکلاستی در آن به مقدار خیلی کم اند و یکسری بلور های کلسیت ریز دانه قابل مشاهده می باشد(شکل۲-ت). احتمالا تبخیری ها در این گروه نقش دارند. دولومیت ها بصورت شکل دار با فراوانی ۲۰تا۲۵٪ قابل رویت اند. ضخامت این لایه در رخنمون صحرایی حدودا ۳ متر می باشد.

تفسیر محیط رسوبی گروه رخساره ای(**A**): ریزرخساره های ماسه سنگی به محیط ساحلی و زیر محیط جزر و مدی تعلق دارند. این ریزرخساره ها عمدتاً از نوع کوارتزآرنایت می باشند. به دلیل اینکه دانه های کوارتز در آنها دارای جورشدگی خوب و گردشدگی متوسط تا خوبی هستند، لذا معرف محیط پر انرژی و جریان های کشندی و تاثیر بالای امواج و جزر و مد هستند. از طرفی دیگر وجود لامیناسیون های مورب تا کم زاویه و مورب ریپلی در رخنمون های صحرایی از ماسه سنگ های مربوطه، نشان دهنده ته نشست ریزرخساره های ماسه سنگی در یک محیط پر انرژی است. وجود ماسه سنگ های دارای ساختار مورب ریپلی نشان دهنده تشکیل آنها در بالای سطح اثر امواج است (پور اسمعیلی، ۱۳۹۱). ریز رخساره مادستون به دلیل نداشتن هیچگونه آثار فسیلی و ریز بودن بلور ها متعلق به یک محیط ساحلی و بالای جزرومدی اند و همچنین نبود آثار فسیلی در این رخساره ها نشانه چرخش محدود آب و نبودن شرایط زیستی برای موجودات است و گسترش آنها به سمت خشکی بیشتر است (Salehi et al. 2020). وجود دولومیت ها به ویژه دولومیت های ریز بلور نتیجه دولومیتی شدن همزمان میکریت میزبان در رسوبات سوپرتایدال، در زمان پسروی در محیط اینترتایدال فوقانی تا سوپرتایدال است (پور اسمعیلی، ۱۳۹۱). حضور دانه های کوارتز در این رخساره ها نشان دهنده نزدیکی این گروه به خشکی است(بهرامی و همکاران، ۱۳۹۳). با توجه به خصوصیات این مجموعه که محیطی لب شور و با عمق کم است و رخساره های پهنه جزر و مدی را نشان می دهد و نبود هیچگونه آثار فسیلی در مادستون ها نشان می دهد که برای زندگی موجودات مناسب نبوده است(حیدری و همکاران، ۱۴۰۳). طبق شواهد ذکر شده، ریزرخساره های مربوط به گروه رخساره ای کربناته(A) در یک زیر محیط پهنه جزر مدی قرار می گیرند. لازم به ذکر است که ویژگی های رسوبی ریزرخساره مادستون/وکستون، حاکی از نهشته شدن آن در بخش روی به لاگون پهنه جذر و مدی می باشند.

B) مجموعه رخساره ای لاگون

این گروه رخساره ای از چهار گروه رخساره بایوکلاستیک وکستون-پکستون، پلوئیدال بایوکلاستیک پکستون، بایوکلاستیک وکستون و پلوئیدال وکستون تشکیل شده است.

B_1) بایوکلاستیک وکستون/پکستون: این رخساره به ترتیب حاوی ۷۰٪ براکیوپود، ۲۵٪ نرم تنان و ۵٪ خارپوستان است و مقدار خیلی کمی اینتراکلاست دارد. دولومیت های شکل دار تا نیمه شکل دار با فراوانی۲۵٪ دیده می شوند. زمینه این رخساره از میکرایت تشکیل شده است(شکل۲-ث). ضخامت این رخساره در رخنمون صحرایی ۱ متر می باشد.

B_2) پلوئیدال-بایوکلاستیک پکستون: این ریز رخساره حاوی آلوکم های غیراسکلتی از نوع پلوئید (٪۴۰) و آلوکم های اسکلتی براکیوپود (٪۵۰) و بریوزوا و قطعات خارپوستان (٪۱۰) می باشد. زمینه این رخساره میکرایتی تا میکرو اسپارایتی شده است. مقدار دولومیت ها شکل دار در این رخساره حدود ۴۰٪ است (شکل۲-ج). ضخامت این رخساره در رخنمون صحرایی ۳تا۴ متر می باشد.

B_3) بایوکلاستیک وکستون: این ریز رخساره دارای خرده های اسکلتی از نوع بایوکلاست و اینتراکلاست به ترتیب با فراوانی ۹۵٪ و ۵٪ است. قطعات اسکلتی عمدتا از براکیوپود و خارپوست تشکیل شده اند. زمینه این رخساره میکرایتی بوده و همچنین دولومیت ها به صورت پراکنده شکل دار تا نیمه شکل دار به مقدار ۶۰٪ دیده می شوند(شکل۲-چ). ضخامت این رخساره در رخنمون صحرایی بین ۲تا۳ متر می باشد.

B_4) پلوئیدال وکستون: این رخساره دارای اجزای غیر اسکلتی از نوع پلوئید به مقدار ۸۰تا۹۰٪ می باشد. همچنین کوارتز های ریز دانه به مقدار ۵٪ تا ٪۱۰یافت می شوند. زمینه این رخساره میکرایتی تا میکرواسپاری است. دولومیت ها به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار با فراوانی ۶۰٪ دیده میشوند(شکل۲-ح). ضخامت این رخساره در رخنمون صحرایی ۳ تا ۴ متر می باشد.

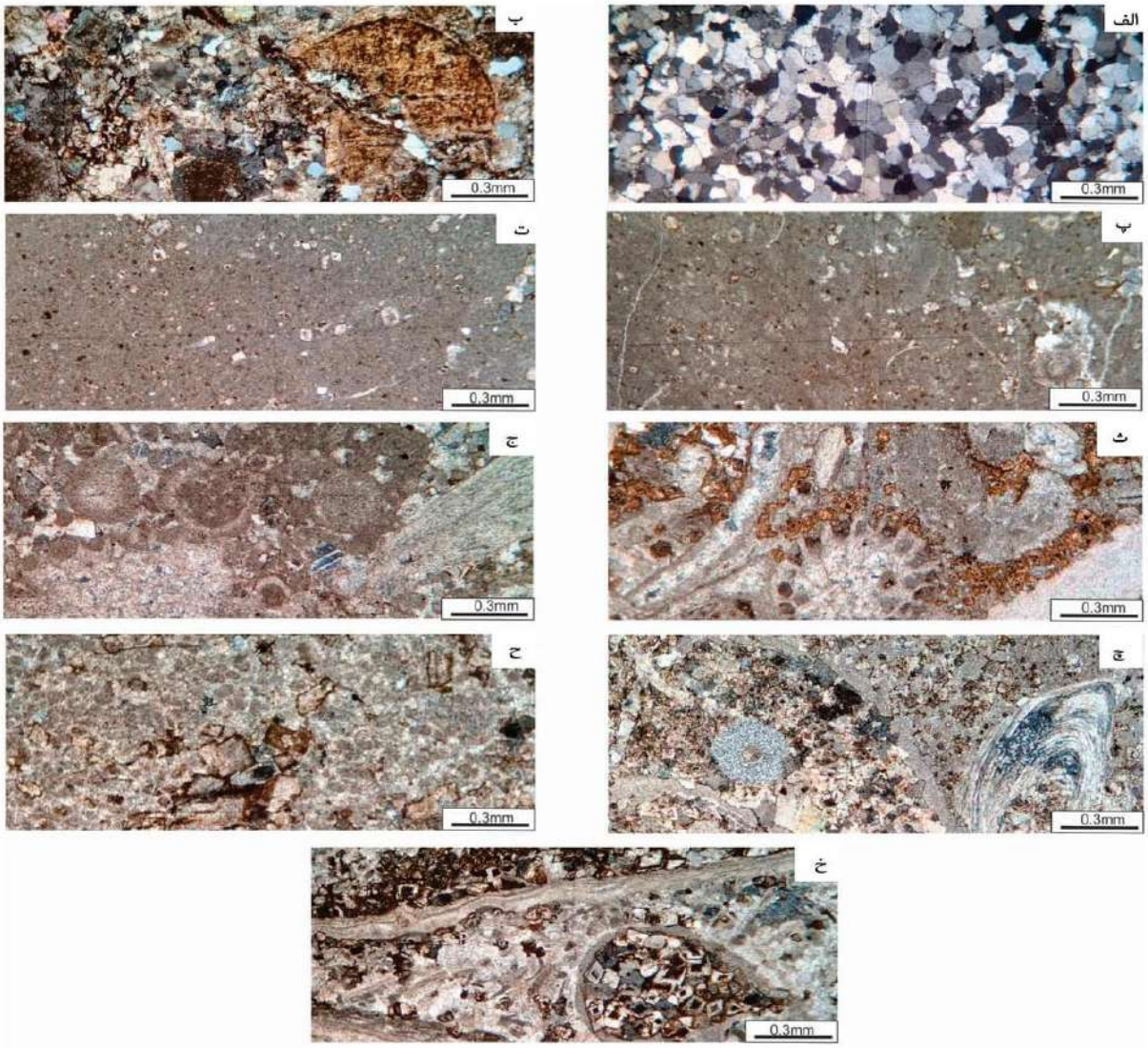
تفسیر محیط رسوبی گروه رخساره ای(**B**): طبق شواهد ارائه شده در این مقاله، ریزرخساره های مربوط به گروه رخساره ای (B)، نمایان گر یک زیر محیط لاگون می باشند. حضور پلوئید و سایر آلوکم ها از جمله دانه های اسکلتی در حال میکریتی شدن در زمینه ای از میکرایت، نشان دهنده زیر محیط لاگون با شرایطی آرام و کم انرژی است. زمینه در ریزرخساره های لاگون به دلیل پایین بودن انرژی از گل های میکرایتی تشکیل شده است(حیدری و همکاران، ۱۴۰۳). در ریز رخساره های پلوئیدال وکستون و پلوئیدال-بایوکلاستیک پکستون به دلیل فراوانی بسیار کم استنوهالین و فراوانی یوری هالین ها میتوان نشانه چرخش آب محدود و شرایط محصور در زیر محیط لاگون می باشد(زندمقدم ،۱۳۹۴). پلوئیدها یکی دیگر از اجزای تشکیل دهنده درخساره این محیط اند که حضور و فراوانی آنها در یک زمینه میکرایتی نشان دهنده محیط کم انرژی در لاگون است(Adachi et al. 2004; Sandullia and Raspini, 2004; Palma et al. 2007; Rahiminejad and Bavi, 2025). ریزرخساره های لاگون عمدتاً از بافت وکستون تشکیل شده اند که مقدار کمی فسیل دارند. رخساره پلوئیدال-بایوکلاستیک پکستون معرف زیر محیط لاگون (Hashmie et al. 2016) در نزدیکی و مجاورت سد یا شول بایوکلاستی می باشد. همچنین، رخساره پلوئیدال وکستون در اوایل لاگون در مجاورت پهنه جزرومدی ته نشست کرده است (شکل ۳).

C) مجموعه رخساره ای سد (شول)

این مجموعه رخساره ای شامل ریز رخساره بایوکلاستیک پکستون/گرینستون می باشد.

C_1) بایوکلاستیک پکستون/گرینستون: این رخساره حاوی بایوکلاست هایی نظیر ۹۵٪ براکیوپود و ۵٪ بریوزوا می باشد. زمینه این رخساره بصورت میکرواسپارایت تا اسپارایت است (شکل۲-خ). همچنین دولومیت های شکل دار با فراوانی ۴۰ تا ۵۰٪ در بین آلوکم ها دیده می شود. سیمان شبکه ای و رگه های استیلولیتی در این رخساره به خوبی قابل مشاهده اند. ضخامت این رخساره در رخنمون صحرایی ۱ تا ۳ متر است.

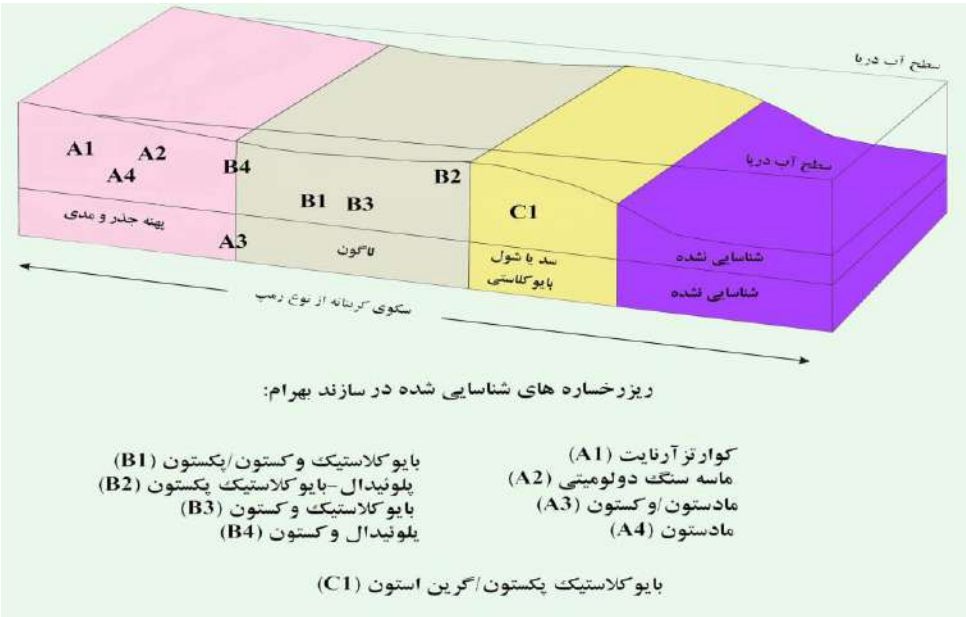
تفسیر محیط رسوبی گروه رخساره ای(**C**):آلوکم های موجود در ریز رخساره C_1 شامل دانه های اسکلتی نظیر براکیوپود و بریوزوا می باشند. ریز رخساره گرین ستون برای سد یا شول های کربناته با انرژی بالا تفسیر می شود (Wilson, 1975). محیط های سدی یا شول با انرژی نسبتا بالا نشان دهنده حاشیه یک سکوی کربناته و جداکننده دریای باز از لاگون های محصور هستند(پوراسمعیلی، ۱۳۹۱). بافت شسته شده و دانه پشتیبان با سیمان اسپارایتی در این رخساره نشان دهنده زیرمحیط پرانرژی سدی یا شولی است (Masse et al. 2003). طبق شواهد رسوبی ذکر شده، ریز رخساره بایوکلاستیک پکستون/گرینستون در یک زیر محیط سد یا شول بایوکلاستی رسوبگذاری کرده است.



شکل۲- الف)ریزرخساره کوارتز آرنایت. ب) ریزرخساره ماسه سنگ دولومیتی. پ)ریزرخساره مادستون/ وکستون. ت) ریزرخساره مادستون. ث) ریزرخساره بایوکلاستیک وکستون/ پکستون. ج) ریزرخساره پلوئیدال- بایوکلاستیک پکستون. چ) ریزرخساره بایوکلاستیک وکستون. ح) ریزرخساره پلوئیدال وکستون. خ) ریزرخساره بایوکلاستیک پکستون/گرین ستون

۳-مدل رسوبگذاری

با مقایسه محیط های رسوبی عهد حاضر و محیط رسوبی قدیمه و با استفاده از مفاهیم رخساره ای ارائه شده توسط فلوگل .Flügel) (2010 می توان نهشته های توالی رسوبی مطالعه شده را به لحاظ رسوب شناسی توصیف و تفسیر نمود و در نهایت، مدل رسوبی برای آن ارائه کرد (شکل۳) (پوراسمعیلی و همکاران، ۱۳۹۱). گسترش و تنوع اندک گروه رخساره ای سدی یا شول نشان دهنده محیط رسوبی کم شیب و یکنواخت می باشد به گونه ای که هیچ شکست و تغییر شیب ناگهانی در توپوگرافی کف حوضه وجود ندارد(Read, 1985; Burchette and wright, 1992). فراوانی و نوع دانه های رسوبی (اسکلتی و غیر اسکلتی) موجود در ریزرخساره های شناسایی شده و خصوصیات بافتی، ساختی و ترکیبی آنها و نیز داده های بدست آمده از مطالعات صحرایی، نشان می دهند که توالی رسوبی سازند بهرام در برش مطالعه شده در یک سکوی کربناته کم عمق از نوع رمپ هموکلینال رسوبگذاری کرده است (شکل ۳). رمپ مزبور شامل سه زیر محیط پهنه جزرومدی، لاگون و سد (شول) بایوکلاستی می باشد (شکل ۳).



شکل۳- مدل رسوبی سازند بهرام در برش مطالعه شده. مدل مزبور یک رمپ کربناته هموکلینال می باشد.

۴- نتیجه گیری

توالی مطالعه شده از سازند بهرام در برش شمس آباد واقع در شمال غرب کرمان به ضخامت ۲۶۵ متر، عمدتاً متشکل است از آهک های خاکستری تیره تا زرد رنگ، ماسه سنگ های بعضا کوارتز آرنایتی و میان لایه‌های شیلی. براساس مطالعات انجام شده، توالی رسوبی سازند بهرام متشکل از ۹ریزرخساره بوده که در سه زیر محیط پهنه جزرومدی، لاگون و سد یا شول بایوکلاستی رسوبگذاری کردند. مجموع شواهد میکروسکوپی و صحرایی حاکی از آن می باشد که سه زیر محیط مزبور، بخشی از یک سکوی آواری- کربناته کم عمق از نوع رمپ هموکلینال بوده اند.

۵- منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۴۰ صفحه.

محمودی، ف.، میراب شبستری، غ.، ۱۳۹۳. محیط رسوبی،دیاژنز و ژئوشیمی سنگهای کربناته سازند بهرام (دونین میانی-پسین) در برش قلعه بالا (ازبک کوه، شرق ایران)

پور اسمعیلی، ن.،۱۳۹۱. رسوب شناسی، محیط رسوبی، دیاژنز و چینه نگاری سکانسی نهشته های دونین میانی-بالایی در شمال غرب کرمان، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۲۵ صفحه.

بهرامی، ف، ۱۳۹۳، پتروگرافی، دیاژنز و محیط رسوبی سازند آسماری در میدان نفتی رامین با استفاده از داده های چاه پیمایی و مغزه، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۰۷صفحه.

حیدری، ا.، شکری، ن.، ۱۴۰۳.ارزیابی شریط نهشت و چینه نگاری سکانسی سازند آسماری و اثرات آن بر ویژگی های مخزنی میدان نفتی چهار بیشه گچساران، حوضه رسوبی زاگرس. نشریه علمی-پژوهشی رخساره های رسوبی، صفحه ۱۰۷-۱۲۸.

زند مقدم، ح.، ۱۳۹۴. آنالیز رخساره ها و محیط رسوبگذاری سازند داریان در برش پسکهک در شمال غرب شیراز، طرح داخلی دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۹ صفحه.

Adachi, N., Ezaki, Y. and Liu, J., 2004. The origins of peloids immediately after the end- Permian extinction, Guizhou Province, South China. Sedimentary Geology, 164, 161-178p.

Burchette, T. and Wright, V., 1992. Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary Geology, .v 79, p. 3-57.

Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application (2nd ed.). Springer Verlag, Berlin, 984p.

Hashmie, A., Rostamnejad, A., Nikbakht, F., Ghorbanie, M., Rezaie, P. and Gholamalian, H., 2016. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Bahram Formation (middle-late Devonian) in north of Kerman, south-central Iran. Geoscience Frontiers, 7(5), 821-834.

Hoseinabadi, M., Mahboubi, A., Shabestari, G.M. and Motamed, A., 2016. Depositional environment, diagenesis, and geochemistry of Devonian Bahram formation carbonates, Eastern Iran. Arabian Journal of Geosciences, 9, 1-25.

Königshof, P., Carmichael, S.K., Waters, J., Jansen, U., Bahrami, A., Boncheva, I. and Yazdi, M., 2017. Palaeoenvironmental study of the Palaeotethys Ocean: the Givetian-Frasnian boundary of a shallow-marine environment using combined facies analysis and geochemistry (Zefreh Section/Central Iran). Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments, 97, 517-540.

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

Palma, R.M., López-Gómez, J. and Piethé, R.D., 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.

Rahiminejad, A.H. and Bavi, H., 2025. Deposition of the Devonian Bahram Formation in the Central-East Iranian microcontinent. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 77(2), A060625.

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

Salehi, M.A., Bahrami, A., Moharrami, S., Vaziri- Moghaddam, H., Pakzad, H.R. and Shakeri, B., 2020. Palaeoenvironmental and sequence stratigraphic analysis of the Middle-Late Devonian carbonates (Bahram Formation) of Anarak, western Central Iran. Journal of African Earth Sciences, 171, 103938.

Sandullia, R. and Raspinib, A., 2004. Regional to global correlation of lower Cretaceous (Hauterivian-Barremian) shallow-water carbonates of the southern Apennines (Italy) and Dinarides (Montenegro), Southern Tethyan Margin. Sedimentary Geology, 165, 117-153

Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. Speringer, New York, 471.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

سنگ چینه‌نگاری بخش زیرین سازند ایلان‌قره در برش ایلان‌قره در شمال خاور ماکو، آذربایجان‌غربی

علی‌اصغر ثیاب قدسی*[1]، شایان محرابی [2]

۱- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکدگان علوم، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

*Email: a.siabeghodsy@urmia.ac.ir

چکیده

این پژوهش به بررسی چینه‌نگاری و سنگ‌شناسی بخش زیرین سازند ایلان‌قره در ناحیه ایلان‌قره، واقع در شمال‌خاور ماکو (استان آذربایجان غربی) می‌پردازد. ضخامت کل این برش حدود ۹۱۰ متر است و به دو بخش اصلی تقسیم می‌شود: بخش زیرین با ضخامت ۵۴۰ متر و بخش بالایی با ضخامت ۳۷۰ متر. مطالعه حاضر با هدف تعیین سن، محیط رسوبی و ویژگی‌های چینه‌ای این سازند انجام شده است. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که بخش زیرین سازند ایلان‌قره در این برش عمدتاً از تناوب لایه‌های آهکی، دولومیتی و ماسه‌سنگی تشکیل شده و حاوی فسیل‌های شاخصی چون براکیوپودها، خارپوستان، مرجان‌ها و جلبک‌هاست. بر اساس شواهد فسیل‌شناسی به‌ویژه حضور میوسپورها و آکریتارک‌ها، سن بخش زیرین این سازند دونین پسین (فامنین) و سن بخش بالایی آن تورنزین (ابتدای کربونیفر) تعیین شده است. این نتایج بیانگر گذار محیط رسوبی از شرایط کم‌عمق و آرام در فامنین به شرایط دریایی بازتر در تورنزین است. از سوی دیگر، تنوع سنگ‌شناسی و تغییرات فسیلی نشان‌دهنده نوسانات عمق و انرژی محیط رسوبی در زمان نهشته‌گذاری می‌باشد. در مجموع، این مطالعه چارچوب چینه‌شناسی دقیقی برای بخش زیرین سازند ایلان‌قره در شمال‌غرب ایران ارائه می‌دهد و اطلاعات ارزشمندی برای بازسازی پالئوژئوگرافی حوضه رسوبی زاگرس شمالی فراهم می‌سازد.

کلمات کلیدی: سنگ‌چینه‌نگاری، ایلان‌قره، ماکو، دونین

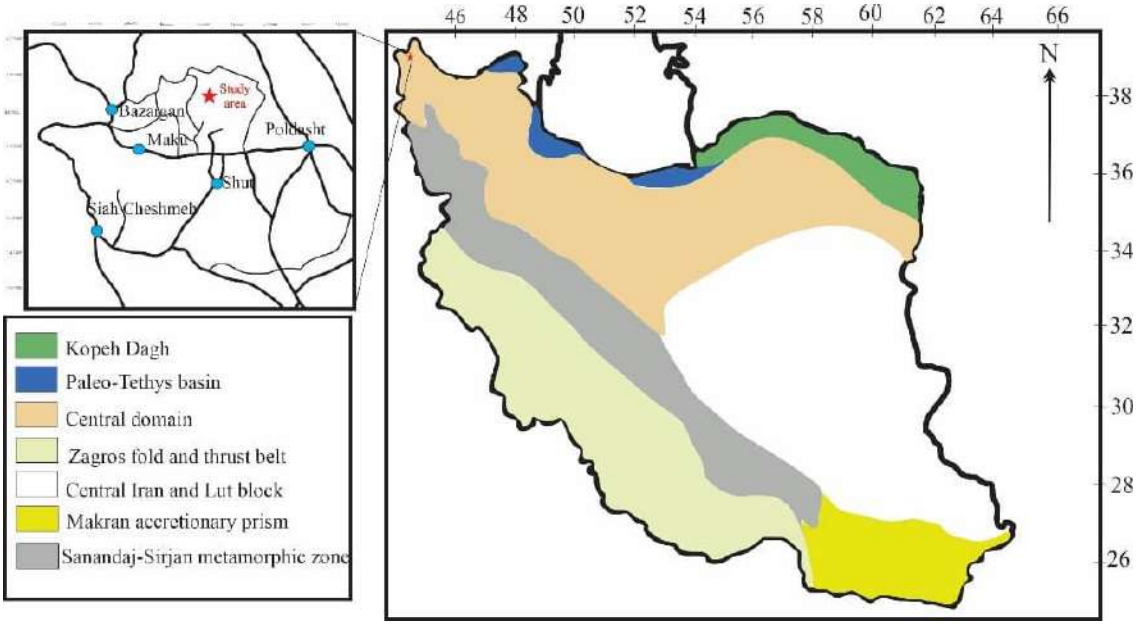
۱- مقدمه

اسم این نهشته ها از روستای ایلان قره در ۳۵ کیلومتری شمال خاور ماکو گرفته شده است این سازند مطالعات زمین شناسی مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته سن سازند مولی را دونین زیرین و میانی و سن سازند ایلان قره را دونین فوقانی - کربونیفر پیشین پیشنهاد کرده اند (علوی نائینی و بلورچی، ۱۳۷۲). این سازند با ستبرای ۱۳۰۰ متر دارای ترکیب سنگ‌شناسی دولومیت ماسه‌ای به رنگ روشن آهک‌های نازک لایه شیلی، شیل و آهک‌های ماسه‌ای و طبقات نازک تا ضخیم لایه کوارتز آرنایتی است. دارای ۴ عضو می‌باشد که سه عضو زیرین سن فرازنین و عضو چهارم متعلق به کربونیفر پیشین است (آقانباتی، ۱۳۸۷). در این برش سازند ایلان قره با ضخامت کلی ۹۱۰ متر بر اساس تغییرات الگوی زمین‌شناسی ساختمانی بودن محدوده در دو بخش زیرین با ضخامت ۳۷۰ متر و بخش بالایی به ضخامت ۵۴۰ متر اندازه گیری شده است. در این پژوهش به بخش زیرین این سازند پرداخته می‌شود. بررسی مجموعه‌های کنودونتی به دست‌آمده توسط قویدل سیوکی (۱۳۸۹) نشان داد که سازند ایلان‌قره سنی برابر فامنین تا تورنزین دارد. در فامنین پسین محیط رسوب‌گذاری کم‌عمق شدگی زیادی را تجربه کرده است و همین باعث رسوب ذرات تخریبی گردیده است. در ابتدای کربونیفر (تورنزین) شرایط دریایی دوباره حاکم شده است. حضور گونه‌های میوسپور از جمله Convolutispore usitata, Apiculiretusispora, Fructicosa بیانگر سن تورنزین یا کربونیفر پیشین برای بخش‌های بالایی سازند ایلان قره می‌باشد. حضور

گونه‌های آکریتاش و میوسپور Umbella bella و Umbella ovate در سازند مولی و بخش زیرین ایلان‌قره بیان کننده سن دونین پسین یا فامنین می‌باشد.

۲- روش مطالعه

مقطع موردمطالعه سطح‌الارضی هست که در شکل ۱ موقعیت جغرافیایی آن نشان داده شده است. مختصات جغرافیایی این مقطع شامل ۴۴ درجه و ۴۳ دقیقه و ۸ ثانیه تا ۴۴ درجه و ۴۳ دقیقه و ۳۵ ثانیه طول شرقی و ۳۹ درجه و ۲۸ دقیقه و ۱۰ ثانیه تا ۳۹ درجه و ۲۶ دقیقه ۱ ثانیه عرض شمالی می‌باشد. برای سطح‌الارضی بودن مقطع، مطالعات صحرایی برای درک و تحلیل زمین‌شناسی منطقه ضرورت دارد. اطلاعات لازم برای کارهای صحرایی شامل سنگ‌شناسی، بافت، ساختارهای رسوبی، رنگ، هندسه و نحوه ارتباط لایه‌ها یا واحدهای رسوبی با هم و توزیع و نحوه حفظ شدگی فسیل‌ها می‌باشد (Tucker, 2001).



شکل۱- موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در ایران (بر گرفته از نقشه رقومی ۱:۲۵۰۰۰۰ ایران، سازمان زمین شناسی واکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۵).

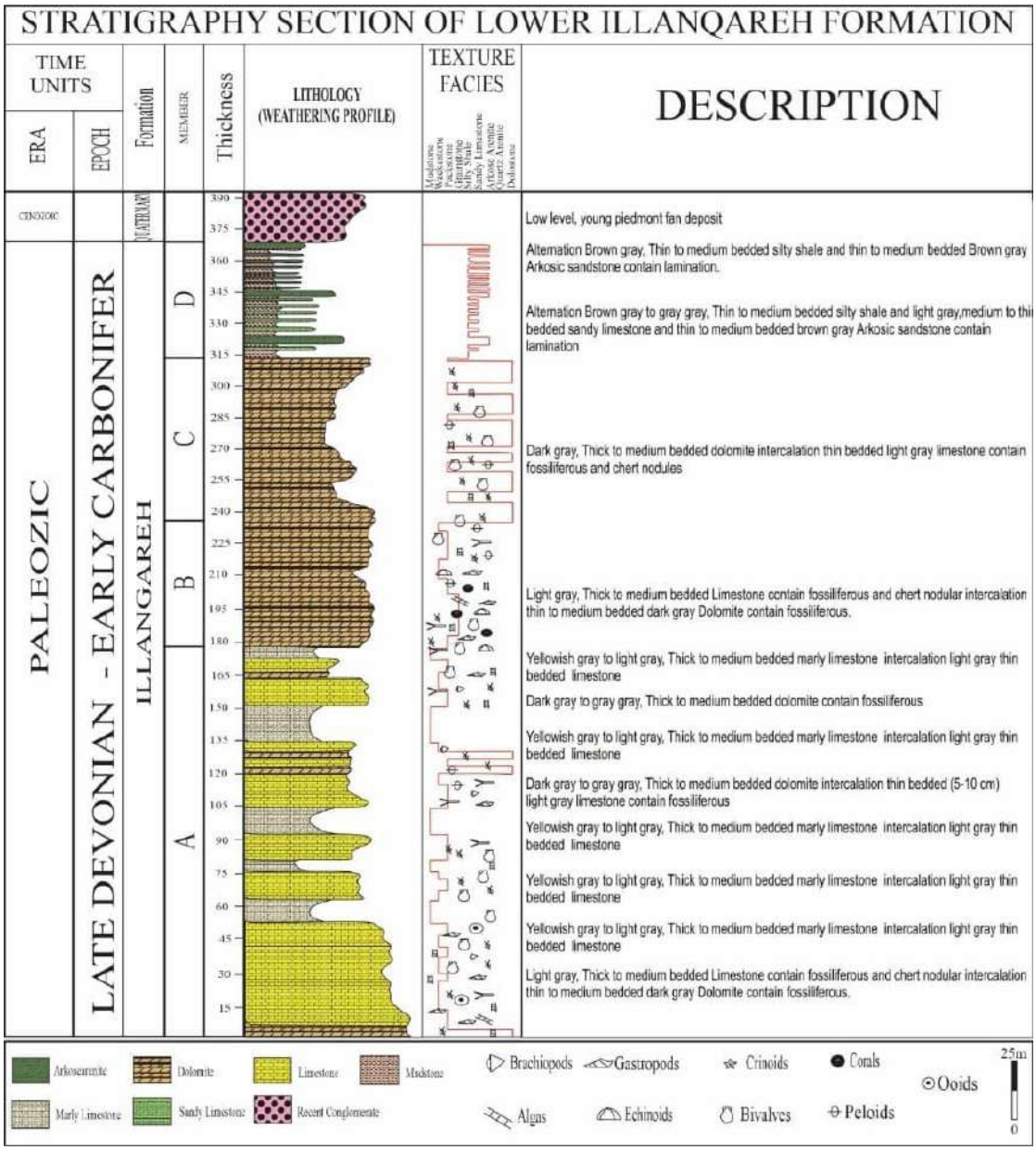
در مطالعات صحرایی برای برداشت سازندهای مورد نظر براساس قواعد چینه‌شناسی به‌طوری‌که بالا و پایین سازندها مشخص شود و دارای کمترین پیچیدگی زمین‌ساختی باشد، یک برش تهیه گردید. از بخش زیرین سازند ایلان‌قره در این برش تعداد ۲۰ نمونه برداشت شد.

۳- بحث

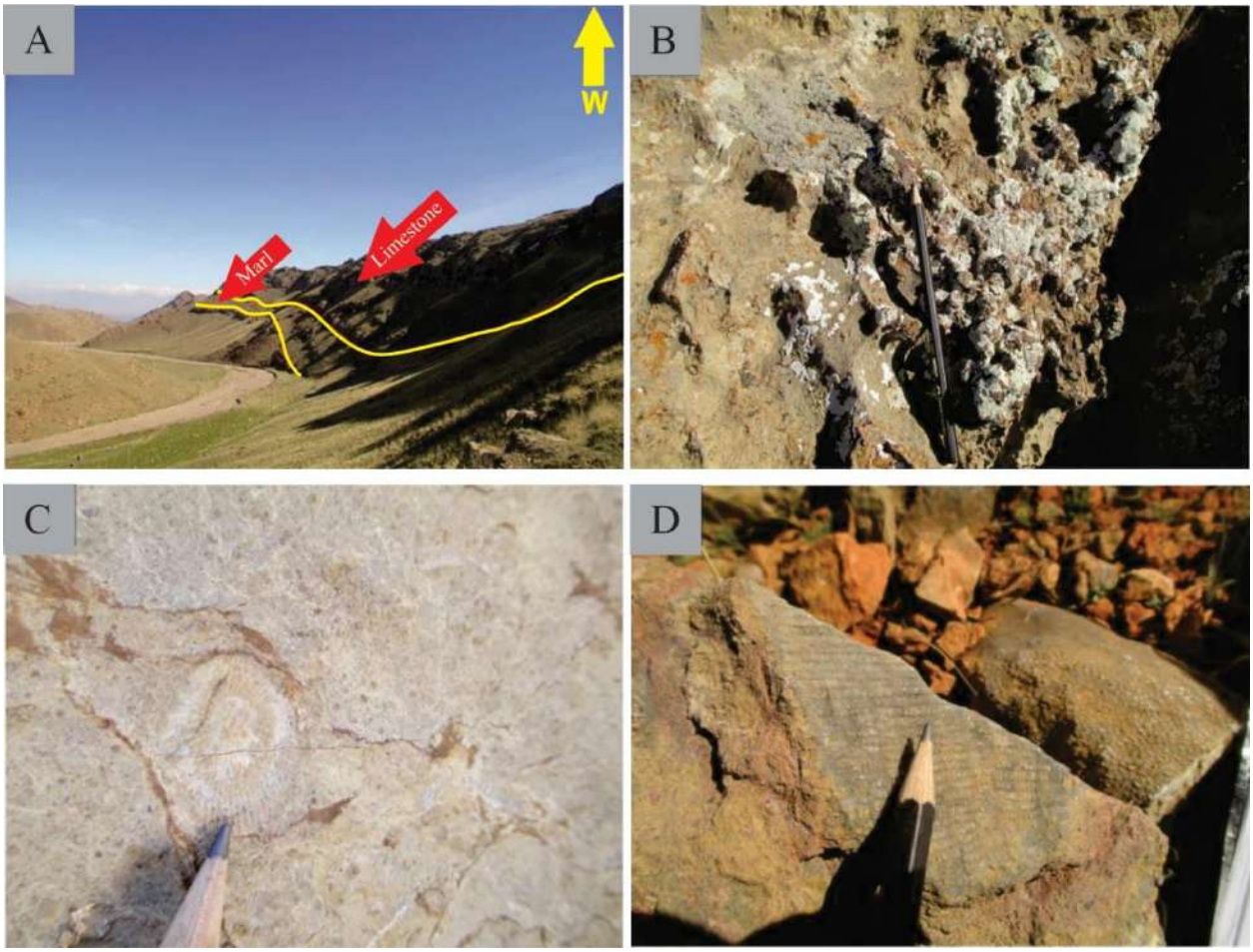
بخش زیرین بر اساس تغییرات سنگ‌شناسی و الگوی لایه‌بندی و محتوای فسیلی به ۴ بخش شامل A، B، C و D تقسیم می‌شود (شکل ۲).

بخش A به ضخامت ۱۷۵ متر شامل تناوب طبقات ضخیم تا متوسط لایه آهک‌های نسبتا روشن (خاکستری) حاوی فسیل براکیوپود، دو کفه‌ای، خارپوست، شکم پایان و نودول‌های چرتی با میان لایه های نازک تا متوسط لایه دولومیت خاکستری تیره رنگ با طبقات متوسط تا نازک لایه مارنی می‌باشد. این واحد با یک مرز تدریجی به واحد B تبدیل می‌شود (شکل ۳).

بخش B به ضخامت ۷۰ متر متشکل از طبقات ضخیم تا متوسط لایه آهکی با محتوای فسیل‌های دو کفه‌ای، شکم پایان، براکیوپود، مرجان، جلبک و خارپوستان می‌باشد. این واحد نیز با یک مرز تدریجی به بخش C تبدیل می‌شود (شکل ۳).



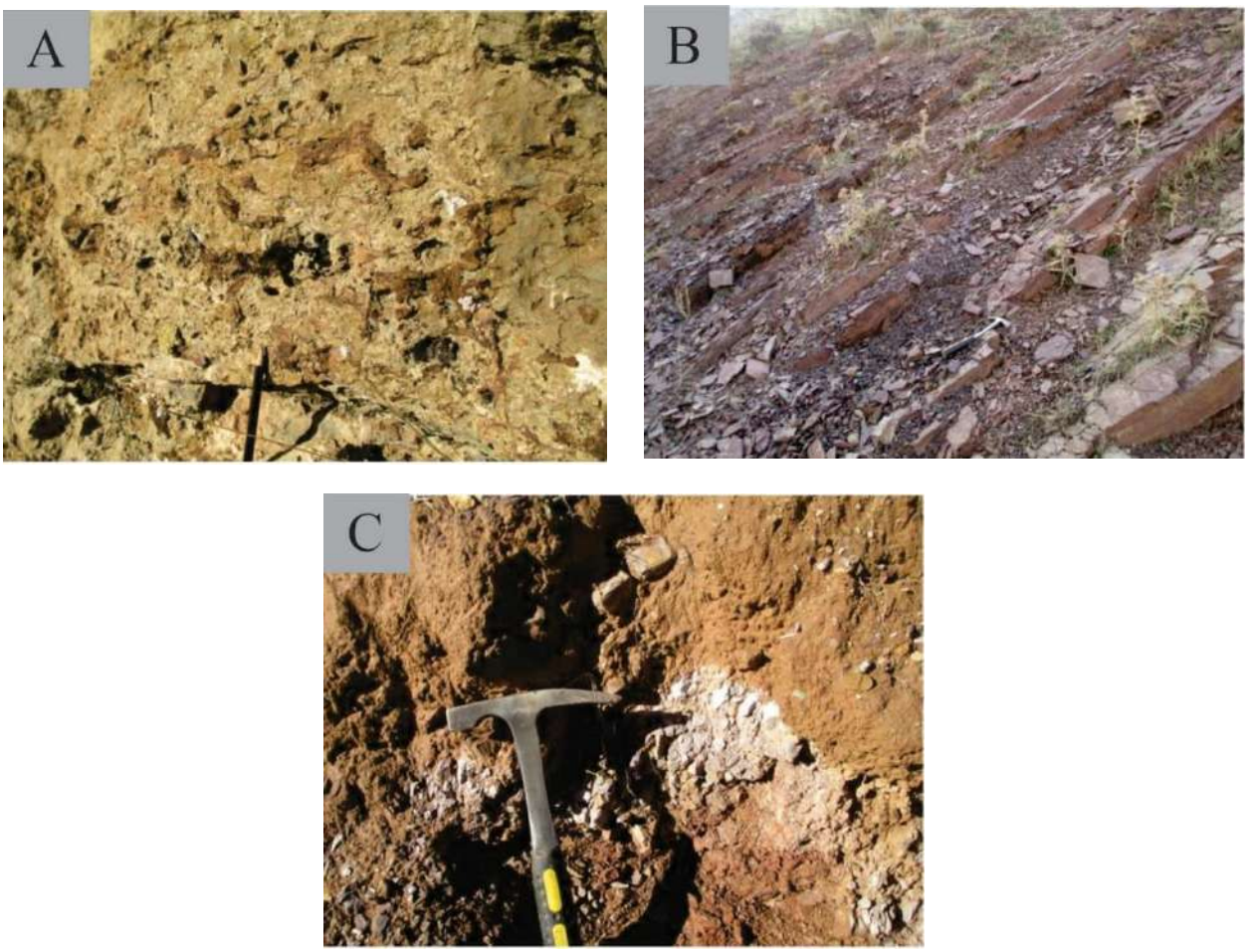
شکل۲- ستون سنگ چینه نگاری بخش زیرین سازند ایلان‌قره در برش مورد مطالعه به همراه واحدهای چینه‌شناسی تفکیک شده.



شکل ۳- نمای دور از واحدهای آهکی و مارنی بخش زیرین سازند ایلان‌قره (A)، نودول‌های چرتی موجود در واحدهای دولومیتی (B)، فسیل خارپوست موجود در واحدهای دولومیتی واقع در بخش‌های زیرین سازند ایلان‌قره (C) و فسیل مرجان موجود در همین طبقات دولومیتی (D).

بخش C با ضخامت ۸۰ متر شامل طبقات ضخیم تا متوسط لایه دولومیتی خاکستری تیره رنگ با میان لایه های نازک آهک دولومیتی خاکستری رنگ حاوی فسیل قطعات شکسته شده دو کفه‌ای، خارپوست، اینتراکلست و نودولهای چرتی است. مرز این واحد با واحد زیرین تدریجی و در بالا نیز با یک مرز تدریجی به واحد D تبدیل می‌شود از دیگر ویژگی این واحد وجود ریز چینه‌های کوچک و بزرگ در داخل آن است (شکل ۴).

بخش D با ضخامت ۴۵ متر شامل تناوب طبقات نازک تا متوسط قهوه‌ای تا خاکستری تیره رنگ سیلتی با طبقات متوسط تا نازک لایه ماسه‌سنگ آرکوزی قهوه‌ای رنگ و طبقات نازک لایه خاکستری روشن آهک ماسه‌ای است در داخل طبقات ماسه‌ای لامیناسیون و زیست آشفتگی دیده می‌شود. این واحد در بالا توسط رسوبات کواترنری پوشیده می‌شود (شکل ۴).



شکل ۴- نودول‌های چرتی موجود در واحدهای دولومیتی (A)، طبقات آهک ماسه‌ای موجود در داخل طبقات سیلتی شیل (B)، طبقات آهک ماسه‌ای موجود در داخل طبقات سیلتی شیل (C) در بخش زیرین سازند ایلان‌قره.

۴- نتیجه گیری

این مقاله به بررسی سنگ‌چینه‌نگاری بخش زیرین سازند ایلان قره در برش ایلان قره واقع در شمال خاور ماکو، آذربایجان غربی، پرداخته است. این سازند دارای ضخامت کلی ۹۱۰ متر است که بخش زیرین آن با ضخامت ۳۷۰ متر مورد مطالعه قرار گرفت.

بر اساس تغییرات سنگ‌شناسی و محتوای فسیلی، بخش زیرین سازند ایلان قره به چهار واحد چینه‌شناسی A، B، C و D تقسیم می‌شود:

واحدهای A و B عمدتاً شامل تناوب آهک‌ها و دولومیت‌های حاوی فسیل‌هایی نظیر براکیوپود، دوکفه‌ای، شکم‌پایان، و خارپوستان هستند.

واحد C شامل طبقات ضخیم تا متوسط لایه دولومیتی خاکستری تیره با میان‌لایه‌های آهکی است که حاوی فسیل و نودول‌های چرتی است.

واحد D که آخرین بخش زیرین است، با ضخامت ۴۵ متر، شامل تناوب شیل‌های سیلتی قهوه‌ای/خاکستری تیره و ماسه سنگ آرکوزی با لامیناسیون و زیست‌آشفتگی می‌باشد و در بالا توسط رسوبات کواترنری پوشیده شده است.

سن سازند ایلان قره در این برش بر اساس بررسی کنودونت‌ها و آکریتارش/میوسپورها، فامنین تا تورنزین (دونین پسین تا کربونیفر پیشین) پیشنهاد شده است. در فامنین پسین، محیط رسوب‌گذاری کم‌عمق شده و باعث رسوب ذرات تخریبی گردیده، در حالی که در ابتدای کربونیفر (تورنزین)، شرایط دریایی مجدداً حاکم شده است.

۵- منابع

آقانباتی، س، ع.، ۱۳۸۵، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

آقانباتی، س، ع.، ۱۳۸۷، فرهنگ چینه شناسی ،ایران جلد دوم سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۲۹۷ ص.

علوی نائینی، م. بلورچی (ن)، ۱۳۷۲، چینه‌شناسی پالئوزوئیک ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تودن کتاب، شماره ۵، ۴۹۲ ص.

قویدل سیوکی، م. ۱۳۸۳، انتشار چینه‌شناسی و جغرافیایی بازوپایان رینکونلید در دونین پسین (فرازنین) ایران، فصلنامه علوم زمین، شماره ۵۹، صفحه ۱۶۸-۱۷۸.

Flugel, E., 2010- Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin, 984 p.

Tucker, M. E., 2001. Sedimentary Petrology: An introduction to the Origin of Sedimentary Rocks; Blackwell; 262p.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

بررسی رسوب‌شناسی و رفتار زمین‌شناسی مهندسی نهشته‌های آبرفتی و لُسی کواترنری ایران در توسعه شهری و مخاطرات ژئوتکنیکی

مهدی حجابی*[1]، سانیا آقاپور قوجه‌بیگلو[2]، جوهر فائق توفیق[3]، ابراهیم رحیم‌زاده[1]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی نفت، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی مهندسی، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۳- دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

*Email:mahdihejabi79@gmail.com

چکیده

نهشته‌های آبرفتی و لُسی کواترنری بستر اصلی توسعه‌ی شهری و زیرساختی در بسیاری از حوضه‌های ایران‌اند و در عین حال از پیچیده‌ترین محیط‌ها از منظر رسوب‌شناسی و رفتار زمین‌شناسی مهندسی به‌شمار می‌آیند. این نهشته‌ها، که حاصل فرایندهای پرانرژی رودخانه‌ای، جریان‌های آواری، دگریختی دامنه‌ای و رسوب‌گذاری بادی در دوره‌های مختلف کواترنری هستند، معمولاً دانه‌بندی ناهمگن، ساخت‌های متنوع و تغییرات جانبی و عمقی سریع دارند؛ ویژگی‌هایی که به‌طور مستقیم بر تراکم‌پذیری، نشست، پایداری شیب‌ها، پاسخ لرزه‌ای و حساسیت به فروریزش و روان‌گرایی اثر می‌گذارند. استقرار کلان‌شهرهایی مانند تهران، اصفهان و مشهد بر روی این بسترهای جوان، ضرورت یک نگاه تلفیقی میان رسوب‌شناسی و زمین‌شناسی مهندسی را برجسته می‌کند. در این پژوهش، با تمرکز بر نهشته‌های آبرفتی مخروط‌افکنه‌ای و دشت‌های پایکوهی، دشت‌های سیلابی و رسوبات لُسی ایران، ارتباط ویژگی‌های رسوبی و ژئومورفولوژیک با رفتار مهندسی این نهشته‌ها در مقیاس شهری و زیرساختی تحلیل می‌شود. ابتدا محیط‌های رسوبی شاخص شناسایی و خصوصیات بافتی، ساختمانی و سازمان فضایی آن‌ها در چارچوب فرایندهای رسوب‌گذاری غالب تبیین می‌گردد. سپس نتایج مطالعات آزمایشگاهی و میدانی ژئوتکنیکی از منظر رفتار تنش–کرنش، تراکم‌پذیری، نشست ناشی از بارگذاری و حفاری، پتانسیل فروریزش در لُس‌ها و خطر روان‌گرایی در آبرفت‌های سست جوان بررسی و بر پایه زمینه‌ی رسوبی تفسیر می‌شود. در ادامه، تجربه‌های مدل‌سازی زمین‌شناسی مهندسی در حوضه‌های شهری منتخب، به‌ویژه تهران و اصفهان، مرور می‌شود و نشان داده می‌شود که تلفیق داده‌های رسوب‌شناسی، ژئومورفولوژی و پارامترهای ژئوتکنیکی چگونه می‌تواند به بهبود طبقه‌بندی مهندسی آبرفت‌ها، کاهش عدم‌قطعیت در طراحی پی و تونل و شناسایی پهنه‌های پرخطر از نظر نشست، لغزش و تشدید لرزه‌ای منجر شود. در پایان، چارچوبی مفهومی برای ارزیابی ریسک ژئوتکنیکی نهشته‌های کواترنری و به‌کارگیری آن در برنامه‌ریزی توسعه شهری و مدیریت مخاطرات ژئوتکنیکی در ایران پیشنهاد می‌گردد.

کلمات کلیدی: آبرفت کواترنری، لُس، رسوب‌شناسی، زمین‌شناسی مهندسی، توسعه شهری، مخاطرات ژئوتکنیکی

۱- مقدمه

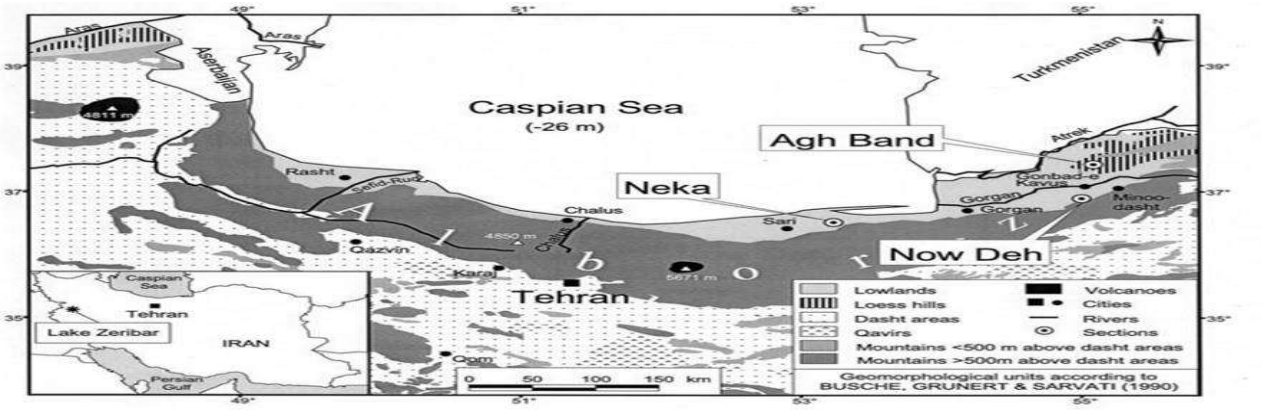
نهشته‌های آبرفتی و لسی کواترنری یکی از مهم‌ترین محیط‌های رسوبی در حاشیه حوضه‌های فعال و جبهه کوهستان‌ها هستند و بخش بزرگی از زیرسطح شهرهای ایران را می‌سازند. این نهشته‌ها، که در قالب مخروط‌افکنه‌ها، دشت‌های سیلابی و دشت‌های بادی–رسی گسترش دارند، از نظر بافت، ترکیب و معماری رسوبی به‌شدت ناهمگن‌اند و همین ناهمگنی، رفتار ژئوتکنیکی آن‌ها را پیچیده و پیش‌بینی‌ناپذیر می‌کند .(Ventra & Clarke, 2018) این لایه‌های کم‌عمق، هم در تأمین آب زیرزمینی و شکل‌گیری چشم‌اندازهای سطحی نقش دارند و هم بستر مستقیم توسعه شهری، سازه‌های ژئوتکنیکی و شبکه‌های زیرساختی را فراهم می‌کنند.در ایران، توسعه شتابان شهرهایی مانند تهران، اصفهان و مشهد بر روی رسوبات آبرفتی جوان، چالش‌های مهمی در زمین‌شناسی مهندسی ایجاد

کرده است. در حوضه تهران، ستبرای زیاد آبرفت‌های کواترنری و تغییرات تند جانبی در اندازه دانه، سیمان‌شدگی و سن نهشته‌ها، به تفاوت‌های چشمگیر در سختی و مقاومت توده خاک در مقیاس شهری منجر شده است .(Khaksar & Tavassoli, 2002) رفتار آبرفت‌های جوان تهران در برابر حفاری تونل‌ها نشان می‌دهد که تفاوت میان آبرفت‌های دانه‌درشت و ریزدانه و even تغییرات موضعی سیمان‌شدگی می‌تواند میزان نشست القایی و پاسخ ژئوتکنیکی زمین را به‌طور اساسی تغییر دهد .(Baghban Golpasand et al., 2014).به‌طور مشابه، در اصفهان، تفکیک آبرفت‌های مخروط‌افکنه‌ای، زون‌های رسی و واحدهای شن‌ودرسی رودخانه‌ای نشان داده است که هر زیرواحد، پتانسیل متفاوتی از نظر نشست، روانگرایی، فرسایش‌پذیری و رفتار در برابر بارگذاری شهری دارد (Dadkhah et al., 2016).رسوبات لسی کواترنری، به‌ویژه در شمال و شمال‌شرق ایران، نیز از مسئله‌سازترین خاک‌ها در پروژه‌های عمرانی به‌شمار می‌آیند. لس‌های شمال‌شرق ایران دارای ساختاری سست و متاستابل‌اند و در برابر افزایش رطوبت، مستعد فروریزش ناگهانی و نشست‌های قابل‌ملاحظه هستند .(Shafiei & Dusseault, 2008) مطالعات رسوب‌شناسی و مغناطیس‌سنجی محیطی بر توالی‌های لُس شمال ایران، علاوه بر روشن‌کردن جنبه‌های پالئواقلیمی، بر گستره، ضخامت و ناهمگنی درونی این رسوبات تأکید کرده‌اند؛ عواملی که برای برآورد خطر نشست، پایداری شیروانی‌ها و طراحی پی‌ها حیاتی‌اند .(Haskouei et al., 2021) در مقیاس ملی نیز نشان داده شده که بسیاری از دشت‌های پرجمعیت شمال و شمال‌شرق کشور بر روی بسته‌های لسی یا لس‌مانند حساس به تغییرات رطوبتی و بارگذاری مهندسی استقرار یافته‌اند.(Khaledian & Miller, 2016) با وجود انبوه مطالعات تخصصی در رسوب‌شناسی، ژئومورفولوژی و ژئوتکنیک، پیوند نظام‌مند میان معماری رسوبی نهشته‌های آبرفتی و لسی و رفتار مهندسی آن‌ها در بسیاری از شهرهای ایران هنوز به‌خوبی تبیین نشده است. در عمل، طراحی سازه‌ها و زیرساخت‌ها اغلب بر داده‌های پراکنده حفاری و آزمون‌های صحرایی تکیه دارد، بدون آن‌که ساختار سه‌بعدی محیط رسوبی و تاریخچه رسوب‌گذاری به‌عنوان چهارچوب تفسیری اصلی در نظر گرفته شود؛ امری که عدم‌قطعیت در پیش‌بینی خطراتی نظیر نشست ناهمگون، گودال‌های فروریزشی، ناپایداری شیروانی‌ها و پاسخ غیریکسان زمین به لرزه‌ها را افزایش می‌دهد. در این چارچوب، هدف مطالعه حاضر برجسته‌کردن پیوند میان زمین‌شناسی مهندسی و رسوب‌شناسی نهشته‌های آبرفتی و لسی کواترنری در ایران، با تأکید بر مناطق شهری است. در این مطالعه، نهشته‌های مخروط‌افکنه‌ای، دشت‌های سیلابی و رسوبات لسی به‌عنوان سامانه‌های کلیدی بررسی می‌شوند تا نشان داده شود چگونه هندسه لایه‌بندی، گرادیان محیط رسوب‌گذاری، تاریخچه فرسایش–رسوب‌گذاری و شرایط هیدروژئولوژیک به تفاوت در ظرفیت باربری، نشست‌پذیری و پایداری در برابر رخدادهای حدی مانند سیلاب، بارندگی شدید، تغییر سطح آب زیرزمینی و لرزه‌خیزی منجر می‌شود. تأکید بر این است که ادغام خوانش رسوب‌شناختی و مدل‌سازی ژئوتکنیکی می‌تواند مبنایی برای ارزیابی واقع‌بینانه‌تر خطرات ژئومهندسی و برنامه‌ریزی توسعه پایدار در پهنه‌های شهری فراهم کند.

۱-۱محیط‌ها و پراکنش نهشته‌های آبرفتی و لسی کواترنری در ایران

نهشته‌های کواترنری ایران عمدتاً در حاشیه ارتفاعات البرز و زاگرس، دشت‌های پایکوهی داخلی و پهنه‌های بادبَرد شمال و شمال‌شرق گسترش دارند و از دیدگاه رسوب‌شناسی به دو گروه اصلی آبرفتی و بادی–لسی تفکیک می‌شوند. در حاشیه کوهستان‌ها، مخروط‌افکنه‌ها، دشت‌های سیلابی و پادگانه‌های رودخانه‌ای معماری رسوبی پیچیده‌ای را می‌سازند که در آن لایه‌های دانه‌درشت کانالی و لایه‌های ریزدانه میان‌لایه‌ای به‌صورت جانبی و عمقی در هم تنیده شده‌اند؛ ناهمگنی‌ای که یکی از مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده رفتار ژئوتکنیکی در مقیاس شهری است .(Ventra & Clarke, 2018) در حوضه‌های جنوبی البرز و شمال زاگرس، توسعه شهری عمدتاً بر روی همین مخروط‌افکنه‌ها و آبرفت‌های دشت‌های پایکوهی صورت گرفته است و تغییرات گرادیانی در محیط رسوبی، در فاصله‌ای کوتاه، به توده‌هایی با رفتار مهندسی کاملاً متفاوت از نظر تراکم‌پذیری، ظرفیت باربری و پاسخ لرزه‌ای منجر می‌شود (Khaksar & Tavassoli, 2002; Baghban Golpasand et al., 2014; Dadkhah et al., 2016).نهشته‌های لسی عمدتاً در شمال و

شمال‌شرق، به‌ویژه استان‌های گلستان، خراسان شمالی و بخش‌هایی از خراسان رضوی و سمنان گسترش دارند و بخشی از کمربند لسی اوراسیا را در حد جنوبی آن تشکیل می‌دهند. این رسوبات که عمدتاً بر روی پادگانه‌ها و دامنه‌ها انباشته شده‌اند، ضخامتی از چند تا ده‌ها متر دارند و از لایه‌های متوالی سیلتی با ریزساختار و سیمان‌پذیری متفاوت تشکیل شده‌اند (Karimi et al., 2009; Kehl et al., 2005). مطالعات رسوب‌شناختی و ژئوتکنیکی نشان می‌دهد که بسیاری از این لس‌ها در وضعیت متاستابل قرار دارند و تغییرات رطوبتی یا بارگذاری می‌تواند به فروریزش ناگهانی و نشست‌های قابل‌ملاحظه منجر شود (Shafiei & Dusseault, 2008; Haskouei et al., 2021). نمونه‌ای از پراکنش لس‌ها و موقعیت برش‌های شاخص Neka، Now Deh و Agh Band در شمال ایران در شکل ۱ نشان داده شده است (Kehl et al., 2005). ترکیب این دو سامانه‌ی رسوبی – آبرفتی و لسی – در مقیاس ملی، نقشه‌ای پیچیده از شرایط زیرسطحی برای توسعه‌ی شهری در ایران ایجاد می‌کند. در بسیاری از دشت‌ها، گسترش شهرها از حاشیه‌ی مخروط‌افکنه‌های دانه‌درشت به‌سوی دشت‌های ریزدانه‌تر یا نواحی لسی صورت گرفته است و در نتیجه، درون یک شهر واحد، با پهنه‌هایی مواجه هستیم که از نظر رفتار ژئوتکنیکی و حساسیت به مخاطراتی مانند نشست، روان‌گرایی و لغزش، تفاوت قابل‌ملاحظه‌ای دارند. شناخت این ناهمگنی و بازتاب آن در مدل‌های زمین‌شناسی مهندسی، پیش‌شرط هرگونه ارزیابی واقع‌بینانه‌ی ریسک ژئومهندسی در مقیاس شهری است



شکل ۱- نقشه ژئومورفولوژیک شمال ایران و پراکنش تپه‌های لسی (Loess hills) و موقعیت برش‌های اصلی Neka، Now Deh و Agh Band به‌عنوان نمونه‌ای از پهنه‌های لسی کشور (Kehl et al., 2005).

۲- روش مطالعه

این پژوهش یک مطالعه تحلیلی–ترکیبی است که با هدف تلفیق نتایج رسوب‌شناسی و زمین‌شناسی مهندسی نهشته‌های آبرفتی و لسی کواترنری ایران انجام شده و داده‌ها از مقالات علمی، گزارش‌های تخصصی و نقشه‌های زمین‌شناسی و ژئومورفولوژیک استخراج و به‌صورت نظام‌مند تحلیل شده‌اندپ

گردآوری و انتخاب مطالعات: در گام نخست، جست‌وجوی هدفمند در پایگاه‌های Web of Science ، Scopus، Google Scholar، SID و Civilica با استفاده از ترکیب کلیدواژه‌هایی مانند alluvial fan ، Quaternary alluvium، loess، collapsible soil، engineering geology، geotechnical properties، urban development و Iran انجام شد. از میان نتایج، فقط آثاری انتخاب شدند که توصیف روشنی از ویژگی‌های رسوب‌شناسی یا ژئوتکنیکی نهشته‌های آبرفتی و لسی در ایران ارائه می‌کردند .برای مخروط‌افکنه‌ها و آبرفت‌های شهری، آبرفت‌های تهران به‌عنوان مطالعه شاخص در نظر گرفته شد (Khaksar & Tavassoli, 2002) و برای مدل‌سازی

زمین‌شناسی مهندسی نهشته‌های کواترنری، نتایج شهر اصفهان مبنا قرار گرفت .(Dadkhah et al., 2016) برای لُس‌ها و توالی‌های لُس–پالئوسول، مطالعات شمال ایران و رفتار فروریزشی لُس‌های شمال‌شرق کشور استفاده شد (Kehl et al., 2005; Shafiei & Dusseault, 2008). رفتار ژئوتکنیکی آبرفت‌های جوان تهران در پروژه‌های تونل‌سازی نیز بر اساس تحلیل نشست ناشی از حفاری بررسی شد .(Baghban Golpasand et al., 2014) چارچوب مفهومی رسوب‌شناسی مخروط‌افکنه‌ها و دشت‌های آبرفتی از مرور Ventra & Clarke (2018) اقتباس شد.

استخراج داده‌های رسوب‌شناسی و ژئومورفولوژیک: از مطالعات منتخب، اطلاعات کلیدی رسوب‌شناسی و ژئومورفولوژیک شامل نوع محیط رسوبی، بافت و دانه‌بندی غالب، ساخت‌های رسوبی، معماری لایه‌بندی، ضخامت نهشته‌ها و موقعیت توپوگرافی استخراج شد. در مورد آبرفت‌های تهران، تفکیک سطوح مخروط‌افکنه‌ای و تغییرات جانبی دانه‌بندی و ناهمگنی فضایی به‌عنوان شاخص‌های اصلی ثبت گردید .(Khaksar & Tavassoli, 2002) در اصفهان، زون‌بندی مهندسی نهشته‌های کواترنری از ترکیب داده‌های زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی به‌دست آمد .(Dadkhah et al., 2016) در مطالعات لسی نیز، موقعیت و ضخامت تپه‌های لسی و برش‌های Neka، Now Deh و Agh Band از نقشه‌های ژئومورفولوژیک برداشت شد.(Kehl et al., 2005) هر جا اطلاعات پالئواقلیمی و مغناطیسی در دسترس بود (مانند توالی‌های لُس–پالئوسول شمال‌شرق)، پارامترهای مغناطیسی و تغییرات قائم لایه‌ها برای تفسیر تاریخچه رسوب‌گذاری و پایداری نهشته‌ها به‌کار رفت .(Haskouei et al., 2021) الگوهای معماری رسوبی پیشنهاد شده برای مخروط‌افکنه‌ها و دشت‌های آبرفتی نیز راهنمای تفسیر ناهمگنی جانبی و عمقی بودند.(Ventra & Clarke, 2018)

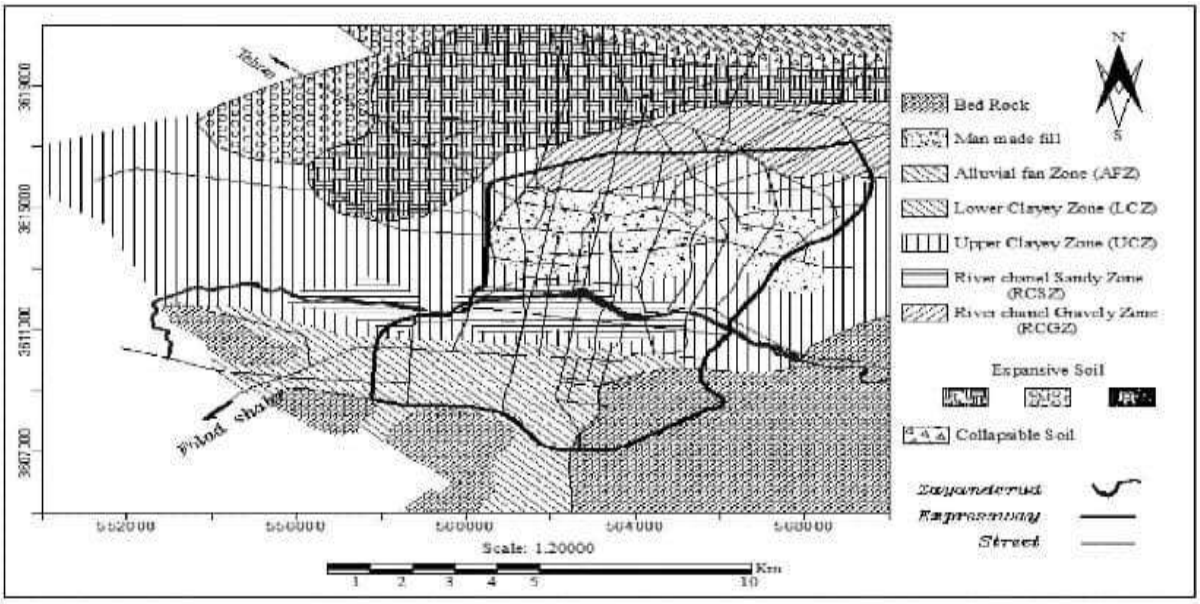
استخراج داده‌های ژئوتکنیکی و زمین‌شناسی مهندسی: در گام بعد، داده‌های ژئوتکنیکی و زمین‌شناسی مهندسی شامل نتایج آزمایش‌های دانه‌بندی، حدود اتربرگ، تحکیم، برش، تراکم، آزمون فروریزش، نفوذپذیری و آزمون‌های صحرایی مانند SPT و نفوذ مخروط از همان مطالعات استخراج شد. برای لُس‌ها، شاخص فروریزش و تغییر حجم نمونه‌ها در اثر خیس‌شدن مبنای تحلیل رفتار فروریزشی قرار گرفت .(Shafiei & Dusseault, 2008) در آبرفت‌های جوان تهران، مقادیر نشست و تغییرات پارامترهای ژئوتکنیکی در مجاورت تونل‌ها استفاده شد (Baghban Golpasand et al., 2014) و در مدل مهندسی اصفهان، طبقه‌بندی واحدها و پارامترهای مقاومت و تراکم‌پذیری بازخوانی گردید.(Dadkhah et al., 2016)

رویکرد تحلیل و تلفیق: در مرحله نهایی، داده‌های رسوب‌شناسی و ژئوتکنیکی در یک چارچوب تحلیلی مقایسه‌ای تلفیق شد. ابتدا محیط‌های رسوبی اصلی (مخروط‌افکنه دانه‌درشت، آبرفت دشت پایکوهی، دشت سیلابی و لُس بادبَرد) جداگانه بررسی شدند. سپس برای هر محیط، دامنه متغیرهای ژئوتکنیکی کلیدی مانند تراکم‌پذیری، ظرفیت باربری، شاخص فروریزش و حساسیت به روان‌گرایی روی هم قرار گرفت تا الگوهای رفتاری غالب مشخص شود. در این تحلیل، برای تفسیر ناهمگنی سه‌بعدی، از الگوهای معماری رسوبی و تکامل ژئومورفولوژیک مخروط‌افکنه‌ها و دشت‌های آبرفتی بهره گرفته شد.(Ventra & Clarke, 2018) خروجی این فرایند، مجموعه‌ای از روابط مفهومی میان ویژگی‌های رسوب‌شناسی و رفتار مهندسی نهشته‌های آبرفتی و لسی است که در بخش‌های بعدی، جداگانه برای آبرفت‌ها و لُس‌ها تشریح شده و در قالب پیشنهادهایی برای مدل‌های زمین‌شناسی مهندسی شهری به‌کار گرفته می‌شود.

۳-ویژگی‌ها و رفتار زمین‌شناسی مهندسی نهشته‌های آبرفتی کواترنری

نهشته‌های آبرفتی کواترنری در حاشیه ارتفاعات و دشت‌های پایکوهی، به‌ویژه پیرامون شهرهایی مانند تهران و اصفهان، حاصل برهم‌کنش فرایندهای رودخانه‌ای، جریان‌های آواری و دگریختی دامنه‌ای هستند. معماری این نهشته‌ها معمولاً شامل تناوب لایه‌های دانه‌درشت کانالی (گراول و ماسه درشت) با لایه‌های ریزدانه‌تر سیلت و رس است که به‌طور جانبی و عمقی تغییرات سریع دارند؛ در مخروط‌افکنه‌ها سهم سنگ‌ریزه‌ها در بالادست بیشتر و به‌سوی دشت، سهم مواد ریزدانه افزایش می‌یابد .(Ventra & Clarke, 2018) این گرادیان رسوب‌گذاری، یکی از کلیدهای تفاوت رفتار مهندسی در یک واحد آبرفتی است.در حوضه تهران، آبرفت‌های کواترنری حاصل فرسایش ارتفاعات جنوبی البرز و نهشته‌شدن در قالب مخروط‌افکنه‌ها و دشت‌های پایکوهی‌اند. این آبرفت‌ها ترکیبی از لایه‌های شن‌ودرسی، ماسه‌ای، سیلتی و رسی با ستبرای تا چند صد متر هستند و در جهت افقی و عمقی ناهمگنی قابل‌ملاحظه‌ای نشان می‌دهند .(Khaksar & Tavassoli, 2002) این ناهمگنی موجب تغییرات محسوس در مدول تغییرشکل، مقاومت برشی و نفوذپذیری در مقیاس پروژه‌ای و در نتیجه تفاوت در پاسخ زمین به بارگذاری سازه‌ای و حفاری تونل می‌شود.مطالعات حفاری مکانیزه تونل مترو در تهران نشان داده است که آبرفت‌های ماسه‌ای–گراولی سست، نشست سطحی بیشتری نسبت به آبرفت‌های ریزدانه سیلتی–رسی ایجاد می‌کنند و این تفاوت علاوه بر دانه‌بندی و تراکم اولیه، به سیمان‌شدگی موضعی و شرایط آب زیرزمینی نیز وابسته است .(Baghban Golpasand et al., 2014)به‌عبارت دیگر، حتی در یک واحد آبرفتی با ترکیب کلی مشابه، تغییرات ظریف در بافت و تاریخچه فرسایش–رسوب‌گذاری می‌تواند به تفاوت معنی‌دار در نشست ناشی از حفاری منجر شود.در اصفهان، مدل زمین‌شناسی مهندسی نهشته‌های کواترنری، آبرفت‌ها را بر اساس ترکیب داده‌های رسوب‌شناسی، ژئومورفولوژی، هیدروژئولوژی و ژئوتکنیک به چند زون اصلی مانند مخروط‌افکنه‌ای(AFZ) ، واحدهای رسی UCZ) و (LCZ و زون‌های گراولی و ماسه‌ای کانال رودخانه‌ای RCGZ) و (RCSZ تفکیک کرده است. این زون‌بندی نشان می‌دهد که نهشته‌های مخروط‌افکنه‌ای و گراولی کانالی به‌طور کلی مناسب‌تر و پایدارتر برای توسعه عمرانی‌اند، در حالی‌که زون‌های رسی بیشترین پتانسیل مشکلاتی مانند نشست، تورم و کاهش ظرفیت باربری را دارند.(Dadkhah et al., 2016) از منظر رفتاری، آبرفت‌های دانه‌درشت متراکم معمولاً نشست آنی بیشتری تحت بارگذاری نشان می‌دهند ولی در درازمدت پایدارترند، در حالی‌که آبرفت‌های ریزدانه، به‌ویژه در زون‌های رسی، مستعد نشست‌های تحکیمی و خزشی در اثر تغییر رطوبت و تنش مؤثر هستند. لایه‌های ماسه‌ای سست اشباع نیز در صورت لرزش شدید، حساسیت بیشتری به روان‌گرایی دارند، برخلاف گراول‌های متراکم و رس‌های نسبتاً سخت.(Baghban Golpasand et al., 2014) نکته محوری در تحلیل مهندسی آبرفت‌ها، درک معماری سه‌بعدی و ناهمگنی آن‌هاست؛ مهاجرت کانال‌ها و رسوب‌گذاری مجدد، لنزهای ماسه‌ای و گراولی را در میان لایه‌های ریزدانه ایجاد می‌کند و اگر این ساختار در مدل زمین‌شناسی مهندسی وارد نشود، برآورد رفتار واقعی زمین و نشست‌های ناهمگون با عدم‌قطعیت بالا همراه خواهد بود .(Ventra & Clarke, 2018) تجربه تهران، اصفهان و سایر حوضه‌های آبرفتی نشان می‌دهد طبقه‌بندی صرف بر اساس بافت (شن، ماسه، سیلت، رس) کافی نیست و تفکیک واحدها بر پایه محیط رسوبی، تاریخچه تکامل و شرایط هیدروژئولوژیک، ابزار کارآمدتری برای ارزیابی ریسک‌های ژئوتکنیکی شهری فراهم می‌کند.(Dadkhah et al., 2016) نهشته‌های لُسی کواترنری، به‌ویژه در شمال و شمال‌شرق ایران، از مهم‌ترین و مسئله‌سازترین واحدهای رسوبی از دیدگاه زمین‌شناسی مهندسی به‌شمار می‌آیند. این رسوبات عمدتاً از سیلت بادبَرد تشکیل شده‌اند و در قالب تپه‌های لسی، پوشش‌های دامنه‌ای و دشت‌های لُسی گسترش یافته‌اند .(Karimi et al., 2009) لُس‌ها جزء کمربند لسی اوراسیا در حد جنوبی آن بوده و از شمال‌شرق ایران تا حاشیه جنوبی دریای خزر گسترش دارند.(Kehl et al., 2005) از دیدگاه ساختاری، لُس‌ها دارای تخلخل زیاد، ساخت متاستابل و پیوندهای ضعیف بین دانه‌ها هستند. در حالت خشک، این رسوبات مقاومت نسبی قابل قبولی دارند، اما با خیس‌شدن و تحت بارگذاری، ساختار آن‌ها فرو می‌ریزد و نشست‌های ناگهانی ایجاد می‌شود .(Shafiei & Dusseault, 2008) این رفتار به‌ویژه زمانی حاد می‌شود که

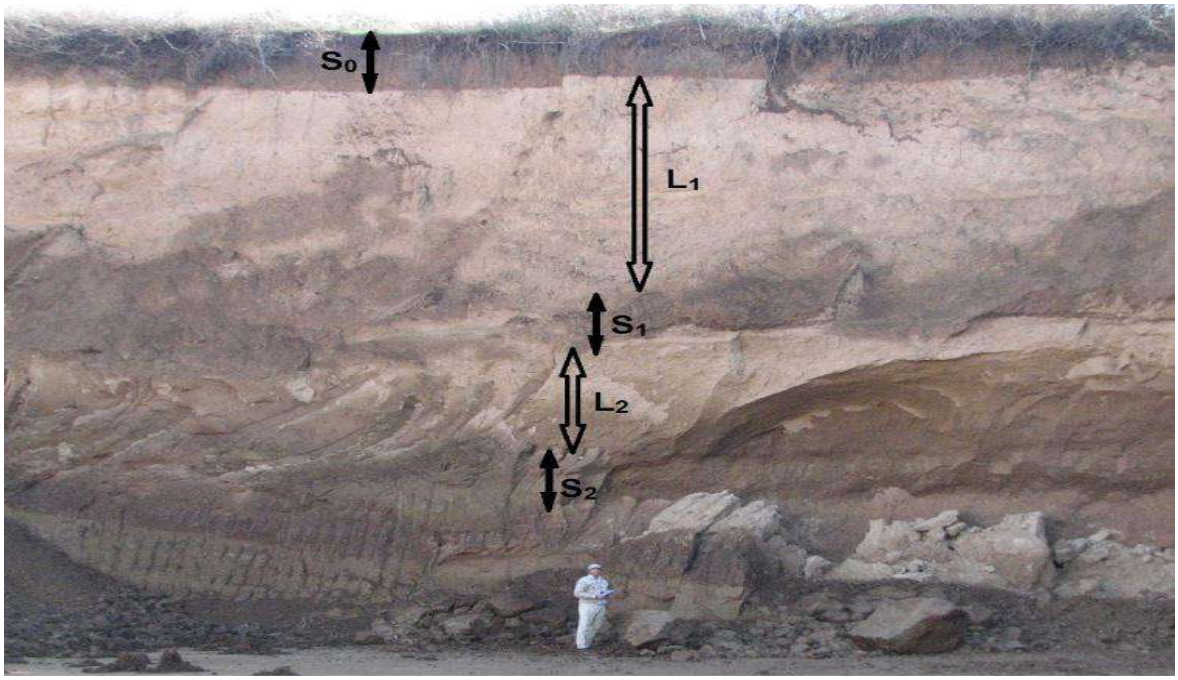
بارگذاری سازه‌ای با افزایش رطوبت ناشی از نشت یا آبیاری همراه باشد.مطالعات ژئوفیزیکی و رسوب‌شناسی نشان داده است که لایه‌های لسی دارای خواص مغناطیسی و سرعت موجی متفاوتی هستند که نشان‌دهنده درجه سیمان‌شدگی، تخلخل و ریزساختار نهشته‌ها می‌باشد. برخی افق‌ها به‌دلیل سیمان‌پذیری بیشتر یا تداخل با افق‌های خاک‌زایی‌شده، مقاومت بالاتری نسبت به فروریزش دارند، در حالی که لایه‌های کم‌سیمان بیشترین پتانسیل نشست را نشان می‌دهند.(Haskouei et al., 2021)



شکل ۲- مدل زمین‌شناسی مهندسی نهشته‌های کواترنری شهر اصفهان و تفکیک پنج زون اصلی شامل زون مخروط‌افکنه‌ای (AFZ)، زون رسی بالایی (UCZ)، زون رسی پایینی (LCZ)، زون گراولی کانال رودخانه‌ای (RCGZ) و زون ماسه‌ای کانال رودخانه‌ای (RCSZ) (Dadkhah et al., 2016).

۴-ویژگی‌ها و رفتار زمین‌شناسی مهندسی نهشته‌های لُسی کواترنری

ژئوتکنیکی لُس‌ها نشان می‌دهد که این رسوبات دارای چگالی خشک پایین و ضریب تخلخل بالا هستند و در آزمایش‌های فروریزش، کاهش ناگهانی ارتفاع نمونه‌ها هنگام خیس‌شدن تحت تنش ثابت، پتانسیل بالای نشست در شرایط بهره‌برداری را نشان می‌دهد (Shafiei & Dusseault, 2008).این ویژگی‌ها باعث می‌شود سازه‌های احداث‌شده روی لُس‌های بدون بهسازی، در معرض خطر نشست‌های ناهمگون، ترک‌خوردگی و تخریب موضعی پی‌ها قرار گیرند.حضور لایه‌های لسی سست در دامنه‌ها و روی واحدهای رسی یا مارنی می‌تواند باعث لغزش‌های سطحی و ریزش موضعی شود. در صورت افزایش رطوبت ناشی از بارندگی‌های شدید، نشت شبکه‌های آبرسانی یا آبیاری، کاهش مقاومت برشی لایه‌های لسی با شیب توپوگرافی، احتمال ناپایداری به‌شدت افزایش می‌یابد (Karimi et al., 2009).در مجموع، لُس‌های کواترنری ایران از دیدگاه زمین‌شناسی مهندسی خاک‌هایی با رفتار متغیر و حساس هستند که عملکرد آن‌ها به تاریخچه رطوبتی، نوع بارگذاری و موقعیت‌شان در توالی لُس–پالئوسول وابسته است. برای کاهش ریسک ژئوتکنیکی، علاوه بر داده‌های معمول ژئوتکنیکی، باید اطلاعات رسوب‌شناسی و لایه‌نگاری دقیق لُس‌ها نیز جمع‌آوری شود تا در طراحی پی و سیستم‌های بهسازی مناسب، اقدام‌های درستی انجام شود.



شکل ۳- نمایی از برش نهشته‌های لسی در مقطع Nowdeh در شمال‌شرق ایران، همراه با لایه‌بندی روشن لُس(L2و L1) و افق‌های خاک‌زایی‌شده (S0,S1,S2) و(Haskouei et al., 2021)

۳- بحث

این مطالعه نشان می‌دهد که نهشته‌های آبرفتی و لُسی کواترنری ایران، با وجود قرارگرفتن در یک چارچوب زمانی مشترک، تفاوت‌های بنیادی از نظر معماری رسوبی، ریزساختار و رفتار ژئوتکنیکی دارند. در آبرفت‌ها، ناهمگنی از تغییرات جانبی و عمقی محیط رسوب‌گذاری ناشی می‌شود؛ از مخروط‌افکنه‌های دانه‌درشت به آبرفت‌های ریزدانه دشت و سیلابی که در تهران و اصفهان مشهود است .(Khaksar & Tavassoli, 2002) در مقابل، لُس‌ها بیشتر به ساخت متاستابل و درجه سیمان‌شدگی وابسته‌اند که باعث می‌شود افق‌های با رفتار مهندسی متفاوت در یک ستون چینه‌ای قرار گیرند.(Haskouei et al., 2021) مطالعه آبرفت‌های تهران در پروژه‌های تونل‌سازی نشان می‌دهد که حتی در آبرفت‌های دانه‌درشت، تفاوت در تاریخچه رسوب‌گذاری و شرایط آب زیرزمینی می‌تواند نشست ناشی از حفاری را به‌طور معنی‌داری تغییر دهد .(Baghban Golpasand et al., 2014) در اصفهان نیز، مدل زمین‌شناسی مهندسی پنج‌زونِ کواترنر نشان می‌دهد که زون‌های رسی و گراولی–ماسه‌ای، رفتارهای متفاوتی از نظر تراکم‌پذیری و ظرفیت باربری دارند و نمی‌توان آن‌ها را در یک طبقه ژئوتکنیکی ساده خلاصه کرد.(Dadkhah et al., 2016) در لُس‌ها، مسئله اصلی ناهمگنی و پتانسیل بالای فروریزش است. این رسوبات در حالت خشک مقاومت قابل‌توجهی دارند، اما با افزایش رطوبت، ساختار آن‌ها فرو می‌ریزد و نشست‌های بزرگ ایجاد می‌شود .(Shafiei & Dusseault, 2008) لُس‌ها در برابر نشست ناگهانی، ترک‌خوردگی سازه‌ها و ناپایداری شیب‌ها حساس هستند، در حالی‌که آبرفت‌های دانه‌درشت بیشتر مستعد روان‌گرایی، نشست تدریجی یا تمرکز تغییرشکل در لایه‌های سست هستند.بر اساس تحلیل پراکنش نهشته‌های لسی و آبرفت‌های شهری، بسیاری از شهرها و زیرساخت‌ها در ایران روی بسترهایی قرار دارند که از نظر ژئوتکنیکی یکپارچه و همگن نیستند. در تهران و اصفهان، استفاده از مدل‌های زمین‌شناسی مهندسی مبتنی بر محیط رسوبی می‌تواند به انتخاب محل مناسب سازه‌ها، مسیر تونل‌ها و پهنه‌بندی خطر نشست و روان‌گرایی کمک کند Dadkhah)

.(et al., 2016در شمال‌شرق ایران، ترکیب نقشه‌های پراکنش لُس با آزمایش‌های فروریزش امکان شناسایی پهنه‌های پرخطر را فراهم می‌کند.(Karimi et al., 2009)

پیشنهادات کلی برای کارهای ژئوتکنیکی در نهشته‌های کواترنری ایران: ضرورت ادغام رسوب‌شناسی و ژئوتکنیک :تفسیر آزمایش‌ها بدون شناخت معماری رسوبی سه‌بعدی می‌تواند گمراه‌کننده باشد.مدل‌سازی سه‌بعدی زیرسطح :استفاده از داده‌های گمانه و نقشه‌های ژئومورفولوژیک باید به یک رویه استاندارد در شهرهای بزرگ تبدیل شود.پهنه‌بندی خطر بر اساس واحدهای رسوبی–مهندسی :به‌جای نقشه‌های ساده خاک، باید واحدهایی با مبنای رسوب‌شناسی و ویژگی‌های ژئوتکنیکی تعریف شود.توجه ویژه به لُس‌ها به‌عنوان خاک‌های پرریسک :در مناطق لسی، انجام آزمایش‌های فروریزش، بررسی تاریخچه رطوبتی و بهسازی‌های مناسب باید در طراحی لحاظ شود.این مطالعه نشان می‌دهد که رویکرد «یک‌بعدی» (صرفاً ژئوتکنیکی یا رسوب‌شناسی) برای مدیریت مخاطرات ژئومهندسی نهفته در نهشته‌های کواترنری ایران کافی نیست. تلفیق داده‌های رسوب‌شناسی، تکامل ژئومورفولوژیک و ژئوتکنیکی می‌تواند مبنای دقیق‌تری برای طراحی سازه‌ها و کاهش ریسک در پهنه‌های شهری فراهم کند. این چارچوب می‌تواند در گام‌های بعدی با مدل‌سازی عددی و پایش بلندمدت تکمیل شود و به‌عنوان الگویی برای سایر حوضه‌های رسوبی ایران استفاده گردد.

۴- نتیجه گیری

این مطالعه نشان داد که رفتار زمین‌شناسی مهندسی نهشته‌های آبرفتی و لُسی کواترنری ایران، مستقیماً از معماری رسوبی و تاریخچه ژئومورفولوژیک آن‌ها تبعیت می‌کند. در آبرفت‌ها، ناهمگنی اصلی از تغییرات جانبی و عمقی محیط رسوب‌گذاری ناشی می‌شود؛ از مخروط‌افکنه‌های دانه‌درشت به آبرفت‌های ریزدانه دشت و سیلابی، که در شهرهایی مانند تهران و اصفهان مشهود است (Khaksar & Tavassoli, 2002).این تغییرات باعث می‌شود که در فواصل کوتاه، پاسخ زمین به بارگذاری، حفاری تونل و لرزش‌ها به‌طور محسوسی متفاوت باشد و نشست‌های ناهمگون رخ دهد.(Baghban Golpasand et al., 2014) در لُس‌ها، ناهمگنی عمدتاً به ساخت متاستابل، سیمان‌شدگی ضعیف و حساسیت به تغییر رطوبت بستگی دارد. این رسوبات در حالت خشک مقاوم به‌نظر می‌رسند، اما با خیس‌شدن و تحت بارگذاری، مستعد فروریزش ناگهانی و نشست‌های بزرگ هستند .(Shafiei & Dusseault, 2008) افق‌های مختلف در ستون لُسی، رفتارهای متفاوتی از نظر فروریزش، مقاومت برشی و پایداری شیب دارند، بنابراین شناسایی دقیق این افق‌ها برای طراحی پی و پایدارسازی شیب‌ها ضروری است.(Karimi et al., 2009) نتایج این مطالعه برای کارهای زمین‌شناسی مهندسی در نهشته‌های کواترنری ایران به شرح زیر است:ضرورت تلفیق رسوب‌شناسی و ژئوتکنیک :طبقه‌بندی‌های ساده خاک بر اساس بافت یا آزمایش‌های استاندارد کافی نیست و باید در چارچوب مدل‌های زمین‌شناسی مهندسی مبتنی بر محیط رسوبی تفسیر شود .(Dadkhah et al., 2016)آزمایش‌های اختصاصی برای لُس‌ها :در مناطق لسی، انجام آزمایش‌های فروریزش و بررسی تاریخچه رطوبتی باید الزامی باشد تا خطر نشست ناهمگون و ناپایداری کاهش یابد.(Shafiei & Dusseault, 2008) ترکیب داده‌های رسوب‌شناسی، ژئومورفولوژی و ژئوتکنیک در یک چارچوب تحلیلی مشترک می‌تواند پیوند میان این دو حوزه را مستحکم کرده و مبنای دقیقی برای برنامه‌ریزی توسعه شهری پایدار، انتخاب محل سازه‌ها و مدیریت ریسک فراهم کند. همچنین، استفاده از مدل‌های سه‌بعدی و شبیه‌سازی عددی می‌تواند به بهبود ارزیابی‌ها و کاهش خسارات ناشی از مخاطرات ژئومهندسی کمک کند.

۵- منابع

Baghban Golpasand, M. R., Nikudel, M. R., & Uromeihy, A. (2014). Effect of engineering geological characteristics of Tehran's recent alluvia on ground settlement due to tunneling. *Geopersia*, 4(2), 185–199.

Dadkhah, R., Ghafoori, M., Lashkaripour, G. R., & Hafezi Moghaddas, N. (2016). Geological engineering model for Quaternary deposits in Isfahan City, Iran. *Comptes Rendus de l'Académie Bulgare des Sciences*, 69(11), 1463–1472.

Karimi, A., Khademi, H., Kehl, M., & Jalalian, A. (2009). Distribution, lithology and provenance of peridesert loess deposits in northeastern Iran. *Geoderma*, 148, 241–250.

Kehl, M., Sarvati, R., Ahmadi, H., Frechen, M., & Skowronek, A. (2005). Loess paleosol-sequences along a climatic gradient in Northern Iran. *Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal)*, 55, 149–173.

Khaksar, K., & Tavassoli, A. (2002). Geological characteristics of Tehran aquifer. *Proceedings of the XII Brazilian Groundwater Congress*.

Shafiei, A., & Dusseault, M. B. (2008). Geotechnical properties of collapsible loess from Iran. *Proceedings of the 61st Canadian Geotechnical Conference*.

Ventra, D., & Clarke, L. E. (2018). Geology and geomorphology of alluvial and fluvial fans: Current progress and research perspectives. *Geological Society, London, Special Publications*, 440, 1–23.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

پتروگرافی و تفکیک انواع دولومیتها سازند شتری در محدوده معدن دولومیت کاظم آباد، شمال غرب کرمان

رویا مظفری نیا*[۱]، حامد زند مقدم[۲]، هدا باوی[۳]، رحیم نصیری[۴]، محمد خانه باد[۵]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۳- استاد مدعو گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۴- رئیس اکتشافات کارخانه پخت آهک و دولومیت ممرادکو

۵- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، داشگاه فردوسی مشهد

*Email: roya.mozafari79@gmail.com

چکیده

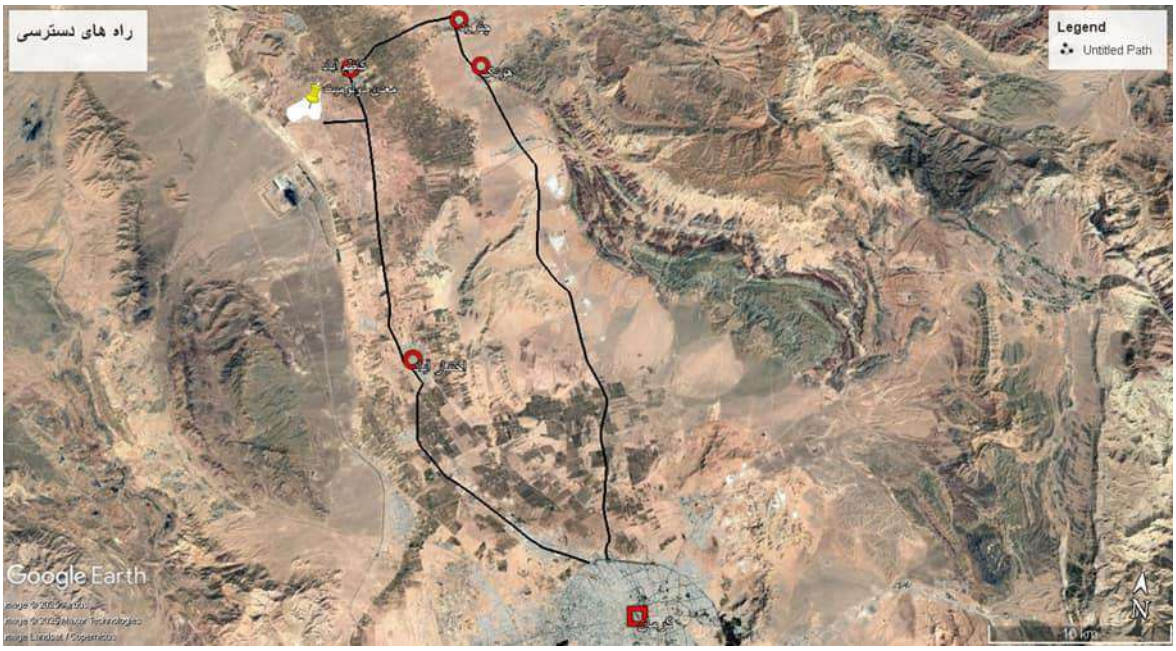
در این تحقیق پتروگرافی، تفکیک انواع دولومیت ها و تفسیر شرایط تشکیل دولومیت‌های سازند شتری در محدوده معدن کاظم آباد (شمال غرب کرمان) موریٔ مطالعه قرار گرفته است. بر اساس خصوصیات بافتی و شکل بلوری دولومیتهای مورد مطالعه به انواع ریز بلور، متوسط بلور و درشت بلور تقسیم شده اند از این میان دولومیت های درشت بلور به صورت جامع و فراگیر، رگه پرکن و حفره پرکن مشاهده شده اند. مطالعات کاتودولومینسانس نشان می دهد که تنها دولومیتهای درشت بلور در نسل های مختلف تشکیل شده اند و از لومینسانس قوی برخوردار هستند. بر اساس خصوصیات پتروگرافی، دولومیتهای ریز بلور به صورت اولیه با فرآیندهای نزدیک به سطح زمین و دمای پایین مرتبطاند در مقابل دولومیت های متوسط و درشت بلور نیز طی فرایند دولومیتی شدن و در دما و فشار بیشتر تشکیل شده اند.

کلمات کلیدی: پتروگرافی، دولومیت، معدن کاظم آباد، سازند شتری، شمال غرب کرمان

۱- مقدمه

سازند شتری در مناطق مختلف ایران مرکزی (مانند طبس و کلمرد) و شمال کرمان به سن تریاس میانی تا پسین شناخته می‌شود و غالباً شامل دولومیت‌ها و سنگ آهک‌های دولومیتی است و از این رو در فرهنگ چینه شناسی ایران به عنوان دولومیت شتری نیز از آن یاد می شود. معدن کاظم آباد در شمال غرب کرمان، جزو یکی از معادن دولومیت محسوب می شود که ماده معدنی آن به کارخانه جهت پخت فرستاده می شود. این معدن به دلیل کیفیت بالای سنگهای آن و نزدیکی به مراکز مصرف، از اهمیت اقتصادی ویژه ای برخوردار است. معدن در مجاورت روستای کاظم آباد و در ۳۷ کیلومتری شمال غرب شهرستان کرمان واقع شده و راه دسترسی به معدن دولومیت کاظم آباد از طریق جاده کرمان-اختیار آباد-کاظم آباد امکان پذیر است (شکل ۱). مطالعات مرتبط در ناحیه مورد مطالعه چندان زیاد نبوده و تنها به گزارشات نقشه های زمین شناسی و اکتشاف معدن دولومیت کاظم آباد معطوف بوده است و تاکنون دولومیت های آن مورد مطالعه قرار نگرفته اند. از این رو، هدف از این تحقیق مطالعه پتروگرافی و تفکیک انواع دولومیت ها بر اساس خصوصیات میکروسکوپی در محدوده مورد مطالعه است. به این منظور تعداد ۴۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفته است. جهت تفکیک دولومیت از کلسیت و همچنین دولومیتهای آهن دار و بدون آهن از تکنیک رنگ آمیزی با آلیزارین قرمز و مخلوط آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش دیکسون (Dickson, 1965) استفاده شده است. در تفکیک دولومیت ها، شاخص های اصلی به روش سیبلی و گرگ (Sibley and Gregg, 1987) مد نظر

قرار گرفته و همچنین از مطالعات کاتودولومینسانس (CL) نیز جهت مطالعات تکمیلی در زمینه پتروگرافی استفاده شده است (باگز و کرینسلی، ۱۳۸۹). این مطالعات در دانشگاه شهید باهنر کرمان و دانشگاه فردوسی مشهد انجام شده است.



شکل ۱ : موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به معدن دولومیت کاظم آباد.

۲- انواع دولومیت ها

مطالعات پتروگرافی نشان دهنده سه نوع اصلی دولومیت ریزبلور، متوسط بلور و درشت بلور در نهشته های مورد مطالعه است که از این میان دولومیتهای درشت بلور از تنوع بیشتری برخوردار هستند به طوری که دولومیت های درشت بلور خود به صورت فراگیر، حفره پرکن، رگه پرکن و زین اسبی (سدل) مشاهده می شوند. در ادامه هر یک از گروه دولومیتی توصیف و در انتها مورد تحلیل قرار می گیرند.

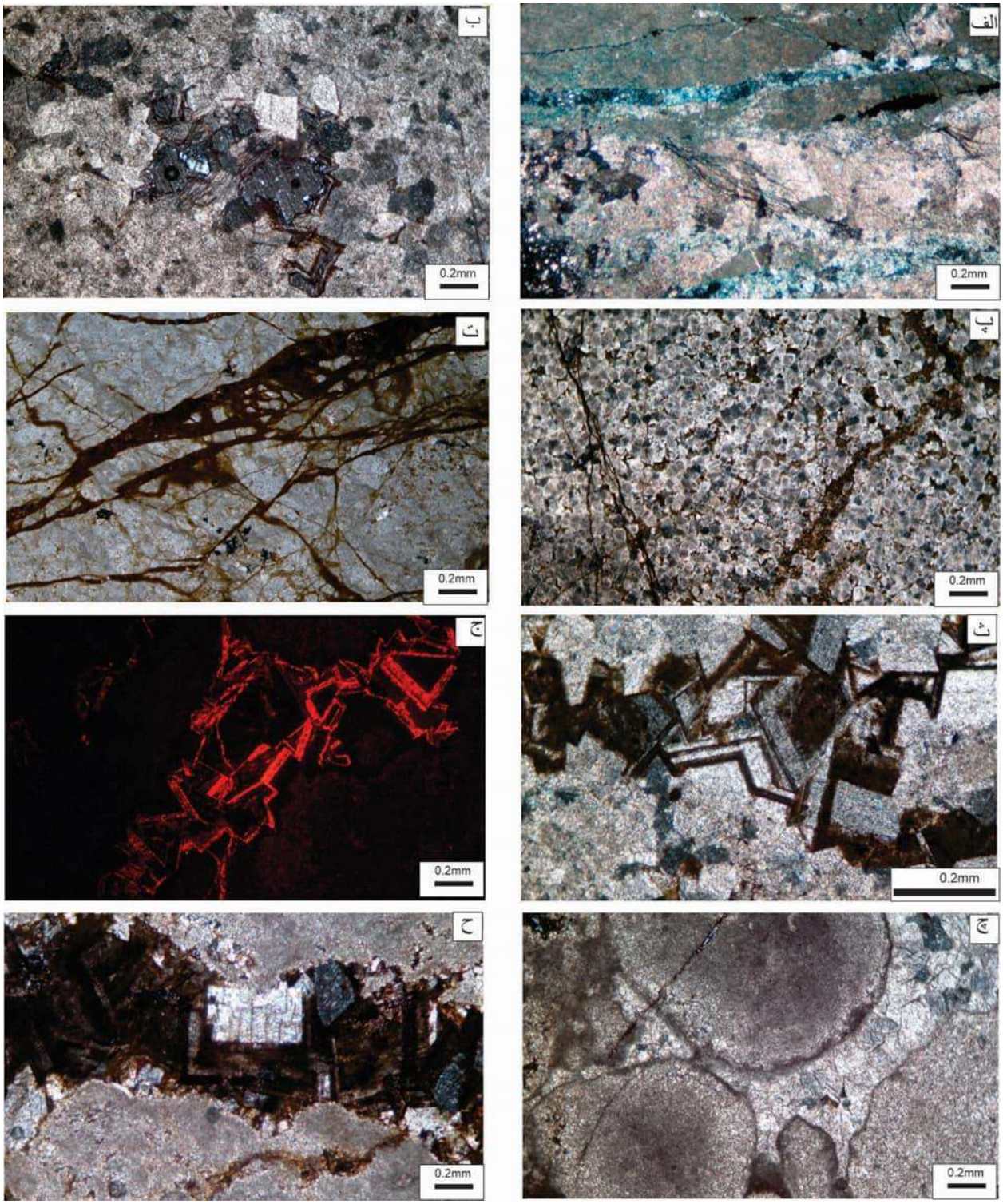
دولومیت‌های ریز بلور (Fine-Crystalline Dolomite): دولومیت‌های ریز بلور معمولا با اندازه‌هایی بین ۱۰ تا ۴۰ میکرومتر (میانگین ۲۰ میکرومتر) هستند. این نوع دولومیت ها به صورت موزائیکی هم بعد (unimodal mosaics)و یا در اندازه های مختلف (polymodal mosaics) و به صورت دانه شکری مشاهده می شوند. این دولومیت ها اغلب متراکم و یکنواخت بوده اما در برخی موارد اثرات و شبحی (Ghost Textures) از آلوکم هایی همچون اینتراکلاست و پلوئید دیده می شود. بنابراین دولومیت‌های ریز بلور سبب حفظ کامل یا جزئی بافت پیشین شده است که از دولومیت های ریزبلور سایر نقاط دیگر نیز گزارش شده است (برای مثال، Wang et al., 2025). مطالعات کاتدولومینسانس نشان از دو نوع لومینسانس ضعیف و خیلی ضعیف (مات تا تیره)، استلازم به ذکر است در این نوع دولومیت ها حفرات دولومیتی وجود دارند که بلورها در حاشیه مات (ابری) و هر چه به سمت مرکز پیش می روند شفاف تر می شوند. همچنین رگه هایی پر شده از اکسید آهن، سیلیس، دولومیت های آهن دار و رگه های کلسیتی مشاهده می شود که در نسل های مختلفی ایجاد شده اند.

دولومیت‌های متوسط بلور(Medium-Crystalline Dolomite): دامنه تغیرات اندازه دولومیت‌های متوسط بلور ۲۰ تا ۱۰۰ میکرومتر (میانگین ۸۰ میکرومتر) بوده و از رومبوئدر های شکل دار تا نیمه شکل دار و به صورت درهم‌قفل شده (Interlocking Mosaics) با بافت موزائیکی هم بعد مشاهده می شوند. در بسیاری از بلور های این نوع دولومیت، مرز های مشترک بین بلوری به خوبی حفظ شده است و دارای فابریک ایدیوتاپیک تا هیپیوتاپیک می باشند که از دولومیت های متوسط بلور سایر نقاط دیگر نیز گزارش شده است (برای مثال، Rahimi et al., 2016). این دولومیتها اغلب فاقد لومینسانس هستند. همچنین دراین نوع دولومیت هم رگه ها و حفراتی وجود دارد که با دولومیت پر شده اند.

دولومیت‌های درشت بلور(Coarse-Crystalline Dolomite): دولومیت‌های درشت بلور با اندازه‌ای بین ۱۰۰ تا ۴۰۰ میکرومتر (میانگین ۲۰۰ میکرومتر) هستند. این دولومیت ها به صورت فراگیر با بلور های هم اندازه، متراکم و اغلب با مرز های غیر مسطح و بی شکل تشکیل شده اند. مهم‌ترین مشخصه این دولومیت‌ها، تخریب کامل بافت سنگ اولیه است که این امر منعکس کننده جانشینی و تبلور مجدد به صورت کامل و فراگیر است که از دولومیت های درشت بلور سایر نقاط دیگر نیز گزارش شده است (برای مثال، Rahimi et al., 2016) . لازم به ذکر است که این دولومیت ها شامل حفراتی توخالی بوده (که در نمونه دستی هم دیده می شود) که در حاشیه آن ها دولومیت های لوزی شکل دارای منطقه بندی می باشند که دارای لومینسانس قوی (قرمز تا نارنجی) نشان می دهند.

دولومیت های رگه ای درشت بلور (Vein Dolomite): دولومیت‌های رگه‌ای به صورت سیمان‌های پرکننده در داخل درزه ها، شکستگی‌ها و رگه های سنگ میزبان را پرکرده اند. سنگ میزبان نیز شامل هر سه گروه دولومیتی ذکر شده در بالاست اما فراوانی آنها در دولومیت های ریز بلور بیشتر می باشد. دولومیت‌های رگه‌ای معمولاً از بلورهای درشت تا متوسط شکل دار تا نیمه شکل دار تشکیل شده‌اند و اغلب در اندازه های بلوری متفاوت و با مرزهای مسطح تا نیمه مسطح همراه با خاموشی موجی مشاهده می شوند. لازم به ذکر است که دولومیتهای رگه پر کن در نسل های مختلف مشاهده می شوند و در برخی موارد تا ۳ نسل توسعه رگه ای مشاهده می شوند. مطالعات کاتدولومینسانس نشان از دو نوع دارای لومینسانس قوی و ضعیف است. همچنین منطقه بندی لومینسانسی در برخی دولومیتها نشان از رشد بلور در فازهای مختلف است.

دولومیت‌های حفره پر کن درشت بلور (Pore- filling Dolomite): این دولومیت ها به صورت پرکننده حفرات و فضاهای خالی داخل سنگها هستند که در نمونه های دستی نیز قابل رویت هستند. اندازه حفرات بین ۰/۵ تا ۲ میلیمتر متغییر بوده به سه صورت کاملاً خالی، نیمه پرشده و کاملاً پرشده مشاهده می شوند. اکثر بلورهای حفره پر کن شکل دار با مرزهای مسطح و همراه با منطقه بندی (زونینگ) هستند. اندازه بلورها از حاشیه به سمت مرکز بزرگتر شده و بعضاً بلور مرکزی بی شکل و با مرزهای مسطح می باشد که در سایر نقاط دیگر نیز گزارش شده (آدابی، ۱۳۹۶). همچنین در بعضی موارد این بلورها جز دولومیت های آهن دار هستند. لازم به ذکر است که برخی حفرات به صورت کامل و یا در فاز نهایی (قسمت مرکزی حفرات) توسط سیلیس پر شده اند.


الف
ب
پ
ت
ث
ج
چ
ح
0.2mm

شکل۲- الف) مقطع میکروسکوپی دلومیت دانه شکری، در نور XPL و بزرگنمایی ۴X که رگه های آبی، رگه های آهنی می باشند و همین طور دولومیت های رگه پر کن آهن دار نیز دیده می شوند. ب) دولومیت دانه درشت در نور XPL و بزرگنمایی ۴X که دولومیت حفره پر کن درشت بلور تو خالی نیز قابل مشاهده است، که هر چه به سمت مرکز پیش می رویم شفاف تر می شود. پ) دولومیت متوسط دانه در نور XPL و بزرگنمایی ۴X که در آن شکستگی ها توسط دولومیت پر شده اند. ت) دلومیت دانه شکری در نور XPL و بزرگنمایی ۴Xکه در آن دولومیت های رگه پر کن ریز بلور دیده می شوند. ث) دولومیت حفره پر کن درشت بلور در نور XPL و بزرگنمایی ۱۰X که آن دولومیت های لوزی شکل دارای زونینگ مشاهده می شوند. ج) تصویر کاتدولومینسانس (CL) یک دولومیت حفره پر کن درشت بلور که دولومیت های دارای منطقه بندی لومینسانس قوی نسبت به زمینه از خود نشان می دهند. چ) دولومیت های متوسط بلور در نور XPL و بزرگنمایی ۴X که در آن شبه هایی از آلوکم ها (اینتراکلاسات ها) حفظ شده. ح) دولومیت حفره پر کن درشت بلور در نور XPL و بزرگنمایی ۴ X که در این مقطع دولومیت زمینه ما دانه شکری است.

۳- بحث و نتیجه گیری

به طور کلی دولومیت ها اغلب طی فرایندهای دیاژنتیکی (مشخصاً دولومیتی شدن) تشکیل می شوند هر چند که دولومیت ها به صورت اولیه نیز می توانند در حاشیه دریاها (سبخا) نیز نشکیل شوند (Warren, 2006). نهشته های مورد مطالعه بخشی از سازند شتری بوده که مرز زیرین آن با ماسه سنگها و شیل های سازند سرخ شیل به صورت موازی و افقی از خاک دیرینه مشخص شده و مرز بالایی آن به صورت فرسایشی است. بر روی این مرز نهشته های آهکی تا آهک دولومیتی سفید رنگ به ضخامت ۱۵ متر وجود دارد و به دنبال آن توالی به ضخامت ۱۳۲ متر کاملاً دولومیتی می باشد. منطقه مورد مطالعه به شدت تکتونیزه بوده و نهشته های دولومیتی را تحت تاثیر قرار داده است به طوری که درزه و شکستگی های مختلفی و در نسل های متفاوت در دولومیت ها ایجاد شده است. بنابراین تشکیل برخی دلومیت ها (بالاخص نوع رگه پرکن) در ارتباط مستقیم با سیستم گسلی منطقه می باشد.

مطالعه پتروگرافی دولومیت های مورد مطالعه منعکس کننده سه نوع دولومیت فراگیر ریزبلور، متوسط بلور و درشت بلور است و همچنین دو نوع دولومیت حفره پرکن و رگه پرکن نیز شناسایی شده است. دولومیتهای ریزبلور در بسیاری از موارد به عنوان دولومیت های اولیه تفسیر می شوند (برای مثال Mehrabi et al., 2025) اما با توجه به حفظ شبحی از آلوکم ها و بافت اولیه نشان از آهک هایی بوده که تحت تاثیر دولومیتی شدن قرار گرفته اند (Debure et al., 2021). دولومیت های ریزبلور یکی از مهم‌ترین انواع دولومیت‌ها برای مطالعه تاریخچه دیاژنز اولیه (early diagenesis) محسوب می شوند (پروین، ۱۳۸۵). این دولومیت‌ها عمدتاً با فرآیندهای نزدیک به سطح زمین و دمای پایین مرتبط‌اند و در مقابل دولومیت‌های درشت تر نشانگر دفن عمیق تر و دیاژنز تاخیری (late diagenesis) هستند (Xiucheng et al., 2025). دولومیتی شدن در عمق کم و نزدیک به سطح زمین توسط سیالات شور یا غنی از منیزیم حاصل از فشرده‌سازی رسوبات (احتمالاً رسوبات گلسنگی مربوط به سازند سرخ شیل) انجام می‌گیرد. دمای تشکیل پایین و وجود بافت‌های حفظ شده، مؤید این مدل از دولومیتی شدن است (Rahimi et al., 2016). دولومیت های متوسط و درشت بلور فراگیر نیز طی فرایند دولومیتی شدن و در دما و فشار بیشتر تشکیل شده اند.دولومیت‌های متوسط بلور غالباً با فرآیندهای دولومیتی شدن تاخیری و دفن عمیق‌تر نسبت به دولومیت های ریزبلور مرتبط هستند (Al-Asem et al., 2025). در این اندازه، حفظ بافت اولیه رسوبی کمتر و تخریب بافت اولیه شایع‌تر است، که نشان‌دهنده تبلور مجدد شدید یا جانشینی کامل در فاز دیاژنزی است (Sibley and Gregg., 1984). با افزایش عمق تدفین، دولومیتها درشت تر شده که از سیال‌هایی با دمای نسبتاً بالا متبلور شده‌اند. این سیالات یا آب‌های شور حاصل از فشرده‌سازی در عمق هستند یا در اثر رانش رو به بالای سیالات دیاژنزی اولیه از محیط‌های عمیق‌تر به وجود آمده‌اند، تشکیل شده اند (Li et al., 2022; Adineh et al., 2025). همچنین بسیاری از دولومیت‌های متوسط و درشت بلور در نتیجه تبلور مجدد و رشد دولومیت‌های ریز بلور اولیه در عمق و با افزایش دمای تشکیل می‌شوند (Radke et al., 1980). تبلور مجدد موجب افزایش اندازه بلور و از بین رفتن بافت‌های رسوبی می‌شود (Salehi et al., 2024). تبلور این دولومیت‌ها

اغلب در عمق زیاد (چندین کیلومتر) و دمای بالا (بیشتر از ۶۰ درجه سانتی گراد) رخ می‌دهد (Siddique et al., 2023). سیالات دولومیت‌ساز، محلول‌های گرمی هستند که از فشرده‌سازی لایه‌های زیرین و غنی از منیزیم یا مهاجرت جانبی از حوضه‌های مجاور به وجود آمده‌اند (Begue et al., 2023). با توجه به شواهد پتروگرافی به نظر می رسد که دولومیت های درشت بلور حفره پرکن و رگه پرکن به ترتیب آخرین نسل دولومیت های شناسایی شده محسوب می شوند. دولومیت های حفره پر نشانگر آخرین مراحل مهاجرت سیالات دیاژنزی در سیستم تخلخل ثانویه هستند و اغلب با رویدادهای دیاژنزی تاخیری و یا گرمایی مرتبط می‌باشند. این دولومیت‌ها در فضاهای خالی بزرگ و نامنظم تشکیل می شوند. از آنجایی که اغلب بلورهای حفره پر کن یوهدرال (شکل دار) هستند؛ چنین استنباط می شود اندازه بزرگ حفرات سبب شده که فضای کافی برای رشد آزادانه بلورها فراهم شود. با این حال، به دلیل رشد متوالی و کاهش فضای خالی، ممکن است در مرکز حفره به صورت بی شکل درآیند (Zhao et al., 2024). دولومیت‌های حفره پر کن به لحاظ توالی پاراژنتیکی، تقریباً آخرین نسل دولومیت هستند که تقریباً همراه با دولومیت های رگه پرکن تشکیل می شوند. وجود این دولومیت ها نشان می‌دهد که سیستم سیال دیاژنزی، در مرحله‌ای تاخیری فوق اشباع از دولومیت بوده و از مسیرهای نفوذپذیر ثانویه (حفرات و رگه ها) عبور کرده است (Fernardo De Ros et al., 2023). با این حال به نظر می رسد که برخی از دولومیت های رگه پرکن آخرین نسل دولومیت های شناسایی شده محسوب شوند زیرا برخی رگه ها سبب قطع شدگی حفرات شده اند. بنابراین، دولومیت های رگه ای درشت بلور آخرین نسل تبلور و مرتبط با فرآیندهای دیاژنزی متأخر و مهاجرت سیالات هستند که در سایر نقاط دیگر نیز گزارش شده (تاکر، ۱۳۹۴). این نوع دولومیت، به عنوان نشانگر دماهای بالا (بیشتر از ۶۰ درجه سانتی گراد) شناخته می‌شوند. خاموشی موجی و مرزهای منحنی در برخی از دولومیت ها، شاهدی بر این ادعاست (Alibarhim et al., 2024). همچنین دولومیت‌های رگه‌ای به طور مشخص، دولومیکریت‌ها (دولومیت‌های اولیه) و دولوسپارایت‌ها (دولومیت‌های ثانویه) را قطع می‌کنند و بنابراین، به عنوان محصول نهایی فرآیند دولومیتی شدن در نظر گرفته می‌شوند. این امر به تعیین توالی زمانی (paragenesis) رویدادهای دیاژنزی کمک می‌کند (Omidpour et al., 2023). همانطور که در پیش تر ذکر شد، رگه ها از نسل های مختلفی تشکیل شده اند و سبب قطع شدگی یکدیگر شده اند. از این رو رگه ها نسبت به یکدیگر از تقدم و تاخر برخوردار بوده و نمی توان همه آنها را به عنوان محصول نهایی و آخرین نسل دولوییتی شدن در نظر گرفت. بنابراین، آن دسته از رگه هایی که سبب قطع شدگی حفرات و سایر رگه ها شده اند به عنوان آخرین مرحله دولومیت شدن در منطقه معرفی می شوند که احتمالاً تحت تاثیر تکتونیک فعال کنونی منطقه نیز می باشند. بدیهی است که تفسیر دقیق شرایط تشکیل دولومیت ها مستلزم مطالعات ژئوشیمیایی می باشد که در مطالعات آینده مورد ارزیابی قرار می گیرد.

۵- منابع

آدابی، م. ح. رحیمی، آ. آقانباتی، س. ع. مجیدی‌فرد، م. ر. و جمالی، ا. م. ۱۳۹۶. سنگ‌نگاری و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند شتری در برش کلمرد، ایران مرکزی. فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، ۲۶(۱۰۳)، ۷۲-۶۱.

باگز، س. کرینسلی، د. ترجمه: میراب شبستری، غ. هاشمی عزیزی،، س.ح. ۱۳۸۹. کتاب کاربرد تصاویر کاتدولومینسانس در مطالعه سنگ های رسوبی. انتشارات واژگان خرد ، چاپ اول پاییز.

پروین، ح. ۱۳۸۵. کتاب سنگ شناسی رسوبی (رشته زمین شناسی). انتشارات دانشگاه پیام نور ، ،چاپ شیشم.

موریس، ت. ترجمه: موسوی حرمی، س. ر. محبوبی، ا . ۱۳۹۴. کتاب سنگ شناسی رسوبی (مقدمه ای بر منشأ سنگ های رسوبی) ،انتشارات جهاد دانشگاهی مشهد ، چاپ دوازدهم

Adineh, S., Zavada, P., Mukherjee, S., Bruthans, J.R., Zare, M. 2025. Multistage dolomitization and fluid evolution of the late Ediacaran cap carbonates, Hormuz complex, Paskhand salt diapir, southern Iran: Insights into the dolomite problem. Marine and Petroleum Geology 173, 107228.

Al-Aasm, I. S., Crowe, R., Tortola, M. 2025. Petrologic and geochemical evolution of carbonates of South Bruce region,Southwest Ontario: Dolomite petrogenesis and fluid flow evolution. Marine and Petroleum Geology 177, 107377

Alibrahim, A. 2024. Microbial Dolomite: Insights for the Oil and Gas Industry. p,1-2.

Begue, P., Baumgarther, L.P., Bouvier, A.S., Escrig, S., Lafay., R., Meibom, A., Muller, T. 2023. Diffusion timescale conundrum in contact metamorphism: Oxygen isotope and trace element profiles in dolomite. Geochimica et Cosmochimica Acta 358, 93-107.

Debure, M., Lerouge, C., Warmont, F., Bocher, L,. Lundy, M., Mad`e, B., Grangeon, S. 2021. On the interaction between calcite and dolomite: Insights from gas and aqueous geochemistry and mineralogically characterization, Chemical Geology 559, 119921.

Dickson, J. A. D. 1965. A Modified Staining Technique for Carbonates in Thin Section. Nature, 205, 587–587. DOI: 10.1038/205587a0.

Fernando De Ros, L., Herlinger Jr, R., Campane Vidal, A. 2023. Assessing the role of dolomite in oil trapping in in situ Brazilian pre-salt carbonate reservoirs by pore-scale modelling and simulation. 10,1144.

Gregg, J.M. and Sibley, D.F. 1984. Epigenetic Dolomitization and the Origin of Xenotopic Dolomite Texture. Journal of Sedimentary Research, 54, 908-931.

Li, F., Ma, X., Lai, X. 2022. Petrography, geochemistry and genesis in the upper Cambrian Sanshanzi Formation of the western Ordos, northern China, Journal of Asian Earth Sciences 223,104980.

Mehrabi, H., Pouyafard, Z., Bahrehvar, M., AI-Aasm, I. S. 2025. Diverse dolomitization models in the Aptian Dariyan (Shu'aiba) Formation in the Persian Gulf, Iran: Evidence from petrography, geochemistry and impact on reservoir quality, Marine and Petroleum Geology 172,107229.

Omidpour, A., Fallah-Bagtash, R., Moussavi-Harami, S. R. 2023. Petrographic and geochemical characteristics of different dolomite types, and their textures and fabrics in Asmari reservoir, Shadegan Oil Field. 10,22084.

Rahimi, A. and Adabi, M. H., 2016. The effect of original carbonate mineralogy on diagenetic and porosity evolution in the Early Triassic, Central Iran. The Second international, Applied Geological Congress, Tehran, Iran, v. 1, p. 300-307.

Rahimi, A., Adabi, M. H., Aghanabati, A., Majidifard, M. R. and Jamali, A. M., 2016. Dolomitization mechanism based on petrography and geochemistry in the Shotori Formation)Middle Triassic(, Central Iran. Open Journal of Geology, v. 6, p 1149-1168.

Radke, B.M. and Mathis, R.L. 1980. On the Formation and Occurrence of Saddle Dolomite. Journal of Sedimentary Research, 50, 1149-1168..

Sibley, D. F., Gregg, J. M. 1987. Classification of Dolomite Rock Textures. Journal of Sedimentary Research, 975_967, (7)57.

Salehi, M. A., Wilmsen,M., Yahya Sheibani, V., Zamanian, E., Keyvanpoor, K. 2024. Stratigraphy, depositional environments and provenance of the Shemshak Group (Upper Triassic–lower Middle Jurassic) on the northern Tabas Block; evidence for the emergent Cimmerian ridge in Central Iran. Marine and Petroleum Geology 167 106980.

Siddique, M.S., Hashim, N.A., Junaidi, M.U.M., UIIah, A., Yusoff, R., Rabuni, M.F. 2024. Recent advances in the application of dolomite in membrane separation and beyond: A review on an abundant and versatile mineral, Materials Today Sustainability 28, 100951.

Wang, Z., Jiang, C., Yang, C., Jiang, Y., Gu, Y. 2025. Hydrothermal activity and its influence on hydrocarbon accumulation in deep dolomite reservoirs of the Ediacaran Dengying Formation,Sichuan Basin. Energy Geoscience 6 ,100370.

Warren, J.K., 2006. Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer-Verlag, Berlin and Heidelberg, 1035 pp.

Xiucheng, T., Ruyi1, H., Wenjie, Y., Bing, L., Jiangbo, S., Lianjin, Z., Minglong, L., Yuxin, T., Di, X., Zhanfeng , Q. 2025. Origin and distribution model of thin dolomite reservoirs in the lower sub-member of Mao 2 Member of Middle Permian Maokou Formation in Wusheng _Tongnan area, Sichuan Basin, SW China. PETROL. EXPLOR. DEVELOP. 52(1): 125_142.

Zhao, D., Ni, C., Li, S., Chen, Y., Qiao, Z., Luo, S., Wang, Q., Tan, X. 2024. Dolomitization history and fluid evolution of end-ediacaran multi-phase dolomites from the near-surface to deep burial depths in the tarim craton, northwestern China. Marine and Petroleum Geology 168,106929.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ISC ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

ژئوشیمی دولومیت‌های سازند شتری در محدوده معدن دولومیت کاظم‌آباد، شمال‌غرب کرمان

رویا مظفری‌نیا*[۱]، حامد زندمقدم[۲]، هدا باوی[۳]، رحیم نصیری[۴]

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد رسوب‌شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۳- استاد مدعو گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۴- رئیس اکتشافات کارخانه پخت آهک و دولومیت ممرادکو

*Email: roya.mozafari79@gmail.com

چکیده

سازند شتری با سن تریاس میانی در معدن دولومیت کاظم‌آباد شمال‌غرب کرمان رخنمون دارد؛ باوجود اهمیت اقتصادی این سازند، تاکنون بررسی ژئوشیمیایی دقیقی بر روی آن انجام نشده است. در این پژوهش جهت مطالعه ژئوشیمی، شرایط تشکیل و فرآیندهای دیاژنزی موثر بر دولومیتهای شتری، ۵۰۰ نمونه برداشت و ۳۰ نمونه مناسب و دارای استانداردهای مطالعاتی برای آنالیز XRF انتخاب و آنالیز شدند. نتایج حاصل از این مطالعه نشان می‌دهند که میانگین غلظت Ca و Mg در دولومیتهای مذکور به‌ترتیب ۱۷۸۶۴۰ و ۱۲۱۰۶۳ ppm است که می‌تواند شاخص تشکیل دولومیت‌های کلسیم‌دار در دماهای پایین باشد. غلظت بالای Fe و Mn موید تأثیر سیالات احیایی در مراحل تدفین است. سدیم با میانگین ۱۰۷۰ppm نشان‌دهنده سیالات بسیار شور و احتمال وجود آراگونیت اولیه به‌عنوان بستر دولومیتی‌شدن است. مقدار پایین Ba تشکیل دولومیت‌ها را در محیط دریایی کم‌دما تأیید می‌کند. تحلیل خوشه‌ای به عنوان معیار چند متغییره نیز جدایش Ca و Mg از سایر عناصر و همبستگی شدید عناصر فرعی را نشان می‌دهد. بر اساس شواهد ژئوشیمیایی، منیزیم موردنیاز دولومیتی‌شدن از سنگ‌های اولیه و همچنین آزادسازی Mg طی دیاژنز از کانیهای رسی سازند سرخ‌شیل تأمین شده است. در مجموع، مطالعه ژئوشیمیایی دولومیت‌های سازند شتری در محدوده کاظم‌آباد نشان می‌دهد که این واحد سنگی ضمن تشکیل در یک سامانه با وجود سیالات شور و در ادامه تحت تأثیر سیالات احیایی تدفینی بازتبلور یافته است.

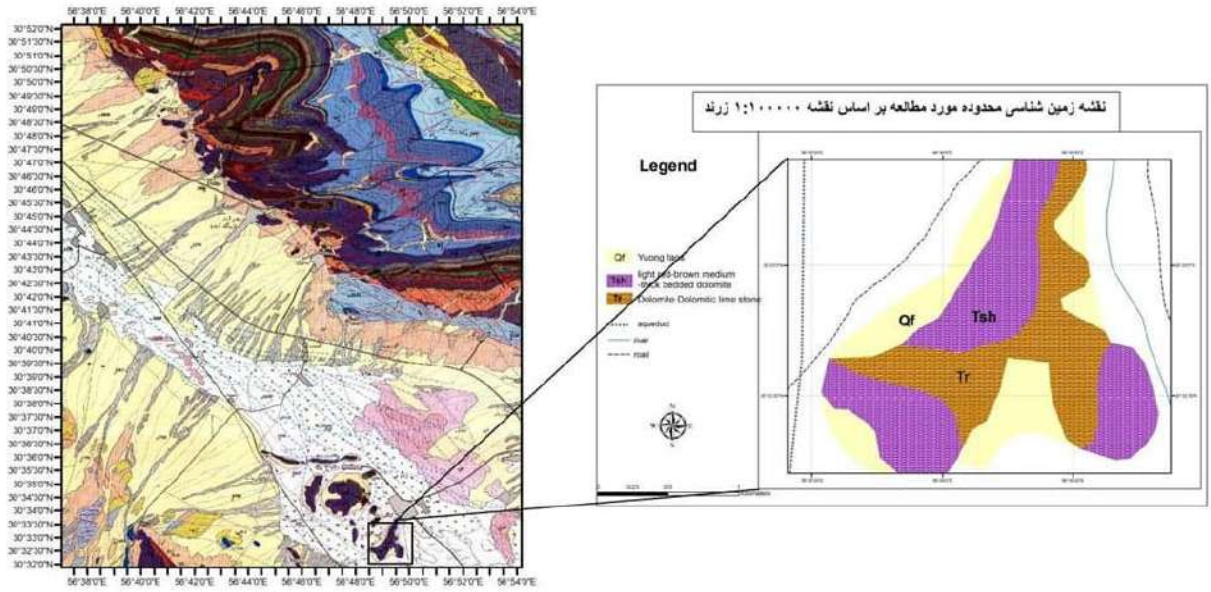
کلمات کلیدی: ژئوشیمی، سازند شتری، دولومیت، معدن کاظم آباد، شمال‌غرب کرمان.

۱- مقدمه

سازند شتری در بخش‌های گسترده‌ای از ایران مرکزی، از جمله نواحی طبس و کلمرد، و همچنین در شمال استان کرمان رخنمون‌های گسترده‌ای دارد. این سازند بر اساس داده‌های چینه‌شناسی به سن تریاس میانی تا پسین نسبت داده می‌شود (آدابی، ۱۳۹۶). لیتولوژی غالب سازند شتری شامل دولومیت‌ها و سنگ‌آهک‌های دولومیتی است که با مرزی تدریجی و پیوسته بر روی سازند سرخ‌شیل با سن تریاس پیشین قرار می‌گیرد (زمانی و همکاران، ۱۳۹۸). در بخش فوقانی توالی، ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های سبزرنگ سازند نایبند (تریاس پسین) آن را پوشش می‌دهند. افزون بر این، حضور عضو آهکی اسپهک در برخی بخش‌ها، تکمیل‌کننده مجموعه رخساره‌های کربناته تریاس میانی است (شکل ۱).

در محدوده معدن دولومیت کاظم‌آباد، واقع در ۳۷ کیلومتری شمال‌غرب کرمان، نهشته‌های کربناته سازند شتری با خلوص مطلوب و گسترش مناسب رخنمون دارند و به‌دلیل کیفیت بالا و نزدیکی به مراکز مصرف، از جایگاه اقتصادی ویژه‌ای برخوردارند. با این حال، فعالیت‌های ساختاری و تکتونیک فعال منطقه سبب آشفتگی قابل توجه توالی‌های رسوبی شده و مطالعات چینه‌شناسی و فرآیندی را با دشواری همراه ساخته است. تاکنون پژوهش‌های انجام‌شده در این ناحیه محدود به نقشه‌برداری زمین‌شناسی و گزارش‌های اکتشافی معدن بوده و بررسی ژئوشیمیایی دولومیت‌های سازند شتری به‌طور نظام‌مند صورت نگرفته است. از آنجا که مطالعه

ژئوشیمیایی دولومیت‌ها ابزار مهمی برای تفسیر محیط رسوب‌گذاری، شرایط دولومیتی‌شدن و فرآیندهای دیاژنتیکی است و مطالعات اخیر (Li et al., 2022; Li et al., 2023) اهمیت آن را در بازسازی محیط‌های کربناته تأیید کرده‌اند. از این‌رو، هدف پژوهش حاضر تحلیل ژئوشیمیایی دولومیت‌های سازند شتری در محدوده معدن کاظم‌آباد و ارائه تفسیر دقیق از شرایط محیطی و دیاژنتیکی مؤثر بر تشکیل آن‌ها است.



شکل۱- نقشه زمین شناسی محدوده معدن کاظم آباد و جایگاه آن بر روی نقشه ۱۰۰۰۰۰ / ۱ زرند

۲- روش مطالعه

نمونه‌برداری از واحدهای دولومیتی سازند شتری در محدوده معدن دولومیت کاظم‌آباد با درنظرگرفتن تغییرات قابل مشاهده در ویژگی‌های صحرایی و تفاوت‌های مورفولوژیکی رخنمون‌ها انجام شد. در مجموع ۵۰۰ نمونه برداشت گردید و پس از بررسی‌های پتروگرافی اولیه، تمامی آن‌ها به‌عنوان مجموعه داده‌های مناسب برای مطالعه ژئوشیمیایی انتخاب شدند؛ با این حال در این پژوهش، نتایج مربوط به ۳۰ نمونه نماینده ارائه می‌شود. آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌ها در شرکت تحقیقات کانی‌شناسی و زمین‌شناسی زرآزما و به روش XRF (X-ray Fluorescence) انجام شد.(با توجه به این که نتیجه آنالیز عناصر در آنالیز ژئوشیمیایی (XRF) به صورت اکسیدی و بر حسب درصد است، ما برای این پژوهش با استفاده از فرمول تبدیل استاندارد آن ها را به صورت عنصری و بر حسب (ppm) تبدیل کردیم). همچنین عیار متوسط اکسید منیزیم در نمونه‌ها حدود ۲۰ درصد بوده و آنالیزها شامل تعیین غلظت عناصر اصلی (Ca و Mg) و عناصر فرعی شامل Fe ، Mn، Na، Ba و Si است.

۳- نتایج

۳-۱- ژئوشیمی دولومیتهای سازند شتری

نتایج حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی (Ca و Mg) و عناصر فرعی (Fe ، Mn، Na، Ba و Si) در دولومیتهای سازند شتری در محدوده معدن کاظم آباد بصورت خلاصه آماری در جدول ۱ آورده شده است. بر اساس داده‌های حاصل از آنالیز، میانگین غلظت

کلسیم و منیزیم به‌ترتیب ۱۷۸۶۴۱ppm و ۱۲۱۰۶۳ppm است که نشان‌دهنده ماهیت کلسیم‌دار دولومیت‌ها و تشکیل آن‌ها در شرایط دمای پایین و محیط‌های دیاژنزی کم‌عمق است. میانگین غلظت آهن (۶۲۴۹ ppm) و منگنز (۲۲۵ ppm) بیانگر تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی و شرایط احیایی در زمان تشکیل یا طی مراحل تدفین است (Tucker et al., 1990; Qiao et al., 2021). سدیم با میانگین ۱۰۷۰ppm غلظتی بسیار بالاتر از مقدار انتظار در محیط‌های دریایی نرمال داشته و نشان‌دهنده برهم‌کنش با سیالات بسیار شور، یا تأثیرات دیاژنتیکی و حضور کانی‌های ناخالص است (Navarro Ciurana et al., 2023). مقدار باریم (میانگین ppm ۵۵۵) پایین بوده و بیانگر تشکیل دولومیت در شرایط دمای پایین و محیط‌های دریایی یا دیاژنز اولیه است؛ زیرا شبکه بلوری دولومیت در دماهای پایین نظم بالایی دارد و پذیرش یون بزرگ Ba^{2+} در ساختار بلور محدود است (Ren et al., 2017). از سوی دیگر، باریم در آب دریا معمولاً به سرعت رسوب کرده و تشکیل کانی باریت ($BaSO_4$) می دهد و مقدار کمی برای ترکیب شدن با دولومیت باقی می ماند (Ren et al., 2017). غلظت سیلیسیم در نمونه‌ها (میانگین ppm۹۸۴۷) می‌تواند منعکس‌کننده ورود ذرات سیلیکاته از محیط‌های مجاور یا اثرگذاری سیالات گرم‌تر در مراحل دیرینه‌دیاژنتیکی باشد (Al-Aasm et al., 2025).

جدول ۱) خلاصه آماری آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌های معدن دولومیت کاظم آباد

عناصر بر حسب (ppm)

پارامترها	Ca	Mg	Mn	Fe	Na	Ba	Si
میانه	178641	121063	255	6249	1070	555	9847
میانگین	212794	128166	232	5757	741	403	3576
مد	212937	128528	232	5505	667	268	794
انحراف معیار	74057	24254	71	2343	1067	501	21894
مینیمم	71	12895	154	3135	222	89	794
ماکسیمم	214939	129613	464	15121	5712	2240	111781

۳-۲- آنالیزهای چند متغییره

۳-۲-۱- ماتریکس همبستگی (Correlation matrix)

در این مطالعه از ماتریس همبستگی برای شناسایی الگوهای رفتاری توسط عناصر تشکیل دهنده دولومیتهای شتری در منطقه مورد بررسی استفاده می‌شود. نزدیک‌ترین الگوهای رفتاری بین عناصر مورد نظر (Ca، Mg، Mn، Fe، Na، Ba و Si) را می‌توان با تحلیل همبستگی پیرسون نشان داد (جدول ۲). بار ضریب همبستگی (r) می‌تواند از +۱ (حداکثر) تا -۱ (حداقل) متغیر باشد و برای تفسیر منابع آلودگی به سه کلاس طبقه‌بندی شود: ۱) کلاس‌های بالا و معنی‌دار (>±۰,۷)، ۲) متوسط و معنی‌دار (±۰,۳ - ±۰,۷) و ۳) کلاس‌های پایین و غیر معنی‌دار (<±۰,۳) (Umar et al., 2023).

در مجموعه‌ی دولومیتهای شتری معدن کاظم آباد، ضرایب همبستگی پیرسون برای جفت‌عنصرهای گروه اول: Fe-Na (**r**=۰/۷۶۹)، Fe-Si (**r**=۰/۸۱۶) و Na-Si (**r**=۰/۸۶۸) بالاترین و معنادارترین همبستگی مثبت را نشان می‌دهند؛ همبستگی بالای مشاهده‌شده میان آهن، سدیم و سیلیس را می‌توان به همراهی این عناصر در فرآیندهای طبیعی تبلور دولومیت‌های تأخیری و نیز شباهت‌های ژئوشیمیایی آن‌ها نسبت داد. چنین همبستگی‌هایی بیانگر آن است که افزایش هم‌زمان غلظت این عناصر می‌تواند ناشی از رفتار ژئوشیمیایی مشابه، واکنش‌پذیری مشترک در محیط دی‌ژنتیکی، یا تأثیر یک منبع واحد در طی تشکیل و تکامل دولومیت‌ها باشد (Qiao et al., 2021; Al-Aasm et al., 2025).

گروه دوم شامل جفت‌عنصرهای Mg-Fe (r=-۰/۳۵۶)، Mg-Na (r=-۰/۶۵۶) و Mg-Si (r=-۰/۴۶۵) است؛ همگی بیانگر آن هستند که منیزیم در روند تکامل دولومیت‌ها رفتاری معکوس نسبت به آهن، سدیم و سیلیس نشان می‌دهد؛ موضوعی که می‌تواند بازتاب‌دهنده نقش متفاوت Mg در واکنش‌های دیاژنتیکی و جایگزینی کربنات‌ها در مراحل مختلف دولومیتی شدن باشد.

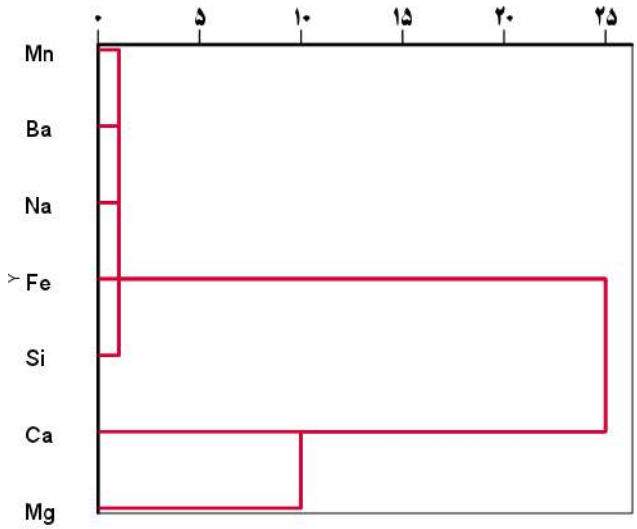
جدول ۲) جدول آماری ماتریکس همبستگی عناصر مربوط به دولومیت های مورد مطالعه

عناصر	Ca	Mg	Mn	Fe	Na	Ba	Si
Ca	1						
Mg	-0.11	1					
Mn	0.22	-0.06	1				
Fe	0.17	-0.36	0.67	1			
Na	0.14	-0.65	0.25	0.76	1		
Ba	-0.19	-0.05	0.22	0.04	0.13	1	
Si	0.03	-0.46	0.20	0.81	0.86	-0.03	1

۳-۲-۲- نمودار خوشه ای (Hierarchical Cluster Analysis)

نمودار خوشه‌ای، به‌عنوان یکی از روش‌های قدرتمند تحلیل آماری چندمتغیره، ابزاری مؤثر برای طبقه‌بندی عناصر بر اساس ویژگی‌ها و رفتارهای مشترک آن‌ها محسوب می‌شود (Wang et al., 2025). شکل ۲ نتایج تحلیل خوشه‌ای عناصر هدف را در ۳۰ نمونه دولومیت مورد بررسی نشان می‌دهد. الگوی خوشه‌بندی به‌طور کلی بیانگر تفکیک عناصر به دو خوشه اصلی است. کلسیم و منیزیم به‌دلیل همبستگی بسیار اندک با سایر عناصر، در یک شاخه مستقل قرار گرفته‌اند؛ موضوعی که نشان می‌دهد این دو عنصر در مقایسه با سایر اجزای ژئوشیمیایی سنگ، رفتار متفاوتی داشته و ارتباط معناداری با آن‌ها برقرار نمی‌کنند.

در مقابل، سایر عناصر شامل Mn، Fe، Na، Ba و Si بیشترین میزان شباهت رفتاری را نشان داده و در یک خوشه مجزا گروه‌بندی شده‌اند. این الگو نشان‌دهنده آن است که این عناصر در محیط‌های ژئوشیمیایی مشابه تمرکز یافته و تحت تأثیر فرآیندهای مشترک دیاژنتیکی یا جایگزینی قرار داشته‌اند.



نمودار ۱) آنالیز خوشه ای مربوط به عناصر در دولومیت های معدن دولومیت کاظم آباد

۴- بحث

در دولومیت‌های سازند شتری در محدوده معدن کاظم‌آباد، غلظت کلسیم بیشتر از منیزیم است؛ موضوعی که می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر فرآیندهای دگرسانی و همچنین تشکیل دولومیت‌ها در دمای پایین (نزدیک سطح زمین یا در شرایط دیاژنتیکی کم‌عمق) باشد. علاوه بر این، تبلور مجدد سنگ‌آهک‌ها در طی فرآیند دولومیتی‌شدن سبب می‌شود که این دولومیت‌ها نسبت به دولومیت‌های کاملاً استوکیومتری از کلسیم بیشتری برخوردار باشند.

بر اساس نتایج به‌دست‌آمده از نمودار خوشه‌ای و ماتریس همبستگی عناصر، مشاهده می‌شود که نوسانات غلظت عناصر فرعی با غلظت کلسیم همبستگی معناداری ندارند و تمرکز آن‌ها تنها تا حد اندکی تحت تأثیر فراوانی کلسیم قرار می‌گیرد. عنصر منیزیم نیز رفتاری مشابه کلسیم نشان می‌دهد و در یک شاخه مستقل قرار گرفته است؛ این موضوع بیانگر آن است که تغییرات منیزیم مستقل از نوسانات محیطی و ناخالصی‌های همراه بوده و سایر عناصر همبستگی معکوس با آن دارند.

با توجه به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌ها، دو منشأ اصلی برای تأمین منیزیم لازم در تشکیل دولومیت‌های شتری معدن کاظم‌آباد قابل‌طرح است:۱) منشأ اولیه سنگ مادر (وجود غلظت بالای منیزیم در سنگ‌های اولیه که در گذر زمان تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی به دولومیت تبدیل شده‌اند) و ۲) آزادسازی منیزیم از کانی‌های رسی سازند سرخ‌شیل (سازند شتری به‌صورت تدریجی بر روی سازند سرخ‌شیل قرار گرفته است. فشردگی شیل‌ها و دگرگونی دیاژنزی کانی‌های رسی موجب آزاد شدن منیزیم از شبکه بلوری آن‌ها شده و این منیزیم همراه با سیالات شور به سمت لایه‌های کربناته بالادست مهاجرت کرده است. این سازند آواری می‌تواند یکی از منابع مهم تأمین یون منیزیم برای دولومیتی‌شدن لایه‌های کربناته باشد).

در شرایط دیاژنتیکی با شوری نرمال، غلظت سدیم معمولاً در محدوده ۱۱۰ تا ۱۶۰ppm است(Debure et al., 2021) ؛ اما میانگین غلظت سدیم در دولومیت‌های سازند شتری برابر ۱۰۷۰ppm است که نشان‌دهنده حضور سیالات بسیار شور دولومیت‌ساز در زمان

تشکیل این سنگ‌هاست. غلظت بالای سدیم در این دولومیتها می‌تواند ناشی از عواملی همچون : ۱) شوری زیاد سیال دولومیت‌ساز، ۲) ترکیب اولیه آراگونیتی سنگ مادر، ۳) عمق آب و فرآیندهای بیولوژیکی و ۴) نسبت Mg/Ca و شرایط جنبشی دولومیتی‌شدن باشد (Ha et al., 2021). بنابراین، غلظت بالای سدیم می‌تواند به‌عنوان شاخصی از شوری سیال اولیه محفوظ‌مانده در شبکه بلوری دولومیت تفسیر شود (Zand-Moghadam et al., 2013). افزایش قابل‌توجه غلظت آهن در نمونه‌ها نمایانگر تأثیر سیالات دیاژنزی احیایی تاخیری است؛ از آنجا که شرایط احیایی نقش مهمی در کنترل غلظت آهن در سنگ‌های کربناته، به‌ویژه دولومیت‌ها، دارد (Ardakani et al., 2020)، غلظت چشمگیر آهن همراه با همبستگی مثبت آن با برخی عناصر نشان می‌دهد که این دولومیت‌ها احتمالاً در شرایط کم‌اکسیژن و نسبتاً احیایی طی مراحل تدفین تبلور یافته‌اند. به‌طور کلی نتایج حاصل از مطالعه ژئوشیمیایی دولومیتهای سازند شتری در محدوده معدن کاظم‌آباد نشان می‌دهند که دولومیت‌های مذکور در نتیجه‌ی تأثیر هم‌زمان منابع مختلف تأمین منیزیم، حضور سیالات بسیار شور و شرایط احیایی دیاژنتیکی شکل گرفته‌اند. الگوهای زمین‌شیمیایی عناصر نیز بازتاب‌دهنده‌ی فرایندهای پیچیده دیاژنتیکی و جایگزینی کربنات‌ها در طی مراحل رسوبگذاری و پس از رسوبگذاری هستند و ماهیت چندمرحله‌ای و چندعاملی تشکیل این دولومیت‌ها را تأیید می‌کنند.

۵- نتیجه گیری

دولومیت‌های سازند شتری در محدوده معدن کاظم‌آباد محصول تعامل چندمرحله‌ای میان سنگ مادر غنی از منیزیم، سیالات بسیار شور و شرایط احیایی تاخیری هستند. نسبت بالاتر کلسیم به منیزیم و رفتار مستقل Mg و Ca نشان‌دهنده تشکیل دولومیت‌ها در دمای پایین و طی فرآیندهای دیرینه‌دیاژنتیکی است. غلظت بالای سدیم و همبستگی مثبت آهن با برخی عناصر، نقش سیالات شور و شرایط کم‌اکسیژن در تکامل دولومیت‌ها را تأیید می‌کند. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که دولومیت‌های شتری نمونه‌ای از دولومیت‌های چندمرحله‌ای و تحت تأثیر فرآیندهای پیچیده جایگزینی کربنات‌ها هستند و می‌توانند مبنایی برای بازسازی شرایط رسوب‌گذاری و دیاژنز در محیط‌های کربناته مشابه فراهم کنند.

۶- منابع

آدابی، م. ح. رحیمی، آ. آقانباتی، س. ع. مجیدی‌فرد، م. ر. و جمالی، ا. م. ۱۳۹۶. سنگ‌نگاری و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند شتری در برش کلمرد، ایران مرکزی. فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، ۲۶(۱۰۳)، ۷۲-۶۱.

زمانی، ف. موسوی حرمی، ر. زند مقدم، ح. محبوبی، ا. ۱۳۹۸. ژئوشیمی دولومیت های سازند شتری در ناحیه کاروانگاه، اطراف کوهبنان، شمال استان کرمان. بیست و دومین همایش زمین شناسی ایران.

Al-Aasm, I.S., Crowe, R., Tortola, M. 2025. Petrologic and geochemical evolution of carbonates of South Bruce region, Southwest Ontario: Dolomite petrogenesis and fluid flow evolution. Marine and Petroleum Geology Volume 177, 107377.

Ardakani, O., Sanei, H., Jackson, S., Al-Aasm, I.S. 2020. Geochemistry of dolomite fluorescence in response to thermal maturity: An example from Upper Ordovician Utica Shale of southern Québec, Canada. International Journal of Coal Geology Volume 231, 103593.

Debure, M., Lerouge, C., Warmont, F., Bocher, L., Lundy, M., Made, B., Grangeon, S. 2021. On the interaction between calcite and dolomite: Insights from gas and aqueous geochemistry and mineralogical characterization. Chemical Geology Volume 559, 119921.

Ha, Y., Satish-Kumar, M., Park, K., Song, Y., Liu, Sh. 2021. Carbon, oxygen and strontium isotope geochemistry of the late Neoproterozoic carbonate platform deposit Hyangsanni Dolomite of the Okcheon metamorphic belt, Korea. Lithos Volumes 396-397, 106219.

Li, F., Ma, X., Lia, X. 2022. Petrography, geochemistry and genesis of dolomites in the upper Cambrian Sanshanzi Formation of the western Ordos Basin, northern China. Journal of Asian Earth Sciences Volume 223, 104980.

Li, X., Zhu, G., Chen, Z., Li, T., Wang, Sh., Ai, Y., Zhang, Y., Tian, L. 2023. Mg isotopic geochemistry and origin of Early Ordovician dolomite and implications for the formation of high-quality reservoir in the Tabei area, Tarim Basin, NW China. Journal of Asian Earth Sciences Volume 255, 105757.

Li, Y., Liu, G., Song, Z., Sun, M., Tian, X., Yang, D., Wang, Y., Zhu, L., You, F. 2023. Constraints of C–O–Sr isotope and elemental geochemistry on the origin of dolomite of the deeply buried Ediacaran sedimentary succession, central Sichuan Basin (SW China). Journal of Asian Earth Sciences Volume 255, 105780.

Navarro Ciurana, D., Corral, I., Corbella M. 2023. A tool for Zn-Pb MVT exploration by combining C and O isotopes and REE. Ore Geology Reviews 156. 105405.

Qiao, Z. F., Zhang, Sh. N., Shen, A. J., Shao, G. M., Min, Sh., Cao, P., Sun, X. W., Zhang, J., Guo, R. X., Tan, X. Ch. 2021. Features and origins of massive dolomite of Lower Ordovician Penglaiba Formation in the northwest Tarim Basin: Evidence from petrography and geochemistry. Petroleum Science 18. 1323 e 1341.

Ren, Y., Zhong, D., Gao, Ch., Yang, Q., Xie, R., Jia L., Jiang, Y., Zhong, N. 2017. Dolomite geochemistry of the Cambrian Longwangmiao Formation, eastern Sichuan Basin: Implication for dolomitization and reservoir prediction. Petroleum Research 2-6, 4 -76.

Umar, Z., Bossman, A., Choi, S-Y., Vo, X. V. 2023. Information flow dynamics between geopolitical risk and major asset returns. Plos one, 18(4), e0284799.

Wang, Y., Qing, H., Li, L., Fang, Y., Cosford, J., Chen, D., Wu, H., Wu, ch. 2025. Lacustrine low-temperature dolomite of Oligocene, northern Tibetan Plateau, NW China: Insights from C-O-Mg isotope constraints. Journal of Asian Earth Sciences Volume 294, 106826.

Zand-Moghadam, H. 2013. Facies analysis, Provenance, Geochemistry, Diagenesis and Sequence stratigraphy of Padeha Formationn at the Central Iran. Submitted for Ph.D degree Sedimenntoology and Sedimentary Petrology.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

تخمین هوشمند آب کاهش‌نیافتنی (Swir) در مخازن هیدروکربنی با استفاده از داده‌های پتروفیزیکی مرسوم و الگوریتم‌های KNN، درخت تصمیم و شبکه عصبی احتمالی

مهدی حجابی*[1]، امین حسنی[1]، علی کدخدائی[2]، ابراهیم رحیم‌زاده[1]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی نفت، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- استاد تمام، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

*Email: mahdihejabi79@gmail.com

چکیده

آب کاهش‌نیافتنی (Swir) یکی از پارامترهای کلیدی پتروفیزیکی در برآورد حجم هیدروکربن درجا، محاسبه ذخایر قابل استحصال و طراحی الگوی بهره‌برداری از مخازن هیدروکربنی است. تعیین این پارامتر معمولاً بر مبنای لاگ تشدید مغناطیسی هسته‌ای (NMR) انجام می‌شود؛ اما هزینه‌ی بالای عملیات، زمان‌بر بودن ثبت و عدم امکان برداشت در چاه‌های دارای لوله جداری، استفاده گسترده از این روش را محدود می‌سازد. در این پژوهش، با هدف ارائه روشی جایگزین مبتنی بر لاگ‌های مرسوم، سه الگوریتم یادگیری ماشین شامل K-Nearest همسایگی نزدیک (Neighbors)، درخت تصمیم (Decision Tree) و شبکه عصبی احتمالی (Probabilistic Neural Network) برای پیش‌بینی Swir از روی داده‌های لاگ گاما، نوترون، چگالی و مقاومت ویژه در یک میدان هیدروکربنی عمیق به‌کار گرفته شدند. داده‌ها از چاه‌هایی انتخاب شدند که دارای لاگ NMR معتبر بوده و مقادیر Swir بر اساس توزیع زمان آرام‌سازی T2 استخراج شد. پس از پیش‌پردازش و نرمال‌سازی، داده‌ها با نسبت ۷۰–۳۰ به مجموعه‌های آموزشی و آزمایشی تقسیم شدند. تحلیل نمودارهای آموزش، آزمون و خطا (شکل‌های ۲، ۳ و ۴) و شاخص‌های ارزیابی نشان داد که شبکه عصبی احتمالی با ضریب همبستگی ۰٫۹۴، ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) برابر ۰٫۰۳۲ و میانگین قدر مطلق خطا (MAE) معادل ۰٫۰۲۶، بهترین کارایی را در میان مدل‌های بررسی‌شده دارد؛ در حالی‌که درخت تصمیم و K-همسایگی نزدیک به‌ترتیب با R^2 برابر ۰٫۸۹ و ۰٫۸۵ در رتبه‌های بعدی قرار می‌گیرند. این نتایج بیانگر آن است که شبکه عصبی احتمالی می‌تواند به‌عنوان روشی دقیق و مقرون‌به‌صرفه برای تخمین Swir در چاه‌های فاقد داده‌های NMR مورد استفاده قرار گیرد و به بهبود ارزیابی مخزن و کاهش هزینه‌های لاگ‌گیری کمک کند

کلمات کلیدی: آب کاهش‌نیافتنی، Swir، یادگیری ماشین، K-Nearest Neighbors، درخت تصمیم، شبکه عصبی احتمالی، لاگ‌های مرسوم

۱- مقدمه

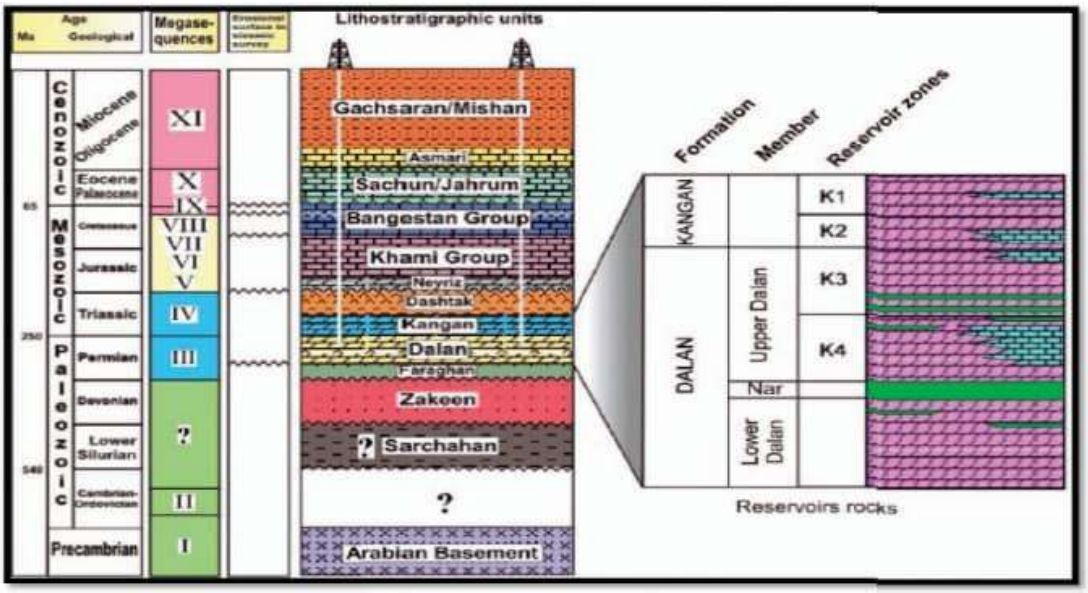
در صنعت نفت و گاز، تحلیل دقیق پارامترهای پتروفیزیکی برای مدیریت بهینه مخازن، برنامه‌ریزی تولید و تخمین صحیح ذخایر هیدروکربنی از اهمیت اساسی برخوردار است. آب کاهش‌نیافتنی (Swir) به‌عنوان یکی از پارامترهای کلیدی پتروفیزیکی، نشان‌دهنده حداقل اشباع آب در شرایط زهکشی کامل بوده و نقش تعیین‌کننده‌ای در محاسبه حجم هیدروکربن درجا، تعیین ارتفاع ستون نفت و طراحی الگوهای توسعه مخزن ایفا می‌کند. این پارامتر معمولاً از داده‌های لاگ تشدید هسته‌ای مغناطیسی (NMR) و با بهره‌گیری از توزیع زمان آرام‌سازی عرضی (T_2) و شناسایی منافذ ریز و آب متصل به سطح سنگ استخراج می‌شود (Coates et al., 1999). لاگ NMR با ثبت پاسخ هسته‌های هیدروژن موجود در سیالات مخزنی، امکان ارزیابی دقیق ویژگی‌های منافذ در مخازن هیدروکربنی با ناهمگونی‌های پیچیده را فراهم می‌آورد (Kenyon, 1997). با وجود دقت بالای این روش، هزینه‌های بسیار زیاد لاگ‌گیری NMR،

زمان‌بر بودن عملیات، عدم امکان اجرا در چاه‌های دارای casing و نیاز به تجهیزات تخصصی، کاربرد گسترده آن را در بسیاری از میدان‌ها محدود ساخته است. این محدودیت‌ها ضرورت توسعه روش‌های جایگزین و مقرون‌به‌صرفه برای تخمین Swir را بیش از پیش آشکار می‌سازد (Mohaghegh et al., 2001؛ Kadkhodaie & Rezaee, 2017).

مطالعات پیشین در زمینه پیش‌بینی پارامتر آب کاهش‌نیافتنی (Swir) از روش‌های تجربی و مدل‌های مبتنی بر داده‌های NMR آغاز شده و به استفاده از هوش مصنوعی رسیده است Coates et al. (1999). در کتابی جامع، اصول تخمین Swir را از طریق تحلیل توزیع T2 در لاگ NMR بررسی کردند و نشان دادند که این روش در مخازن با ناهمگونی‌های پیچیده دقت بالایی دارد، اما وابستگی کامل به داده‌های NMR و هزینه‌های عملیاتی بالا را از محدودیت‌های اصلی آن دانستند.

Kadkhodaie et al. (2016) با ترکیب تحلیل موجکی و الگوریتم‌های هوشمند، ویژگی‌های مرتبط با Swir را از لاگ‌های مرسوم استخراج کردند و دقت پیش‌بینی را بهبود بخشیدند، اما مدل‌های آن‌ها در داده‌های حجیم نیاز به بهینه‌سازی محاسباتی داشتند.

Kadkhodaie et al. (2018) از شبکه‌های عصبی نوع GMDH برای پیش‌بینی پارامترهای NMR- مبنا، از جمله Swir ، استفاده کردند و نشان دادند که این روش با داده‌های لاگ‌های مرسوم می‌تواند جایگزین مناسبی برای NMR باشد، اما در شرایط داده‌های محدود، پایداری مدل کاهش می‌یابد.این مطالعات، هرچند پیشرفت‌های قابل توجهی داشته‌اند، عمدتاً به داده‌های NMR وابسته بوده یا در مدل‌سازی روابط بسیار پیچیده با محدودیت مواجه بودند. این پژوهش با معرفی الگوریتم‌های K-Nearest Neighbors ، درخت تصمیم و شبکه عصبی احتمالی، به دنبال ارائه مدلی دقیق‌تر، سریع‌تر و قابل تعمیم برای پیش‌بینی Swir در چاه‌های فاقد داده‌های NMR است. منطقه مورد مطالعه یک میدان هیدروکربنی عمیق با مخازن پرمین–تریاس است که به دلیل اهمیت اقتصادی و حجم بالای ذخایر، برای ارزیابی دقیق پارامترهای پتروفیزیکی انتخاب شده است. به منظور رعایت ملاحظات محرمانگی، نام و موقعیت جغرافیایی دقیق میدان ارائه نمی‌شود. مخازن اصلی شامل سنگ‌های آهکی و دولومیتی با لایه‌های نازک انیدریتی هستند و ضخامت کل زون مخزنی بین ۳۸۰ تا ۵۲۰ متر متغیر است. این مخازن از نظر زمین‌شناسی با ناهمگونی‌های قابل توجهی از جمله تغییرات لیتولوژیکی در مقیاس سانتیمتری، دیاژنزهای گسترده (دولومیتی شدن، انحلال و سیمان‌شدگی) و شبکه شکستگی‌های طبیعی مشخص می‌شوند که کیفیت مخزنی را در نقاط مختلف میدان به‌طور چشمگیری تغییر می‌دهند (Tavakoli, 2021). این ویژگی‌ها باعث شده‌اند که توزیع آب کاهش‌نیافتنی (Swir) در واحدهای مختلف مخزنی به‌شدت متغیر باشد و تخمین دقیق آن برای محاسبه ذخایر قابل استحصال و طراحی الگوی بهره‌برداری حیاتی گردد. داده‌های پتروفیزیکی مورد استفاده در این پژوهش، شامل لاگ‌های گاما، نوترون، چگالی و مقاومت الکتریکی، از چندین چاه تولیدی و اکتشافی این میدان جمع‌آوری شده‌اند. این چاه‌ها به‌طور همزمان دارای داده‌های معتبر لاگ NMR نیز بوده‌اند که به‌عنوان مبنای استخراج مقدار واقعی Swir به کار رفته‌اند.



شکل ۱: ستون چین+ه‌شناسی سازندهای کنگان و دالان در یکی از میادین جنوب ایران (Alavi 2004,)

۲- روش مطالعه

در این پژوهش، برای پیش‌بینی پارامتر آب کاهش‌نیافتنی (Swir) در مخازن هیدروکربنی، از داده‌های پتروفیزیکی چاه‌های دارای لاگ NMR معتبر استفاده شد. پس از پیش‌پردازش و حذف داده‌های پرت، سه الگوریتم یادگیری ماشین شامل K-Nearest Neighbors، درخت تصمیم و شبکه عصبی احتمالی (PNN) پیاده‌سازی و مقایسه شدند. جزئیات داده‌ها، مدل‌ها، نرم‌افزارها و روش ارزیابی در زیربخش‌های بعدی ارائه می‌گردد

داده‌های مورد استفاده: داده‌های پتروفیزیکی از چاه‌های تولیدی و اکتشافی یک میدان هیدروکربنی عمیق جمع‌آوری شدند. لاگ‌های ورودی شامل گاما (GR)، نوترون (NPHI)، چگالی حجمی (RHOB) و مقاومت حقیقی (RT) بودند. مقدار واقعی Swir از توزیع زمان آرام‌سازی T_2 در لاگ NMR استخراج شد و به‌عنوان متغیر هدف در نظر گرفته شد. پس از حذف مقادیر پرت و گمشده، مجموعاً ۴۸۳۰ نقطه داده برای مدل‌سازی استفاده گردید.

۲-۲ مدل‌های مورد استفاده

سه الگوریتم زیر پیاده‌سازی شدند:

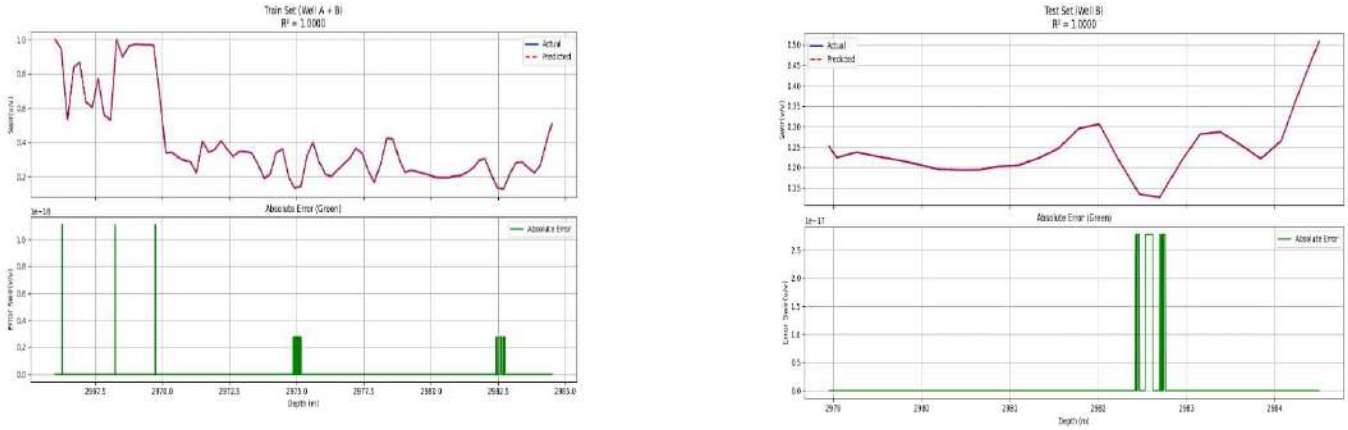
- الگوریتم K-Nearest Neighbors (KNN) به‌عنوان روش غیرپارامتریک مبتنی بر شباهت داده‌ها؛
- درخت تصمیم (Decision Tree) به‌عنوان روش مبتنی بر تقسیم‌بندی بازگشتی؛
- شبکه عصبی احتمالی (Probabilistic Neural Network – PNN) به‌عنوان روش مبتنی بر تئوری بیزی با توانایی بالادرداده‌هاینویزی

نرم‌افزارها و ابزارهای مورد استفاده: تحلیل‌ها در محیط برنامه‌نویسی Python نسخه ۳,۱۰ انجام گرفت. کتابخانه‌های Pandas و NumPy برای مدیریت داده، Matplotlib و Seaborn برای رسم نمودارها، Scikit-learn برای پیاده‌سازی KNN و درخت تصمیم، و کتابخانه Neupy برای شبکه عصبی احتمالی به کار گرفته شدند. ارزیابی عملکرد مدل‌ها با معیارهای R^2، RMSE و MAE صورت پذیرفت.

۳- بحث

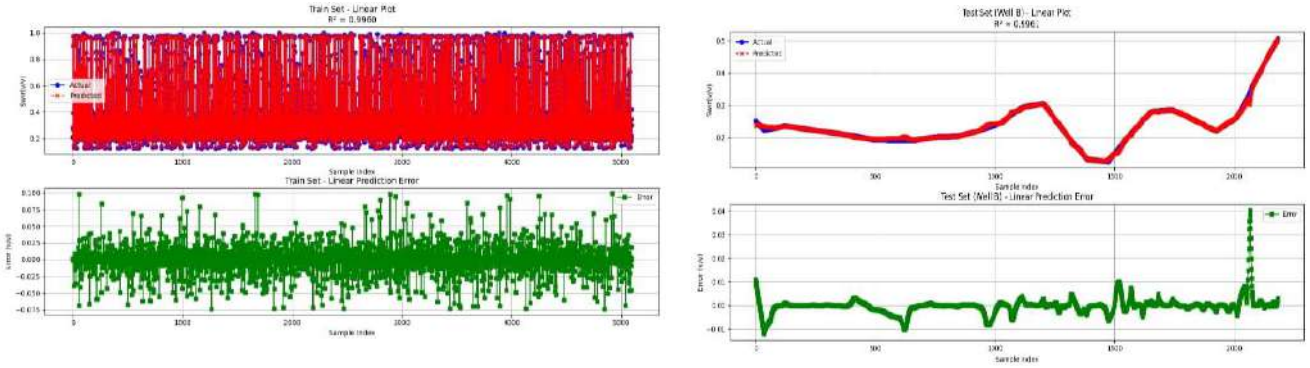
پس از پیاده‌سازی سه الگوریتم یادگیری ماشین شامل K-Nearest Neighbors، درخت تصمیم و شبکه عصبی احتمالی (PNN) و آموزش آن‌ها بر روی داده‌های آموزشی، عملکرد مدل‌ها بر روی مجموعه آزمایشی با استفاده از معیارهای آماری ضریب تعیین (R^2)، ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) و میانگین خطای مطلق (MAE) ارزیابی شد. مقایسه نتایج در جدول ۱ و شکل ۱ ارائه شده است. همچنین نمودارهای پراکندگی مقادیر پیش‌بینی‌شده در مقابل مقادیر واقعی Swir برای هر سه مدل در شکل ۲، شکل ۳ و شکل ۴ بدست امده اند. در ادامه، تحلیل دقیق عملکرد هر الگوریتم، ارائه می‌شود.

نمودارهای ارائه‌شده، نمودار آموزش، آزمون و خطای الگوریتم-**k** نزدیک‌ترین همسایه **(KNN)** برای تخمین تراوایی مخزن بر اساس داده‌های پتروفیزیکی را نشان می‌دهند. در مجموعه‌ی آموزش، انطباق بین مقادیر واقعی و پیش‌بینی‌شده‌ی تراوایی تقریباً کامل است؛ به‌طوری‌که منحنی‌های آبی و قرمز بر یکدیگر منطبق بوده و ضریب تعیین برابر با ۱٫۰ گزارش شده است. مقادیر خطای مطلق نیز در حد ۱۰^{-16} و عملاً نزدیک به صفر هستند که نشان می‌دهد مدل توانسته است رفتار داده‌های آموزشی را به‌طور کامل بازتولید کند. این نتیجه با ماهیت الگوریتم KNN هم‌خوانی دارد، زیرا این روش به‌جای استخراج یک معادله‌ی کلی، در زمان پیش‌بینی بر اساس شباهت به همسایه‌های نزدیک در فضای داده‌های پتروفیزیکی عمل می‌کند. با این حال، چنین برازش کاملی می‌تواند نشانه‌ی بیش‌برازش یا انتخاب مقدار بسیار کوچک برای k مثلاً (k=1) باشد که در آن مدل عملاً داده‌ها را «حفظ» کرده و توان تعمیم آن کاهش می‌یابد.در مجموعه‌ی آزمون نیز هم‌پوشانی بسیار خوبی بین مقادیر واقعی و تخمینی تراوایی مشاهده می‌شود؛ ضریب تعیین برابر با ۱٫۰ و خطا در حد ۱۰^{-17} است. این موضوع در ظاهر نشان‌دهنده‌ی دقت بسیار بالای مدل KNN در پیش‌بینی داده‌های خارج از نمونه است، اما از آن‌جا که در داده‌های واقعی دستیابی به چنین دقتی کم‌سابقه است، احتمال می‌رود ساختار تفکیک داده‌ها، حجم کم نمونه‌ها یا شباهت شدید بین داده‌های آموزش و آزمون در به‌دست آمدن این نتایج نقش داشته باشد؛ برای مثال، وجود نمونه‌های تکراری بین دو مجموعه، نزدیکی زیاد محدوده‌ی عمقی چاه‌ها یا تعداد کم داده‌ها می‌تواند منجر به چنین رفتاری شود. بنابراین، برای اطمینان از توان تعمیم مدل، استفاده از روش‌هایی مانند اعتبارسنجی متقابل، افزایش تعداد چاه‌های مستقل و تنظیم بهینه‌ی پارامتر k توصیه می‌شود.از دیدگاه زمین‌شناسی مخزن، نوسانات تراوایی در این نمودارها بازتاب‌دهنده‌ی تغییر در محیط رسوب‌گذاری، دانه‌بندی، درجه‌ی تراکم و فرآیندهای دیاژنتیکی است. قله‌های تراوایی نشانگر لایه‌هایی با دانه‌بندی درشت‌تر، تخلخل مؤثر بالاتر، سیمان‌شدگی ضعیف‌تر یا احتمالاً حضور شکستگی‌ها و کانال‌های با نفوذپذیری بالا و کیفیت مخزنی مناسب هستند؛ در حالی‌که افت تراوایی می‌تواند به لایه‌های ریزدانه‌تر، سیمان‌شده‌تر یا حضور رس‌های پخش‌شده در فضای حفره‌ای مربوط باشد. توانایی مدل KNN در بازتولید این تغییرات عمقی نشان می‌دهد که الگوهای محلی بین لاگ‌های پتروفیزیکی و تراوایی به‌خوبی توسط همسایه‌های نزدیک شناسایی شده‌اند، هرچند برای اعتماد کامل به نتایج، بررسی مجدد نحوه‌ی تقسیم داده‌ها و اعتبارسنجی مدل با داده‌های بیشتر و ناهمگن‌تر ضروری است .این نتایج در شکل ۲ نشان داده شده است.



شکل ۲: نمودار تست، آموزش و خطای الگوریتم knn برای تخمین آب کاهش‌نیافتنی(swir)

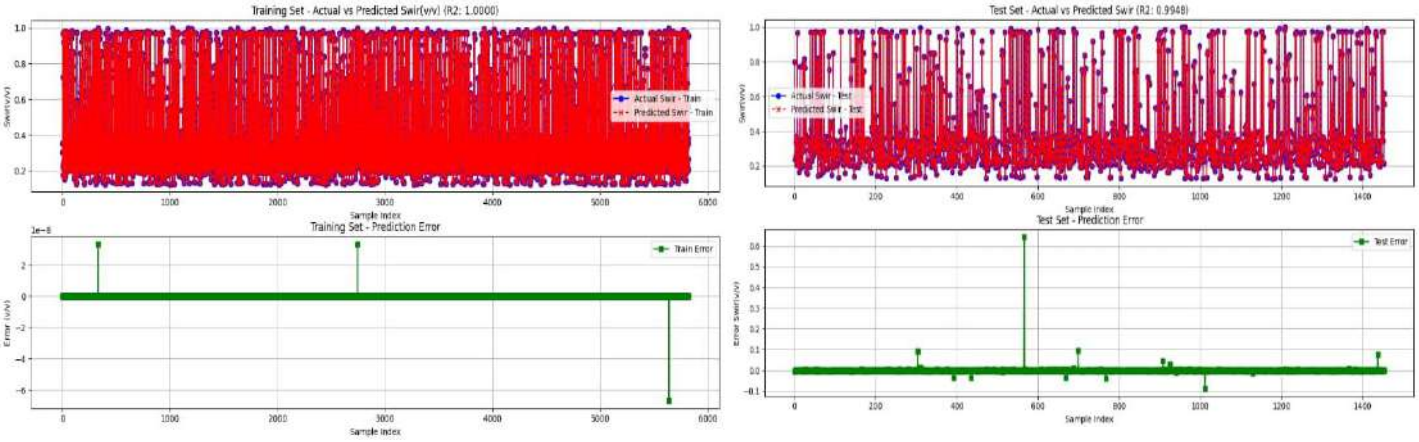
نمودارهای ارائه‌شده عملکرد شبکه عصبی احتمالاتی (Probabilistic Neural Network - PNN) را در تخمین اشباع آب کاهش‌نیافتنی (Swirr) بر اساس داده‌های پتروفیزیکی نشان می‌دهند. در مجموعه‌ی آموزش، با وجود تراکم زیاد داده‌ها، انطباق کلی بین مقادیر واقعی و پیش‌بینی‌شده‌ی Swirr مناسب بوده و ضریب تعیین حدود ۰٫۹۹۶ گزارش شده است. پراکندگی خطا در نمودار خطای آموزش بیان می‌کند که بیش‌تر نمونه‌ها دارای خطایی در حدود ±۰٫۰۲ (واحد حجمی) هستند و تنها در تعداد محدودی از نقاط، انحراف‌ها تا حدود ۰٫۰۸–۰٫۱ افزایش می‌یابد. این الگو نشان می‌دهد که شبکه عصبی احتمالاتی توانسته است روابط غیرخطی بین داده‌های پتروفیزیکی و Swirr را به‌خوبی یاد بگیرد، اگرچه در برخی نواحی با رفتار غیرمعمول سنگ مخزن یا نویز بالاتر هنوز خطای نسبتاً بیشتری مشاهده می‌شود.در مجموعه‌ی آزمون چاه (B) نیز هم‌پوشانی مناسبی میان منحنی‌های واقعی و پیش‌بینی‌شده‌ی Swirr دیده می‌شود و ضریب تعیین حدود ۰٫۹۹۶۱ به‌دست آمده است که بیانگر دقت بالای مدل در پیش‌بینی داده‌های خارج از نمونه است. نتایج نمودار خطای آزمون نشان می‌دهد که در بیش‌تر نمونه‌ها مقدار خطا در بازه‌ی حدود ±۰٫۰۱ قرار دارد و تنها در محدوده‌ی محدودی که با افزایش سریع Swirr همراه است، جهش خطا تا حدود ۰٫۰۴ مشاهده می‌شود. این رفتار می‌تواند ناشی از کمبود نمونه‌های مشابه در این بازه، ناهمگنی موضعی مخزن یا حساسیت مدل به تغییرات تند Swirr باشد. شباهت مقدار R^2 در آموزش و آزمون و توزیع نسبتاً متقارن خطاها حاکی از آن است که مدل دچار بیش‌برازش شدید نشده و از توان تعمیم قابل قبولی برخوردار است، هرچند تنظیم دقیق‌تر پارامترهای شبکه و غنی‌سازی داده‌ها در نواحی پرت می‌تواند به بهبود بیشتر دقت منجر شود.از دیدگاه زمین‌شناسی مخزن، تغییرات Swirr بازتاب‌دهنده‌ی تفاوت در ساختار تخلخل و گلوگاه‌ها، دانه‌بندی، میزان و نوع سیمان‌شدگی، حضور رس‌ها و شرایط ترشوندگی است. نواحی با Swirr پایین معمولاً نشان‌دهنده‌ی کیفیت مخزنی بهتر و ظرفیت بالاتر برای اشباع هیدروکربن متحرک هستند، در حالی‌که افزایش Swirr می‌تواند به لایه‌های ریزدانه‌تر، سیمان‌شده‌تر یا غنی از رس مرتبط باشد که در آن بخش قابل توجهی از آب به‌صورت غیرمتحرک باقی می‌ماند. توانایی شبکه عصبی احتمالاتی در بازتولید این نوسانات عمقی و روند کلی توزیع Swirr نشان می‌دهد که این روش در مدل‌سازی روابط پیچیده و چندمتغیره بین داده‌های پتروفیزیکی و پارامترهای اشباع کارآمد است .این نتایج در شکل ۳ نشان داده شده است.



شکل ۳- نمودار آموزش، آزمون و خطای شبکه عصبی احتمالاتی (PNN) در تخمین اشباع آب کاهش‌نیافتنی.(Swirr)

نمودارهای ارائه‌شده عملکرد الگوریتم درخت تصمیم را در تخمین اشباع آب کاهش‌نیافتنی (Swirr) بر اساس داده‌های پتروفیزیکی نشان می‌دهند. در مجموعه‌ی آموزش، انطباق بین مقادیر واقعی و پیش‌بینی‌شده‌ی Swirr تقریباً کامل است؛ به‌طوری‌که منحنی‌های واقعی و تخمینی بر روی یکدیگر منطبق شده و ضریب تعیین برابر با ۱٫۰ گزارش شده است. نمودار خطای آموزش نیز بیانگر آن است که مقدار خطا در اغلب نمونه‌ها در محدوده‌ی بسیار ناچیز (در حد ۱۰^{-8}) قرار دارد. این الگو نشان می‌دهد که درخت تصمیم توانسته است رفتار داده‌های آموزشی را به‌طور کامل بازتولید کند، اما چنین برازش کاملی می‌تواند نشانه‌ی بیش‌برازش باشد؛ زیرا مدل علاوه بر روند کلی، جزئیات و حتی نویز داده‌های آموزشی را نیز یاد گرفته است.

در مجموعه‌ی آزمون نیز هم‌پوشانی مناسبی بین مقادیر واقعی و پیش‌بینی‌شده‌ی Swirr مشاهده می‌شود و ضریب تعیین حدود ۰٫۹۹۴۸ به‌دست آمده است که بیانگر دقت بالای مدل در پیش‌بینی داده‌های خارج از نمونه است. با این حال، نمودار خطای آزمون نشان می‌دهد که هرچند در بخش عمده‌ای از نمونه‌ها خطا در محدوده‌ی کوچک (حدود چند صدم واحد حجمی) باقی می‌ماند، اما در چند نقطه‌ی محدود جهش خطا تا حدود ۰٫۶ مشاهده می‌شود. این افزایش موضعی خطا می‌تواند ناشی از حضور داده‌های پرت، ناهمگنی شدید در برخی لایه‌ها یا محدودیت ذاتی درخت تصمیم در تعمیم‌دادن به نواحی‌ای باشد که تعداد نمونه‌های مشابه در آن‌ها کم است. مقایسه‌ی نتایج آموزش و آزمون نشان می‌دهد که درخت تصمیم اگرچه در بازتولید الگوی کلی Swirr موفق است، اما نسبت به تغییرات موضعی و نواحی غیرمعمول مخزن حساس بوده و در این بخش‌ها عملکرد ضعیف‌تری دارد. از دیدگاه زمین‌شناسی مخزن، نوسانات Swirr نشان‌دهنده‌ی تغییر در بافت رسوبی، اندازه و توزیع دانه‌ها، ساختار تخلخل، مقدار سیمان‌شدگی و حضور رس‌ها است. لایه‌هایی با Swirr پایین معمولاً کیفیت مخزنی بهتر و ظرفیت بالاتری برای اشباع هیدروکربن متحرک دارند، در حالی‌که مقادیر بالاتر Swirr می‌تواند به لایه‌های ریزدانه‌تر، سیمان‌شده‌تر یا غنی از رس مربوط باشد که بخش بیشتری از آب در آن‌ها به صورت غیرمتحرک باقی می‌ماند. توانایی الگوریتم درخت تصمیم در بازتولید این تغییرات عمقی نشان‌دهنده‌ی کارایی آن در تشخیص الگوهای کلی بین لاگ‌های پتروفیزیکی و Swirr است، اما وجود خطاهای بزرگ در برخی نقاط تأکید می‌کند که برای بهبود دقت و کاهش بیش‌برازش، استفاده از روش‌های پیشرفته‌تر یا تجمیعی (مانند جنگل تصادفی) و نیز به‌کارگیری تکنیک‌های مناسب اعتبارسنجی ضروری است .این نتایج در شکل ۴ نشان داده شده است.



شکل ۴- مقایسه مقادیر واقعی و پیش‌بینی‌شده اشباع آب کاهش‌نیافتنی (Swirr) توسط الگوریتم درخت تصمیم برای داده‌های آموزش و آزمون همراه با نمودار خطای پیش‌بینی.

۴- نتیجه گیری

در این پژوهش با به‌کارگیری چندین الگوریتم یادگیری ماشین شامل درخت تصمیم، جنگل تصادفی، -kنزدیک‌ترین همسایه (KNN) و شبکه عصبی احتمالاتی(PNN) ، امکان تخمین تراوایی و اشباع آب کاهش‌نیافتنی (Swirr) بر اساس داده‌های پتروفیزیکی لاگ‌های چاه بررسی شد. نتایج نشان داد که به‌طور کلی تمامی مدل‌ها قادر به بازتولید روند کلی تغییرات این دو پارامتر مخزنی هستند و ضرایب تعیین به‌دست آمده در اغلب موارد بسیار بالا و نزدیک به یک می‌باشند؛ به‌گونه‌ای که برای بسیاری از مدل‌ها همبستگی بسیار خوبی بین مقادیر واقعی و پیش‌بینی‌شده در هر دو مجموعه آموزش و آزمون مشاهده شد. این موضوع بیانگر آن است که اطلاعات موجود در لاگ‌ها توان تفکیک مناسبی برای توصیف رفتار تراوایی و Swirr در محدوده مورد مطالعه دارند و روش‌های مبتنی بر یادگیری ماشین می‌توانند ابزار کارآمدی برای برآورد این ویژگی‌ها در چاه‌های بدون مغزه باشند.

با این حال، تحلیل دقیق نمودارها و خطاها نشان داد که مدل‌های درخت تصمیم و KNN در برخی موارد دچار برازش بیش از حد نسبت به داده‌های آموزش می‌شوند؛ به‌ویژه آن‌جا که ضریب تعیین برابر با ۱٫۰ و خطاء در حد بسیار ناچیز گزارش شده است. این رفتار، در کنار وجود خطاهای نسبتاً بزرگ در تعدادی از نمونه‌های پرت تراوایی وSwirr ، نشان می‌دهد که اگرچه این مدل‌ها در بازتولید داده‌های موجود بسیار موفق‌اند، اما در مواجهه با نواحی ناهمگن و داده‌های غیرمعمول مخزن، محدودیت‌هایی دارند و باید در تعمیم آن‌ها به سایر چاه‌ها با احتیاط برخورد شود. در مقابل، روش‌های تجمیعی مانند جنگل تصادفی و نیز شبکه عصبی احتمالاتی با میانگین‌گیری و هموارسازی رفتار مدل، تعادل مناسب‌تری بین دقت و توان تعمیم نشان دادند و در تخمین Swirr خطاهای کمتری در مجموعه آزمون به‌جا گذاشتند.از منظر زمین‌شناسی، مدل‌های توسعه‌یافته توانستند اثر تغییرات محیط رسوب‌گذاری، دانه‌بندی، تخلخل و فرآیندهای دیاژنتیکی را که به صورت نوسانات تراوایی و Swirr در مقطع عمقی ظاهر می‌شوند، به‌خوبی بازتاب دهند. قله‌های تراوایی و کاهش موضعی Swirr که نشانگر زون‌های با کیفیت مخزنی بالاتر هستند، عموماً توسط مدل‌ها تشخیص داده شده و بازتولید شدند؛ هرچند در برخی لایه‌های پرتراوا یا ریزدانه، انحراف بین مقادیر واقعی و پیش‌بینی‌شده افزایش یافت. بر این اساس می‌توان نتیجه گرفت که استفاده از الگوریتم‌های یادگیری ماشین، به‌ویژه جنگل تصادفی وPNN ، رویکردی مؤثر برای مدل‌سازی روابط پیچیده بین داده‌های پتروفیزیکی و خواص کلیدی مخزن است و می‌تواند در ساخت مدل‌های پیوسته تراوایی وSwirr ، بهبود

توصیف مخزن و کاهش عدم‌قطعیت در مطالعات مهندسی مخزن به‌کار گرفته شود. با این وجود، توصیه می‌شود در مطالعات آتی از مجموعه‌داده‌های بزرگ‌تر و متنوع‌تر، اعتبارسنجی متقابل و ترکیب چند الگوریتم (Ensemble) به‌منظور افزایش پایداری نتایج و بهبود رفتار مدل در برابر داده‌های پرت و زون‌های شدیداً ناهمگن استفاده شود.

۵- منابع

Alavi, M. (2004). Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304(1), 1–20.

Coates, G. R., Xiao, L., & Prammer, M. G. (1999). *NMR Logging: Principles and Applications*. Gulf Professional Publishing, Houston.

Kadkhodaie-Ilkhchi, A., Rezaee, R., & Moussavi-Harami, R. (2016). Intelligent sequence stratigraphy through a wavelet-based integrated data analysis of wireline logs in Kangan and Dalan formations. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 35, 871–886.

Kadkhodaie-Ilkhchi, A., & Rezaee, R. (2017). A new correlation for water saturation estimation in gas reservoirs using NMR logs. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 159, 751–762.

Kadkhodaie-Ilkhchi, A., Rezaee, R., & Kadkhodaie-Ilkhchi, R. (2018). Prediction of pore facies using GMDH-type neural networks: a case study from the South Pars gas field, Persian Gulf basin. *Geosciences Journal*, 22(3), 397–412.

Kenyon, W. E. (1997). Petrophysical principles of applications of NMR logging. *The Log Analyst*, 38(2), 21–27.

Mohaghegh, S., Arefi, R., Ameri, S., & Rose, D. (2001). Petroleum reservoir characterization with the aid of artificial neural networks. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 30(3-4), 149–161.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

پتروگرافی ماسه‌سنگ‌های کامبرین در منطقه گوشکی، لردگان (استان چهارمحال و بختیاری)

فاطمه شیخ هفشجانی[۱،*]، علیرضا داودیان دهکردی[۲]، ناهید شبانیان[۲]، معصومه نجفی[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد،

۲ استاد تمام دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

۳ دانش آموخته دکتری پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

*Email.Fatmhshykh9@gmail.com

چکیده

در این مطالعه ماسه سنگ‌های سازند میلا در پهنه زاگرس در منطقه گوشکی واقع در شهرستان خانمیرزا استان چهارمحال و بختیاری به منظور بررسی محیط تکتونیکی مورد مطالعه قرار گرفته است. ترکیب این سنگ ها کوارتزآرنایت تا ساب آرکوز و ساب لیتارنایت می باشد. مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد شکستگی در کانی های کوارتز، سیمان سین تکسیال از نوع (سیلیسی)، جانشینی سیمان سیلیسی در دانه‌های کوارتز، همچنین شکستگی‌های پر شده با سیمان سیلیسی ماسه سنگ‌های این سازند را تحت تاثیر قرار داده‌اند. ایجاد شکستگی در کانی‌های کوارتز بر اثر فشارهای فیزیکی، مرز بین دانه‌ها و نحوه‌ی هم بندی، تغییرشکل دانه‌ها، وجود کانی‌های تداخلی در کوارتز، انحلال دانه‌های فلدسپار و جانشینی سیمان سیلیسی در نمونه‌ها در بررسی ماسه سنگ‌ها مورد توجه قرارگرفته است. مشاهدات نشان می‌دهد که این ماسه سنگ ها از جورشدگی خوبی برخوردار هستند. از طرف دیگر فشارهای تکتونیکی طی برخورد بین صفحه‌ی ایران-عربستان در دوره‌ی پالئوژن این سنگ ها تحت تاثیر قرار داده است.

کلمات کلیدی: کوارتز آرنایت، ماسه سنگ، محیط تکتونیکی، گوشکی، زاگرس.

۱- مقدمه

پهنه‌ی زاگرس چین خورده_رانده یکی از مهم‌ترین پهنه های ساختاری زمین‌شناسی ایران می‌باشد. به طوری که توجه بسیاری از زمین‌شناسان را به خود جلب کرده است. پهنه زاگرس به دلیل اهمیت وجود ذخایر نفتی و گازی فراوان ناشی از ساختارهای تکتونیکی ویژه از مهم‌ترین پهنه های ایران می‌باشد. این پهنه دارای سازندهای رسوبی دوران اول تا سوم زمین شناسی می باشد. نوار زاگرس مرتفع دارای عرض متغیری از ۱۰تا ۶۵ کیلومتردر برخی نقاط است که به صورت نواری کم پهنا در نقشه‌های زمین‌شناسی مشاهده می‌شود همچنین بلندترین کوه‌های زاگرس را تشکیل می‌دهد. در قسمت شمال خاوری این پهنه یک راندگی اصلی و در قسمت جنوب باختری با یک راندگی قرار دارد که از شمال کوه کی نو واز جنوب دهنگان و کوه سبزو می‌گذرد. (مطیعی، ۱۳۷۴). از دیدگاه زمین‌شناسی ساختمانی، این منطقه در حاشیه جنوبی صفحه ایران مرکزی قرار گرفته و تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیکی مرتبط با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس قرار داشته است.

دشت خانمیرزا بخشی از پهنه ساختاری زاگرس چین‌خورده-رانده محسوب می‌شود. در ارتفاع ۱۸۸۰ متر از سطح دریا قرار گرفته است. منطقه گوشکی واقع در دهستان خانمیرزا (شهرستان لردگان) درجنوب استان چهارمحال و بختیاری قرار دارد. این دشت از شمال به شهرستان بروجن، از شرق به بخش فلارد، از جنوب به دهستان ریگ و از غرب به شهرستان اردل و بخش آرمند محدود است. وسعت آن بالغ بر ۱۴۶ کیلومترمربع می‌باشد.

نهشته‌های کامبرین در این رخنمون متعدد بوده ولی گسترش محدودی دارند، همچنین این نهشته‌ها در زاگرس مرتفع در مناطقی نظیر کوه دنا، زردکوه، سبزو و اشترانکوه برونزد دارند. در این نواحی (زاگرس مرتفع) توالی‌های کامبرین، به طورکامل مشابه با البرز، آذربایجان و گستره‌های وسیعی از ایران مرکزی دارند. شباهت سنگ شناختی حاکی از شرایط یکسان رسوبی است.، به گونه‌ای که استفاده از نام سازندهای کامبرین البرز–آذربایجان در پهنهٔ زاگرس نیز امکان‌پذیر است. یکی از مهم‌ترین سازندهای کامبرین پهنه‌ی زاگرس میلا نام دارد. این سازند در شمال دره‌ی بازفت در راستای کوه‌زرد ،کوه گره،کوه لاجین و کوه سبزو دارای بیرون‌زدگی‌ها و رخنمون‌هایی می‌باشد. گرچه در کوه دینار از سازند میلا بیرون‌زدگی‌هایی مشاهده می‌شود ولی از ضخامت آن کاسته شده و قسمت بالایی آن نیز حذف شده است. در پهنه زاگرس این سازند به سه بخش اصلی C، B، A تقسیم شده است همچنین یادآوری می‌شود در برخی منابع از این زیر سازند واقع در پهنه ی زاگرس، تحت عنوان غیر رسمی سازند بازفت نیز خوانده می‌شود (همایون مطیعی،۱۳۷۴)

سازند میلا به عنوان یکی از سازندهای با سن کامبرین و احتمالاً تا اردویسین پیشین بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر کامبرین و یا پرکامبرین قرار دارد. نام این سازند از میلاکوه در غرب دامغان گرفته شده است. این سازند دارای ۵ عضو می‌باشد. عضو ۵ سازند میلا دارای ویژگی‌های سنگی و سنی مشابه سازند لشکرک دارد به همین رو، کمیتهٔ ملی چینه شناسی ایران استفاده از واژهٔ عضو ۵ سازند میلا را توصیه نمی‌کند. (Moradi et al., 2022).

ماسه‌سنگ‌های موجود در این سازند مهم زمین‌شناسی دارای دو مشخصه خاص زیر می‌باشند:

۱_ماسه سنگ نازک لایه شیل میکادار

۲_ماسه سنگ کوارتزآرنایت سفید ضخیم لایه تا توده‌ای

هدف از این پژوهش مطالعه کانی شناسی، پتروگرافی و شناخت سیمان تشکیل‌دهنده‌ی ماسه‌سنگ های سازند میلا همراه روشن شدن محیط رسوبی تشکیل ماسه سنگ‌های سازند میلا در بخش گوشکی از نظر تکتونکی می‌باشد.

۲- روش مطالعه

این تحقیق یک مطالعه بنیادی-میدانی است که با تلفیق سه روش، به بررسی سنگ‌های یک منطقه می‌پردازد:

بهره‌گیری از مطالعات کتابخانه‌ای و استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی و پردازش تصاویر ماهواره‌ای برای شناسایی اولیه منطقه استفاده شد، همچنین در مطالعات میدانی با بازدید صحرایی، نمونه‌برداری سیستماتیک از رخنمون‌های سنگی و ثبت دقیق مختصات آنها با GPS، نمونه‌ها را جهت مطالعات آزمایشگاهی برای تهیه مقاطع نازک به منظور بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی، کانی‌شناسی و تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌ها مورد بررسی قرار داده شد.

۳-بحث

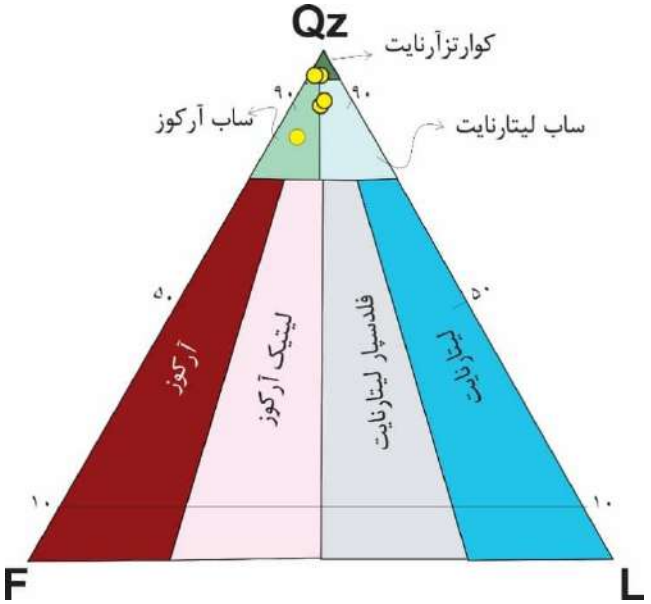
نتایج مشاهده‌ی مقاطع مختلف میکروسکوپی ماسه سنگ‌های مورد نظر حاکی از آن است که مقدار کوارتز در این مقاطع میکروسکپی از ۸۵٪ تا ۹۵٪متغیر می‌باشد. در صورتی که اکثر دانه‌های کوارتز به صورت مونوکریستالین و در برخی موارد به شکل پلی‌کریستالین مشاهده می‌شوند. مچوریتی دانه‌های کوارتز در نمونه‌ها خوب می‌باشد همچنین دانه‌ها غالبا به صورت گرد شده و در برخی موارد به صورت زاویه دار هستند. در حالی که گردشدگی در دانه‌های بزرگ‌تر کوارتز بیشتر از دانه‌های ریز قابل مشاهده می‌باشد می‌توان چنین توجیه کرد که وجود شرایط ناپایدار تکتونیکی می‌تواند علت این پدیده و بروز چنین ویژگی در ماسه‌سنگ باشد. تمامی کانی‌های کوارتز دارای خاموشی موجی می‌باشند. در برخی مقاطع از این دسته ماسه‌سنگ ها شکستگی‌هایی جهت‌دار در دانه‌های

کوارتز قابل مشاهده می‌باشد و می‌توان گفت این رویداد ناشی از متحمل شدن فشار فیزیکی نسبتا زیادی توسط ماسه‌سنگ بوده است (حسینی برزی و سعیدی، ۱۳۸۸). همچنین نبود ماتریکس و زمینه در بین دانه ها و تماس مضرسی در بین برخی دانه‌ها صحت این موضوع را به ما نمایان می‌کند (شکل ۱).

شکل۱ -A) نمایش شکستگی در دانه‌ها در نور,در اثر تحمل فشار فیزیکی شکلXPL . B) همان عکس در PPL . C) نمایش خردشدگی کانی‌ها، ازبین رفتن مرز بین دانه‌ها و هم‌بندی انها.

محدوده‌ی ماسه‌سنگ های در حال پژوهش با استفاده از نمودار فولک (شکل۲) و براساس درصد کانی‌های واقع در نمونه،کوارتز آرنایت تا ساب آرکوز و ساب لیتارنایت می باشد (Tucker, 2001).

کوارتز مهمترین کانی تشکیل دهنده ی ماسه‌سنگ ها می باشد،کوارتزارنایت به ماسه سنگی اطلاق می‌شود که حداقل از ۹۵ درصد دانه های کوارتز تشکیل شده باشد بنابراین از نظر بافت و کانی شناسی مچور هستند چرا که مدت زمان بسیار زیادی در معرض فرایند های مختلف قرار گرفته‌اند. دومین کانی که در ماسه‌سنگ ها دارای اهمیت ویژه ای است فلدسپات می‌باشد ساب‌آرکوز ماسه سنگی است که از ۵ تا ۲۵ درصد فلدسپات تشکیل شده باشد. در نهایت گروه دیگر کانی های موجود در ماسه‌سنگ ها خرده سنگ ها هستند که نقش بسیار مهمی در طبقه‌بندی ماسه‌سنگ ها دارند.همچنین تنوع خرده سنگ ها بر اساس میزان پایداری انها دلیل مناسبی جهت تشخیص فاصله محیط رسوب گذاری از محیط منشا می‌باشد .لیتارنایت به ماسه‌سنگی اطلاق می‌شود که بین ۵ تا ۲۵ درصد خرده سنگ داشته و در اینجا میتوان استناد نمود که سنگ منشا ماسه‌سنگ مورد مطالعه، سنگ های آذرین درونی غنی از کوارتز به ویژه گرانیت ها بوده است. از سوی دیگر چرا که ما شاهد کانیهای سنگین نظیر تورمالین،زیرکن و نبودکانی های مختص در سنگ های دگرگونی هستیم با توجه به اینکه گرانیت ها و گنیس ها دارای درصد بسیاز زیادی از فلدسپات ها هستند که گاهی به ۷۰درصد می‌رسد بنابراین برای کاهش فلدسپات نیاز به فرسایش طولانی و هوازدگی داریم هوازدگی سنگ مادر در مناطق مرتفع و قرارگرفتن در محیط هایی نظیر بیابان های مرطوب و محیط های ساحلی می‌تواند چنین شرایطی را در ماسه‌سنگ ها به وجود بیاورد چرا که قرارگیری رسوبات هوازده در محیط های نامبرده شده و ساکن بودن این محیط ها از لحاظ تکتونیکی زمان مناسبی برای جور شدگی و هوازدگی کانی های ناپایدار نظیر فلدسپات ها را در اختیار ماسه سنگ می‌گذارد چنانچه کوارتز ارنایت های تشکیل شده از سنگ های اذرین درونی در اب و هوای خشک نیز می‌توانند شکل بگیرند ولی به دلیل اینکه تجزیه ی کانی های ناپایدار در محیط های خشک به سختی امکانپذیر می باشد پس سنگ منشا نیازمند فرصت بیشتر و محیط تکتونیکی آرام تری نسبت به محیط های ساحلی و بیابان های مرطوب دارد (پروین، ۱۳۸۵).



شکل۲-نمودار فولک

سیمانی شدن یک فرآیند دیاژنتیکی است که طی آن کانی‌های اتوژن در فضاهای خالی رسوبات نهشته می‌شوند (Worden, and Burley, 2003) در برخی نمونه‌ها شاهد سیمان سین تاکسیال (سیمان حاشیه ای) به رنگ قرمز تا قهوه‌ای غالبا در حواشی کانی‌های کوارتز و در مواردی در داخل آنها مشاهده می‌شود.

۱_ سیمان سین تکسیال به ما نشان می‌دهد که سیالاتی که در منافذ سنگ جریان پیدا کرده‌اند. این سیالات می توانند منشاهای مختلفی داشته باشند از جمله می‌توان آب دریا، آب‌های زیر زمینی یا حتی سیالات گرمابی را نام برد (Hird and Tucker, 1988).

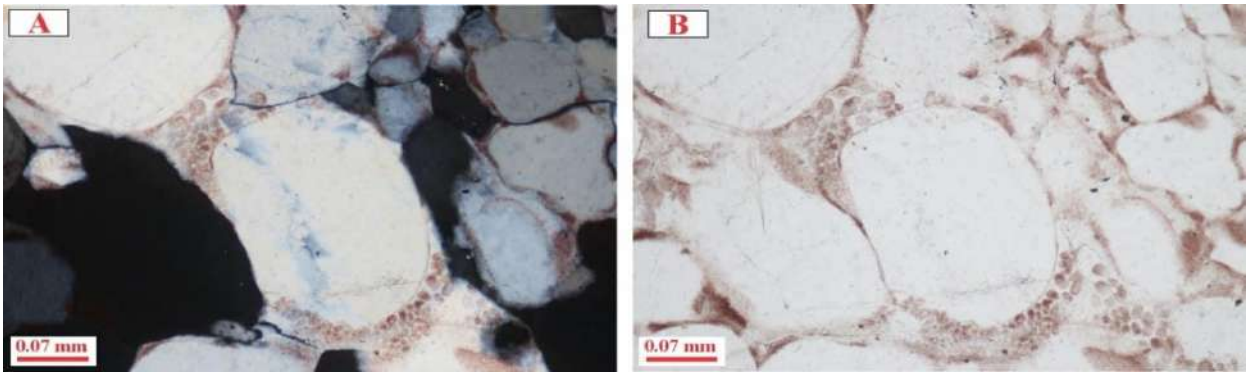
۲_ تشکیل سیمان سین تکسیال نشان‌دهنده‌ی شرایط نسبتا پایدار می‌باشد.

این امر معمولا در محیط های دیاژنزی کم عمق تا متوسط رخ می دهد به طوری که فضای کافی برای رشد بلورهای درشت را داشته باشد (Tucker, 2001).

۳_ تشخیص و شناسایی این سیمان به زمین‌شناسان کمک می‌کند که ترتیب اتفاقات دیاژنیتیکی را در سنگ مربوطه تشخیص دهند برای مثال مشخص می‌کند این سیمان قبل یا بعد از سایر مراحل مانند تراکم ایجاد شده است. که با توجه به خاموشی موجی تمامی کانی‌های کوارتز و همچنین هم رشدی سیمان در اطراف و در داخل کانی‌های کوارتز واقع در نمونه‌های گوشکی (شکل۳)می‌توان عنوان کرد که تغییر شکل در اثر تنش های ناشی از کوهزایی برخوردی زاگرس (در الیگوسن_میوسن) اتفاق افتاده است (Shabanian,N.Neubaur 2024). به طور کلی شواهد سن تکتونیک برخوردی که در زمان پالئوزن رخ داده است با سن تشکیل ماسه سنگ های گوشکی که مربوط به دوره ی کامبرین می‌باشند با یکدیگر متفاوت می‌باشد این رویداد در سنگ بعد از رسوب گذاری رخ داده است.

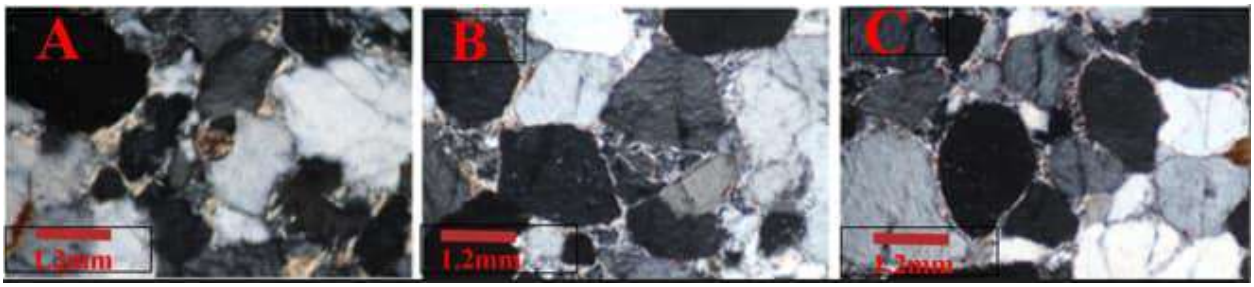
سیمان رو رشدی (سیمان سین تکسیال) یا هم محور که در این سنگ دیده می شود گاهی به عنوان سیمان‌های آب شیرین و محیط جوی به شمار می آیند. (Longman, M. W. 1980) ولی در شرایط تدفینی و دریایی نیز دیده می‌شوند (Ahmad and Bhat, 2006).

این سیمان اصولا به صورت شفاف تا نیمه شفاف دیده می‌شود که نوع شفاف ان در محیط دیاژنز متئوریکی و همراه با سیمان دروزی(Flugel, E.2010) و نوع غبار آلود ان در محیط دریایی و همراه با سیمان شعاعی دیده میشود (عابدی و همکاران.۱۴۰۲).
این سیمان در رخساره های نزدیک محیط سدی و دریای باز به خصوص در رخساره گرینستون در اطراف اکینودرم ها یافت می شود. در نمونه های مذکور با توجه به غبار آلود بودن آن، سیمان در محیط دریایی و همچنین با شواهد موجود در نمونه ها همچون از بین رفتن فلدسپارها که در شرایط ناپایدار از بین می‌روند،شرایط پایدار محیط تشکیل این نوع از سیمان را نشان می‌دهد.



شکل۳-A) نمایش سیمان سیلیسی در بین دانه ها در نورXPL ., B) همان عکس در PPL

نوع دیگر از سیمان مشاهده شده در این نمونه سیمان سیلیسی نامیده می‌شود(شکل۳). سیمان سیلیسی بیشتر به صورت رشد ثانویه (رورشدی) بر روی دانه ها تخریبی کوارتز به وجود می‌آید (Waugh, 1970). فرایند سیمانی شدن بستگی به نوع حوضه ی رسوبی که در آن ماسه سنگ ها تشکیل می‌شوند دارد (McBride, 1989). با توجه به تمامی شواهد موجود در نمونه ها، مچوریتی خوب در ماسه سنگ آشکار است که نشان‌دهنده ی این است که نمونه در مدت زمان بسیار طولانی در معرض فرآیند های حمل و نقل و هوازدگی قرار داشته است تا به این مرحله از مچوریتی برسد. با توجه به حضور سیمان‌های سیلیسی می توان استباط نمود که در هنگام دیازنز تدفینی در دمای بیش از ۷۰ درجه این سنگ ها قرا رگرفته اند (Worden & Burley, 2003)
سیمان سیلیسی می‌تواند به اشکال مختلفی از جمله میکروکوارتز، مگا کوارتز،کوارتز کلسدونی و سیلیس اپالی تشکیل شود (Tucker, 2001). با توجه به تمامی شواهد از جمله شکستگی،خاموشی موجی،وجود مرز های محدب و مقعر ،همبندی دانه ها، خاستگاه سیلیس برای سیمانی شدن توسط کوارتز در ماسه سنگ‌ها، درصورت فقدان یا درصد کم فلدسپار و قطعات لیتیک، می‌تواند در نتیجه آلتراسیون و انحلال فشاری دانه های کوارتز آواری باشد. (Worden, R.H., and Morad, S., 2000) به علاوه سیلیس مورد نیاز در تشکیل این نوع سیمان در ماسه سنگ‌ها، می‌تواند به صورت محلی از شیل‌های اطراف، در نتیجه تبدیل دیاژنتیکی کانی‌های رسی به یکدیگر تامین گردد. (Renard, F.et al., 2000)
با توجه به شکل (شکل۴)، استنباط می‌شود که نمونه تحت تاثیر فشار و دگرگونی قرار گرفته که در محیط تکتونیکی برخوردی رخ داده است است (پورسلطانی، ۱۳۹۹).وشاهد شکستگی و در نهایت خرد شدگی کانی ها در نمونه ها می‌باشیم.



شکل۴ - C, B, A) نمایش خردشدگی دانه‌ها, در اثر تحمل فشار فیزیکی در نورXPL

۴- نتیجه گیری

ماسه‌سنگ سازند میلا در منطقه گوشکی خانمیرزا ازنوع کوارتز آرنایت تا ساب آرکوز-ساب لیتارنایت قرار می‌گیرد که برخاستگاه زمین‌ساختی ناحیه منشا با مطالعات کانی‌ها از نظر گردشدگی و مچوریتی، از بین رفتن تمامی فلدسپارها می‌توان به تغییرات آب و هوایی از گرم تا مرطوب در زمان رسوبگذاری این نهشته‌ها نسبت داد. همچنین دانه‌های کوارتز در نمونه‌ها دچارخردشدگی شده‌اند و خاموشی موجی نشان می‌دهند که دال بر فشارش بعد از تشکیل سنگ می‌باشند که نشان دهنده این است که این سنگ‌ها یک محیط تکتونیکی نوع برخوردی را تحمل کرده‌اند.

۵- منابع

- مطیعی (۱۳۷۴)چینه شناسی زاگرس.صفحات ۳۱-۳۶
- حسین پروین(۱۳۸۵)کتاب سنگ شناسی رسوبی. فصل سوم, صفحات ۱۴۱تا ۱۴۵
- حسینی برزی،م. و سعیدی،م. ۱۳۸۸.برخاستگاه زمین ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش سمیرکوه،ایران مرکزی:با در نظر گرفتن تاثیر فرایندهای دیاژنزی بر ترکیب ماسه‌سنگ‌ها.فصلنامه علوم زمین. شماره ۷۸.صفحه ۱۴۷تا۱۵۸
- مهدی‌رضاپورسلطانی۱۳۹۹ پتروگرافی و تاریخچهٔ دیاژنتیکی ماسه‌سنگهای سازند شوریجه، کیمریجین پسین- هاتریوین در برش اسطرخی، حوضهٔرسوبی‌کپه داغ،شمال شرق ایران‌پژوهش های‌چینه‌نگاری ورسوب‌شناسی‌سال‌سی‌وهفتم،شماره‌پیاپی،۳۸شماره دوم،تابستان،۱۱۰۰ص۱۰۰۱-
- عابدی،ی. مصدق،ح. کاوسی،م،ع(۱۴۰۲). ارتباط توزیع ویژگی های مخزنی سازند ایلام با ریزرخسارههای رسوبی و فرایندهای دیاژنتیکی تأثیرگذار در یکی از میادین دشت آبادان، جنوب غرب ایران رسوب‌شناسی کاربردی،دوره۱۱، شماره۲۲،پاییز و زمستان۱۴۰۲

-Moradi, Mohammad Hossein Ramsht, Qasem Khosravi, Korosh Shirani.2022- Presenting a regional model of shell mobility in Khanmirza basin. Physical Geography Research Quarterly, 54 (4), 2022.
-Mackenzie, F.T., 2005. Sediments, diagenesis and sedimentary rocks, Elsevier Inc. 425 p. -Baron, M., and Parnell, J., 2007 Relationship between stylolites and cementation in sandstone reservoirs: Examples from the North Sea, U.K. and East Greenland. Sedimentary geology., v. 194, p. 17-35.
- Baron, M., and Parnell, J., 2007 Relationship between stylolites and cementation in sandstone reservoirs: Examples from the North Sea, U.K. and East Greenland. Sedimentary geology., v. 194, p. 17-35.
- Renard, F., Brosse, E., Gratier, J.P., 2000. The different processes involved in the mechanism... 00 of pressure solution in quartz-rich rocks and their interactions. In: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), Quartz Cementation in Sandstones. Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentology., 29, p. 253–270.
-Ahmad, A. H. M. & Bhat, G. M., 2006- Petrofacies, provenance and diagenesis of the dhosa sandstone member (Carfi Formation) at Ler, Kachchh Sub-basin, Western India. Journal of Asian Earth Sciences, 27: 857-872.

-Boggs, S., 2009. Petrology of Sedimentary Rocks. 2nd ed., Cambridge University Press
-Flugel, E (2010) Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application, Springer, New York, 996p-
-Hird, K. and Tucker, M.E., 1988. Contrasting diagenesis of two Carboniferous limestones from South Wales: a case study of freshwater diagenesis. Journal of Sedimentary Research, 58(1), pp.41-53
-Longman, M. W (1980) Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments. AAPG Bulletin, 64: 461-487.
-Khadija Moradi, K., Ramasht, M.H., Khosravi, G. and Shirani, K., 2023. Presenting a regional model of shell mobility in Khanmirza basin. *Physical Geography Research*, *54*(4), pp.467-479.
-Shabanian, N. and Neubauer, F., 2024. From Early Jurassic intracontinental subduction to Early-Middle Jurassic slab break-off magmatism during the Cimmerian orogeny in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 267, p.106153.
Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. 3rd ed., Blackwell Science
-Worden, R.H. and Burley, S.D., 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. Sandstone diagenesis: Recent and ancient, pp.1-44.
Worden, R.H., and Morad, S., 2000. Quartz cementation in sandstones. Spec. Publs. Int. Assoc. Sediment., No. 29, 342 p. Blackwell Science, Oxford.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

مروری بر فرآیندهای دیاژنتیکی و نقش الگوریتم‌های زمین‌آماری در مدل‌سازی توزیع پارامترهای مخزنی در مخازن کربناته ایران

ابراهیم رحیم زاده [۱]، رحیم کد خدائی[۲]، علی کدخدائی[۳] ، ولی مهدی پور[۴]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز ، Ebrahim.rh79@gmail.com

۲- استادیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، rahimkadkhodaee2005@gmail.com

۳- استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، kadkhodaie_ali@tabrizu.ac.ir

۴- دپارتمان علوم زمین، اکتشاف و تولید، شرکت انرژی دانا، mehdipour.vali@gmail.com

چکیده

مخازن کربناته ایران به‌دلیل پیچیدگی‌های رسوبی و شدت فرآیندهای دیاژنتیکی از ناهمگن‌ترین مخازن هیدروکربنی به شمار می‌آیند. این ناهمگنی چندمقیاسی موجب تغییرات چشمگیر در تخلخل، تراوایی و رفتار تولیدی مخزن می‌شود و ضرورت تحلیل تلفیقی رفتار رسوبی–دیاژنتیکی را برجسته می‌سازد. این مطالعه با هدف بررسی روندهای اصلی دیاژنتیکی و نقش آن‌ها در کنترل کیفیت مخزن، و همچنین تحلیل کاربرد روش‌های زمین‌آماری در مدل‌سازی توزیع فضایی پارامترهای مخزنی، یک مرور جامع از پژوهش‌های انجام‌شده در این حوزه ارائه می‌دهد .یافته‌های این مرور نشان می‌دهد که فرآیندهایی مانند سیمانی‌شدن، انحلال، دولومیتی‌شدن و فشردگی تأثیرات تعیین‌کننده‌ای بر کاهش یا افزایش کیفیت مخزن دارند و بخش عمده ناهمگنی موجود در مخازن کربناته نتیجه توالی و شدت این فرآیندهاست. در کنار این موضوع، به‌کارگیری الگوریتم‌های زمین‌آماری نوین نظیر کریجینگ، شبیه‌سازی‌های متوالی و مدل‌سازی‌های چندنقطه‌ای امکان بازسازی دقیق‌تری از توزیع فضایی تخلخل، تراوایی و رخساره‌ها را فراهم می‌کند و موجب کاهش عدم‌قطعیت در مدل‌های مخزنی می‌شود. جمع‌بندی نتایج نشان می‌دهد که ترکیب داده‌های زمین‌شناسی شامل ریزرخساره‌ها، ویژگی‌های دیاژنتیکی، اطلاعات پتروفیزیکی و داده‌های لرزه‌ای با روش‌های پیشرفته زمین‌آماری، کارآمدترین رویکرد برای مدل‌سازی مخازن کربناته ایران است. چنین رویکردی می‌تواند موجب درک عمیق‌تر از رفتار مخزن، بهبود پیش‌بینی تولید و توسعه بهینه میدان‌های هیدروکربنی شود. این مرور مسیر روشنی برای توسعه مطالعات آینده در زمینه مدل‌سازی یکپارچه و داده‌محور مخازن کربناته فراهم می‌سازد.

کلمات کلیدی: دیاژنز، مخازن کربناته، کیفیت مخزن، زمین‌آمار، مدل‌سازی مخزن، تخلخل و تراوایی.

۱- مقدمه

مخازن کربناته از مهم‌ترین مخازن هیدروکربنی ایران و جهان هستند و ویژگی‌های آن‌ها تحت تأثیر توأمان ریزرخساره‌ها، فرآیندهای دیاژنتیکی، و عوامل زمین‌ساختی شکل می‌گیرد. پیچیدگی‌های رسوبی–دیاژنتیکی سبب ایجاد ناهمگنی شدید در توزیع تخلخل، تراوایی و دیگر ویژگی‌های مخزنی شده و تفسیر فرآیندهای مؤثر بر این پارامترها را دشوار می‌سازد. بررسی‌های کلاسیک و نوین در حوزه رسوب‌شناسی و دیاژنز نشان داده‌اند که کیفیت مخزن ارتباط مستقیم با شدت و نوع فرآیندهای دیاژنتیک از جمله دولومیتی‌شدن، سیمانی‌شدن، فشردگی و انحلال دارد .(Esrafili-Dizaji & Rahimpour-Bonab, 2009) از سوی دیگر، مطالعات جدید در خلیج فارس و مناطق مختلف ایران تأکید می‌کنند که مدل‌سازی دقیق تاریخچه دیاژنتیکی می‌تواند نقش مهمی در شناسایی نواحی با پتانسیل تولیدی بالاتر ایفا کند (Moradi et al., 2025). پیشرفت‌های اخیر در حوزه طبقه‌بندی و مدلسازی دیاژنتیکی مسیر جدیدی برای تحلیل مخازن کربناته ایجاد کرده است. پژوهش Mehrabi et al. (2025) بر روی توالی‌های پرمین–تریاس در خلیج فارس نشان داد که یک چارچوب نوین طبقه‌بندی دیاژنتیکی قادر است ناهمگنی مخزن را بهتر توصیف کرده و ارتباط میان رخدادهای دیاژنتیکی و کیفیت مخزن را با دقت بیشتری مشخص کند. به‌صورت مشابه، مطالعات Gholizadeh et al. (2022) درباره سازند ایلام

در جنوب غرب ایران بیان می‌کنند که کیفیت مخزن حاصل تعامل چندعاملی محیط رسوبی، ریزرخساره‌ها و فرآیندهای دیاژنتیک است و تنها با رویکرد تلفیقی می‌توان به تفسیر قابل اتکا دست یافت. این پیچیدگی‌ها موجب شده است که روش‌های کلاسیک تفسیر مخزن به تنهایی برای پیش‌بینی رفتار پتروفیزیکی کافی نباشند و استفاده از روش‌های نوین زمین‌آماری در کنار دانش زمین‌شناسی ضروری شود. روش‌های زمین‌آماری همچون کریجینگ، شبیه‌سازی اندیکاتوری، شبیه‌سازی گاوسی متوالی (SGS) و الگوریتم‌های چندنقطه‌ای امکان تخمین بهتر توزیع فضایی پارامترهایی مانند تخلخل، تراوایی، اشباع سیالات و رخساره‌ها را فراهم می‌سازند. پژوهش‌های Mirzaee Mahmoodabadi & Armoon (2023) درباره مخزن بنگستان نشان می‌دهد که مدل‌سازی سه‌بعدی استاتیکی با اتکا به زمین‌آمار می‌تواند ارتباط میان فاسیس‌ها، ویژگی‌های دیاژنتیک و کیفیت مخزن را با دقت بیشتری بازنمایی کند. در همین راستا، Kargarpour (2020) نشان می‌دهد که رویکرد یکپارچه شامل رسوب‌شناسی، پتروفیزیک و زمین‌آمار، بهترین روش برای توصیف مخازن کربناته ناهمگن است. مطالعات داخلی نیز اهمیت این رویکرد ترکیبی را تأیید کرده‌اند. بررسی کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان کوپال توسط مهدی‌پور و همکاران (۲۰۲۴) با استفاده از تلفیق داده‌های چینه‌نگاری لرزه‌ای، تحلیل پتروفیزیکی و وارون‌سازی لرزه‌ای نشان داد که فرآیندهای دیاژنتیکی و محیط‌های رسوبی به‌طور مستقیم بر عملکرد مخزن تأثیر می‌گذارند و بدون تحلیل همزمان این عوامل، ارزیابی مخزن ناقص خواهد بود. بنابراین، مرور پژوهش‌های جدید نشان می‌دهد که شناسایی دقیق فرآیندهای دیاژنتیکی و به‌کارگیری الگوریتم‌های پیشرفته زمین‌آماری دو رکن اساسی در تحلیل و مدل‌سازی مخازن کربناته هستند. این مقاله با هدف بررسی جامع مطالعات انجام‌شده، مقایسه نتایج و برجسته‌سازی نقش این دو حوزه در مدل‌سازی توزیع پارامترهای مخزنی، به‌ویژه در مخازن کربناته ایران تدوین شده است.

۲- روش مطالعه

این پژوهش یک مطالعه مروری نظام‌مند است که با هدف بررسی روندهای دیاژنتیکی و نقش روش‌های زمین‌آماری در مدل‌سازی پارامترهای مخزنی مخازن کربناته ایران انجام شده است. برای این منظور، مجموعه‌ای از منابع علمی معتبر شامل مقالات ScienceDirect، Springer، Minerals، GeoEnergy Science & Engineering، ArXiv و نیز نشریات علمی داخلی مورد بررسی قرار گرفتند.

انتخاب منابع بر اساس معیارهای مشخص شامل:

(۱) تمرکز مستقیم بر دیاژنز مخازن کربناته،

(۲) بررسی رابطه دیاژنز با کیفیت مخزن،

(۳) استفاده از روش‌های نوین مدل‌سازی زمین‌آماری یا داده‌های تصویری،

(۴) ارتباط پژوهش با مخازن ایران یا خلیج فارس،

و (۵) انتشار در بازه زمانی ۲۰۰۹ تا ۲۰۲۵ انجام شد.

با استفاده از این معیارها، مقالات کلیدی شامل پژوهش‌های Moradi et al. (2025)، Mehrabi et al. (2025)، Kargarpour (2020)، Esrafili-Dizaji & Rahimpour-Bonab (2009)، Gholizadeh et al. (2022)، Mirzaee Mahmoodabadi & Armoon (2023) و مهدی‌پور و همکاران (۲۰۲۴) انتخاب و تحلیل شدند.

پس از گردآوری منابع، محتوای مقالات در چهار محور اصلی شامل (۱) فرآیندهای دیاژنتیکی، (۲) طبقه‌بندی و تشخیص دیاژنز، (۳) روش‌های توصیف و مدل‌سازی مخزن، و (۴) الگوریتم‌های زمین‌آماری استخراج و دسته‌بندی گردید. در ادامه، برای دستیابی به دیدگاه یکپارچه، نتایج پژوهش‌ها با یکدیگر مقایسه تطبیقی شدند و نقاط اشتراک، تفاوت‌ها و شکاف‌های پژوهشی موجود مشخص

شد .در نهایت، بر اساس تحلیل و تلفیق یافته‌ها، یک چارچوب مفهومی ترکیبی پیشنهاد گردید که نشان می‌دهد تلفیق داده‌های رسوبی–دیاژنتیکی با الگوریتم‌های زمین‌آماری، موثرترین رویکرد برای مدل‌سازی و تفسیر مخازن کربناته ایران است.

۳- بحث

بررسی پژوهش‌های انجام‌شده بر روی مخازن کربناته ایران نشان می‌دهد که فرآیندهای دیاژنتیکی مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده کیفیت مخزن هستند و تحلیل این فرآیندها تنها در صورتی معنا پیدا می‌کند که در کنار مدل‌سازی زمین‌آماری و داده‌های رسوب‌شناسی قرار گیرند. مجموعه مقالات بررسی‌شده نشان می‌دهند که نقش دیاژنز نه‌تنها در ایجاد تخلخل یا کاهش آن، بلکه در شکل‌گیری معماری مخزن، زون‌بندی کیفی و کنترل جریان سیال نیز اهمیت اساسی دارد. مطالعات کلاسیک، مانند پژوهش Esrafili- Dizaji & Rahimpour-Bonab (2009)، تأکید کرده‌اند که کیفیت مخزن حاصل ترکیب محیط رسوبی اولیه و فرآیندهای پس‌رسوبی است؛ اما تحقیقات جدیدتر نشان می‌دهند که این روابط بسیار پیچیده‌تر از توصیفات اولیه هستند. به‌ویژه مطالعات جدید Moradi et al. (2025) که با استفاده از لاگ‌های تصویری انجام شده‌اند، آشکار کرده‌اند که تشخیص الگوهای ریزفیزیکی و دیاژنتیکی درون چاه می‌تواند تصویری بسیار دقیق‌تر از توزیع نواحی با پتانسیل تولیدی ارائه دهد. کاربرد داده‌های تصویری باعث شده بسیاری از فرایندهای ریزمقیاس مانند سیمانی‌شدن‌های موضعی، شکستگی‌های ریز و الگوهای انحلالی قابل شناسایی باشند؛ مواردی که در روش‌های متداول مغزه‌برداری یا چاه‌پیمایی به‌صورت کامل قابل رؤیت نبودند. از سوی دیگر، توسعه چارچوب‌های نوین برای طبقه‌بندی دیاژنتیکی همانند کاری که Mehrabi et al. (2025) انجام داده‌اند، نشان می‌دهد که صرفاً تشخیص نوع فرآیند کافی نیست، بلکه باید شدت، توالی رخدادها و روابط بین آن‌ها نیز در چارچوبی یکپارچه تحلیل شود. این طبقه‌بندی‌ها توانسته‌اند بسیاری از گره‌های مرتبط با ناهمگنی مخزن، مانند تغییرات شدید تخلخل در مقیاس‌های چینه‌نگاری کوچک، را توضیح دهند .بررسی‌ها همچنین نشان می‌دهد که روش‌های سنتی توصیف مخزن (مبتنی بر مغزه، لاگ و چینه‌نگاری) برای پیش‌بینی دقیق توزیع فضایی کیفیت مخزن کافی نیستند. از همین رو، رویکردهای یکپارچه اهمیت فزاینده‌ای یافته‌اند. برای نمونه، Kargarpour (2020)بر این نکته تأکید دارد که ترکیب ریزرخساره‌ها، داده‌های پتروفیزیکی و مدل‌های زمین‌آماری قادر است تصویری جامع‌تر از مخزن ارائه دهد. این دیدگاه در مطالعات میدانی ایران نیز تأیید شده است. مطالعه Gholizadeh et al. (2022) بر سازند ایلام نشان داد که تلفیق محیط رسوبی، دیاژنز و چینه‌نگاری سکانسی تنها راه برای تبیین صحیح کیفیت مخزن است، به‌ویژه در مخازنی که تحت تأثیر فرایندهای چندمرحله‌ای مانند انحلال‌های عمیق و دولومیتی‌شدن ثانویه قرار گرفته‌اند. در بُعد مدل‌سازی، مطالعات زمین‌آماری طی سال‌های اخیر نشان داده‌اند که روش‌های مبتنی بر آمار فضایی بهترین ابزار برای بازسازی ناهمگنی مخازن کربناته هستند. پژوهش Mirzaee Mahmoodabadi & Armoon (2023) نشان می‌دهد که شبیه‌سازی سه‌بعدی استاتیکی، با استفاده از الگوریتم‌هایی مانند SGS وMPS ، می‌تواند ارتباط میان رخساره‌های رسوبی، ویژگی‌های دیاژنتیکی و کیفیت مخزن را با دقت بالا آشکار کند. این نتایج با تأکید بر اهمیت تلفیق زمین‌آمار با زمین‌شناسی، بیان می‌کنند که مدل‌سازی مخازن کربناته بدون دخالت مستقیم اطلاعات دیاژنتیکی، ناقص و حتی گمراه‌کننده خواهد بود. مطالعه داخلی دیگری توسط مهدی‌پور و همکاران (۲۰۲۴) نیز نشان داد که ترکیب داده‌های لرزه‌ای سه‌بعدی، پتروفیزیک و چینه‌نگاری لرزه‌ای می‌تواند تصویر بسیار دقیق‌تری از مناطق با کیفیت متفاوت در مخزن آسماری ارائه دهد. آن‌ها گزارش کردند که فرآیندهای دیاژنتیکی نظیر سیمانی‌شدن و انحلال نقش حیاتی در کنترل خواص پتروفیزیکی دارند و استفاده از مدل‌سازی لرزه‌ای در کنار تحلیل‌های رسوبی–دیاژنتیکی قدرت تفکیک مخزن را به‌طور چشمگیری افزایش می‌دهد .در مجموع، نتایج نشان می‌دهند که مهم‌ترین چالش مخازن کربناته ایران، ناهمگنی چندمقیاسی ناشی از دیاژنز و رسوب‌گذاری است و موفق‌ترین مطالعات آن‌هایی هستند که از رویکردهای هم‌افزایانه بهره برده‌اند؛ یعنی مطالعاتی که

داده‌های زمین‌شناسی (ریزرخساره و دیاژنز)، پتروفیزیک، لرزه‌ای و زمین‌آمار را به‌طور همزمان تحلیل کرده‌اند. چنین رویکردی نه‌تنها کیفیت مدل‌سازی مخزن را افزایش می‌دهد، بلکه سبب بهبود پیش‌بینی تولید، بهینه‌سازی توسعه میدان و کاهش عدم‌قطعیت‌های مخزنی می‌شود.

۴- نتیجه گیری

بررسی جامع مطالعات انجام‌شده نشان می‌دهد که فرآیندهای دیاژنتیکی نقش بنیادینی در شکل‌گیری ناهمگنی و کنترل کیفیت مخازن کربناته ایران دارند. این فرآیندها، شامل سیمانی‌شدن، انحلال، دولومیتی‌شدن و فشردگی، نه‌تنها موجب تغییر تخلخل و تراوایی می‌شوند، بلکه معماری مخزن، ارتباط لایه‌ها و الگوی جریان سیال را نیز به‌طور مستقیم تحت تأثیر قرار می‌دهند. همان‌گونه که در مطالعاتی مانند(2009) Esrafili-Dizaji & Rahimpour-Bonab ، (2025) Mehrabi et al. و (2025) Moradi et al. گزارش شده، تحلیل دقیق رفتار دیاژنتیکی مستلزم رویکردی سیستماتیک و روش‌هایی فراتر از ارزیابی‌های کلاسیک مبتنی بر مغزه و چاه‌پیمایی است. همچنین نتایج این مرور نشان می‌دهد که روش‌های نوین زمین‌آماری به‌عنوان ابزار قدرتمندی برای مدل‌سازی ناهمگنی مخزن عمل می‌کنند. به‌کارگیری الگوریتم‌هایی مانند کریجینگ، شبیه‌سازی گاوسی متوالی، شبیه‌سازی اندیکاتوری و مدل‌های چندنقطه‌ای، همان‌گونه که در پژوهش‌های (2023) Mirzaee Mahmoodabadi & Armoon و (2020) Kargarpour مشاهده شد، امکان بازسازی توزیع فضایی پارامترهای مخزنی را با دقت بیشتری فراهم کرده و عدم‌قطعیت مدل‌ها را کاهش می‌دهد. اهمیت این رویکرد در مخازن کربناته ایران—که به‌طور طبیعی دارای پیچیدگی‌های رسوبی–دیاژنتیکی هستند—بسیار چشمگیر است. نتایج تلفیقی این مقاله تأکید می‌کند که هیچ رویکرد منفردی برای توصیف صحیح مخازن کربناته کافی نیست. موفق‌ترین مطالعات آن‌هایی بوده‌اند که داده‌های رسوب‌شناسی، تحلیل دیاژنتیکی، پتروفیزیک، تصویرنگاری چاهی و مدل‌های زمین‌آماری را به‌صورت هم‌زمان به‌کار گرفته‌اند. چنین رویکردی نه‌تنها باعث درک بهتر ارتباط میان ریزرخساره‌ها و فرآیندهای پس‌رسوبی می‌شود، بلکه در تشخیص نواحی با کیفیت بالای مخزن و پیش‌بینی رفتار جریان سیال نیز نقش مؤثری دارد. مطالعات داخلی مانند Gholizadeh et al (2022) . و مهدی‌پور و همکاران (۲۰۲۴) نیز نشان می‌دهند که استفاده از مدل‌های تلفیقی، قدرت تفکیک مخزن و دقت عملکرد مدل‌سازی را به‌طور چشمگیری افزایش می‌دهد.

در نهایت، این مرور نشان می‌دهد که برای دستیابی به مدل‌های قابل اعتماد مخزنی در ایران، باید از سه محور کلیدی بهره گرفت:

۱) تحلیل دقیق و طبقه‌بندی سیستماتیک فرآیندهای دیاژنتیکی،

۲) تلفیق دانش رسوب‌شناسی و ساختاری با داده‌های تصویربرداری و پتروفیزیکی،

۳) به‌کارگیری الگوریتم‌های پیشرفته زمین‌آماری برای بازسازی سه‌بعدی ویژگی‌های مخزنی.

بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که ترکیب داده‌های زمین‌شناسی با مدل‌سازی زمین‌آماری پیشرفته، بهترین مسیر برای کاهش عدم‌قطعیت، بهبود پیش‌بینی تولید و افزایش کارایی توسعه مخازن کربناته ایران است. این نتیجه‌گیری می‌تواند مبنای طراحی پژوهش‌های آینده، به‌ویژه در حوزه مدل‌سازی یکپارچه و داده محور مخازن هیدروکربنی، قرار گیرد.

۵- منابع

Moradi, M., Kadkhodaie, A., Kadkhodaie, R., Saedi, G., & Wood, D. A. (2025). Depositional and diagenetic features of carbonate reservoirs determined from image logs and their impact on oil production. Geoenergy Science and Engineering, 214002.

Mehrabi, H., Ghoreyshi, S. S., Hezarkhani, Y., & Rostami, K. (2025). Diagenetic Classification—A New Concept in the Characterization of Heterogeneous Carbonate Reservoirs: Permian–Triassic Successions in the Persian Gulf. Minerals, 15(7), 690.

Kargarpour, M. A. (2020). Carbonate reservoir characterization: an integrated approach. Journal of Petroleum Exploration and Production Technology, 10(7), 2655-2667.

Esrafili-Dizaji, B., & Rahimpour-Bonab, H. (2009). Effects of depositional and diagenetic characteristics on carbonate reservoir quality: a case study from the South Pars gas field in the Persian Gulf.

Gholizadeh, M., Adabia, M. H., Sadeghi, A., Ghasemi, M., & Moradi, M. (2022). Sedimentary Environment, Diagenesis, Sequence Stratigraphy, and Reservoir Quality of the Ilam Formation in Dezful Embayment and Abadan Plain in South-West Iran. arXiv preprint arXiv:2210.05930.

Mirzaee Mahmoodabadi, R. E. Z. A., & Armoon, A. (2023). 3D static simulation and reservoir potential estimation of carbonate reservoirs by geostatistical method: Case study Bangestan reservoir (Sarvak and Ilam formations), Upper Cretaceous in Kabud oil field, SW Iran. Advanced Applied Geology, 13(2), 384-407.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

تعیین مقدار کربن آلی کل (Total Organic Carbon, TOC) با استفاده از نگارهای پتروفیزیکی (Wireline Logging): یک مطالعه موردی در رسوبات آهک رسی

میثم خاکباز*[۱]

۱- مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، اداره زمین‌شناسی نفت

*Email: Meysamkhakbaz@yahoo.com

چکیده

رسوبات آهک رسی در قاعده سازند گرو (کرتاسه زیرین، بریازین) در حوضه دشت آبادان یک واحد سنگ‌چینه‌ای با پتانسیل سنگ منشأ را آشکار می‌سازند. در این پژوهش، قابلیت کاربرد روش‌های پتروفیزیکی برای برآورد کمی کربن آلی کل (Total Organic Carbon; TOC) در رسوبات کربناتی کرتاسه پایینی در یکی از چاه‌های اکتشافی این حوضه مورد بررسی قرار گرفته است. بدین منظور، از داده‌های چاه‌نگاری پتروفیزیکی شامل نگارهای گاما (CGR, SGR) ، صوتی، مقاومت الکتریکی، چگالی و نوترون استفاده شده و محاسبات TOC با بهره‌گیری از روش پتروفیزیکی ΔLogR و نرم‌افزار Interactive Petrophysics (نسخه ۲۰۲۴) انجام شده است. روش ΔLogR بر پایه تعیین خط مبنا منحنی‌های زمان گذر صوت و مقاومت الکتریکی در بازه‌هایی از سازند که فاقد پتانسیل سنگ منشأ هستند، استوار است. نتایج حاصل از این روش نشان می‌دهد که بازه قاعده‌ای سازند گرو به‌عنوان یک فاصله غنی از مواد آلی/زون داغ (Hot Zone) توسعه یافته است که با مقادیر بالایSGR ، افزایش ناگهانی زمان گذر صوت، جدایش مثبت منحنی‌های ΔLogR و تلاقی نوترون- چگالی مشخص می‌شود. جدایش ΔLogR ماهیت غنی از مواد آلی واحد آهک رسی را تأیید کرده و پتانسیل آن را به‌عنوان سنگ منشأ هیدروکربنی در حوضه دشت آبادان نشان می‌دهد. مقایسه منحنی‌های TOC محاسبه‌شده با مقادیر TOC اندازه‌گیری‌شده در خرده‌های حفاری، همبستگی و شباهت بسیار خوبی را نشان می‌دهد که بیانگر دقت و اعتبار بالای روش ΔLogR و پردازش‌های پتروفیزیکی انجام‌شده است. به‌طور کلی، نتایج این مطالعه یک نمونه عملی و کاربردی از برآورد کمی TOCدر سنگ‌های منشأ زیرسطحی با سنگ‌شناسی کربناتی ارائه داده و نشان می‌دهد که تلفیق روش ΔLogR با تحلیل‌های پتروفیزیکی می‌تواند ابزاری کارآمد و قابل اعتماد برای ارزیابی پتانسیل سنگ منشأ در مطالعات اکتشافی مشابه باشد.

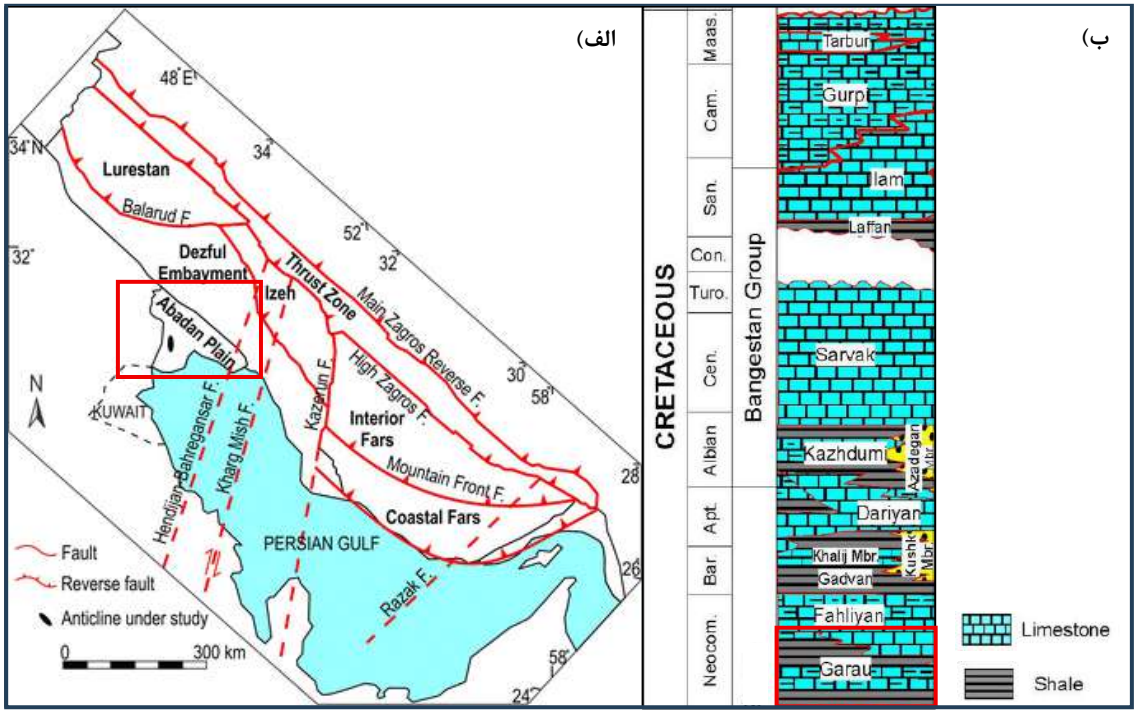
کلمات کلیدی: کربن آلی کل، سنگ منشأ، پیش‌بینی TOC، ΔLogR، آهک رسی، ناحیه داغ

۱- مقدمه

در ارزیابی سنگ‌های منشأ، کربن آلی کل (Total Organic Carbon; TOC) به‌عنوان یکی از بنیادی‌ترین شاخص‌ها برای تعیین پتانسیل تولید هیدروکربن شناخته می‌شود و کمی‌سازی دقیق آن نقش کلیدی در تحلیل و مدل‌سازی سامانه‌های نفتی ایفا می‌کند (Qian et al., 2019; Handhal et al., 2020). از آنجا که حضور و نوع مواد آلی اثرات مشخص و قابل‌تفسیری بر پاسخ نگارهای پتروفیزیکی برجای می‌گذارند، استفاده از داده‌های نگارهای چاه‌پیمایی به‌عنوان ابزاری کارآمد برای شناسایی و ارزیابی سنگ‌های منشأ مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است (Rui et al., 2020). طی چند دهه گذشته، روش‌های متعددی به‌منظور تشخیص بازه‌های غنی از مواد آلی و پیش‌بینی مقدار TOC بر پایه نگارهای پتروفیزیکی توسعه یافته‌اند (Schmoker, 1979; Passey et al., 1990; Huang and Williamson, 1996; Wang et al., 2019; Handhal et al., 2020; Lai et al., 2022; Gordon et al., 2022). با این وجود، ماهیت پیچیده، چندعاملی و غیرخطی ارتباط میان TOC و پاسخ‌های نگارها همواره یکی از چالش‌های اصلی در دستیابی

به برآوردهای دقیق و قابل اعتماد به‌شمار می‌رود (Wood, 2020). در میان روش‌های ارائه‌شده، روش ΔLogR به‌عنوان یکی از شناخته‌شده‌ترین و پرکاربردترین تکنیک‌های پتروفیزیکی برای برآورد TOC مطرح است. این روش بر هم‌پوشانی نگار مقاومت ویژه عمیق (RT; LLD) با نگارهای تخلخل نظیر صوتی (DT)، چگالی (RHOB) و نوترون (NPHI) استوار بوده و تاکنون به‌طور گسترده در سنگ‌های کربناتی و آواری مورد استفاده قرار گرفته است (Zhu et al., 2020; Cappuccio et al., 2021; Lai et al., 2022).

بر این اساس، هدف اصلی پژوهش حاضر شناسایی واحدهای سنگ‌چینه‌ای غنی از مواد آلی و به‌کارگیری روش‌های پتروفیزیکی برای برآورد کربن آلی کل در یک توالی کربناتی است. بدین منظور، سازند گرو (کرتاسه زیرین، بریازین) با ضخامت ۳۷۹٫۵ متر در یکی از چاه‌های اکتشافی حوضه دشت آبادان انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت. لیتولوژی غالب این سازند در چاه مورد مطالعه از آهک رسی تشکیل شده و بازه آهک‌های بیتومینی بخش پایینی سازند گرو، با ضخامت تقریبی ۲۰ متر، به‌عنوان سنگ منشأ اصلی یا زون داغ (Hot Zone) در این توالی در نظر گرفته می‌شود (شکل ۱).



شکل ۱- الف) نقشه ناحیه زمین‌شناسی زاگرس در جنوب غرب ایران که حوضه دشت آبادان (Abadan Plain) و چاه اکتشافی مورد مطالعه را نشان می‌دهد، ب) ستون سنگ چینه‌ای کرتاسه که در آن جایگاه سازند گرو (کرتاسه پایینی) مشخص شده است.

۲- روش مطالعه

در این پژوهش، برآورد کربن آلی کل (Total Organic Carbon; TOC) بر اساس روش ΔLogR انجام شد (Passey et al., 1990). این روش بر این اصل استوار است که نگارهای تخلخل شامل صوتی، چگالی و نوترون، به همراه نگار مقاومت الکتریکی عمیق (RT; LLD)، نسبت به حضور و غنای ماده آلی در سازند واکنش‌های مشخصی نشان می‌دهند و بدین‌ترتیب امکان شناسایی و پروفایل‌سازی عمقی بازه‌های غنی از مواد آلی را، به‌ویژه در شرایطی که داده‌های ژئوشیمیایی مستقیم در دسترس نیستند، فراهم می‌سازند. یکی از پیش‌نیازهای اصلی برای به‌کارگیری صحیح این روش، آگاهی از میزان بلوغ حرارتی ماده آلی یا شاخص بلوغ آلی (Level of

Organic Maturity; LOM) است. نخستین و مهم‌ترین مرحله در اجرای روش ΔLogR، مقیاس‌بندی و تنظیم صحیح نگارهای تخلخل و مقاومت الکتریکی است. در این راستا، با استفاده از نگار گاما، بازه‌های رسی بدون/کم ماده آلی و فاقد پتانسیل سنگ منشأ شناسایی می‌شوند تا به‌عنوان خط مبنا (Baseline) برای نگارهای صوتی و مقاومت الکتریکی انتخاب گردند. در این بازه‌ها، منحنی‌های صوتی و مقاومت الکتریکی باید رفتار تقریباً موازی از خود نشان داده و امکان هم‌پوشانی آن‌ها وجود داشته باشد. در مقابل، در حضور بازه‌های غنی از مواد آلی یا مخازن هیدروکربنی، این دو منحنی دچار جدایش می‌شوند؛ به‌گونه‌ای که افزایش مقاومت الکتریکی سازند و افزایش زمان گذر صوتی مشاهده می‌شود. این جدایش که با عنوان ΔLogR شناخته می‌شود، مبنای شناسایی بازه‌های غنی از مواد آلی در این روش است. مقدار ΔLogR در هر عمق بر اساس رابطه ۱ محاسبه می‌شود. در مواردی که به‌جای نگار صوتی از نگارهای چگالی یا نوترون استفاده شد، مقدار ΔLogR به‌ترتیب بر اساس روابط ۲ و ۳ محاسبه می‌گردد. در صورت معلوم بودن یا تخمین سطح بلوغ حرارتی(LOM)، از پارامتر ΔLogR برای محاسبه مستقیم TOC با استفاده از رابطه ۴ بهره گرفته می‌شود. مزیت اصلی استفاده از مقیاس LOM آن است که یک مقیاس عددی ارائه می‌دهد که کل بازه حرارتی از آغاز تولید نفت تا مرحله تخریب آن را پوشش می‌دهد.

$$\Delta \log R = \log_{10} {}^{R}/_{R_{baseline}} + 0.02 \times (\Delta t + \Delta t_{baseline}) \quad \text{(رابطه ۱)}$$

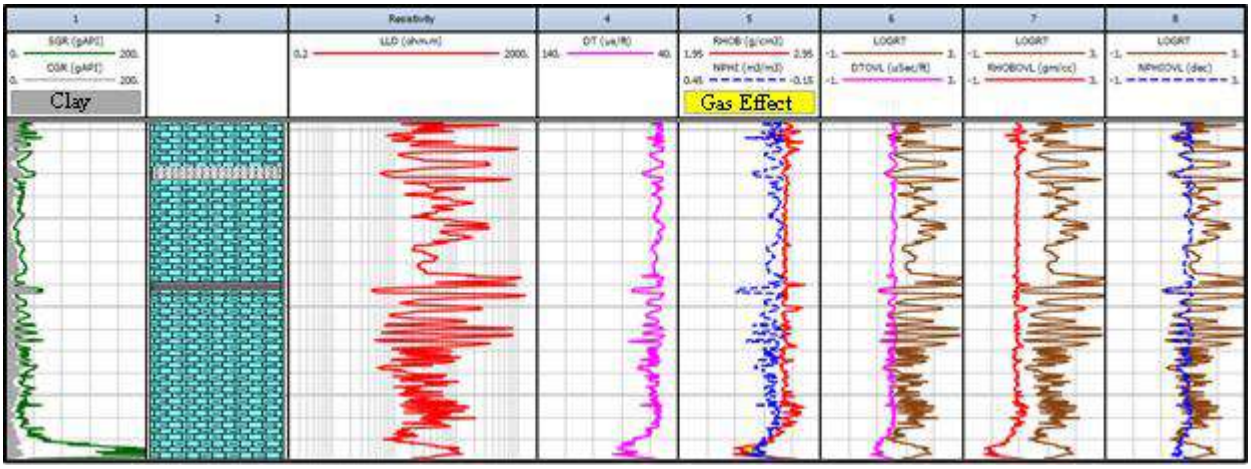
$$\Delta \log R = \log_{10} {}^{R}/_{R_{baseline}} - 2.5 \times (\rho b + \rho b_{baseline}) \quad \text{(رابطه ۲)}$$

$$\Delta \log R = \log_{10} {}^{R}/_{R_{baseline}} + 4 \times (\varphi n + \varphi n_{baseline}) \quad \text{(رابطه ۳)}$$

$$TOC = \Delta \log R \times 10^{(2.297-(0.1688\times LOM))} \quad \text{(رابطه ۴)}$$

محاسبه مقدار TOC در این مطالعه با استفاده از نرم‌افزار Interactive Petrophysics (IP) ویرایش ۲۰۲۴ انجام شد. این نرم‌افزار با بهره‌مندی از ماژول‌های تخصصی پتروفیزیکی، امکان پردازش هم‌زمان نگارهای پتروفیزیکی از جمله مقاومت الکتریکی، صوتی، چگالی و نوترون را فراهم کرده و قابلیت پیاده‌سازی روش ΔLogR و سایر مدل‌های متداول برآورد TOC را داراست. در این پژوهش، داده‌های نگار چاه پس از پردازش اولیه، مقیاس‌بندی و تعیین خطوط مبنا مناسب برای نگارهای مقاومت و تخلخل (یا صوتی/چگالی)، هم‌پوشانی شدند و فاصله بین منحنی‌ها در هر عمق محاسبه گردید. سپس با لحاظ کردن مقدار LOM در معادلات تجربی ارائه‌شده در رابطه‌های ۱ تا ۴، مقدار کمی TOC برای کل ستون چاه برآورد شد. به‌منظور تطابق و مقایسه مقادیر TOC محاسبه‌شده با داده‌های آزمایشگاهی، اختلاف عمقی میان نمونه‌های خرده‌های حفاری (Drilling Depth) و داده‌های چاه‌نگاری (Logging Depth) مورد توجه قرار گرفت. در این راستا، عمق نمونه‌های خرده‌های حفاری به میزان ۷ متر تصحیح و جابه‌جا شد (Depth Shift; Logging Depth = Drilling Depth + 7m). همچنین با توجه به این که نمونه‌های خرده‌های حفاری به‌صورت تجمعی از بازه‌های ۲ تا ۴ متری تحت آنالیز ژئوشیمیایی (Rock-Eval Pyrolysis) قرار گرفته بودند، نرخ نمونه‌برداری (sample rate) داده‌های نگار پتروفیزیکی به ۱ متر کاهش داده شد تا امکان مقایسه مناسب فراهم شود.

در نهایت، به‌منظور ارزیابی و اعتبارسنجی روشΔLogR، مقادیر TOC محاسبه‌شده توسط نرم‌افزار IP با نتایج آزمایشگاهی ۱۷ نمونه خرده حفاری از سازند گرو، برداشت‌شده از یک چاه اکتشافی در حوضه دشت آبادان (انجام‌شده توسط مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران - NIOC)، مورد مقایسه و تحلیل قرار گرفت.

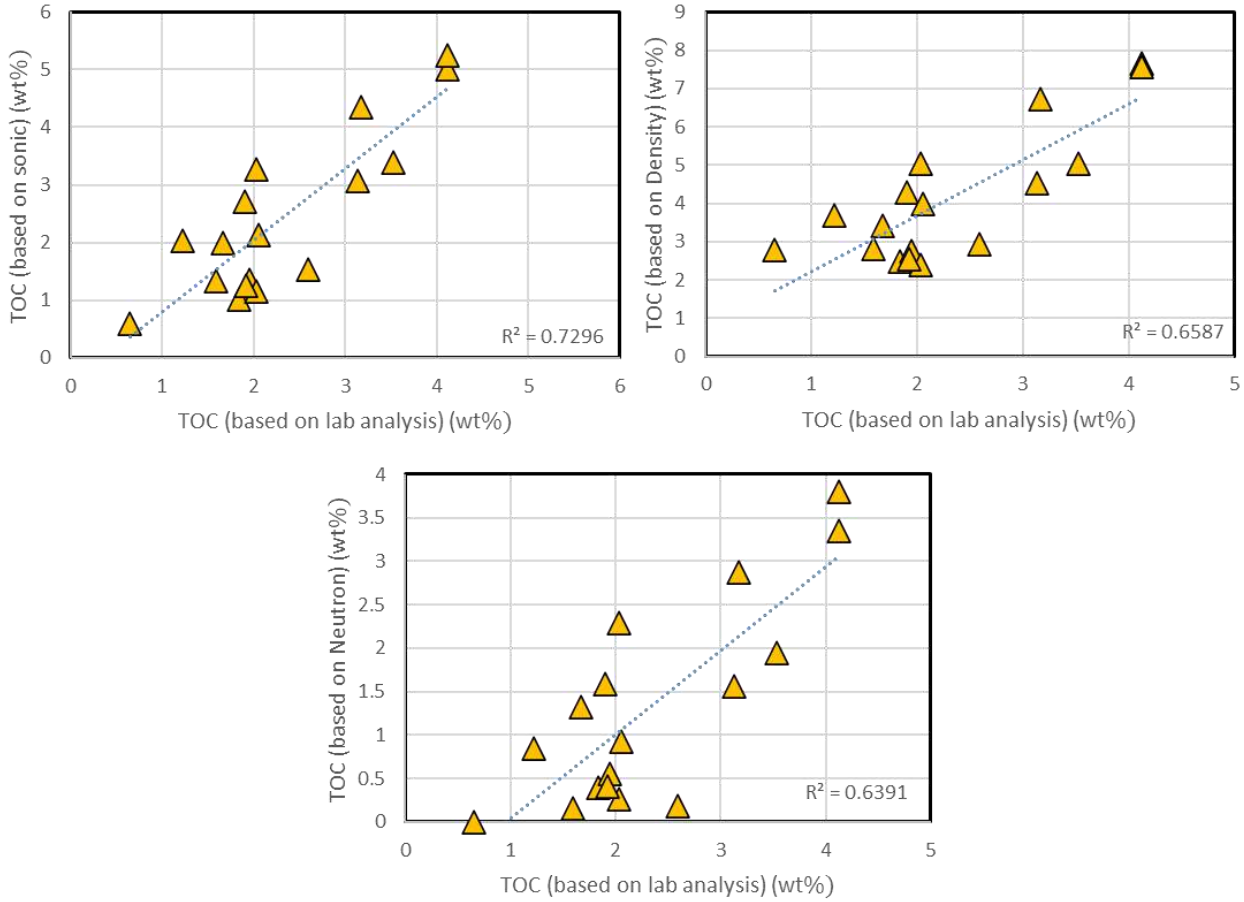


شکل ۲- پاسخ نگارهای چاه‌پیمایی سازند گرو در یکی از چاه‌های اکتشافی دشت آبادان که هم‌پوشانی منحنی‌های تخلخل و منحنی مقاومت ویژه را برای تعریف جداشدگی ΔLogR نشان می‌دهد.

۳- بحث

بررسی هم‌زمان پاسخ نگارهای گاما (SGR نسبت به CGR) نشان می‌دهد که یک بازه غنی از مواد آلی (Organic-Rich Interval) به‌طور مشخص در بخش قاعده‌ای سازند گرو توسعه یافته است که می‌توان آن را به‌عنوان سنگ منشأ اصلی یا ناحیه داغ (Hot Zone) در نظر گرفت. همان‌گونه که در شکل ۲ مشاهده می‌شود، بارزترین پاسخ نگار گاما، که یکی از شاخص‌ترین ویژگی‌های پتروفیزیکی قابل‌تشخیص برای سنگ‌های منشأ به‌شمار می‌رود، در بخش قاعده‌ای سازند گرو (کرتاسه پایینی) رخ می‌دهد؛ به‌طوری که مقادیر SGR در این بازه از ۳۰۰ واحد API فراتر می‌رود و بیانگر غنای بالای مواد آلی و تمرکز عناصر پرتوزا در این بخش است. منحنی صوتی به‌دلیل حساسیت به حضور کروژن‌های کم‌چگالی و با سرعت صوتی پایین رفتار شاخصی را در این بازه از خود نشان می‌دهند. بیتومین به‌عنوان ماده‌ای با سرعت صوتی پایین شناخته می‌شود (Harris et al., 2019) و از آنجا که بخش قاعده‌ای سازند گرو ماهیتی بیتومینی دارد، افزایش ناگهانی زمان گذر صوت در این بازه به‌وضوح مشاهده می‌شود. این ویژگی به‌خوبی نشان دهنده حضور یک سنگ منشأ غنی از مواد آلی در این بخش است.

پاسخ‌های روش ΔLogR مبتنی بر نگارهای صوتی، چگالی و نوترون، جدایش مثبت (Positive Separation) بارزی را در قاعده سازند گرو نشان می‌دهند که تائید کننده افزایش قابل توجه غنای آلی نسبت به واحدهای بالادست است. از آنجا که سنگ‌های منشأ غنی از مواد آلی معمولاً دارای شاخص هیدروژن بالا هستند، مقادیر بالای نگار نوترونی در این بازه‌ها انتظار می‌رود (Wang et al., 2019).



شکل ۳- نمودارهای پراکنش بین مقدار کربن آلی کل اندازه‌گیری‌شده در خرده‌های حفاری و مقدار پیش‌بینی‌شده کربن آلی کل از داده‌های چاه‌نگاری (**ΔlogR**) در سازند گرو (کرتاسه پایینی) در حوضه دشت آبادان

در این مطالعه نیز قرائت‌های بسیار بالای نگار نوترون (NPHI) در ناحیه منطبق بر قاعده گرو گزارش شده است. با این حال، باید توجه داشت که اندازه‌گیری تخلخل نوترونی به‌شدت تحت تأثیر حضور گاز قرار می‌گیرد(Wang et al., 2019; Shalaby et al., 2019). در قاعده سازند گرو، اگرچه مقدار قرائت نوترون روند افزایشی را نشان می‌دهد، اما به دلیل حضور گاز، مقادیر تخلخل نوترونی به‌طور محسوسی کمتر از تخلخل حاصل از نگار چگالی ثبت شده است. این پدیده منجر به ایجاد تلاقی مشخص نوترون–چگالی (Neutron–Density Cross-over) در این بخش شده است که در شکل ۲ به‌خوبی قابل مشاهده است. در نهایت، مقایسه منحنی TOC مشتق‌شده از نگارهای چاه با مقادیر TOC اندازه‌گیری‌شده ژئوشیمیایی، همبستگی قابل قبول و را نشان می‌دهد (شکل ۳). این همخوانی بیانگر کارایی روش ΔLogR و دقت مناسب پردازش‌های پتروفیزیکی انجام‌شده در بازسازی توزیع عمقی TOC و شناسایی بازه‌های سنگ منشأ در سازند گرو است.

۴- نتیجه گیری

نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که تلفیق داده‌های چاه‌نگاری پتروفیزیکی با روش پتروفیزیکی ΔLogR و پردازش سیستماتیک آن‌ها با نرم‌افزار Interactive Petrophysics، ابزار کارآمد و قابل اعتمادی برای شناسایی و ارزیابی سنگ‌های منشأ در توالی‌های کربناتی، به‌ویژه در شرایط محدودیت داده‌های آزمایشگاهی، فراهم می‌آورد. تحلیل نگارهای گاما (به‌ویژه SGR)، صوتی، مقاومت الکتریکی، چگالی و نوترون نشان داد که بازه قاعده‌ای سازند گرو به‌عنوان یک فاصله غنی از ماده آلی یا ناحیه داغ است. این بخش با مقادیر بالای SGR ، افزایش ناگهانی زمان گذر صوت، جدایش مثبت منحنی‌های ΔLogR و تلاقی نوترون–چگالی مشخص می‌شود، در حالی که ماهیت بیتومینی آن نقش مهمی در تقویت پاسخ‌های نگارها و برجسته شدن ویژگی‌های پتروفیزیکی سنگ منشأ ایفا کرده است. همخوانی مناسب میان منحنی TOC مشتق‌شده از نگارهای پتروفیزیکی و مقادیر TOC اندازه‌گیری‌شده در خرده‌های حفاری، دقت بالای برآوردها و صحت انتخاب پارامترهایی مانند خط پایه و شاخص بلوغ آلی (LOM) را تأیید می‌کند. یافته‌ها همچنین اهمیت مطالعات زمین‌شناسی رسوبی و ژئوشیمی آلی را در تخمین کمی TOC و شناسایی واحدهای سنگ منشأ اصلی در حوضه دشت آبادان برجسته می‌سازد. بر این اساس، می‌توان نتیجه گرفت که روش ΔLogR با استفاده از نرم‌افزار پتروفیزیکی IP، ابزاری مؤثر و قابل اعتماد برای بازسازی توزیع عمقی TOC، کاهش عدم‌قطعیت در تفاسیر و ارزیابی پتانسیل تولید هیدروکربن در سازندهای کربناتی زیرسطحی است و قابلیت کاربرد گسترده در مطالعات اکتشافی مشابه را دارد.

۵- منابع

Cappuccio, F., Porreca, M., Omosanya, K.O., Minelli, G., Harishidayat, D., 2021. Total organic carbon (TOC) enrichment and source rock evaluation of the Upper Jurassic-lower cretaceous rocks (Barents Sea) by means of geochemical and log data. Int. J. Earth Sci. 110, 115–126.

Gordon, J.B., Sanei, H., Pedersen, P.K., 2022. Predicting hydrogen and oxygen indices (HI, OI) from conventional well logs using a Random Forest machine learning algorithm. Int. J. Coal Geol. 249, 103903.

Handhal, A.M., Al-Abadi, A.M., Chafeet, H.E., Ismail, M.J., 2020. Prediction of total organic carbon at Rumaila oil field, Southern Iraq using conventional well logs and machine learning algorithms. Mar. Pet. Geol. 116, 104347.

Harris, N.B., Moghadam, A., Dong, T., 2019. The effects of organic carbon content and thermal maturity on acoustic parameters in a black shale: Woodford Shale, Permian Basin, West Texas. Geophysics 84 (6), D231–D248.

Huang, Z., Williamson, M.A., 1996. Artificial neural network modeling as an aid to source rock characterization. Mar. Pet. Geol. 13, 227–290. *J. Lai et al. Earth-Science Reviews 258 (2024) 10491*319

Lai, J., Wang, G., Fan, Q., Pang, X., Li, H., Zhao, F., Li, Y., Zhao, X., Zhao, Y., Huang, Y., Bao, M., Qin, Z., Wang, Q., 2022. Geophysical well log evaluation in the era of unconventional hydrocarbon resources: a review on current status and prospects. Surv. Geophys. 43, 913–957.

Passey, Q., Creaney, S., Kulla, J., Moretti, F., Stroud, J., 1990. A practical model for organic richness from porosity and resistivity logs. AAPG Bull. 74, 1777–1794.

Qian, K., Ning, J., Liu, X., Zhang, Y., 2019. A rock physics driven Bayesian inversion for TOC in the Fuling shale gas reservoir. Mar. Pet. Geol. 102, 886–898.

Schmoker, J.W., 1979. Determination of organic content of Appalachian Devonian shales from formation-Density logs: geologic notes. AAPG Bull. 63, 1504–1509.

Shalaby, M.R., Jumat, N., Lai, D., Malik, O., 2019. Integrated TOC prediction and source rock characterization using machine learning, well logs and geochemical analysis: Case study from the Jurassic source rocks in Shams Field, NW Desert, Egypt. J. Pet. Sci. Eng. 176, 369–380.

Wang, H., Wu, W., Chen, T., Dong, X., Wang, G., 2019. An improved neural network for TOC, S1 and S2 estimation based on conventional well logs. J. Pet. Sci. Eng. 176, 664–678.

Wood, D.A., 2020. Total organic carbon predictions from lower Barnett shale well-log data applying an optimized data matching algorithm at various sampling Densities. Pure Appl. Geophys. 177, 5451–5468.

Zhu, L., Zhang, C., Zhang, C., Zhang, Z., Zhou, X., Liu, W., Zhu, B., 2020. A new and reliable dual model- and data-driven TOC prediction concept: a TOC logging evaluation method using multiple overlapping methods integrated with semisupervised deep learning. J. Pet. Sci. Eng. 188, 106944.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

معرفی پدیده‌های زمین‌شناسی و جلوه‌های گردشگری در منطقه قوزلو، شمال شرق تکاب

موسی‌الرضا توری[۱]، فاطمه آقامرادی[۱]، ابراهیم نوذری پاک[۲]، حسین رستمی[۳]، محمد ابراهیمی[۳*]

۱- شرکت توسعه فولاد راژمان

۲- دانشگاه زنجان، دانشکده علوم، گروه فیزیک

۳- دانشگاه زنجان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

*Email: ebrahimi@znu.ac.ir

چکیده

منطقه قوزلو در شمال شرق تکاب واقع بوده و پخشی از پهنه سنندج-سیرجان است. در این منطقه سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین شامل مرمر، میکاشیست، آمفیبولیت، گنیس (گنیس نواری و گنیس چشمی)، میگماتیت و سنگ‌های نفوذی گرانیتوییدی، رسوبات الیگومیوسن شامل آهک، مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرا (سازند قم) و نهشته‌های کواترنری برونزد دارند. روستای قوزلو بر روی یک دامنه با شیب تند بنا شده و دارای چشم‌انداز بسیار زیباست. در غرب و جنوب غرب روستای قوزلو رسوبات مارن، ماسه‌سنگ و آهک الیگومیوسن متحمل رانش توده‌های سنگ و خاک به صورت اسلامپ مکرر شده‌اند. ارتفاع پرتگاه‌های راسی در این اسلامپ مکرر به چند متر می‌رسد. وقوع رانش عمده در این دامنه ناپایدار، یک تهدید برای روستای قوزلو می‌باشد و جابجایی سریع صدها هزار متر مکعب از توده‌های سنگ و خاک ممکن است، بخشی از روستا را تخریب و یا مدفون سازد. همچنین در ارتفاعات غرب این روستا یک ناودیس کاسه‌ای شکل در مجموعه‌های دگرگونی پرکامبرین منظره بسیار زیبایی را ایجاد نموده است.

کلمات کلیدی: جلوه‌های گردشگری، اسامپ مکرر، ناودیس کاسه‌مانند، قوزلو، تکاب.

۱- مقدمه

روستای قوزلو در پهنه سنندج-سیرجان واقع است (آقانباتی، ۱۳۸۳). منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب (علوی و همکاران، ۱۳۵۵) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱) قرار دارد. در این منطقه و مناطق همجوار سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین و نهشته‌های الیگومیوسن گسترش زیادی دارند. از دندی به طرف قلعه‌جوق و سیاه‌خانه (ابراهیمی و همکاران، ۱۳۹۸) و همینطور تا قوزلو و خورجهان پدیده‌های زمین‌شناسی ساختاری، فرسایش و رانش زمین مناظر زیبایی را ایجاد نموده که می‌تواند به لحاظ گردشگری زمین‌شناسی مورد توجه قرار گیرند. تصویر گوگل‌ارث منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ نشان داده شده است.

۲- روش مطالعه

جهت انجام این تحقیق به هنگام انجام بازدید و برداشت صحرایی از منطقه قوزلو، پدیده‌های زمین‌شناسی شناسایی و از آنها عکس‌برداری گردید. سپس پدیده‌های زمین‌شناسی تحلیل و مقاله تدوین شد.

شکل ۱- تصویر گوگل‌ارث از منطقه مورد مطالعه و روستای قوزلو.

۲- زمین‌شناسی منطقه

بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب (علوی و همکاران، ۱۳۵۵) واحدهای رسوبی و سنگی دارای رخنمون در منطقه مورد مطالعه شامل سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین (شیست، آمفیبولیت، گنیس و مرمر)، سنگ‌های گرانی‌توییدی، رسوبات الیگومیوسن (سازند قم) متشکل از آهک، مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرا و همینطور نهشته‌های رسوبی عهد حاضر می‌باشند.

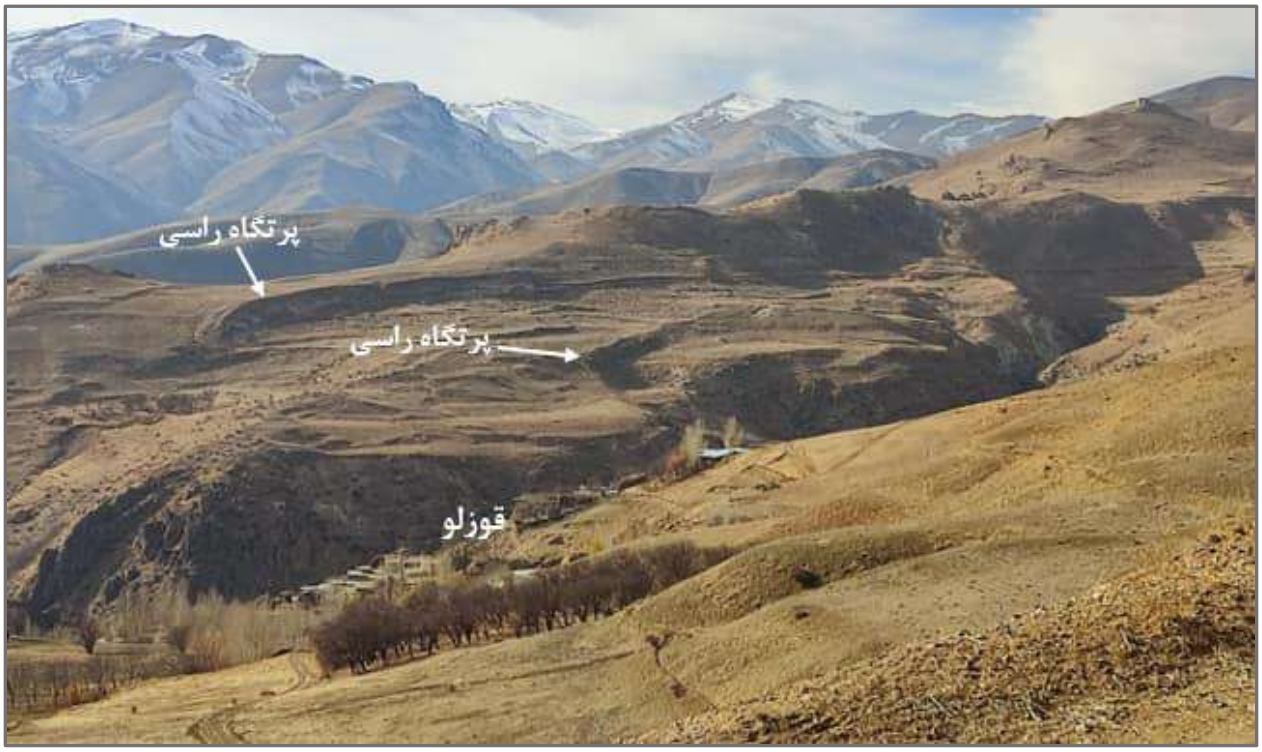
۳- پدیده‌های زمین‌شناسی و جلوه‌های گردشگری منطقه

در ارتفاعات شرق روستای قوزلو یک چین کاسه‌ای شکل در مجموعه دگرگونی پرکامبرین شامل مرمر و شیست تشکیل شده است. مرمرها صخره‌ساز بوده و جلوه چین را نمایان‌تر نموده‌اند (شکل ۲). رخنمون لایه‌های مرمر و بقیه واحدهای سنگی مدور بوده و شیب آنها در تمای بخش‌ها به سمت داخل بوده و یک ناودیس کاسه‌مانند را بوجود آورده‌اند.

در دامنه واقع در غرب و جنوب غرب روستای قوزلو دو اسلامپ در ابعاد چند صد متری در واحدهای رسوبی و سنگی الیگومیوسن شامل رسوبات عمدتاً مارنی و ماسه‌سنگی (سازند قم) رخ داده است. جهت رانش در این اسلامپ‌ها به سمت شمال شرق بوده و سطح گسیختگی و رانش خمیده و سبب ایجاد پرتگاه‌های راسی با چند متر اختلاف ارتفاع شده است (شکل ۳ و شکل ۴). مسافت رانش زیاد نبوده و اسلامپ کوچک‌تر به سمت پایین‌دست دامنه و داخل اسلامپ بزرگتر قرار داشته و ایجاد اسلامپ مکرر نموده است

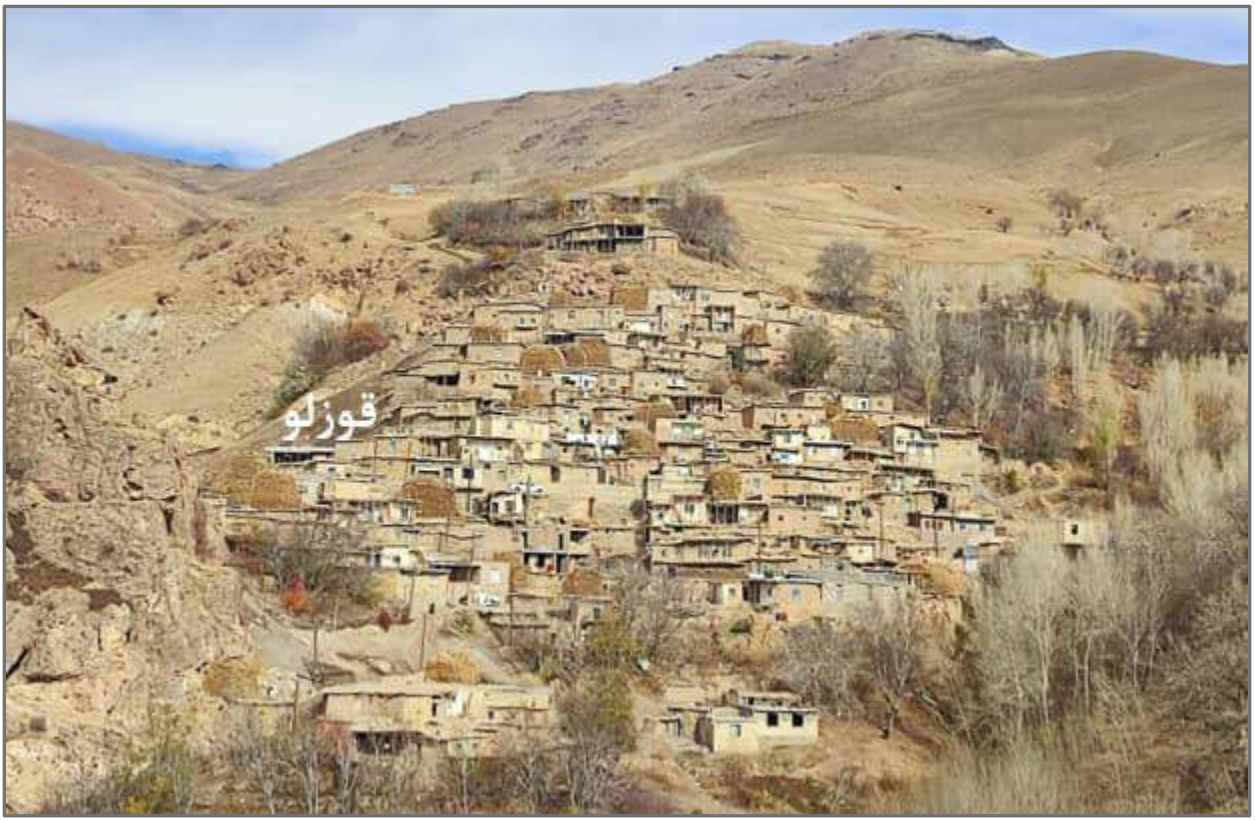
(Wicander and Monroe, 1995). این دامنه ناپایدار تهدیدی برای روستای قوزلو بوده و در صورت وقوع رانش گسترده، صدها هزار متر مکعب از توده‌های سنگ، رسوب و خاک به داخل دره و به طرف روستا حرکت نموده و ممکن است بخشی از روستا را تخریب و یا مدفون سازد. علاوه بر این در دامنه رو به شرق و جنوب شرق روستای قوزلو تحت تاثیر رانش‌ها زمین‌های کشاورزی و بخشی از دامنه بصورت پله‌مانند شده است (بخش وسط و سمت چپ تصویر در شکل ۴).

روستای قوزلو بر روی یک دامنه پرشیب متشکل از واحدهای دگرگونی پرکامبرین و رسوبات الیگومیوسن (سازند قم) بنا شده است. نمای این روستا از جاده خورجهان به سمت قوزلو بسیار چشم‌نواز است (شکل‌های ۵ و ۶). این روستا یک بافت کاملاً سنتی داشته و از جنبه گردشگری می‌تواند مورد توجه قرار گیرد.

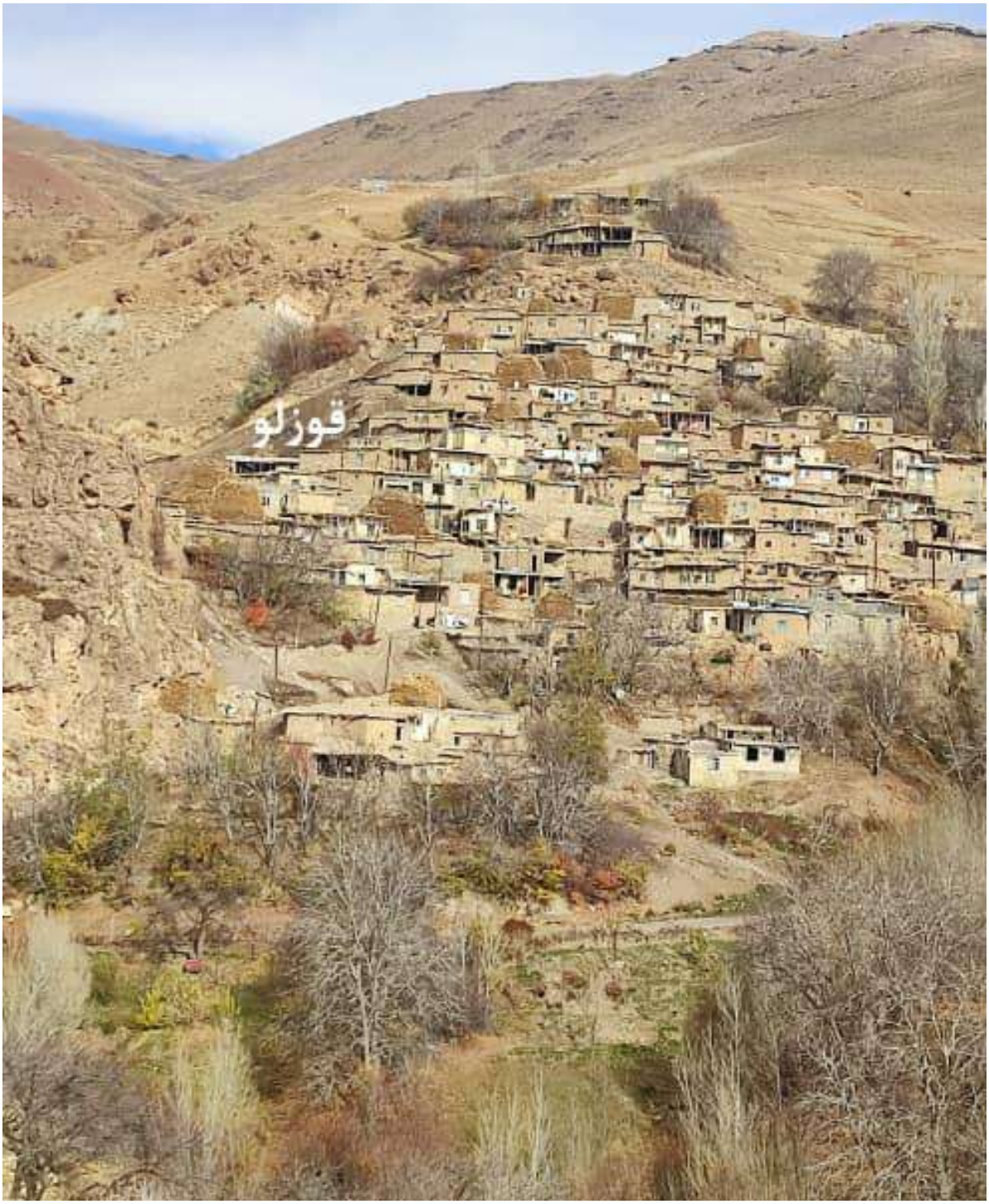


شکل ۳- نمای نزدیک از روستای قوزلو و اسلامپ‌های مکرر واقع در غرب و جنوب غرب این روستا. پرتگاه‌های راسی به واضح در تصویر نمایان هستند. پرتگاه راسی اسلامپ کوچکتر تا لبه دره ادامه یافته است.

شکل ۴- نمای دور از روستای قوزلو و اسلامپ‌های مکرر واقع در غرب و جنوب غرب این روستا. همچنین بخش‌های پله‌مانند وسط تصویر و به سمت چپ در اثر رانش زمین ایجاد شده‌اند.



شکل ۴- نمای زیبا از روستای قوزلو که از جاده خورجهان به سمت قوزلو گرفته شده است (دید تصویر رو به شمال).



شکل ۶- نمای دیگری از روستای قوزلو که از جاده خورجهان به سمت قوزلو گرفته شده است (دید تصویر رو به شمال).

۴- نتیجه گیری

نتایج این تحقیق به شرح زیر قابل جمع‌بندی است:

- با توجه به راه دسترسی آسفالته، امکان دسترسی به این منطقه جهت بازدید آسان است.
- به هنگام بازدید از این منطقه، امکان بازدید از پدیده‌های زمین‌شناسی جذاب در مسیر جاده دندی-قلعه‌جوق-سیاه‌خانه نیز وجود دارد.
- با توجه به کم بودن فاصله منطقه قوزلو از منطقه باستانی و توریستی تخت سلیمان، امکان بازدید از این منطقه باستانی نیز وجود دارد.
- تنوع پدیده‌های زمین‌شناسی نظیر ناودیس کاسه‌ای شکل، رانش زمین (اسلامپ)، تنوع برونزدهای سنگی (آذرین، دگرگونی و رسوبی) و قرارگیری روستا بر روی یک دامنه پرشیب جلوه‌های گردشگری زیبایی را در این منطقه بوجود آورده‌اند.

۵- قدردانی

از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه زنجان به دلیل حمایت مالی از این تحقیق و ارایه آن در دهمین همایش ملی انجمن رسوب‌شناسی ایران قدردانی می‌گردد.

۶- منابع

ابراهیمی م.، اسمعیلی ر.، شیروانی م.، آقامرادی ف. و شهسواری م.، ۱۳۹۸. معرفی پدیده‌های زمین‌شناسی در مسیر جاده قشلاجوق علیا-قاراناس (جنوب غرب ماهنشان)، شمال غرب ایران. بیست و دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، صفحات ۷-۱.

آقانباتی، ع.،۱۳۸۵. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

علوی م.، عمیدی م.، طاطاووسیان ش.، حقی‌پور ا.، بلورچی م.ح.، آقانباتی ع.، پلیسه گ. و حاجیان ج.، ۱۳۵۵. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ورقه تکاب. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

علوی م.، عمیدی م.، طاطاووسیان ش.، حقی‌پور ا.، بلورچی م.ح.، آقانباتی ع.، پلیسه گ. و حاجیان ج.، ۱۳۵۵. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ورقه تکاب. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

باباخانی ع.ر. و قلمقاش ج.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Wicander, R. and Monroe, J.S., 1995. Essentials of geology. West Publishing Company, 428 p.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

تحلیل چینه‌نگاری مغناطیسی نهشته‌های پالئوزن و نئوزن در ناودیس درگز

عبداله آقابابایی* و محمدعلی کاوسی
مدیریت اکتشاف نفت تهران
abdulahaghababaei@gmail.com

چکیده

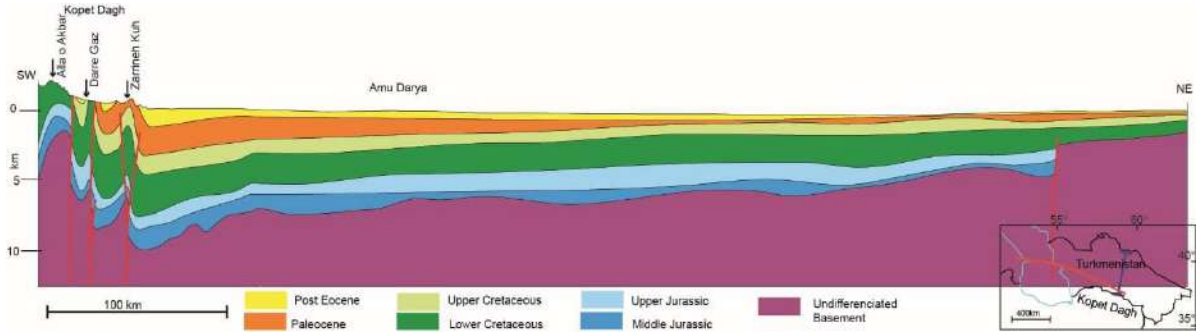
این مطالعه بر روی رسوبات نئوژن در کمربند چین‌خورده-رانده‌ی کپه‌داغ متمرکز است که در بازه زمانی الیگوسن پسین تا میوسن پیشین (۲۵-۲۱ میلیون سال پیش) نهشته شده‌اند. رسوبات این دوره‌ها شامل ماسه‌سنگ، سیلت‌سنگف رس‌سنگ‌های قرمز و کنگلومرای قاره‌ای هستند که در هسته ناودیس‌ها برونزد دارند. با استفاده از چینه‌نگاری مغناطیسی و زیست‌چینه‌نگاری، سن نسبی این رسوبات مشخص شد. در این تحقیق، یک ناپیوستگی رسوبی در میانه توالی‌ها شناسایی شد که به احتمال زیاد مدت زمان چند میلیون ساله را پوشش می‌دهد. این وقفه زمانی با تحولات جهانی در مرز الیگوسن-میوسن هم‌زمان است، از جمله سرد شدن اقلیم، کاهش نسبی سطح دریا و فعالیت‌های زمین‌ساختی در حاشیه شمالی صفحه اوراسیا. همچنین، تغییرات زیستی و ترکیب نانوفسیل‌ها در این دوره به‌ویژه در مرز الیگوسن-میوسن، گواهی بر تغییرات آب و هوایی و زمین‌ساختی قابل‌توجه در سطح جهانی است. نتایج این مطالعه اطلاعات جدیدی درباره تاریخچه رسوب‌گذاری، تحولات زمین‌ساختی و تغییرات آب و هوایی در طی پالئوژن-نئوژن حوضه رسوبی کپه‌داغ فراهم می‌کند.

کلمات کلیدی: نئوژن، کمربند چین‌خورده-رانده کپه‌داغ، چینه‌نگاری مغناطیسی، مرز الیگوسن-میوسن

۱- مقدمه

در کمربند چین‌خورده-رانده‌ی کپه‌داغ، رسوبات جوان‌تر از ائوسن شامل ماسه‌سنگ‌ها، رس‌سنگ‌های قرمز و کنگلومرای قاره‌ای هستند که بیشتر در هسته ناودیس‌ها برونزد دارند (Robert et al., 2014). تفکیک این رسوبات از نهشته‌های کواترنر به دلیل عدم تغییرات سنگ‌شناسی مشخص یا ویژگی‌های ساختاری واضح مانند ناپیوستگی‌ها، تا حدی دشوار است. ستبرای دقیق این توالی‌ها در مکان‌های مختلف به‌طور کامل مشخص نیست اما این رسوبات به‌صورت هم‌شیب بر روی سازند خانگیران قرار گرفته‌اند. شیل‌های سازند خانگیران که در محیط‌های دریایی رسوبگذاری شده به تدریج به رس‌سنگ‌های قرمز و کنگلومرای قاره‌ای تبدیل می‌شوند. این تغییرات سنگ‌شناسی نشان‌دهنده گذر تدریجی سازند خانگیران به واحد سنگی جوان‌تر بوده که با پیشروی و پسروی محدود دریای الیگوسن همراه بوده است. خرده‌های کنگلومرای این توالی‌ها به طور از سنگ‌های کربناته سازندهای مزدوران، چهل‌کمان، کلات و تیرگان تشکیل شده‌اند. لایه‌های ماسه‌سنگ درشت‌دانه، قرمز رنگ و با جورشدگی ضعیف، رس‌دار و دارای چینه‌بندی مورب هستند (افشارحرب، ۱۳۷۳). سن مطلق این توالی‌ها هنوز به‌طور دقیق تعیین نشده ولی تنها سنی که برای این مجموعه‌های رسوبی ارائه شده، جوان‌تر از ائوسن است. برای تعیین سن نسبی این رسوبات، مطالعه چینه‌نگاری مغناطیسی (magnetostratigraphy) در بخش شرقی کمربند کپه‌داغ انجام گرفته است. این مطالعه بر روی برشی با ستبرای ۱۲۵۰ متر در ناودیس درگز انجام شده تا سن نسبی رسوبات این ناحیه مشخص شود. ناودیس درگز در شمال کمربند چین‌خورده کپه‌داغ قرار دارد و در دامنه جنوبی تاقدیس زرینه‌کوه، تقریباً در مجاورت مرز ایران و ترکمنستان واقع شده است. در این بخش از کپه‌داغ، ساختارهای چین‌خورده با طول‌موج بزرگ با فروافتادگی‌های وسیع مشاهده می‌شوند که که توسط رسوبات سنوزوییک پر گردیده‌اند. چین‌خوردگی‌های نئوژن موجب ایجاد ناودیس‌های باریک و فشرده با امتداد شرقی-غربی شده‌اند. این ساختارها بعدها در اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی جوان‌تر توسط گسل‌های مورب امتداد لغز شیبدار قطع شده‌اند (شکل ۱). هدف اصلی این تحقیق، پیوند دادن مفاهیم فیزیکی مغناطیس سنگ‌ها

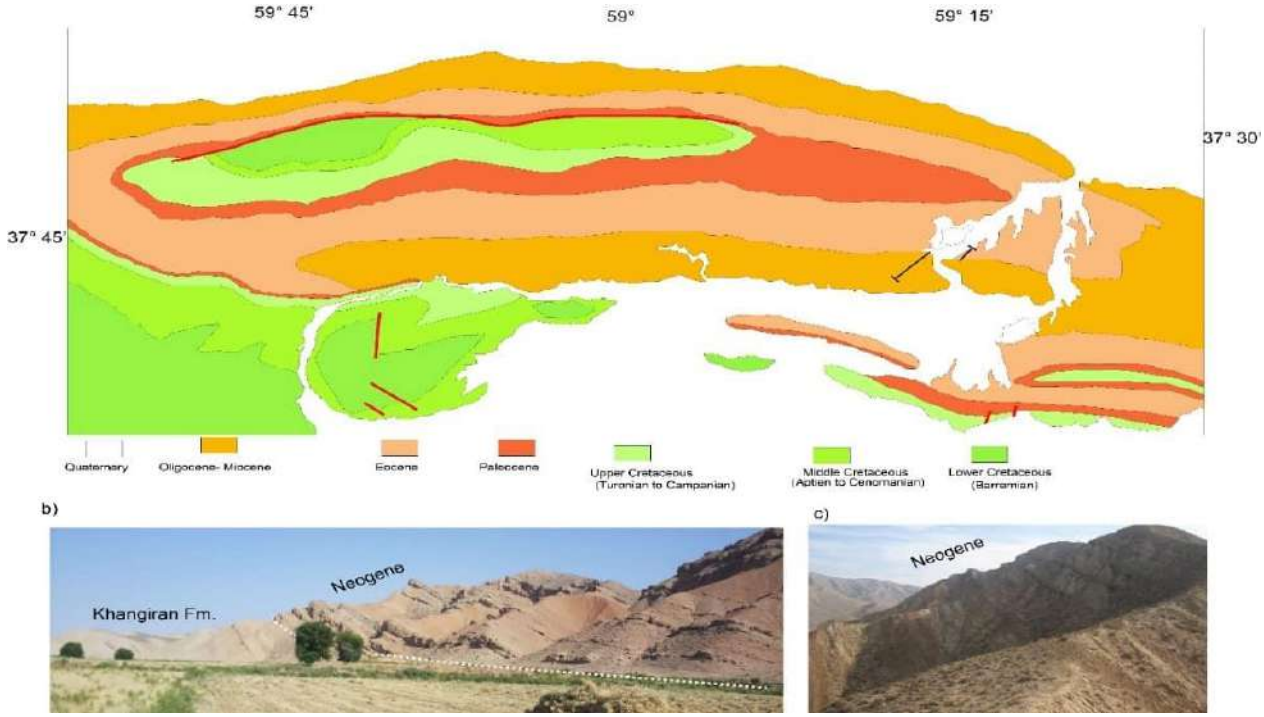
با کاربردهای زمین‌ساختی و زمین‌شناسی است؛ به‌طوری‌که مغناطیس‌سنجی به‌عنوان یکی از روش‌های سن‌یابی در این مطالعه استفاده شده است.



شکل۱- گسترش رسوبات کپه داغ و نئوژن در مقطع ساختمانی و نقشه موقعیت برش.

۲- روش مطالعه

مطالعه حاضر تلفیقی از نتایج چینه‌نگاری و زیست‌چینه‌نگاری، همراه با مطالعه میدانی دقیق و تفسیر خط‌های لرزه‌نگاری دوبعدی همراه با رسم نیمرخ ساختمانی است. برای تعیین سن رسوبات، به‌ویژه واحدهای قاره ای، مطالعه چینه‌نگاری مغناطیسی بر روی رسوبات قاره‌ای انجام گردید که بر روی رسوبات دریایی سازند خانگیران نهشته شده است. این سری دریایی را با استفاده از زیست‌چینه‌نگاری مبتنی بر بررسی نانوفسیل‌ها تعیین سن شده است. ستبرای کل برش برداشت شده مورد مطالعه ۱۲۵۵ متر است که شامل ۱۵۴ متر مارن‌های سازند خانگیران در قاعده و ۱۱۰۱ متر رسوبات قاره‌ای در بالای برش می‌باشد (شکل ۲). ۱۳ نمونه در سازند خانگیران نمونه‌برداری شد، اما تنها ۷ نمونه نتایج مناسبی دادند. زیرا در مارن‌ها کانی‌های مگنتیت یا هماتیت به‌قدر کافی وجود نداشت. در درون سری‌های قاره‌ای، نمونه‌برداری بر روی سیلت‌سنگ و ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز با فاصله متوسط حدود ۶ متری انجام شد. نمونه‌ها با استفاده از دریل برقی قابل‌حمل همراه با خنک‌کننده آب برداشت شدند و در محل با قطب‌نما و شیب‌سنج مغناطیسی جهت‌دار شدند.آنالیزها نمونه‌های برداشت شده در آزمایشگاه مغناطیس دیرینه دانشگاه بارسلونا (CSIC) در مؤسسه علوم زمین «جاومه آلْمِرا» در بارسلونا (اسپانیا) انجام شد. مغناطش باقی‌مانده طبیعی (NRM) با مغناطیس‌سنج ابررسانای سه‌محوره ساخت شرکت G Enterprises اندازه‌گیری شد. برای همه نمونه‌ها، گام به‌گام از مغناطیس‌زدایی حرارتی استفاده شد تا NRM به‌طور کامل حذف شود. این روش امکان جداسازی مؤلفه‌های مغناطیس دیرینه و تفسیر داده‌های مغناطیس‌زدایی از نمودارهای انتهایی برداری را فراهم می‌کند (Zijderveld, 1967).



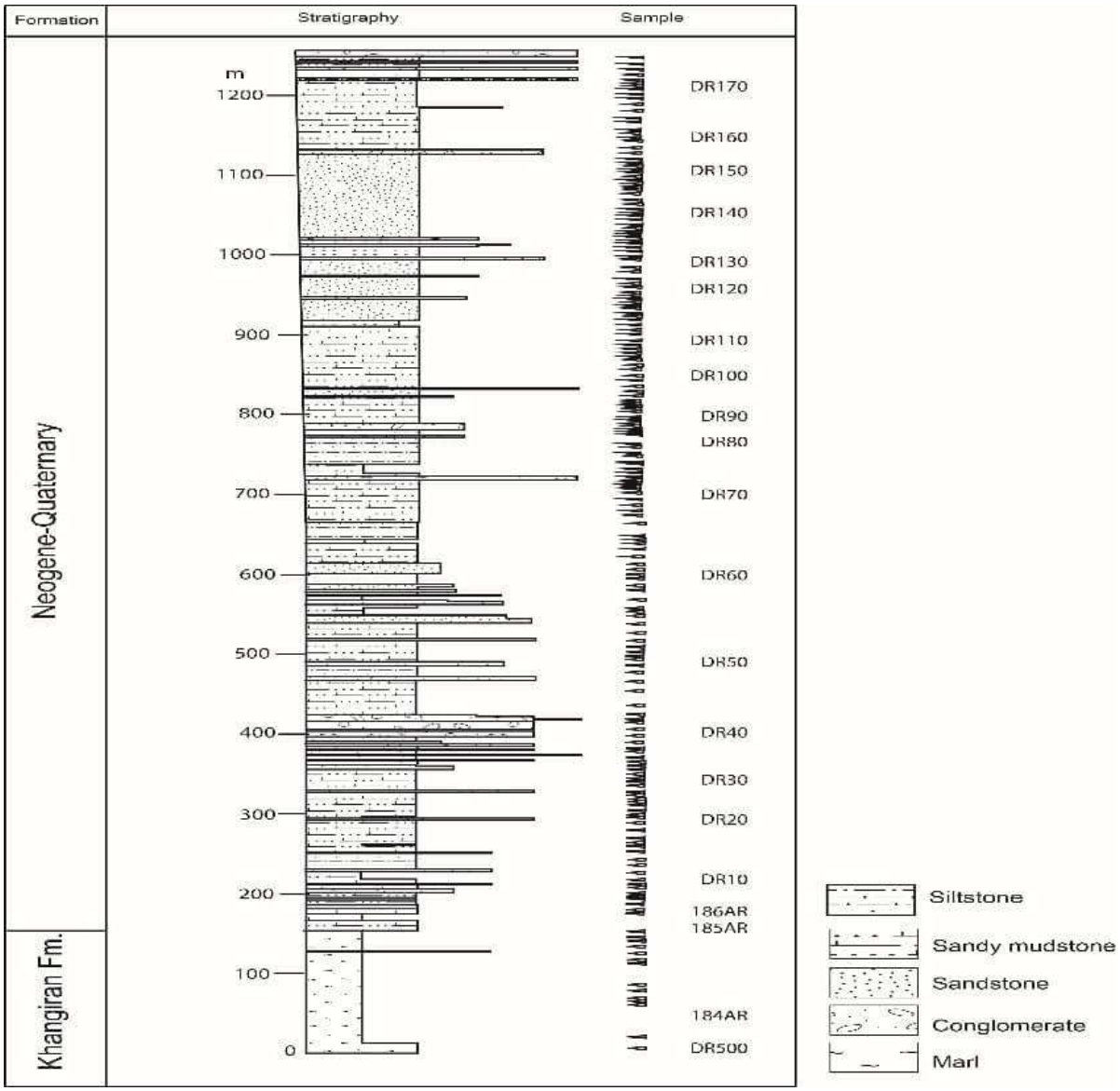
شکل۲- a) محل و موقعیت برداشت ستون چینه‌شناسی و نمونه‌های مغناطیس دیرینه بر روی نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰۰ درگز. b و c) رخنمون سازند خانگیران و توالی نئوژن در تاقدیس درگز (دید رو به شمال).

۳- نتایج

بازه‌های زمانی نئوژن و کواترنر که بخش عمده‌ای از تاریخچه زمین را دربرمی‌گیرند از دوره‌های مهم زمین‌شناسی به شمار می‌آیند. رسوبات این دوره‌ها معمولاً شامل ماسه‌سنگ، گل‌سنگ، سیلت‌سنگ، کنگلومرا و خاک‌های آلی هستند که در محیط‌های مختلف مانند دریایی، رودخانه‌ای، دریاچه‌ای و کوهستانی نهشته شده‌اند. پالئومغناطیس در این رسوبات از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، زیرا این دوره‌ها تغییرات چشمگیری در میدان مغناطیسی زمین داشته‌اند. رسوبات نئوژن و کواترنر خصوصیات مغناطیسی قابل ثبت دارند که با استفاده از روش‌های پالئومغناطیسی می‌توان تاریخ دقیق و شرایط محیطی آن‌ها را بازسازی کرد. این ویژگی‌ها به‌عنوان شاخص‌های زمانی در مطالعات زمین‌شناسی مورد استفاده قرار می‌گیرند.

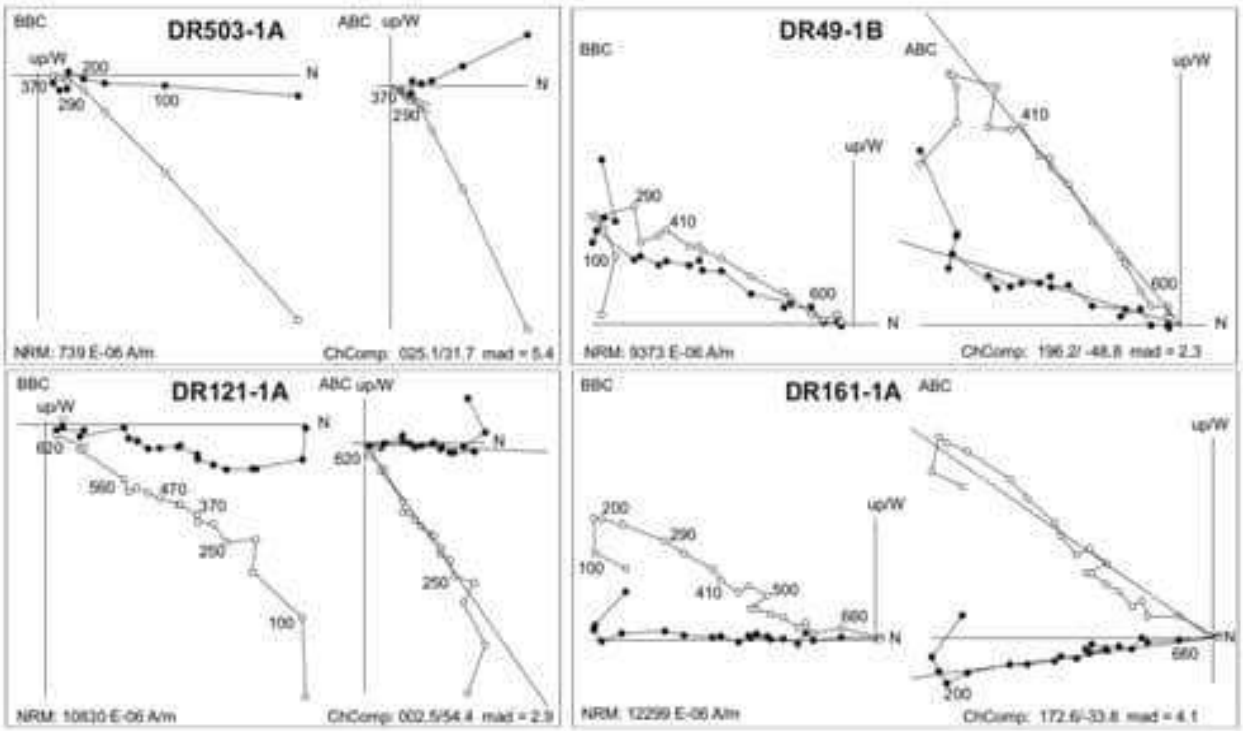
توالی سنگ‌شناسی در برخی از لایه‌ها از ماسه‌سنگ‌های ضخیم و مارن قرمز همراه با لایه‌هایی از کنگلومرای قرمز رنگ متمایل به قهوه‌ای، ماسه سنگ و سیلت‌سنگ تشکیل شده است (شکل ۳). در برخی لایه‌ها، کنگلومراها با دانه‌های غالباً گرد شده و جورشده بوده که با سیمان‌های آهکی به هم متصل هستند. این ویژگی‌ها نشان‌دهنده شرایط رسوبی خاص در زمان نهشت رسوب‌ها هستند. یکی از ویژگی‌های مهم رسوبات کپه‌داغ، بودن زون‌های نانوفسیلی در رسوبات اواخر الیگوسن تا اوایل میوسن است. این زون‌ها نشان‌دهنده تغییرات قابل توجهی در ترکیب نانوفسیل‌های آهکی هستند. به‌طور خاص، بسیاری از گونه‌های گرمادوست الیگوسنی که در گذشته در این مناطق وجود داشتند، در این زمان منقرض شده‌اند و به‌جای آن‌ها گونه‌های جدیدی از نانوفسیل‌های میوسنی با شرایط آب و هوایی سردتر جایگزین شده‌اند.

مرز الیگوسن–میوسن یکی از مهم‌ترین گذارهای آب و هوایی و زمین‌ساختی در دوران سنوزوئیک محسوب می‌شود. در این زمان، تغییرات قابل‌توجهی در شرایط آب و هوایی و زمین‌ساختی رخ داده است که گسترش یخ‌ها در مناطق قطبی و کاهش جهانی سطح دریااز مهم ترین رخدادها هستند. در آسیا، فازهای اولیه کوهزایی آلپین پسین آغاز شد و برخورد صفحه هند و اوراسیا سبب بالا آمدن نسبی حوضه‌های رسوبی، از جمله کپه‌داغ گردید. این تغییرات، که هم‌زمان با تحولات آب و هوایی و تکتونیکی مهم در سطح جهانی رخ داد، تأثیرات چشم‌گیری بر فرایندهای رسوب‌گذاری، ترکیب زیستی و تغییرات محیطی در مناطق مختلف جهان به‌ویژه در منطقه کپه‌داغ سبب شد.



شکل۳- ستون چینه‌شناسی به همراه موقعیت نمونه‌ها در ستون چینه‌نگاری از سازند خانگیران و توالی نئوژن در ناودیس درگز

به‌منظور شناسایی و تفکیک مؤلفه‌های مختلف مغناطیس باقیمانده در نمونه‌های سنگی، آزمایش دمانش‌زدایی(حذف مغناطیس) با میدان متناوب (A.C. Demagnetization) انجام شد. نتایج حاصل در قالب نمودارهای زیدروِلد (Zijderveld Diagrams) برای چهار نمونه‌ی مورد بررسی شامل DR503-1A ، DR49-1B، DR121-1A و DR161-1A ارائه گردیده است. در هر نمودار، مسیر تغییرات جهت مغناطیس باقیمانده در دو صفحه‌ی عمود بر هم (صفحه‌ی افقی شمال–شرق و صفحه‌ی قائم شمال–بالا) ترسیم شده است. هر نقطه بر روی نمودار نشان‌دهنده‌ی جهت مغناطیس باقی‌مانده پس از یک مرحله از دمانش‌زدایی است. پیوستگی این نقاط بیانگر روند حذف تدریجی مؤلفه‌های مغناطیسی با افزایش شدت میدان متناوب است. بر اساس رفتار بردارهای مغناطیسی در این نمودارها، می‌توان دو مؤلفه‌ی مجزا را تشخیص داد. در مراحل اولیه‌ی دمانش‌زدایی (در میدان‌های با شدت پایین)، مسیر داده‌ها دارای انحراف و تغییر جهت محسوسی است که نشان‌دهنده‌ی وجود مغناطیس ثانویه (Secondary Component) می‌باشد. این مؤلفه معمولاً در اثر فرآیندهای کهن‌تر مانند گرم‌شدگی‌های بعدی، رویدادهای دگرریختی یا نفوذ محلول‌های گرمابی ایجاد شده و نسبت به میدان متناوب مقاومت کم‌تری دارد. با افزایش شدت میدان (در مراحل پایانی دمانش‌زدایی)، داده‌ها بر روی مسیر خطی و یکنواختی قرار می‌گیرند که معرف مغناطیس پایدار یا اولیه (Primary Component) است. این مؤلفه جهت واقعی میدان مغناطیسی زمین را در زمان تشکیل سنگ منعکس می‌سازد. در نمونه‌های DR49-1B وDR121-1A ، مسیر داده‌ها از هم‌گرایی خطی مناسبی برخوردار بوده و مقادیر MAD به ترتیب ۲,۳ و ۲,۹ درجه به‌دست آمده (شکل ۴) که نشان‌دهنده‌ی کیفیت بالا و پایداری مؤلفه‌ی اصلی است. در نمونه‌های DR503-1A و DR161-1A نیز دو مؤلفه‌ی مجزا قابل شناسایی بوده و مؤلفه‌ی نخستین پس از میدان‌های حدود ۴۰۰ تا ۶۰۰ میلی‌تسلا آشکار شده است. مقادیر MAD در این دو نمونه به‌ترتیب ۵,۴ و ۴,۱ درجه بوده (شکل ۴) و بیانگر دقت قابل قبول داده‌ها می‌باشد. به‌طور کلی، تحلیل نمودارهای زیدروِلد نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌ها دارای حداقل دو مؤلفه‌ی مغناطیسی هستند. در تمامی موارد، مؤلفه‌ی پایدار نهایی از نوع مغناطیس باقیمانده‌ی اولیه است که در برابر دمانش‌زدایی مقاومت نشان داده و از اعتبار کافی برای تحلیل‌های پالئومغناطیسی برخوردار می‌باشد. این نتایج تأیید می‌کند که داده‌های به‌دست‌آمده از این نمونه‌ها قابلیت استفاده برای بازسازی جهت میدان مغناطیسی باستانی و مطالعات تکتونیکی مرتبط را دارا هستند (شکل ۴).



شکل۴- نمودارهای مغناطیس‌زدایی نمونه‌های معرف این مطالعه. نقاط سیاه نشان‌دهنده تصویر نقطه انتهای بردار در صفحه افقی و نقاط سفید نشان‌دهنده تصویر در صفحه عمودی هستند. برای هر نمونه، نمودار سمت چپ (BBC) قبل از تصحیح لایه‌بندی و نمودار سمت راست (ABC) پس از تصحیح لایه‌بندی رسم شد. نمودارهای مغناطیس‌زدایی در مختصات جغرافیایی، گام‌های دمایی بر حسب درجه سانتی‌گراد و شدت NRM در ۱۰-۶ A.m-1 هستند. نمونه DR503-1 مربوط به مارن‌های سازند خانگیران است در حالی که DR49-1B، DR121-1A و DR161-1A در سری قاره‌ای نمونه‌برداری شده‌اند.

۴- بحث

تغییرات مغناطیسی بر رسوبات ته‌نشین‌شده تأثیرگذار بوده و ذرات مغناطیسی موجود در این رسوبات، مانند مگنتیت و هماتیت، هنگام سخت شدن رسوب در جهت میدان مغناطیسی آن زمان آرایش می‌یابند. این فرآیند موجب به‌وجود آمدن مغناطیس باقیمانده طبیعی (NRM) در سنگ‌ها می‌شود که می‌توان با اندازه‌گیری آن جهت میدان مغناطیسی زمان رسوب‌گذاری را تعیین کرد. بدین ترتیب، امکان شناسایی زمان دقیق نهشت رسوب در دوره‌های مختلف قطبیت مغناطیسی، چه در حالت نرمال (Normal Polarity) و چه در حالت وارونه (Reversed Polarity)، فراهم می‌شود (Butler, 1992). این داده‌ها سپس با جدول زمانی قطبیت مغناطیسی زمین (Geomagnetic Polarity Time Scale - GPTS) مقایسه می‌شوند تا سن لایه‌های رسوبی تعیین گردد. بر اساس پژوهش متی و همکاران (Mattei et al., 2019)، جهت مغناطیسی سنگ‌های نئوژن شمال شرق ایران به‌عنوان دوره‌ای از تحولات شدید زمین‌ساختی معرفی شده است. در این دوره، رسوبات قاره‌ای سازند قرمز بالایی نهشته شده و سپس تحت تأثیر فشارهای برخوردی میان بلوک‌های عربی و اوراسیا دچار چرخش‌های ساعتگرد، خمیدگی‌های اوروکلین و فعال شدن گسل‌های امتدادلغز اصلی قرار گرفتند.

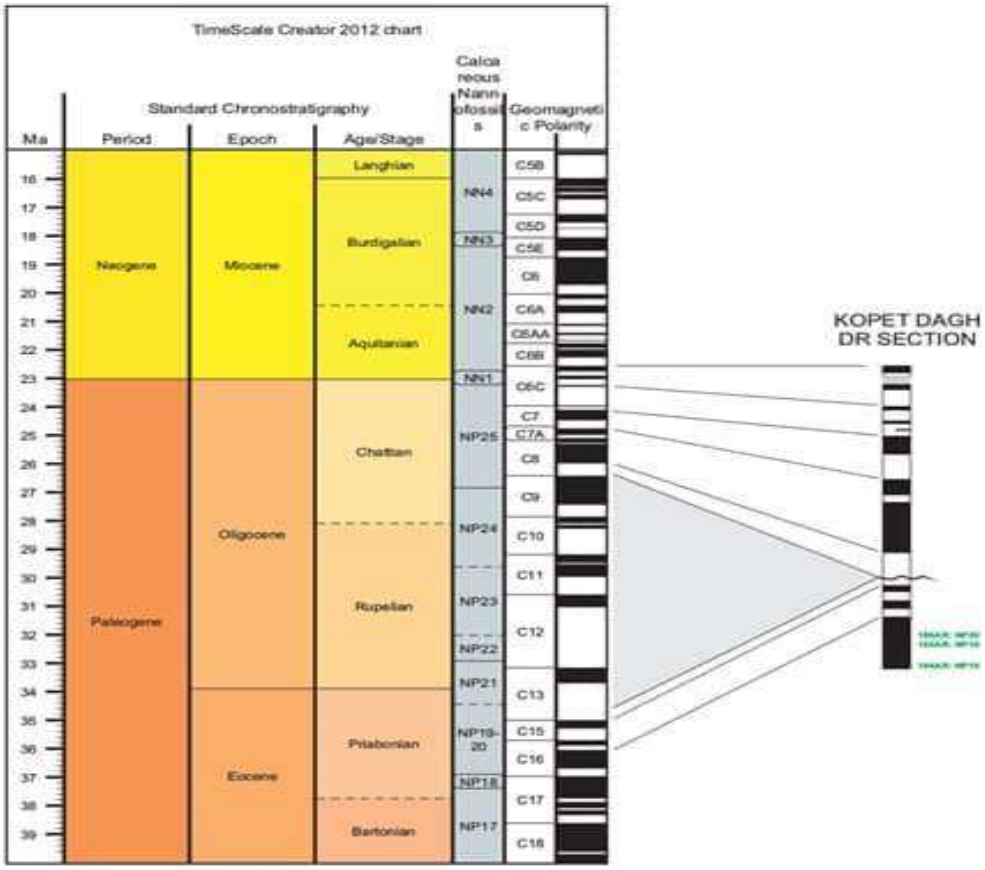
در ایران، رسوبات نئوژن با رخساره وابسته به پاراتتیس شرقی که محدود به دریای خزر و بخش‌های شمالی کشور بوده، نهشته شدند. این رسوبات نه‌تنها از نظر زمین‌شناسی بلکه از دیدگاه ذخایر نفتی نیز اهمیت زیادی دارند. توالی رسوبات نئوژن به‌طور پیشرونده و

دگرشیب بر روی مارن‌ها و سنگ‌آهک‌های پالئوسن و ائوسن نهشته شده که شامل لایه‌هایی از مارن‌های سرخ رنگ، ماسه‌سنگ و ماسه است.

تطابق نتایج نمونه‌های پالئومغناطیسی با نمودار پالئومغناطیس مرجع، به‌ویژه در بخش الیگوسن پایینی، نشان‌دهنده نبود تطابق کامل است (شکل ۵). بر اساس تطابق چینه‌نگاری زیستی (Biostratigraphy) و مغناطیسی (Magnetostratigraphy)، برش کپه‌داغ در شمال‌شرق ایران در محدوده زون‌های نانوفسیلی NP25 تا NN1 قرار دارد که مرز الیگوسن-میوسن را نشان می‌دهد و این مرز به‌طور تقریبی حدود ۲۳ میلیون سال پیش (Ma) رخ داده است. داده‌های حاصل از تطابق با چارت بین‌المللی Time Scale Creator 2012 نشان می‌دهند که رسوبات مورد بررسی عمدتاً در بازه زمانی ۲۵ تا ۲۱ میلیون سال پیش نهشته شده‌اند.

تطابق چینه‌نگاری بین چارت استاندارد و برش کپه‌داغ همچنین نشان‌دهنده یک ناپیوستگی زمانی (hiatus) در توالی‌های چینه‌ای است. این وقفه که در نمودار به‌صورت گوه خاکستری بین خطوط اتصال نمایش داده شده (شکل ۵)، نشان‌دهنده ناپیوستگی‌ای با بازه زمانی چند میلیون سال است که احتمالاً در اثر کاهش نرخ رسوب‌گذاری یا فرسایش پس از رسوب‌گذاری ایجاد شده است. این ناپیوستگی رسوبی ممکن است با تغییرات زمین‌ساختی یا نوسانات سطح دریا در حوضه کپه‌داغ مرتبط باشد. در نهایت، ناپیوستگی مشاهده شده در برش کپه‌داغ می‌تواند بازتابی از تغییرات رژیم رسوب‌گذاری ناشی از تحولات تکتونیکی و آب و هوایی در این منطقه باشد. این پدیده می‌تواند سرنخی از تحولات ژئودینامیکی و تغییرات آب و هوایی در دوران‌های گذشته ارائه دهد که به‌ویژه برای مطالعات دیرینه محیطی و زمین‌ساختی دارای اهمیت است.

مقایسه‌ی نتایج به‌دست آمده با داده‌های ترموکرونومتری رضائیان و همکاران (Rezaeian et al., 2012) از رشته‌کوه‌های البرز نشان می‌دهد که در ناحیه‌ی شمال ایران، حدود ۳۵ ± ۵ میلیون سال پیش (اواخر ائوسن تا اوایل الیگوسن)، افزایش قابل توجه در میزان فرسایش و برون‌زدگی (exhumation) رخ داده است. این رویداد بیانگر مرحله‌ای از بالاآمدگی تکتونیکی گسترده در این بخش از کمربند کوهزایی ایران است. به‌دنبال این مرحله، بین حدود ۲۰ تا ۳۰ میلیون سال پیش، یک دوره‌ی کاهش فرسایش یا سکون نسبی تکتونیکی مشاهده می‌شود که احتمالاً نشان‌دهنده‌ی تثبیت نسبی پوسته و تعادل موقت بین نرخ بالاآمدگی و فرسایش است. بر این اساس، ناپیوستگی الیگوسن را می‌توان به‌عنوان یک رخداد زمین‌ساختی بزرگ و منطقه‌ای در نظر گرفت که به‌طور هم‌زمان در حوضه‌ی جنوبی دریای خزر، ناحیه‌ی کپه‌داغ و زاگرس نیز شناسایی شده است. این ناپیوستگی بازتاب‌دهنده‌ی یک تغییر اساسی در رژیم تکتونیکی و الگوی رسوب‌گذاری در پایان ائوسن است که نشان می‌دهد در این زمان، فرآیند توقف رسوبگذاری و بالاآمدگی تکتونیکی در بخش وسیعی از شمال ایران به وقوع پیوسته است



شکل۵- تطابق نمونه های پالئومغناطیس با مرجع و تعیین سن ستون برداشت شده.

.

۴- نتیجه گیری

در این تحقیق، با استفاده از روش‌های چینه‌نگاری مغناطیسی و زیست‌چینه‌نگاری، سن نسبی رسوبات نئوژن در کمربند چین‌خورده-رانده‌ی کپه‌داغ در شمال شرق ایران بررسی شده است. نتایج نشان می‌دهند که رسوبات مورد مطالعه به طور عمده دارای سن الیگوسن پسین تا میوسن پیشین (۲۱ تا ۲۵ میلیون سال پیش) هستند. یکی از دستاوردهای اصلی این مطالعه شناسایی یک نبود رسوبی (hiatus) قابل توجه در توالی‌های رسوبی است که به احتمال زیاد چند میلیون سال را پوشش می‌دهد. این ناپیوستگی رسوبی با تحولات جهانی در مرز الیگوسن–میوسن هم‌زمان بوده که شامل سرد شدن اقلیم، افت سطح دریا و تکاپوهای زمین‌ساختی در حاشیه شمالی صفحه اوراسیا می‌شود. این وقفه زمانی با تحولات آب و هوایی و زمین‌ساختی جهانی مانند سرد شدن اقلیم، کاهش سطح دریا و تکاپوهای زمین‌ساختی در مرز شمالی صفحه اوراسیا. تغییرات ترکیب نانوفسیل‌ها، به‌ویژه در مرز الیگوسن-میوسن هم‌زمان است. این نشانه‌ها شاهدی بر تغییرات آب و هوایی و زمین‌ساختی است. هم‌چنین، این مطالعه نشان می‌دهد که ناپیوستگی‌های مشاهده شده در برش کپه‌داغ می‌تواند به‌عنوان یک نشانه از تغییرات زمین‌ساختی و آب و هوایی در دوران‌های گذشته به کار آید. این وقفه‌ها به‌ویژه در بخش‌هایی که تحت تأثیر فشارهای تکتونیکی و نوسانات سطح دریا قرار داشته‌اند؛ نشانه‌هایی از تحولات ژئودینامیکی و تغییرات زیستی به‌ویژه در مقیاس جهانی به شمار می‌آیند. در نهایت، نتایج این تحقیق می‌تواند به درک بهتری از تاریخچه رسوب‌گذاری و تحولات آب و هوایی و زمین‌ساختی در منطقه کپه‌داغ کمک کرده و زمینه‌های جدیدی برای

مطالعات دیرینه محیطی و ژئودینامیکی فراهم آورد. مطالعات چینه‌شناسی مغناطیسی کاربرد زیادی در بررسی نحوه تأثیر تغییرات آب و هوایی و زمین‌ساختی و فرآیندهای رسوب‌گذاری و ترکیب زیستی داشته و می‌تواند اطلاعات جدیدی برای مطالعات مشابه در سایر مناطق با رسوبات مشابه فراهم کند.

تشکر و قدردانی: این پژوهش در راستای پروژه داریوش و با همکاری مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران در ناحیه درگز انجام شد. در اینجا بر خود واجب دانسته تا از تمامی افرادی که در این پروژه بهمکاری داشتند؛ صمیمانه قدردانی می‌شود. بدین‌وسیله از شهرام شرکتی، Alexandra Robert، Jaume Vergés، Elisabeth Beamud، Miguel Garcés، Ilenia و J. Letouzey بابت همکاری‌های علمی و فنی‌شان تشکر می‌کنیم. نتایج آزمایش‌ها توسط حمایت‌های بی‌دریغ گروه دینامیک لیتوسفر، مؤسسه علوم زمین Jaume Almera, CSIC، اسپانیا، GET, CNRS-IRD, Université Paul Sabatier، فرانسه و ISTEP, Université Paris 06-UPMC فرانسه انجام شد.

۷-منابع

- افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳، زمین‌شناسی کپه‌داغ. طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، شماره ۱۱، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۲۷۵.

Butler, R.F., 1992. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Blackwell Scientific Publications.

Mattei, M., Visconti, A.L., Cifelli, F., Nozaem, R., Winkler, A. and Sagnotti, L., 2019. Clockwise paleomagnetic rotations in northeastern Iran: Major implications on recent geodynamic evolution of outer sectors of the Arabia-Eurasia collision zone. Gondwana Research, 71, pp.194-209.`

Robert, A.M., Letouzey, J., Kavoosi, M.A., Sherkati, S., Müller, C., Vergés, J. and Aghababaei, A., 2014. Structural evolution of the Kopeh Dagh fold-and-thrust belt (NE Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin. Marine and Petroleum Geology, 57, pp.68-87.

Rezaeian, M., Carter, A., Hovius, N. and Allen, M.B., 2012. Cenozoic exhumation history of the Alborz Mountains, Iran: New constraints from low-temperature chronometry. Tectonics, 31(2).

Zijderveld, J.D.A., 2013. AC demagnetization of rocks: analysis of results. In Developments in solid earth geophysics (Vol. 3, pp. 254-286). Elsevier.

.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

رسوب‌شناسی فیزیکی نهشته‌های خور نایبند در مرکز شهر بندرعباس، جنوب ایران

زینب باوقار زعیمی[1*]، پیمان رضائی[2]، محمد پوستی[3] عزت الله رضی آبادی[4]

۱-دانش آموخته کارشناسی ارشد رسوبشناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان بندرعباس

۲-استادگروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس

۳-دانشیارگروه زمینشناسی،دانشکده علوم پایه،دانشگاه هرمزگان، بندرعباس

۴-کارشناس مهندسی معدن، شرکت خدمات معدن استخراج

Email: bavaghar.zaei*

چکیده

خور نایبند با درازای تقریبی ۳ کیلومتر در بخش مرکزی بندرعباس، استان هرمزگان، جنوب ایران قرار دارد. با افزایش روزافزون جمعیت و فعالیت‌های انسانی، تغییراتی در الگوی رسوب‌گذاری این خور ایجاد شده است. برای شناخت شرایط حاکم بر محیط رسوب‌گذاری و ویژگی‌های فیزیکی آن، این پژوهش شکل گرفت. پیمایش‌های صحرایی به شناسایی ساخت‌های رسوبی ریپل مارک‌های متقارن، ترک‌های گلی و ساخت‌های زیستی (حفره‌ای) در نهشته‌ها منجرشد. از پنج ایستگاه در این خور نمونه‌هایی برای بررسی مشخصه‌های فیزیکی رسوب‌شناسی برداشت گردید. میانگین غالب اندازه ذرات خور نایبند ماسه دانه‌ریز است که ۴ نوع رسوب ماسه گراولی، ماسه با کمی گراول، گراول ماسه‌ای، ماسه گلی با کمی گراول را تشکیل می‌دهد. در بخش خور بیرونی (دریا) اندازه ذرات دانه‌درشت، در بخش‌های مرکزی خور اندازه باتوجه‌به میزان انرژی متغیر و در بخش داخلی خور (خشکی) رسوبات دانه‌ریز تر هستند. این رسوبات دارای جورشدگی نسبتاً بد، کج‌شدگی به سمت ذرات دانه‌ریز، کشیدگی روبه‌کاهش از بالادست به‌سوی پایین‌دست و کرویت و گردشدگی خوب و بالایی هستند که از خشکی به سمت ساحل کرویت و گردشدگی بیشتری مشاهده می‌شود. رواناب‌های موقتی در بالادست و کشند و موج در پایین‌دست بیشترین تأثیر را بر ویژگی‌های فیزیکی رسوبات این خور داشته اند.

کلمات کلیدی: رسوب‌شناسی فیزیکی، ساخت‌های رسوبی، اندازه دانه، شکل دانه، خورنایبند، شهر بندرعباس.

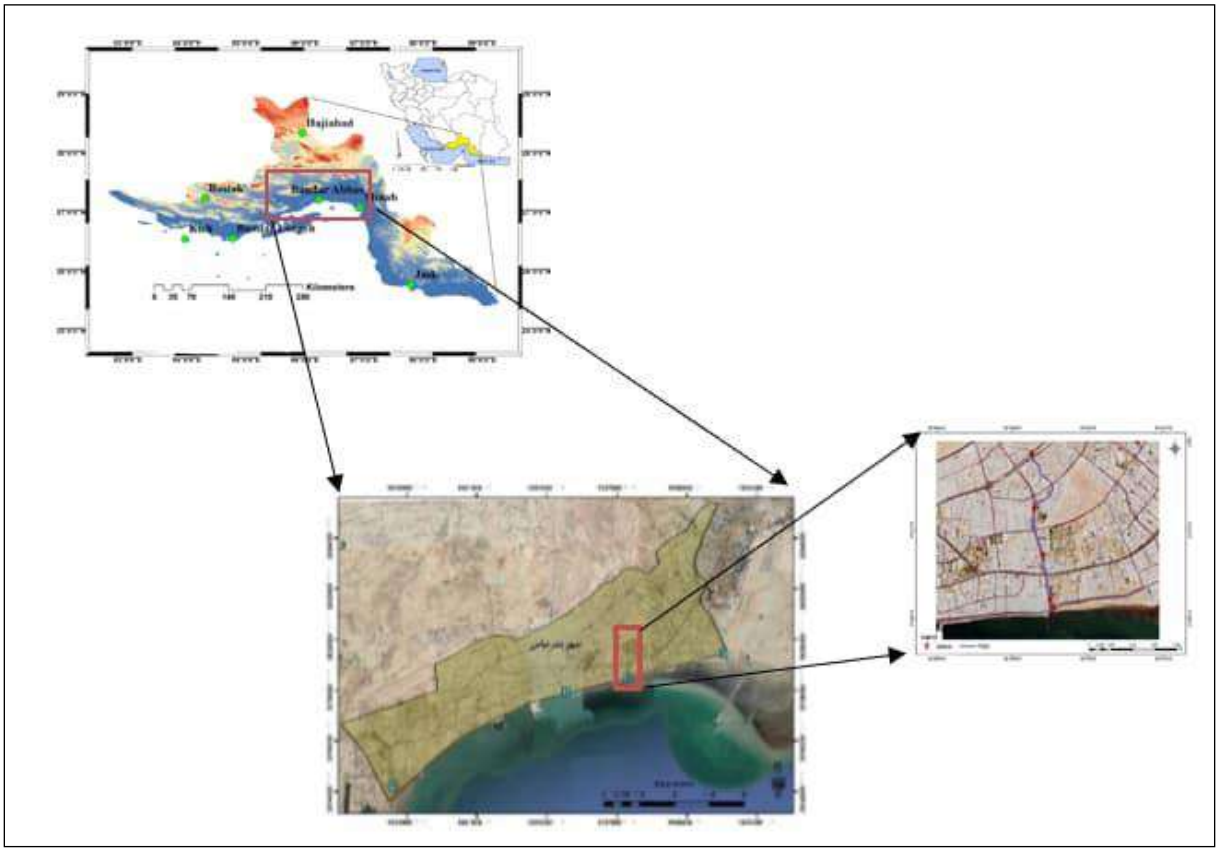
۱- مقدمه

رسوب‌شناسی فیزیکی یکی از شاخه‌های اصلی علم رسوب‌شناسی است که بر ویژگی فیزیکی رسوبات و فرایندهای مؤثر بر آن‌ها تأکید دارد. ساختمان‌های رسوبی، اندازه ذرات، شکل دانه‌ها و توزیع آن‌ها در محیط، جورشدگی، کج‌شدگی، کشیدگی، گردشدگی و کرویت از جمله مشخصه‌های مهم در رسوب‌شناسی فیزیکی هستند که این ویژگی‌ها اطلاعات ارزشمندی پیرامون محیط رسوب‌گذاری و شرایط حاکم بر آن ارائه می‌دهند (موسوی حرمی، ۱۳۹۳). از جمله پژوهشاتی در این حوضه انجام‌گرفته، می‌توان به قلندرزاده و همکاران (۱۴۰۲)، رنگیان و همکاران (۱۴۰۰)، خادمی و همکاران (۱۳۹۹)، حمزه (۲۰۲۱) و تمیتوپ (۲۰۱۶) اشاره کرد. خورها محیط‌های رسوبی حد واسطی هستند که از عوامل دریایی مانند جزر و مد، امواج و عوامل خشکی مانند رودخانه تأثیر می‌پذیرند (جلیلیان، ۱۳۹۷). خور نایبند در جنوب ایران، استان هرمزگان، مرکز شهر بندرعباس و در مجاورت دریای خلیج‌فارس از خورهای مهم بندرعباس است. باتوجه‌به رشد جمعیت و فعالیت‌های خدماتی اطراف این خور، الگوهای رسوب‌گذاری، میزان و ترکیب رسوبات تغییر می‌کند(Brown, 2023) . بنابراین مطالعه مشخصه‌های رسوب‌شناسی فیزیکی خور نایبند برای درک رسوب‌شناسی محیطی و چالش‌های مدیریت زیست‌محیطی اهمیت دارد.

خور نایبند در مرکز شهر بندرعباس دارای طول تقریبی ۳ کیلومتر در مجاورت شیلات و بلوار امام خمینی (شکل ۱) با اختلاف ارتفاع ۸/۲ متر، شیب ۰/۲ درصد و عمق ۱۴-۳ متر (آب منطقه‌ای استان هرمزگان، ۱۴۰۰) قرار دارد. در این خور و پیرامون آن انواع ماهی‌ها، صدف‌ها، پرندگان، حشرات آبزی و سگ‌ها زندگی می‌کنند. پوشش گیاهی خور نایبند شامل جلبک‌ها و انواع گیاهان علفی و شوری پسند است. گستره مطالعاتی در منتهی‌الیه پهنه رسوبی - ساختاری زاگرس چین‌خورده قرار دارد (آقانباتی، ۱۳۸۵). در بالادست این خور، سازند آغاجاری و میشان در قالب تاقدیس بندرعباس با روند خاوری - باختری و رسوبات کواترنری رخنمون دارند.

۲- روش مطالعه

با انجام پیشینه سنجی، جمع‌آوری تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های مربوطه، در طی پیمایش صحرایی، ۵ ایستگاه نمونه‌برداری انتخاب شد. در پیمایش های صحرایی، ساخت‌های رسوبی شناسایی شدند. ۵ نمونه رسوب از عمق ۱۵-۵ سانتی متر با وزن ۱ کیلوگرم برداشت گردید. نمونه ها در ظروف پلاستیکی درب دار به آزمایشگاه رسوب‌شناسی دانشگاه هرمزگان منتقل شدند وپس از خشک کردن ، آنالیز دانه بندی به کمک الک شیکر و هیدرومتری برروی آن‌ها صورت گرفت (ارزانی،۱۳۸۹). سپس رسوبات به روش فولک (Fulk, 1980)طبقه بندی شدند و مشخصه‌های بافتی آن‌ها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

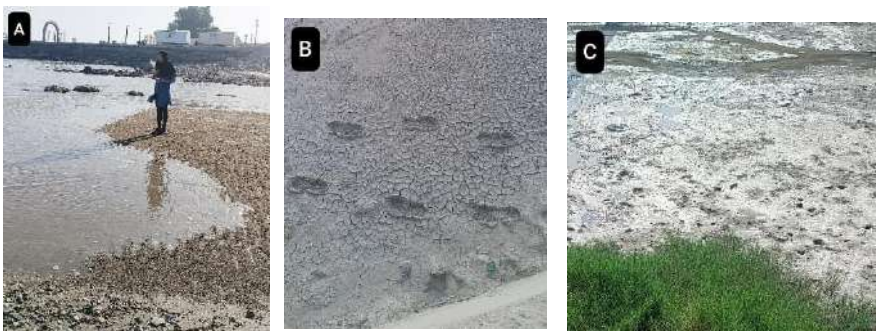


شکل۱- موقعیت جغرافیایی خور نایبند در استان هرمزگان (اقتباس از Valizade et al, 2022) و شهر بندرعباس (اقتباس از نوحه‌گر و همکاران، ۱۴۰۰).

۳- بحث

یافته‌های این پژوهش پیرامون ساختمان‌های رسوبی، اندازه دانه‌ها، طبقه‌بندی رسوبات از نظر اندازه دانه، پارامترهای آماری (میانگین، میانه، مد، جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی) و شکل دانه‌ها (گردشدگی و کرویت) به شرح زیر هستند:

ساخت‌های رسوبی: در خور نایبند ۳ ساخت‌های رسوبی ریپل مارک‌ها (symmetric Ripple Marks)، ترک‌های گلی (Mud Cracks) و ساختمان‌های زیستی حفره‌ای (Dwelling Structures) مشاهده گردید (موسوی حرمی، ۱۳۹۳). ریپل مارک‌های خور نایبند در بخش ورودی خور به دریا به دلیل جریان‌های رفت و برگشتی امواج از نوع متقارن هستند. در این خور در بخش‌های کم‌عمق به علت دمای بالا و تبخیر، محیط‌های خشک‌شونده با ترک‌های گلی مشاهده می‌گردند. کرم‌ها و صدف‌های موجود در خور نایبند با فعالیت‌های زیستی خود در رسوبات تخلخل ایجاد کرده و این ساختمان‌های حفره‌دار را در بخش‌های مختلفی از این خور ایجاد می‌کنند (شکل ۲).



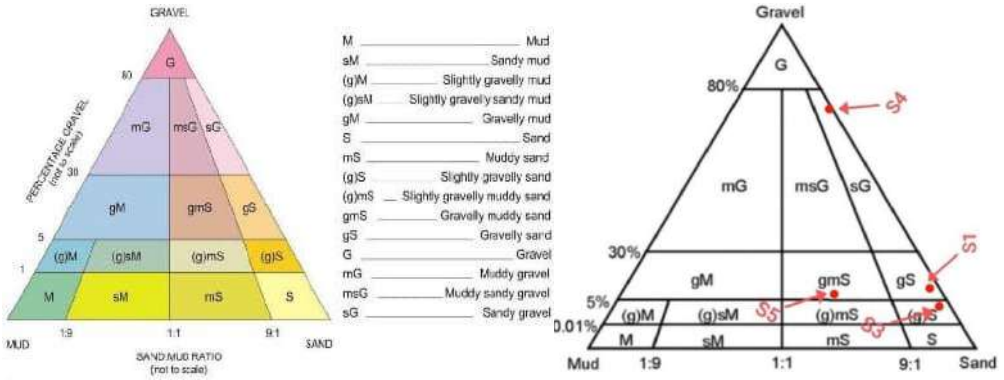
شکل ۲- ساختارهای رسوبی خور نایبند. (A: ریپل مارک های متقارن، B: ترک‌های گلی، C: ساختمان های زیستی حفره ای)

اندازه دانه‌ها: اندازه دانه یکی از اساسی‌ترین و باارزش‌ترین خصوصیات فیزیکی رسوبات است که نقش تعیین‌کننده‌ای در شناسایی منشأ، چگونگی حمل‌ونقل، شرایط ته‌نشینی و ویژگی‌های مهندسی آن‌ها دارد. این ویژگی به طور مستقیم باانرژی محیط رسوبی ارتباط دارد. در رسوب‌شناسی اندازه دانه معمولاً بر اساس مقیاس فی بیان می‌شود (Dietze et al, 2022). جهت ارزیابی اندازه دانه‌ها برای نمونه‌های ایستگاه‌های ۱، ۳، ۴و ۵ از روش الک یا غربال کردن استفاده شده است و تنها یک نمونه مربوط به ایستگاه دوم به دلیل محتوای ریزدانه و حضور سیلت و رس به روش هیدرومتری بررسی گردید. در جدول ۱، درصد وزنی دانه‌های رسوبات بر اساس روش الک نشان داده شده است. بر اساس آنالیز هیدرومتری مربوط به ایستگاه دوم، اندازه ذرات ۵ میکرون به دست آمد که گویای ذرات در محدوده سیلت دانه‌ریز می باشد. همانطور که مشاهده می گردد هر سه اندازه دانه به ترتیب ماسه، گراول و به میزان کم تری سیلت و رس در رسوبات خور نایبند حضور دارند و عمده دانه‌ها در رده ماسه دانه‌ریز جای می گیرند(جدول ۱).

جهت طبقه‌بندی و نام‌گذاری رسوبات از دیاگرام طبقه‌بندی رسوبات فولک (Folk, 1980) استفاده شده است. در اینجا درصد فراوانی هر بخش از رسوبات را روی دیاگرام ترسیم کرده و نام رسوبات با استفاده از آن مشخص شده است که این رسوبات در ۴ رده مختلف ماسه گراولی (gS)، ماسه با کمی گراول((g)S) ، گراول ماسه‌ای(sG) و ماسه گلی با کمی گراول(gmS) تقسیم‌بندی شدند (شکل ۳).

جدول ۱- درصد وزنی دانه‌های رسوبات خور نایبند.

اندازه دانه							
ایستگاه‌های نمونه‌برداری	گراول	ماسه خیلی دانه‌درشت	ماسه دانه‌درشت	ماسه متوسط	ماسه دانه‌ریز	ماسه خیلی دانه‌ریز	سیلت و رس
ایستگاه اول	٪ ۱۰/۲۷	٪ ۱۱/۹۲	٪ ۳۷/۳۱	٪ ۸/۲۹	٪ ۲۹/۵۷	٪ ۲/۲۶	٪۰/۳۷
ایستگاه سوم	٪ ۴/۷۱	٪ ۱/۲۶	٪ ۴/۲۶	٪ ۴/۰۹	٪ ۸۰/۵۷	٪ ۴ /۱۹	٪ ۰/۹۲
ایستگاه چهارم	٪ ۷۳/۰۲	٪ ۱۹/۰۹	٪ ۴/۹۹	٪ ۰/۴۵	٪ ۱/۳۱	٪ ۰/۲۷	٪ ۰/۸۷
ایستگاه پنجم	٪ ۶/۵	٪ ۵/۴۳	٪ ۵/۰۸	٪ ۲/۳۲	٪ ۶۹/۸۴	٪ ۷/۱۵	٪ ۳/۷۷
میانگین اندازه ذرات	٪۲۳/۶۲	٪۹/۴۲	٪۱۲/۹۱	٪۳/۷۸	٪۴۵/۳۲	٪۱۳/۸۷	٪۱/۴۸



شکل ۳- طبقه بندی رسوبات بر اساس دیاگرام مثلثی فولک (۱۹۸۰).

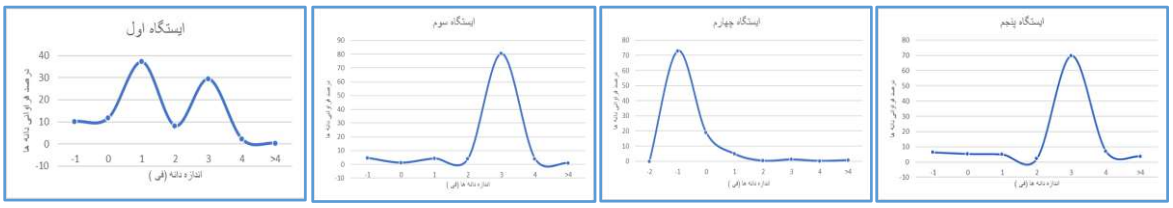
مشخصه‌های آماری اندازه دانه‌ها: بهترین مشخصه‌های آماری بررسی اندازه ذرات عبارتنداز: میانگین، میانه، مد، جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی. برای محاسبه این مشخصه‌ها از روابط و معادلات ارائه شده توسط فولک (۱۹۸۰) و ارزانی (۱۳۸۹) استفاده شد که یافته‌های حاصل از محاسبات در جدول ۲ مشاهده می‌گردد. از دیدگاه جامع، خور بیرونی به سمت دریا تحت‌تأثیر موج و جزر و مد، بخش مرکزی خور تحت‌تأثیر انرژی ترکیبی و خور داخلی به‌سوی خشکی تحت‌تأثیر فرایندهای رودخانه‌ای قرار دارد (Dalrymple et al, 2007 ; Dahiru, 2022). در محل اختلاط آب دریا و خور، متوسط اندازه دانه‌ها در محدوده ماسه خیلی دانه‌درشت تا ماسه دانه‌درشت قرار دارد. سپس روند ریزشدن رسوبات را داریم که میزان سیلت و رس به سمت حاشیه‌های بخش مرکزی و داخلی خور افزایش می‌یابد(Griffiths et al, 2019) و رسوبات میانگین اندازه بسیار ریزی در حد سیلت دانه‌ریز دارند. در بخش مرکزی خور، میانگین اندازه دانه‌ها از ماسه دانه‌ریز تا شن در تغییر است و در ورودی رودخانه و شمال خور رسوباتی با میانگین اندازه

بین ماسه دانه‌متوسط تا ماسه دانه‌ریز دارد؛ بنابراین اندازه ذرات در خور نایبند بسته به میزان انرژی و عوامل محیطی در نوسان بوده و در یک‌روند کلی از بالادست به پایین‌دست اندازه دانه‌ها درشت‌تر می‌شود.

بر اساس جدول ۲ ومنحنی های توزیع اندازه دانه‌ها در خور نایبند (شکل۴)، تغییرات جورشدگی نمونه های برداشت شده از خور نایبند، نشان دهنده جور شدگی نسبتاً بد رسوبات و توزیع پراکنده اندازه ذرات است. روند کج‌شدگی بطور کلی فراوانی ذرات ریز تر در رسوبات را نشان می دهند.کشیدگی در خور نایبند تقریبا ثابت است اما از بالادست (خشکی) به‌سوی پایین دست (دریا) در حال کاهش است. مقایسه نوسان‌های این مشخصه‌های آماری با استانداردهای ارائه شده توسط فولک (۱۹۸۰) نشان می‌دهد که ما در این خور از بخش داخلی (خشکی)، به‌سوی بخش بیرونی خور (دریا) با بهبود این ویژگی‌ها و درعین‌حال با یک محیط دارای انرژی کم تا متوسط مواجه‌ایم.

جدول ۱- پارامترهای آماری اندازه دانه‌ها در رسوبات خور نایبند (بر اساس مقیاس فی).

کشیدگی		کج‌شدگی		جورشدگی		مد	میانه	میانگین	ایستگاه
پهن	۰/۸	به‌سوی ذرات دانه‌ریز	۰/۱	بد	۱/۳۲	۱	۰/۸	۰/۴۳	۱
بسیار کشیده	۲/۳۵	به‌سوی ذرات دانه‌درشت	-۱/۱۳	بسیار بد	۲/۶	۳	۲/۵	۲/۴۳	۳
کشیده	۱/۴۸	به‌سوی ذرات دانه‌ریز	۰/۲۹	متوسط	۰/۶۳	-۱	-۱/۳	-۱/۲۶	۴
بسیار کشیده	۲/۴۷	به‌سوی ذرات دانه‌ریز	۰/۴۲	بد	۱/۱۳	۳	۲/۴	۲/۱۳	۵



شکل ۴- نمودارهای پراکندگی اندازه دانه‌ها در خور نایبند

شکل دانه‌ها: شکل دانه رسوبات که شامل گردشدگی و کرویت است، پارامتری کلیدی و مهم در بازسازی شرایط رسوب‌گذاری و فرایندهای انتقال رسوبی به‌حساب می‌آیند که منشأ و ترکیب کانی‌شناسی دانه‌ها را نیز بیان می‌کند (Tucker, 2001) . بر اساس تصاویر دانه‌های گراول (شکل ۵) و ماسه (شکل ۶) رسوبات خور نایبند و مقایسه آن‌ها با تقسیم‌بندی ارائه شده توسط تاکر، گردشدگی دانه‌ها از گردشده تا نیمه زاویه‌دار و کرویت از کم تا زیاد در حال تغییر است. به‌صورت کلی رسوبات خور نایبند دارای گردشدگی و کرویت خوب و بالایی هستند و از خشکی به سمت ساحل کرویت و گردشدگی بهتری را از خود نشان می‌دهند.

شکل ۵- تصاویر ماکروسکوپی دانه‌های گراول خور نایبند. (الف .دانه‌های ایستگاه اول، ب. ایستگاه سوم، ج. ایستگاه چهارم، د. ایستگاه پنجم)

شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی دانه‌های ماسه خور نایبند. (الف . دانه‌های ایستگاه اول ب. ایستگاه سوم ج. ایستگاه چهارم د.ایستگاه پنجم)

۴- نتیجه گیری

در نهشته‌های خور نایبند در مرکز شهر بندرعباس و جنوب ایران، مهم‌ترین ساخت‌های رسوبی، ریپل مارک‌های متقارن، ترک‌های گلی و ساختمان‌های زیستی (حفره‌ای) هستند. میانگین اندازه غالب رسوب در این خور ماسه دانه‌ریز است بااین‌حال مقادیری گراول، سیلت و رس نیز حضور دارندکه در رده‌های ماسه گراولی (gS)، ماسه با کمی گراول(S(g)) ، گراول ماسه‌ای(sG) و ماسه گلی با کمی گراول(gmS) قرار داشتند. فرایندهای قاره‌ای (رواناب‌های موقتی) در بالادست (خشکی) و فرایندهای دریایی (کشند و موج) در پایین‌دست (دریا) در این خور غالب هستند. تلاقی این فرایندها در بخش میانی خور موجب نوساناتی در مشخصه‌های بافتی رسوبات گردیده است. مشخصه‌های بافتی رسوبات این خور از رأس آن در خشکی تا انتهای آن در دریا بهبود پیدا می‌کند. انرژی محیطی حاکم در خور نایبند از کم تا متوسط متغیر است.

۵- منابع

آقانباتی، ع.،۱۳۸۵. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

ارزانی، ن.، ۱۳۸۹. آزمایشگاه رسوب‌شناسی، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ سوم، ۱۵۵ صفحه.

جلیلیان، ع. ح.، ۱۳۹۷. محیط‌های رسوبی پیشرفته. انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ سوم، ۳۴۷ صفحه.

خادمی، م.، رضائی، پیمان.، زارع زاده، رضوان.، ۱۳۹۹. بررسی ژئوشیمی نهشته‌های خورگورسوزان در مرکزشهر بندرعباس، جنوب ایران، دومین همایش بین المللی مرکز منطقه تی اقبانوس شناسی غرب آسیا، تهران-ایران. ۹ صفحه.

رنگیان، م.، رضائی، پ.، ناجی، ا.، ۱۳۹۹. رسوب‌شناسی فیزیکی رودخانه مارون، شهرستان کهگیلویه، ششمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران ، دانشگاه شهید چمران اهواز، ۹ صفحه.

شرکت سهامی آب منطقه ای هرمزگان.، ۱۴۰۱. مطالعات تعیین حد بستر و حریم و ساماندهی و انجام عملیات نقشه برداری و ایجاد سیستم GIS مسیل های محدوده شهرستان بندرعباس. ویرایش اول، ۱۰۸صفحه.

قلندرزاده، س.، رضائی، پ. ۱۴۰۲. رسوب‌شناسی فیزیکی نهشته‌های چشمه آبگرم خورگو در شمال خاوری شهر بندرعباس، هشتمین همایش ملی انجمن رسوب‌شناسی ایران، دانشگاه هرمزگان، ۹ صفحه.

موسوی حرمی، ر.، ۱۳۹۳. رسوب‌شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، شرکت به نشر،چاپ یازدهم، ۴۷۴ صفحه.

نوحه‌گر، ا.، حبیبی، س.، بهروزی، م. ۱۴۰۰. سنجش و ارزیابی خطر آلودگی آب و رسوبات ساحلی در مصب خورهای شهر بندرعباس، مجله اکوهیدرولوژی، دوره ۸، شماره ۲، صفحات ۴۲۹-۴۱۱.

Ali Hamze, M., 2021. Environmental implications of the distribution and physical characteristics of surface sediments in the northern Persian Gulf, Geo-Marine Letters, Volume41, article number 45,17.

Brown, T., 2023. Human impacts on estuarine sedimentation: The role of dams, agriculture, and river diversion, Doctoral dissertation, University of Glasgow,257.

Dahiru, M.D., 2022. Sandstone Reservoir Quality Studies: geochemistry and mineralogy of modern estuarine sediments as an analogue for ancient deeply, buried sandstone. Submitted for the degree of Doctor in Philosophy, University of Liverpool, 32.

Dalrymple, R.W. and Choi, K., 2007. Morphologic 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.

Dietze, E., Dietze, M., & Hartmann, K., 2022. End-member modelling of grain-size data in sedimentology: New developments and applications. Sedimentology, 69, no.3, 1245–1261.

Griffiths, J., Worden, R.H., Wooldridge, L.J., Utley, J.E.P., Duller, R.A. and Edge, R.L., 2019. Estuarineminer distribution: Modern analogue for ancient sandstone reservoir quality prediction.66, 2011-2047.

Folk, R.L., (1980)., The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature. The Journal of Geology, 62, 344-359.

Temitope. D. T., 2016. Sediment Characterization in an Estuary-Beach System. Journal of Coastal Zone Management, Volume 9, Issue 3, 1-7.

Tucker, M.E., (2001)., Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks (3 rd ed). Blackwell Scince, 262.

Valizade, M., Khoorani, A., 2022. The impact of climate change on the outdoor tourism climate index (OTCI) in Hormozgan province, Iran. Theoretical and Applied Climatology, 150,no.3, 1605-1612.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی رسوبات خور نایبند، مرکز شهر بندرعباس، جنوب ایران

زینب باوقار زعیمی[1*]، پیمان رضائی[2]، محمد پوستی[3]

۱-دانش آموخته کارشناسی ارشد رسوبشناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان بندرعباس

۲-استادگروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس

۳-دانشیارگروه زمینشناسی،دانشکده علوم پایه،دانشگاه هرمزگان، بندرعباس

Email: bavaghar.zaeimi.zeinab@gmail.com*

چکیده

خور نایبند به درازای تقریبی ۳ کیلومتر در بخش مرکزی شهر بندرعباس، استان هرمزگان، جنوب ایران واقع شده است. این پژوهش جهت یافتن منشأ رسوبات، فرایندهای طبیعی و تأثیرات انسانی در خور نایبند شکل گرفت. در این راستا ۱۴از نمونه رسوبات ۵ ایستگاه برداشت شد و بعد از دانه‌بندی نمونه‌های گراول و ماسه، تهیه مقاطع نازک، طیف‌سنجی پراش پرتو ایکس (XRD) و شناسایی کانی‌های سنگین انجام شد. رسوبات ۳ اندازه متفاوت از گراول تا سیلت و رس را نشان دادند که براین‌اساس در گراول و ماسه‌ها دو ریز رخساره گل‌سنگ آهکی و وکستون بایوکلاستی با خاستگاه سازند آغاجاری مشاهده شد. مطالعه مقاطع نازک رسوبات دانه‌درشت و دانه‌متوسط و نتایج آزمون XRD رسوبات دانه‌ریز خور نایبند به شناسایی کانی‌های کلسیت، کوارتز، فلدسپار، دولومیت، لیزاردیت - کریزوتیل و آمفیبول منجر شد. کانی‌های رسی این خور شامل ایلیت و کلریت، دو کانی شاخص محیط‌های رسوبی هستند و کانی‌های سنگین شامل اولیژیست، هماتیت، مگنتیت و پیریت، زیرکن، اپیدوت و پیروکسن با منشأ آذرین سری هرمز، دگرگونی پهنه سنندج - سیرجان و کربناته سازند آغاجاری و میشان هستند.

کلمات کلیدی: سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی، کانی‌های رسی، رسوبات، خورنایبند، شهر بندرعباس.

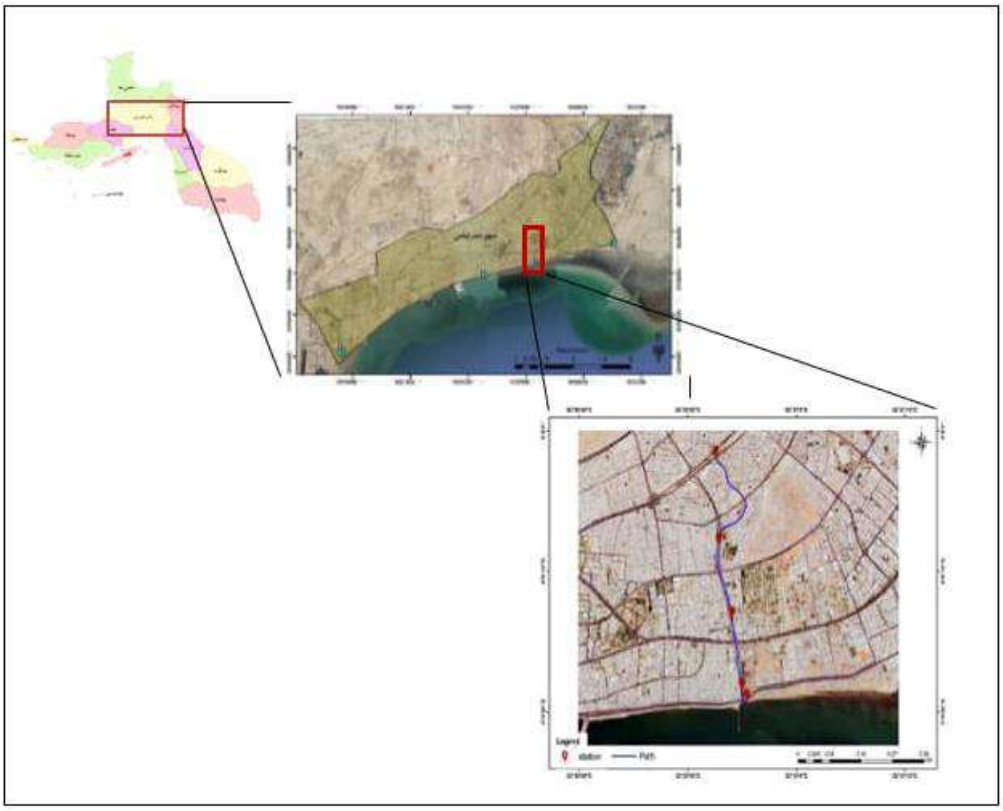
۱- مقدمه

خور یا مصب یک ناحیه انتقالی سطحی است که در آن آب‌های شیرین رودخانه با آب‌های شور دریایی مخلوط می‌شود (Kennish et al, 2024). ازآنجایی‌که خورها در طبقه‌بندی محیط‌های رسوبی حد واسط قرار دارند هم متأثر از عوامل و محیط‌های خشکی، مانند رودخانه و هم عوامل دریایی مانند جزر و مد و امواج هستند و بنابراین مشخصات هر دو محیط را به ارث می‌برند (جلیلیان، ۱۳۹۷) و از تنوع کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی بالایی برخوردارند. از جمله پژوهشاتی که در این حوضه در کنار پژوهشات تکمیلی‌تر انجام‌گرفته، می‌توان به خادمی و همکاران (۱۴۰۰)، متولی زاهد و همکاران (۱۳۹۹)، تائو و همکاران (۲۰۲۱)، آمباسا بلا (۲۰۲۲) و زارع‌زاده و همکاران (۱۳۹۰) اشاره نمود. خور نایبند در جنوب ایران، بخش مرکزی شهر بندرعباس و در مجاورت دریای خلیج‌فارس از خورهای مهم و حیاتی بندرعباس است. باتوجه‌به رشد جمعیت و فعالیت‌های انسانی و صنعتی اطراف این خور، الگوهای رسوب‌گذاری، میزان و ترکیب رسوبات تغییر می‌کند (Brown, 2023)؛ بنابراین بررسی های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی جهت یافتن منشأ رسوبات، فرایندهای طبیعی و تأثیرات انسانی در خور نایبند اهمیت می‌یابد.

خور نایبند در مرکز شهر بندرعباس دارای درازای تقریبی ۳ کیلومتر (شکل ۱)، اختلاف ارتفاع ۸/۲ متر، شیب ۰/۲ درصد، عمق ۱۴-۳ متر (آب منطقه‌ای استان هرمزگان، ۱۴۰۰)، در این خور و پیرامون آن انواع ماهی‌های کوچک، صدف‌ها، پرندگان مهاجر و شکاری، حشرات آبزی و سگ‌ها زندگی می‌کنند. پوشش گیاهی خور نایبند شامل جلبک‌ها و انواع گیاهان علفی و شوری پسند است. گستره مطالعاتی در منتهی‌الیه پهنه رسوبی - ساختاری زاگرس چین‌خورده قرار دارد. در بالادست این خور، سازند آغاجاری (میوسن میانی تا پلیوسن) و میشان با ماسه‌سنگ‌های آهکی، مارن آهکی و سنگ‌آهک، تاقدیس بندرعباس با روند خاوری -باختری و رسوبات کواترنری رخنمون دارند (آقانباتی، ۱۳۸۵).

۲- روش مطالعه

پس از پیشینه سنجی و جمع‌آوری داده‌ها، مطابق روش‌های استاندارد رسوب‌شناسی (خدابخش و صحرا رو ۱۳۹۲ و تاکر ۱۹۸۸) پیمایش صحرایی انجام شد و از ۵ ایستگاه ۱۴ نمونه رسوب از عمق ۲۰-۵ سانتی‌متر برداشت گردید. نمونه ها جهت آزمون های دانه‌بندی در آزمایشگاه رسوب‌شناسی دانشگاه هرمزگان غربالگری و هیدرومتری شده (ارزانی،۱۳۸۹) و در نهایت به ۳ رده تقسیم شدند (فولک، ۱۹۸۰). برای سنگ‌شناسی از نمونه‌های دانه‌درشت و دانه‌متوسط در شمال ، مرکز و جنوب خور، مقاطع نازک تهیه شد و نام گذاری آن‌ها به روش دانهام ۱۹۶۲ انجام گرفت. ۵ نمونه از رسوبات دانه‌ریز به روش آزمون XRD توسط دستگاه PW1800 شرکت Philips و ۳ نمونه با آنالیز کانی سنگین توسط روش ثقل‌سنجی در آزمایشگاه زرآزما پرشیا مورد ارزیابی قرار گرفتند.



شکل۱- موقعیت جغرافیایی خور نایبند در شهر بندرعباس (اقتباس از نوحه‌گر و همکاران، ۱۴۰۰) و ایستگاه های نمونه برداری.

۳- بحث

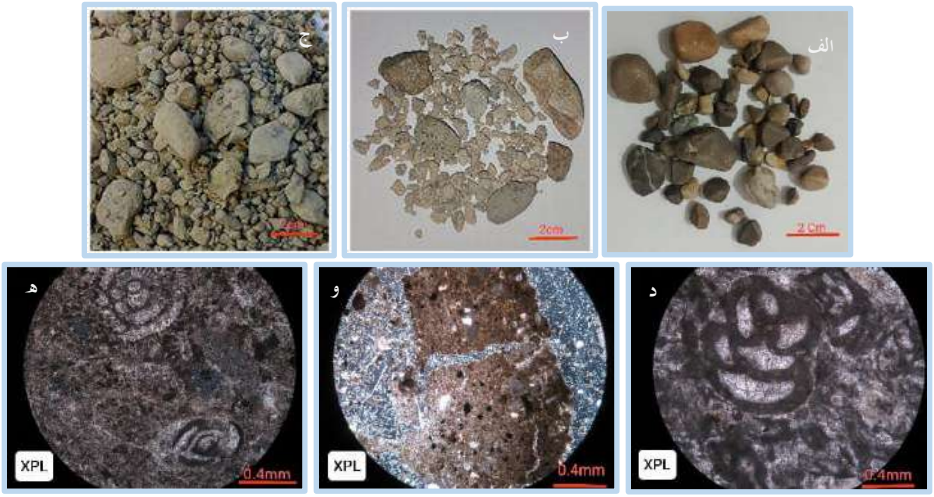
سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی : دانه‌بندی رسوبات خور نایبند هر ۳ اندازه ذرات، گراول، ماسه و سیلت و رس را نشان داد. ازاین‌رو جهت بررسی دقیق و مطلوب‌تر، سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی رسوبات خور نایبند را در ۳ اندازه دانه‌درشت، متوسط و ریز که تحت‌تأثیر امواج، جزر و مد و تا حدی رودخانه هستند، به طور مجزا بررسی خواهیم کرد.

رسوبات دانه‌درشت: اندازه این دانه‌ها از ۲ تا ۴۶ میلی‌متر و از شن تا قلوه‌سنگ در تغییر است. گراول‌های خور نایبند بر اساس طبقه‌بندی دانهام (Dunham, 1962) از دو ریز رخساره گل‌سنگ آهکی و وکستون بایوکلاستی تشکیل شده‌اند. کانی‌شناسی این

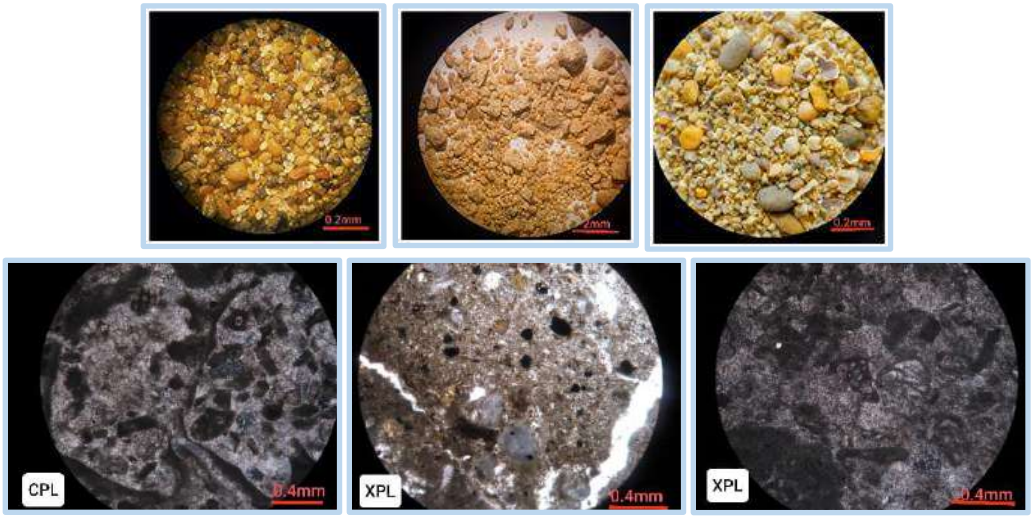
گراول‌ها، ماهیت کربناته آن‌ها رانشان می‌دهد که به میزان زیادی از کلسیت، مقادیری دولومیت، کوارتز، فلدسپار، میکا و کانی‌های رسی به همراه خرده‌های فسیلی مانند فرامینفرها و دوکفه‌ای‌های عهد حاضر در این حوضه حضور دارند (شکل ۲). ماهیت سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی ذرات دانه‌درشت در طول خور نایبند یکسان است و منشأ آن‌ها را می‌توان به سازند آغاجاری نسبت داد.

رسوبات دانه‌متوسط: اندازه این دانه‌ها از ۱/۱۶ تا ۱ میلی‌متر و از ماسه خیلی دانه‌ریز تا ماسه خیلی دانه‌درشت در تغییر است. ماسه‌های خور نایبند بر اساس طبقه‌بندی دانهام (Dunham, 1962) از دو ریز رخساره گلسنگ آهکی و وکستون بایو کلاستی تشکیل شده‌اند. کانی‌شناسی این ماسه‌ها، گویای ارجحیت کلسیت به همراه بلورهای کوارتز با خاموشی مستقیم و مقادیری فلدسپار و میکا در کنار ذرات فسیلی آواری هستند (شکل ۳). ماهیت سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی ذرات دانه‌متوسط در طول خور نایبند یکسان است که از سنگ‌های کربناته سازند آغاجاری سرچشمه گرفته‌اند.

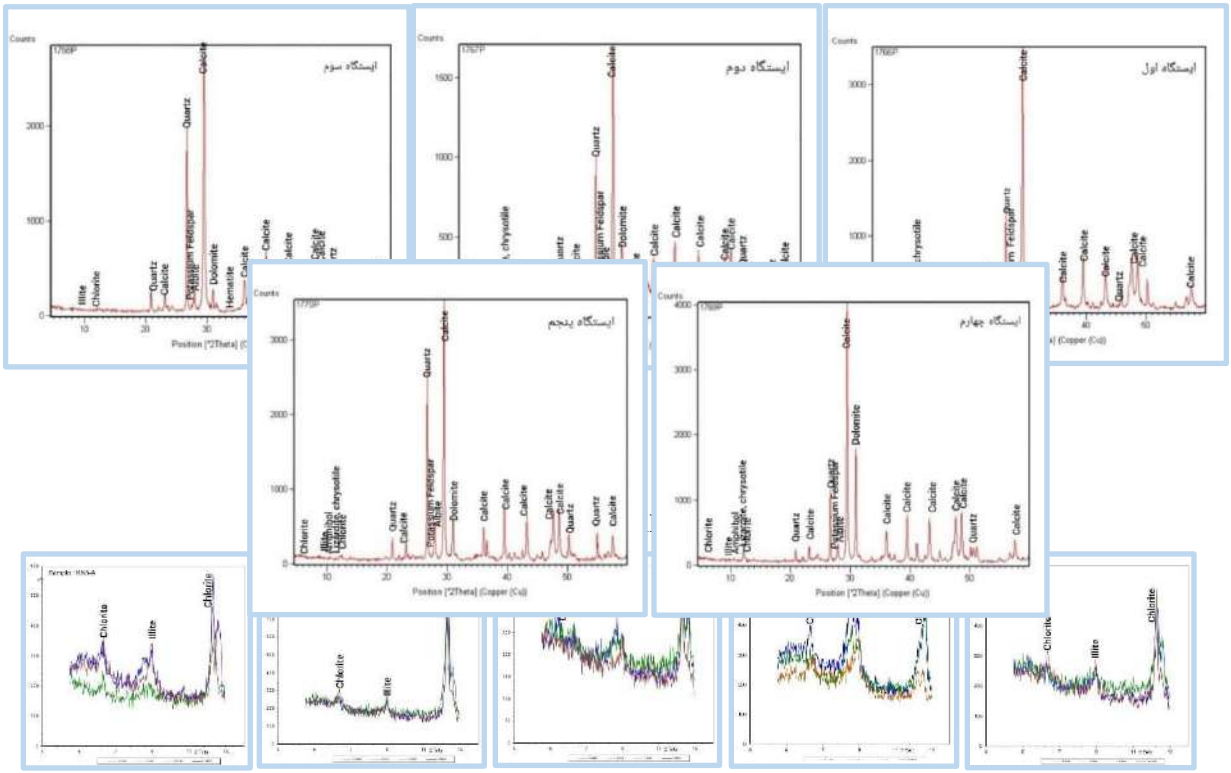
رسوبات دانه‌ریز: اندازه این دانه‌ها از ۱/۲۵۶ تا ۱/۳۲ میلی‌متر و از رس تا سیلت دانه‌درشت در تغییر است. نتایج XRD نشان می‌دهد؛ نیمی از رسوبات را کلسیت با منشأ شیمیایی و بیوشیمیایی تشکیل می‌دهد. کوارتز، فلدسپار و دولومیت با منشأ درجازا نیز فراوانی بالایی دارند. کانی‌های رسی موجود در این خور ایلیت و کلریت با منشأ آواری هستند (رزم‌آرا فرزقی، ۱۴۰۱) (شکل ۵) که کانی‌های معمول و شاخص محیط رسوبی حد واسط همچون خور (Griffiths, 2019) هستند. سرپانتین و آمفیبول نیز به مقدار ناچیز یافت شدند که می‌توان منشأ آن‌ها از سری‌های افیولیتی هرمز و ایجاد شده توسط فرایندهای دگرگونی در پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان دانست. در شکل ۴ فراوانی کانی‌شناسی رسوبات خور نایبند قابل‌مشاهده است. ماهیت کانی‌شناسی رسوبات ریزدانه در خور نایبند تقریباً ثابت است. ترکیب کانی‌شناسی نهشته‌های ریزدانه موردمطالعه تأکیدی است بر خاستگاه ذرات گراولی، ماسه‌ای و ترکیب آن‌ها است؛ به‌طوری‌که نهشته‌های کربناته سازند آغاجاری به‌عنوان خاستگاه اصلی کلسیت، می‌تواند از بخش‌های آواری سازند آغاجاری و نهشته‌های قدیمی‌تر منشأ گرفته باشند.



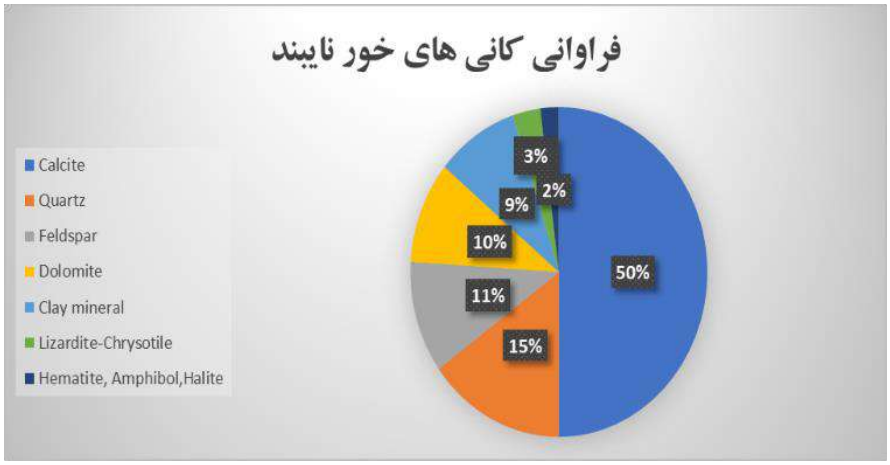
شکل ۲- تصاویر رسوبات گراولی خور نایبند (الف. تصویر ماکروسکوپی بخش جنوبی، ب. بخش مرکزی، ج. بخش شمالی خور نایبند، د.تصویر میکروسکوپی قسمت پایینی خور و ه. بالای خور با ریزرخساره بایو کلاست وکستون، و. قسمت مرکزی خور با ریزرخساره گل‌سنگ آهکی).



شکل ۳- تصاویر رسوبات ماسه ای خور نایبند (الف. تصویر ماکروسکوپی و د. تصویر میکروسکوپی قسمت پایینی خور با ریز رخساره بایو کلاست وکستون، ب. تصویر ماکروسکوپی و و. تصویر میکروسکوپی قسمت مرکزی خور با ریز رخساره گل سنگ آهکی، ج. تصویر ماکروسکوپی و ه. تصویر میکروسکوپی قسمت بالایی خور با ریز رخساره بایو کلاست وکستون).



شکل ۵- طیف های XRD رس ها در خور نایبند و کانی‌شناسی آن‌ها.



شکل ۶- فراوانی کانیایی خور نایبند.

کانی‌های سنگین: کانی‌های سنگین، دانه‌های معدنی متراکم و مقاوم در برابر فرسایش و هوازدگی با وزن مخصوص بیش از ۲/۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب هستند که به‌عنوان ابزاری کلیدی در راستای تفسیر منشأ رسوبات شناخته می‌شوند (Swarnkar ,2024). کانی‌های سنگین تیره در رسوبات خور نایبندکه شامل اولیژیست، هماتیت، مگنتیت و پیریت هستند، کانی‌های سنگین شفاف همچون زیرکن و کانی‌های ثانویه مانند اپیدوت و پیروکسن (شکل ۷) از سنگ مادر و منابع رسوبی، دگرگونی و آذرین هستند. عموماً کانی‌های سنگین خور نایبند نمادی از منشأ اصلی و آغازین سنگ‌های آذرین سری هرمز با سن پرکامبرین پیشین تا پسین (رضائی و همکاران، ۱۳۹۴)، سنگ‌های دگرگونی پهنه سنندج - سیرجان و یا از منابع جدیدتر مانند سازندهای کربناته آغاجاری و میشان هستند.

شکل ۷- کانی‌های سنگین خور نایبند

۴- نتیجه گیری

مطالعات سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی میکروسکوپی، پراش پرتو ایکس و کانی‌های سنگین رسوبات خور نایبند در مرکز شهر بندرعباس بیانگر وجود موارد زیر هستند: دو نوع ریز رخساره گل‌سنگ آهکی و وکستون بایو کلاستی با منشأ سنگ‌های کربناتی سازندآغاجاری در رسوبات دانه‌درشت و متوسط این خور هستند. نیمی از ترکیب کانی‌شناسی را کلسیت تشکیل داده و کانی‌های کوارتز، دولومیت، فلدسپار، کانی‌های رسی و مقادیری ناچیز آمفیبول و سرپانتین در این حوضه حضور دارند. کانی‌های رسی شاخص این محیط ایلت و کلریت بوده و کانی‌های سنگین شامل اولیژیست، هماتیت، مگنتیت و پیریت، زیرکن، اپیدوت و پیروکسن هستند که می‌توانند از خاستگاه آذرین سری هرمز، پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان و یا نهشته‌های کربناته باشند. نهشته‌های کربناته شناسایی شده، عمدتاً از سازندهای آغاجاری و به میزان کمتر از سازندهای میشان و آسماری منشأ گرفته اند. از سوی دیگر منشأ نهشته‌های آواری نیز می‌تواند از سری هرمز، توالی‌های رسوبی جوان‌تر و نیز پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان با تأمل چند چرخه رسوبی باشد.

۵- منابع

آقانباتی، ع.،۱۳۸۵. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

ارزانی، ن.، ۱۳۸۹. آزمایشگاه رسوب‌شناسی، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ سوم، ۱۵۵ صفحه.

جلیلیان، ع. ح.، ۱۳۹۷. محیط‌های رسوبی پیشرفته. انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ سوم، ۳۴۷ صفحه.

خادمی، م.، رضائی، پیمان.، زارع زاده، رضوان.، ۱۳۹۹. سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی خورگورسوزان در مرکزشهر بندرعباس، جنوب ایران، چهلمین همایش ملی علوم زمین، ۱۱صفحه.

خدا بخش، س.، صحرارو، ن.، ۱۳۹۲. آزمایش های رسوب‌شناسی. مرکز نشر دانشگاه بوعلی سینا، چاپ اول، ۱۱۹ صفحه.

رزم آرا فرزقی، م.، ۱۴۰۱. کانی‌شناسی کاربردی رس ها، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۳۴۴ صفحه.

رضائی، پ.، محمدزاده شمیلی، ش.، زارع زاده، ر.، ۱۳۹۴. شناسایی کانی‌های سنگین در ماسه سنگ‌های سازند بختیاری، باختربندرعباس، اولین همایش ملی کاربرد علوم کواترنری در شناخت فرایندهای محیطی، دانشگاه اصفهان، ۴ صفحه.

زارع زاده، ر.، رضائی، پ.، قریشی مارمی، س.، ۱۳۹۰. رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی پادگانه های آهکی دریایی کواترنری جزیره قشم، پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، دوره ۲۷، شماره ۳، صفحه ۱۳۸-۱۲۱.

شرکت سهامی آب منطقه ای هرمزگان.، ۱۴۰۱. مطالعات تعیین حد بستر و حریم و ساماندهی و انجام عملیات نقشه برداری و ایجاد سیستم GIS مسیل های محدوده شهرستان بندرعباس. ویرایش اول، ۱۰۸صفحه.

قلندرزاده، س.، رضائی، پ. ۱۴۰۲. رسوب‌شناسی فیزیکی نهشته‌های چشمه آبگرم خورگو در شمال خاوری شهر بندرعباس، هشتمین همایش ملی انجمن رسوب‌شناسی ایران، دانشگاه هرمزگان، ۹ صفحه.

متولی زاهد، ط.، رضائی، پیمان.، زارع زاده، رضوان.، ۱۳۹۹. نگرشی بر ویژگی های بافتی و کانی‌شناسی رسوبات دریاچه ارژن، استان فارس، مجله رسوب شناسی کاربردی ، دوره ۸، شماره ۱۶، صفحه ۱۸-۸.

موسوی حرمی، ر.، ۱۳۹۳. رسوب‌شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، شرکت به نشر،چاپ یازدهم، ۴۷۴ صفحه.

نوحه‌گر، ا.، حبیبی، س.، بهروزی، م. ۱۴۰۰. سنجش و ارزیابی خطر آلودگی آب و رسوبات ساحلی در مصب خورهای شهر بندرعباس، مجله اکوهیدرولوژی، دوره ۸، شماره ۲، صفحات ۴۲۹-۴۱۱.

Ali Hamze, M., 2021. Environmental implications of the distribution and physical characteristics of surface sediments in the northern Persian Gulf, Geo-Marine Letters, Volume41, article number 45,17p.

Ambassa Bela, V., Ekoa Bessa, A., Ngueutchoua, G., 2022. Petrography and Geochemistary of beach sediments along the centeral coast of Cameroon: Constraints on paleoweathering, Provenance, and tectonic setting, Arabian Journal of Geosciences, Volume 15, article number 855, 25p.

Brown, T., 2023. Human impacts on estuarine sedimentation: The role of dams, agriculture, and river diversion, Doctoral dissertation, University of Glasgow,257p.

Dunham, R.J. (1962). Classification of cabonate rocks according to despositional texture: in W.E Ham, ed., Classification of Carbonate Rocks-A Sympsiuum: Am., Assoc. Petroleum Geologists Mem. 1, p 108-121.

Kennish, M.J., Paeral, H.W., Croswell, J.R. (2024). Climate Change and Estuaries, CRC Press in an imprint of Taylor & Francis Group, LLC, Selection and editorial matter, 684p.

Griffiths, J., Worden, R.H., Wooldridge, L.J., Utley, J.E.P., Duller, R.A. and Edge, R.L., 2019. Estuarineminer distribution: Modern analogue for ancient sandstone reservoir quality prediction.66, 2011-2047.

Folk, R.L., (1980)., The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature. The Journal of Geology, 62, 344-359.

Swarnkar, V., Deshmukh, S., Verma, S., Siddique, S. (2024). Heavy Minerals: Key Tool in Sedimentological Reasearch, Volume 13, Issue 1, 342-344.

Tao, H., Hao, l., Li, S., Wu, T., Qin, Z., Qiu, . (2021). Geochemistry and petrography of the sediment from the marginal areas of Qinghai Lake, Northern Tibet Plateau, China: implications for weathering and Provenance, frontiers in Earth Science, Volume 9, 12 p.

Tucker, M.E., 1998. Thechnique in Sedimentary, Blackwell Scince publication , London, 394p.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

سنگ‌رخساره‌ها و شرایط رسوبگذاری نهشته‌های بختیاری در شمال‌شرق بندرعباس

هدا باوی*[۱]، پیمان رضایی[۲]، حمید محمدی‌زاده[۳]

۱- استاد مدعو گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان

۳- کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

*Email: bavi.hoda@yahoo.com

چکیده

سازند بختیاری در شمال‌شرقی بندرعباس به‌عنوان جوان‌ترین واحد رسوبی زاگرس که در بازه زمانی پلیوسن-پلیستوسن نهشته شده است. مطالعات میدانی، تحلیل هشت برش رسوبی و بررسی ساخت‌های رسوبی شامل لایه‌بندی متقاطع، دانه‌بندی معکوس، عدسی‌های کانالی و ریپل‌مارک‌ها نشان‌دهنده جریان‌های شاخه‌شاخه با بار رسوبی بالا، رویدادهای سیلابی ناگهانی و مهاجرت مکرر کانال‌هاست. تحلیل پتروگرافی ۶۰ نمونه سنگی منشأ آواری رسوبات، ترکیب دانه‌ها و کانی‌شناسی آنها را مشخص کرده و نزدیکی منابع رسوب و حمل کوتاه‌برد مواد را تأیید می‌کند. تغییرات جانبی و قائم رخساره‌ها، شیب لایه‌ها و ناپیوستگی‌ها، نقش مستقیم فعالیت‌های زمین‌ساختی نئوزوئیک در کنترل هندسه، ضخامت و مسیر کانال‌ها را نشان می‌دهد. نتایج حاصل بازسازی محیط ته‌نشست سازند بختیاری در شمال‌شرق بندرعباس را در یک سیستم رودخانه‌ای–مخروط‌افکنه‌ای پرانرژی و تحت کنترل تکتونیک فعال ممکن می‌سازد.

کلمات کلیدی: سازند بختیاری، ریزرخساره‌ها، کنگلومرا، بندرعباس.

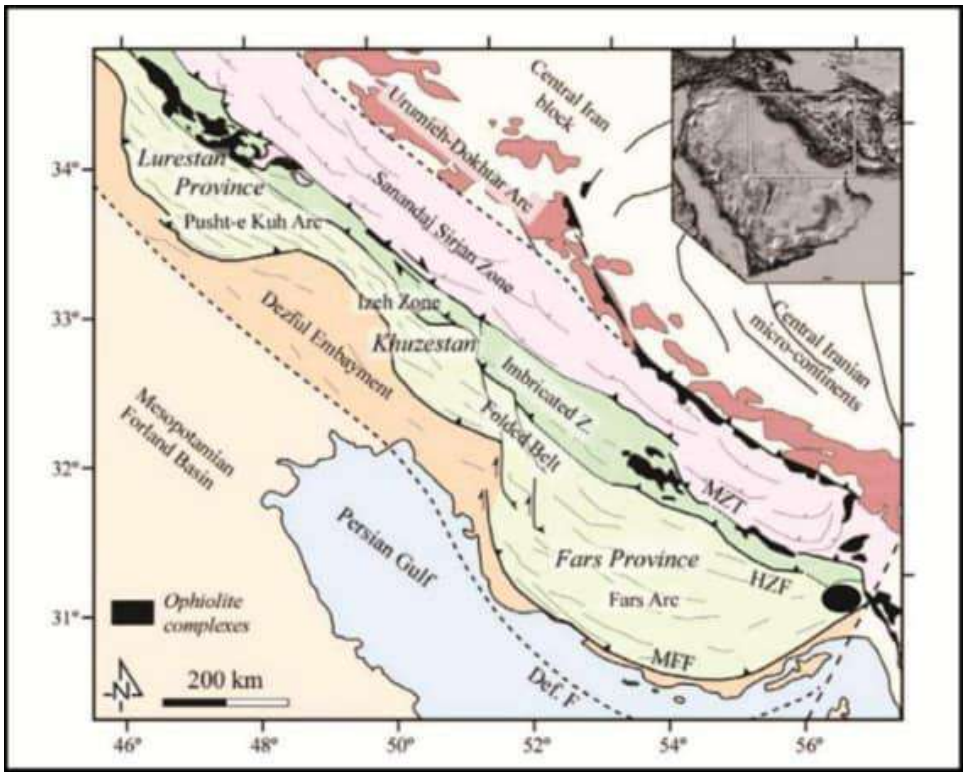
۱- مقدمه

تحولات زمین‌شناسی و رسوبی در پهنه چین‌خورده زاگرس همواره یکی از محورهای مهم مطالعات زمین‌شناسی به‌شمار می‌رود. این پهنه به دلیل جایگاه زمین‌ساختی ویژه و قرارگیری در ناحیه برخورد صفحات عربی و اوراسیا، شامل مجموعه‌ای از سازندهای رسوبی متنوع است که از مهم‌ترین آن‌ها سازند بختیاری می‌باشد. سازند بختیاری به‌عنوان جوان‌ترین واحد رسوبی زاگرس، بازتاب‌دهنده تغییرات قابل‌توجهی در تاریخچه زمین‌ساختی و فرآیندهای رسوب‌گذاری حوضه در بازه زمانی پلیوسن-پلیستوسن است (Yazdi and Keykhah, 2024; Zare and Samadi, 2025). توالی سنگ‌شناسی غالب این سازند شامل نهشته‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی با میان‌لایه‌هایی از گلسنگ است که رسوب‌گذاری آن‌ها عمدتاً در بازه پلیوسن بالایی تا پلئیستوسن میانی رخ داده است (Xiang and Li, 2024). ضخامت نهشته‌ها در گستره زاگرس متغیر است و در منطقه بندرعباس به‌طور متوسط حدود ۱۰۲۷ متر گزارش شده است (محمدزاده‌شمیلی، ۱۳۹۴). سازند بختیاری تحت تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی و کوهزایی همزمان شکل گرفته و تغییرات شدید جانبی رخساره‌ها نشان‌دهنده نقش برجسته نیروهای تکتونیکی، منابع رسوبی و الگوهای زهکشی رودخانه‌ای گذشته در کنترل رسوب‌گذاری است (Torshizian and Karimi, 2022; Vahidnia and Farzadi, 2023). رخنمون‌های قابل توجه این سازند در شمال‌خاوری بندرعباس، معادل سازند آواری هزاردره در شمال ایران، اهمیت آن را در مطالعات زمین‌شناسی و رسوب‌شناسی دوچندان کرده است. ترکیب کنگلومرایی و ماسه‌سنگی همراه با میان‌لایه‌های گلسنگ، بازتاب‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط‌های پرانرژی رودخانه‌ای و بادبزن‌های آبرفتی ناشی از فعالیت‌های زمین‌ساختی و تغییرات اقلیمی است (Soleimani and Teimori, 2022). با توجه به محدودیت مطالعات جامع در گستره شمال‌خاوری بندرعباس، پژوهش حاضر به پر کردن خلأ علمی موجود می‌پردازد و داده‌های به‌دست‌آمده امکان بازسازی دقیق فرآیندهای رسوبی، تغییرات محیطی و پویایی زمین‌ساختی در بازه پلیوسن-پلیستوسن را فراهم می‌آورد. همچنین، شناخت سنگ‌رخساره‌ها و شرایط رسوب‌گذاری سازند بختیاری می‌تواند در ارزیابی و مدیریت منابع آب زیرزمینی

مؤثر باشد و اطلاعات حاصل در برنامه‌ریزی توسعه پایدار و مدیریت بهینه منابع آب منطقه نقش کلیدی ایفا کند. از اینرو هدف از مطالعه حاضر، شناخت سنگ رخساره‌ها و شرایط رسوبگذاری سازند بختیاری در شمال شرق بندرعباس است.

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی

سازند بختیاری در شمال‌خاوری بندرعباس، استان هرمزگان، در دشت ایسین با وسعت حدود ۲۳۰ کیلومتر مربع و ارتفاع ۶۰ تا ۲۳۴۷ متر از سطح دریا قرار دارد و بخشی از کمربند چین‌خورده زاگرس محسوب می‌شود (Vahidnia and Farzadi, 2023). این منطقه در مرز جنوبی زاگرس و مجاور خلیج فارس واقع شده و تحت تأثیر برخورد صفحه عربی با صفحه اوراسیا قرار گرفته است که منجر به تشکیل تاقدیس‌ها، ناودیس‌ها و گنبدهای نمکی هرمز شده است. سازند بختیاری در این منطقه شامل نهشته‌های کنگلومرایی، ماسه‌سنگی و گلسنگی است و روی سازندهای میشان و آغاجاری قرار دارد. رسوبات کواترنری شامل رسوبات رودخانه‌ای، بادی و ساحلی نیز در سطح منطقه به عنوان مرز بالایی بختیاری گسترده شده‌اند. جهت‌بندی تاقدیس‌ها در سه راستای جنوب‌غربی–شمال‌شرقی، شمالی–جنوبی و شرقی–غربی قرار دارد و دیاپیرهای نمکی موجب تغییر آرایش ساختاری منطقه شده‌اند. خلیج فارس به عنوان حوضه پیش‌خشکی (foreland basin) نقش مهمی در تأمین رسوبات این سازند دارد. این ویژگی‌ها نشان‌دهنده یک سیستم زمین‌ساختی و رسوبگذاری پویا است که شکل‌گیری و گستره رخنمون‌های بختیاری را در شمال‌خاوری بندرعباس تعیین کرده‌اند.



شکل ۱) نقشه ساختاری کمربند کوهزایی زاگرس (Homke, 2007) و محدوده مورد مطالعه

۳- روش مطالعه

روش تحقیق این پژوهش به صورت تحلیلی–توصیفی با رویکرد میدانی و آزمایشگاهی انجام شده است و داده‌ها بر پایه برداشت‌های میدانی و آزمایشگاهی جمع‌آوری شده‌اند. در بخش میدانی، هشت برش (S1 تا S8) در نقاط مختلف شمال‌خاوری بندرعباس انتخاب و مختصات، رخساره‌ها، ساخت‌های رسوبی و مرزهای ناپیوستگی با دقت ثبت شدند. همچنین تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها و ساخت‌های رسوبی به طور کامل مستند شدند. در مطالعات آزمایشگاهی ۶۰ نمونه در سه گروه سنگی شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ و گلسنگ‌ها توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند و ویژگی‌هایی مانند بافت، ترکیب کانی‌شناسی و شاخص‌های رسوب‌شناسی تحلیل گردید. در نهایت، داده‌های میدانی و آزمایشگاهی برای تحلیل جایگاه زمین‌شناسی و ساختاری، سنگ رخساره‌ها و شرایط رسوبگذاری و تأثیر رویدادهای تکتونیکی استفاده شده است.

۴- نتایج

۴-۱- مطالعات میدانی

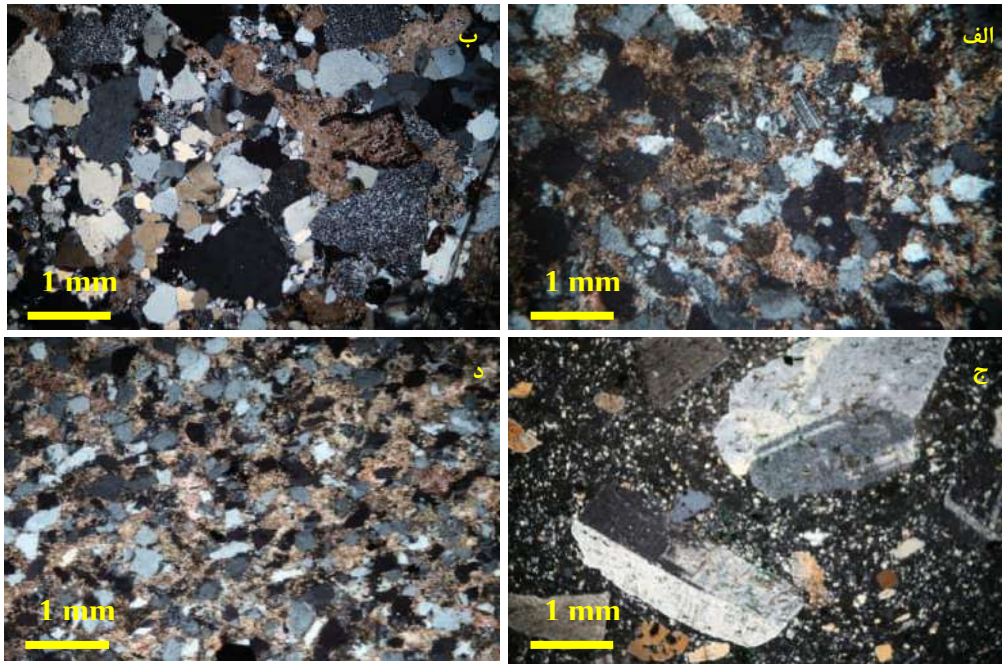
مشاهدات میدانی برش‌های S1 تا S8 سازند بختیاری در شمال‌شرقی بندرعباس نشان می‌دهد که این سازند از پایین به بالا و از شرق به غرب، افزایش ضخامت، درشتی دانه‌ها و تغییر تدریجی محیط رسوب‌گذاری از شرایط کم‌انرژی به پرانرژی را تجربه کرده است. در برش‌های شرقی‌تر (S1 تا S3)، حضور مارن‌ها و ماسه‌سنگ‌های آغاجاری در پایه و کنگلومراهای ریز تا متوسط در بالا، آغاز رسوب‌گذاری در محیط کم‌انرژی و نسبتاً دور از منشاء را نشان می‌دهد. فراوانی لایه‌های ریزدانه، عدسی‌های نازک و شیب کم لایه‌ها (۱۰ تا ۱۵ درجه) مؤید جریان‌های آرام و دوره‌های پایدار رسوبگذاری است. در برش‌های میانی (S4 تا S6)، ضخامت لایه‌ها افزایش یافته و کنگلومراهای درشت‌دانه با عدسی‌های ماسه‌ای و سطوح فرسایش غالب می‌شوند که بیانگر بخش میانی بادبزن آبرفتی با رخدادهای پرانرژی و پرشدگی مکرر کانال‌ها است؛ جهت شیب لایه‌ها به سمت جنوب و جنوب‌غرب (۱۵ تا ۲۰ درجه) حرکت جریان‌ها را در امتداد ساختار منطقه نشان می‌دهد. در غربی‌ترین برش‌ها (S7 و S8)، ضخامت سازند بیش از ۵۰ متر و لایه‌ها عمدتاً شامل پاراکنگلومراهای ضخیم و ماسه‌سنگ‌های مارنی بصورت میان‌لایه هستند؛ وجود لایه‌های مارنی و شیب‌های ۳۰ تا ۴۵ درجه نشان‌دهنده تأثیر بالاآمدگی‌های تکتونیکی جوان و گنبدهای نمکی هرمز بر بالاآمدگی و خمیدگی لایه‌هاست. به‌طور کلی، روند معمولی از S1 تا S8 گذار تدریجی از نهشته‌های آرام دشت سیلابی به سیستم‌های پرانرژی بادبزن آبرفتی–رودخانه‌ای شاخه‌شاخه را نشان می‌دهد و حضور قلوه‌سنگ‌های آهکی و افیولیتی مؤید منبع نزدیک از کمربند افیولیتی زاگرس جنوبی است.

در سازند بختیاری شمال‌شرقی بندرعباس مجموعه‌ای از ساخت‌های رسوبی شاخص شامل لایه‌بندی متقاطع، دانه‌بندی معکوس، عدسی‌های کانالی، لایه‌بندی متقاطع، ریپل‌مارک‌ها و سطوح فرسایشی شیبدار شناسایی شد. لایه‌بندی متقاطع با زاویه‌های ۵ تا ۳۰ درجه نشان‌دهنده مهاجرت تپه‌های شنی و بازتاب‌دهنده جهت جریان‌های رودخانه‌ای پرانرژی است. روند دانه‌بندی رو به ریز شدن بیانگر کاهش تدریجی انرژی جریان در رویدادهای سیلابی و ویژگی محیط‌های رودخانه‌ای–مخروط‌افکنه‌ای است. ریپل‌مارک‌های موازی و متقاطع، رسوبگذاری در بخش‌های کم‌عمق‌تر کانال‌ها و پهنه‌های سیلابی را نشان می‌دهند. سطوح فرسایشی شیبدار نیز حاصل توقف کوتاه‌مدت رسوبگذاری و فرسایش بستر پیشین توسط جریان‌های نیرومند است. ترکیب این شواهد، محیطی پرانرژی، ناپایدار و تحت تأثیر سیلاب‌ها و تکتونیک فعال را برای نهشته‌گذاری سازند بختیاری تأیید می‌کند.

شکل ۲) الف) مرز پایینی توالی کنگلومرایی-ماسه‌سنگی سازند بختیاری بر روی سازند آغاجاری؛ ب) نفوذ عدسی‌های ماسه‌ای در کنگلومرای بختیاری؛ ج) قلوه سنگ‌های زاویه‌دار تا نیمه‌گرد کنگلومرای درشت دانه بختیاری و ماتریکس از جنس ماسه‌ای تا گلی؛ د) لایه‌بندی متقاطع در رخساره‌های گلسنگی (نگاه بسوی شرق)

۴-۲- مطالعات پترگرافی

مطالعه پتروگرافی ۶۰ نمونه سنگی توسط میکروسکوپ پلاریزان نشان می‌دهد که واحدهای کنگلومرایی سازند بختیاری در شمال شرق بندرعباس دارای ترکیبی متنوع از قطعات چرتی، آهکی، کوارتزیتی، آذرین و سنگ‌های ولکانیکی سنوزوئیک هستند که بیانگر منشأ چندگانه و برداشت گسترده از واحدهای مختلف زاگرس و ارتفاعات آتشفشانی مجاور است. بافت دانه‌پشتیبان در اغلب کنگلومراها نشان می‌دهد که اغلب پبلها زاویه‌دار تا نیمه‌گرد شده هستند که رسوبگذاری در محیط‌های رودخانه‌ای پرانرژی و نزدیک به منشاء را تأیید می‌کند. رخساره‌های ماسه سنگی دارای مقدار قابل توجهی فلدسپات و قطعات ولکانیکی‌اند که نشان‌دهنده هوازدگی محدود و حمل کوتاه‌مدت است. سیمان ماسه‌سنگها غالباً کلسیتی و سیلیسی بوده و حضور اکسیدهای آهن نشان‌دهنده شرایط اکسیدان و دگرسانی تاخیری است. پرشدگی فضاهای بین‌دانه‌ای با سیمان، کاهش تخلخل اولیه و نقش دیاژنز را در مراحل مختلف دفن مشخص می‌سازد. شواهد خردشدگی و شکستگی‌های ریز در دانه‌ها بیانگر تأثیر مستقیم تکتونیک فعال حین رسوبگذاری است. تنوع کانی‌شناسی و ویژگی‌های بافتی، موید ماهیت رودخانه‌ای–مخروط‌افکنه‌ای و انرژی بالای سیستم رسوبی است. در مجموع، داده‌های پتروگرافی چارچوبی روشن از منشأ، شرایط رسوبگذاری و تاریخچه تکتونیکی سازند بختیاری در شمال‌شرقی بندرعباس ارائه می‌دهند.



شکل ۳) شواهد میکروسکوپی پتروفاسیس‌های سازند بختیاری. الف) ماسه‌سنگ ساب‌لیتارنایتی؛ ب) ماسه‌سنگ چرت‌آرنایتی؛ ج) دانه‌های فلدسپات در ماسه‌سنگ بختیاری؛ د) ماسه‌سنگ با سیمان کربناته؛ (تمام تصاویر با بزرگنمایی 4x در نور xpl

۵- بحث

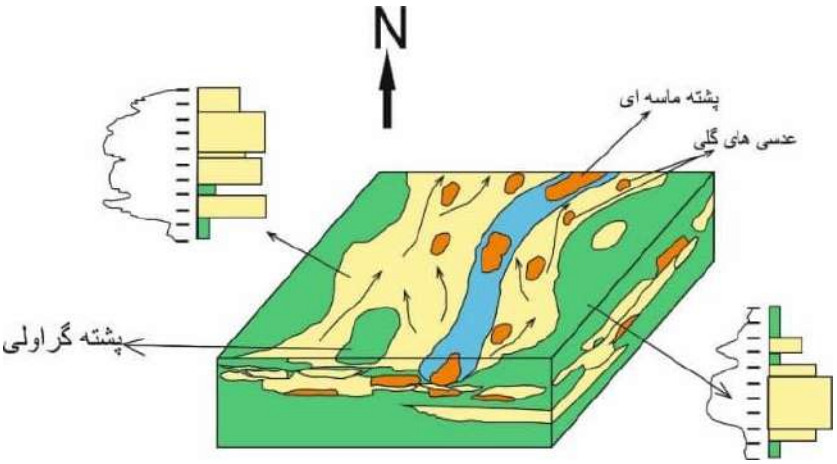
یکی از اهداف اصلی این پژوهش، تعیین جایگاه و مرزهای زیرین و بالایی سازند بختیاری در شمال‌شرقی بندرعباس بود. بررسی هشت برش رسوبی (S1 تا S8) در امتداد شمال‌شرقی–جنوب‌غربی و تحلیل ناپیوستگی‌های زیرین و بالایی سازند نشان داد که مرز فرسایشی بین سازند آغاجاری و بختیاری با ویژگی‌های واضح رسوبی و تغییرات انرژی جریان قابل شناسایی است. در تمامی برش‌ها، کنگلومرای درشت‌دانه بختیاری بر روی ماسه‌سنگ و گل‌سنگ آغاجاری قرار گرفته و سطوح فرسایشی موجدار، عدسی‌های کانالی و میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی نشان‌دهنده قطع و ازسرگیری مکرر رسوبگذاری رودخانه‌ای است. افزایش شیب لایه‌ها تا حدود ۴۵ درجه، تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی همزمان با رسوبگذاری را نشان می‌دهد. حضور نهشته‌های آبرفتی جوان در بالای توالی‌ها نیز توقف نسبی فرسایش پس از تشکیل کنگلومرا را تأیید می‌کند. بر اساس شواهد رسوبی و ساختاری، سن نسبی سازند بختیاری در منطقه پلیوسن-پلیستوسن تعیین می‌شود (Tarighat and Riazi, 2024).

داده‌های صحرایی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که سازند بختیاری در شمال‌شرقی بندرعباس ماهیتی کاملاً آواری داشته و از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و گلسنگ تشکیل شده است؛ این سازند در قالب یک سیستم رودخانه‌ای–مخروط‌افکنه‌ای پرانرژی و تحت کنترل تکتونیک فعال شکل گرفته است. دانه‌بندی ریزشونده، لایه‌بندی متقاطع، ریپل‌مارک‌ها و عدسی‌های کانالی بیانگر جریان‌های رودخانه‌ای شاخه‌شاخه با بار رسوبی بالا و حمل کوتاه‌برد مواد درشت است. کنگلومراهای درشت‌دانه با قلوه‌سنگ‌های زاویه‌دار تا نیمه‌گرد و ماتریکس ماسه‌ای-گلی، رسوبگذاری در کانال‌های پرانرژی و جبهه داخلی مخروط‌افکنه را نشان می‌دهند (Rezai and Yaghoubi, 2023)، در حالی که میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ و ریزدانه بازتاب دوره‌های کاهش انرژی جریان و پرشدگی تدریجی

کانال‌ها هستند (Naderi and Shafiei, 2023). عدسی‌های کنگلومرایی محدود و ضخیم نیز فعالیت مخروط‌افکنه‌ای فعال و رسوبگذاری ناشی از سیلاب‌های ناگهانی را منعکس می‌کنند (Miall, 1996). لایه‌های گسترده ماسه‌سنگی و گل‌سنگی با ریپل‌مارک‌های موازی دوره‌های کم‌انرژی پهنه‌های سیلابی را نشان می‌دهند (Khodadadi and Khosrowzad, 2021). برخی توالی‌های ماسه‌سنگی-سیلتی نیز شرایط حاشیه‌های دلتایی رودخانه‌ای در بخش‌های فرونشسته حوضه را بازتاب می‌دهند (Rezai and Yaghoubi, 2023). شواهد ساخت‌های رسوبی و تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها، همراه با اختلاف ضخامت و ترکیب لایه‌ها، نشان‌دهنده هتروژنیته بالا و مهاجرت مداوم کانال‌ها در پاسخ به تغییرات انرژی جریان است (Soleimani and Teimori, 2022). علاوه بر این، آغاز رسوبگذاری، ایجاد ناپیوستگی زیرین و تغییرات هندسه لایه‌ها، رخساره‌ها و مسیر کانال‌ها تحت تأثیر مستقیم فعالیت‌های زمین‌ساختی نئوزوئیک بوده است (Torabi and Mousavi, 2023). این شواهد نشان می‌دهند که سازند بختیاری حاصل تعامل همزمان فرآیندهای رسوبی پرانرژی و فعالیت‌های زمین‌ساختی فعال است و ویژگی‌های رسوبی آن بازتاب‌دهنده تغییرات انرژی جریان، سیلاب‌های ناگهانی و کنترل تکتونیکی بر رسوبگذاری در حوضه زاگرس می‌باشد.

تحلیل‌های پتروگرافی نشان داد که رسوبات سازند بختیاری منشأ آواری دارند و شامل واحدهای کربناته قدیمی، سنگ‌های سیلیسی و ولکانیک‌های سنوزوئیک هستند. ترکیب دانه‌ها و حضور پبلهای زاویه‌دار بیانگر رسوبگذاری در محیط‌های رودخانه‌ای-مخروط‌افکنه‌ای پرانرژی با نزدیکی منابع رسوب است. فلدسپات‌ها و کانی‌های ولکانیکی نشان‌دهنده تخریب سریع و حمل کوتاه‌برد مواد است. شواهد دیاژنتیکی شامل سیمان کلسیتی-سیلیسی و اکسیدهای آهن مراحل پس از دفن و تکامل رسوبات را مشخص می‌کند. آثار دفرمگی ریزدانه‌ها نیز تأثیر مستقیم فعالیت‌های زمین‌ساختی همزمان با رسوبگذاری را نشان می‌دهد.

مدل رسوبی سازند بختیاری یک سیستم رودخانه‌ای-مخروط‌افکنه‌ای پرانرژی را بازسازی می‌کند. نهشته‌های کنگلومرایی با دانه‌بندی معکوس، مرزهای فرسایشی و ساختارهای فلس‌مانند در کانال‌های پرانرژی و پشته‌های گراولی فعال ته‌نشین می‌شوند و در رودخانه‌های بریده‌بریده به صورت پرشدگی کانال‌های فرعی و سدهای زبانی تجمع می‌یابند. ماسه‌سنگ‌ها با طبقه‌بندی مورب، عدسی‌شکل و لایه‌بندی متقاطع رسوبگذاری در کانال‌های فعال رودخانه‌ای را نشان می‌دهند. گل‌سنگ‌ها در پهنه‌های سیلابی و کانال‌های متروکه ته‌نشین می‌شوند. ساختارهای یک جهتی و حضور پتروفاسیس‌ها بیانگر جریان‌های با انرژی متغیر و مهاجرت مکرر کانال‌ها است. توزیع فضایی و ویژگی‌های رسوبگذاری تحت تأثیر انرژی جریان، سیلاب‌های ناگهانی و توپوگرافی بوده و تصویری از سیستم رودخانه‌ای-مخروط‌افکنه‌ای پویا و تکتونیک‌محور ارائه می‌دهد.



شکل ۴) مدل رسوبی نهشته‌های سازند بختیاری در شمال و شرق شهر بندرعباس

۴- نتیجه گیری

مطالعات صحرایی، سنگ‌نگاری و پتروگرافی نشان می‌دهند که سازند بختیاری در شمال‌شرقی بندرعباس یک سیستم رودخانه‌ای-مخروط‌افکنه‌ای پرانرژی و تحت کنترل فعال تکتونیک است که در بازه زمانی پلیوسن-پلیستوسن نهشته شده است. توالی‌های کنگلومرایی، ماسه‌سنگی و گل‌سنگی همراه با ساخت‌های رسوبی شاخص شامل لایه‌بندی متقاطع، دانه‌بندی معکوس، عدسی‌های کانالی و ریپل‌مارک‌ها، محیط رسوبگذاری پویا با جریان‌های شاخه‌شاخه و رویدادهای سیلابی ناگهانی را بازتاب می‌دهند. تحلیل‌های پتروگرافی نشان داد که رسوبات منشأ آواری دارند و ترکیب دانه‌ها و کانی‌شناسی آنها بیانگر رسوبگذاری نزدیک به منبع و حمل کوتاه‌برد مواد است. تغییرات جانبی و قائم رخساره‌ها، شیب لایه‌ها و ناپیوستگی‌ها، نقش مستقیم فعالیت‌های زمین‌ساختی نئوزوئیک در کنترل هندسه، ضخامت و مسیر کانال‌ها را تأیید می‌کند. مدل رسوبی رودخانه‌ای-مخروط‌افکنه‌ای بازتاب‌دهنده تعامل همزمان فرآیندهای رسوبی پرانرژی و فعالیت‌های تکتونیکی است و چارچوبی جامع برای بازسازی محیط‌های رسوبی قدیمی، بررسی پویایی زمین‌ساختی و ارزیابی منابع آب زیرزمینی در حوضه زاگرس فراهم می‌آورد.

۵- منابع

محمدزاده شمیلی ،ش.، ۱۳۹۴. مطالعه سنگ رخ ساره ها و شرایط ته نشینی سازند بختیاری در شمال باختری شهر بندرعباس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه هرمزگان، ۱۱۷ صفحه.

Khodadadi, A., Khosrowzad, A., 2021. Paleocurrent analysis of the Bakhtiari conglomerates in Lorestan. *Journal of Sedimentary Environments* **5**, 55–70.

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

Naderi, M., Shafiei, M., 2023. Geostatistical modeling of grain size parameters in Bakhtiari channels. *Journal of Sedimentary Research* **93**, 456–472.

Rezai, P., Yaghoubi, M., 2023. Provenance analysis of Bakhtiari sands using Raman spectroscopy. *Minerals* 13, 779.

Soleimani, R., Teimori, R., 2022. Petrography and provenance of Bakhtiari conglomerates. *Journal of Petroleum Geology* 45, 345–360.

Tarighat, S., Riazi, B., 2024. Petrochronology of detrital garnets from the Bakhtiari Formation. *Chemical Geology* 620, 121340.

Torabi, A., Mousavi, S., 2023. Salt tectonics and diapirism in the Persian Gulf and Zagros. *Tectonics* 42, e2022TC007176.

Torshizian, P., Karimi, B., 2022. Structural control on alluvial fan distribution in the Bandar Abbas hinterland. *Geomorphology* **406**, 108246.

Vahidnia, M., Farzadi, P., 2023. Interaction between active tectonics and sedimentation in the Zagros Fold–Thrust Belt. *Basin Research* **35**, 345–362.

Xiang, W., Li, H., 2024. Diagenetic evolution of conglomerate reservoirs: Insights from the Bakhtiari Formation. *Journal of Petroleum Science and Engineering* **216**, 109925.

Yazdi, S., Keykhah, S., 2024. Paleohydraulic reconstruction of Miocene–Pliocene rivers in the Zagros Basin. *Sedimentology* 71, 123–142.

Zare, M., Samadi, A., 2025. High-resolution chemostratigraphy of the Bakhtiari Formation. *Chemical Geology* 648, 121797.

نقش هوش مصنوعی در مطالعات سنگ‌رسوب و چینه شناسی: تحول در شناسایی، طبقه‌بندی و مدل‌سازی

حامد عامری

دانشیار دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته

ameri.hamed@gmail.com

چکیده

با پیشرفت فناوری‌های محاسباتی، هوش مصنوعی (AI) و یادگیری ماشین (ML) به طور فزاینده‌ای در علوم زمین، به ویژه در رسوب‌شناسی و مطالعات سنگ‌رسوبی، نفوذ کرده‌اند. این فناوری‌ها توانسته‌اند چالش‌های سنتی در شناسایی، طبقه‌بندی، تفسیر و مدل‌سازی محیط‌های رسوبی را با سرعت، دقت و مقیاس بی‌سابقه‌ای حل کنند. در این مقاله، مروری جامع بر کاربردهای هوش مصنوعی در رسوب‌شناسی ارائه می‌شود، از جمله: پردازش تصویر برای شناسایی ذرات و بافت‌های رسوبی، طبقه‌بندی خودکار سنگ‌های رسوبی، تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی، پیش‌بینی تغییرات رخساره‌ای و مدل‌سازی محیط‌های دیرینه. همچنین، مزایا و محدودیت‌های این فناوری‌ها و چشم‌انداز آینده آن‌ها در تحول رسوب‌شناسی مورد بحث قرار می‌گیرد. نتایج نشان می‌دهد که هوش مصنوعی نه تنها به عنوان یک ابزار کمکی، بلکه به عنوان یک پارادایم جدید در تحلیل‌های رسوب‌شناسی در حال ظهور است.

کلمات کلیدی: هوش مصنوعی، یادگیری ماشین، رسوب‌شناسی، سنگ‌رسوب، پردازش تصویر، مدل‌سازی

۱- مقدمه

رسوب‌شناسی، به عنوان شاخه‌ای از علوم زمین، به مطالعه فرآیندهای تشکیل، انتقال و نهشت‌گذاری رسوبات و سنگ‌های حاصل از آن‌ها می‌پردازد. روش‌های سنتی در این زمینه، اغلب مبتنی بر مشاهده‌های چشمی، توصیف‌های کیفی و تفسیرهای تجربی هستند که می‌توانند زمان‌بر، پرخطا و وابسته به شخص باشند. با افزایش حجم و پیچیدگی داده‌های زمین‌شناسی، از جمله داده‌های مغناطیس‌سنجی، لاگ‌های چاه‌پیمایی، تصاویر میکروسکوپی، مقاطع نازک و داده‌های ژئوشیمیایی، نیاز به روش‌های تحلیل کمی، خودکار و هوشمند بیش از پیش احساس می‌شود. هوش مصنوعی و به ویژه زیرشاخه‌های آن مانند یادگیری ماشین و یادگیری عمیق، با قابلیت شناسایی الگوها در داده‌های پیچیده و بزرگ، پاسخی مناسب به این نیاز هستند. این فناوری‌ها امکان استخراج اطلاعات پنهان، طبقه‌بندی دقیق‌تر و مدل‌سازی پیش‌بینانه را فراهم می‌کنند. هدف این مقاله، بررسی نقش تحول‌آفرین هوش مصنوعی در حوزه‌های کلیدی رسوب‌شناسی است.

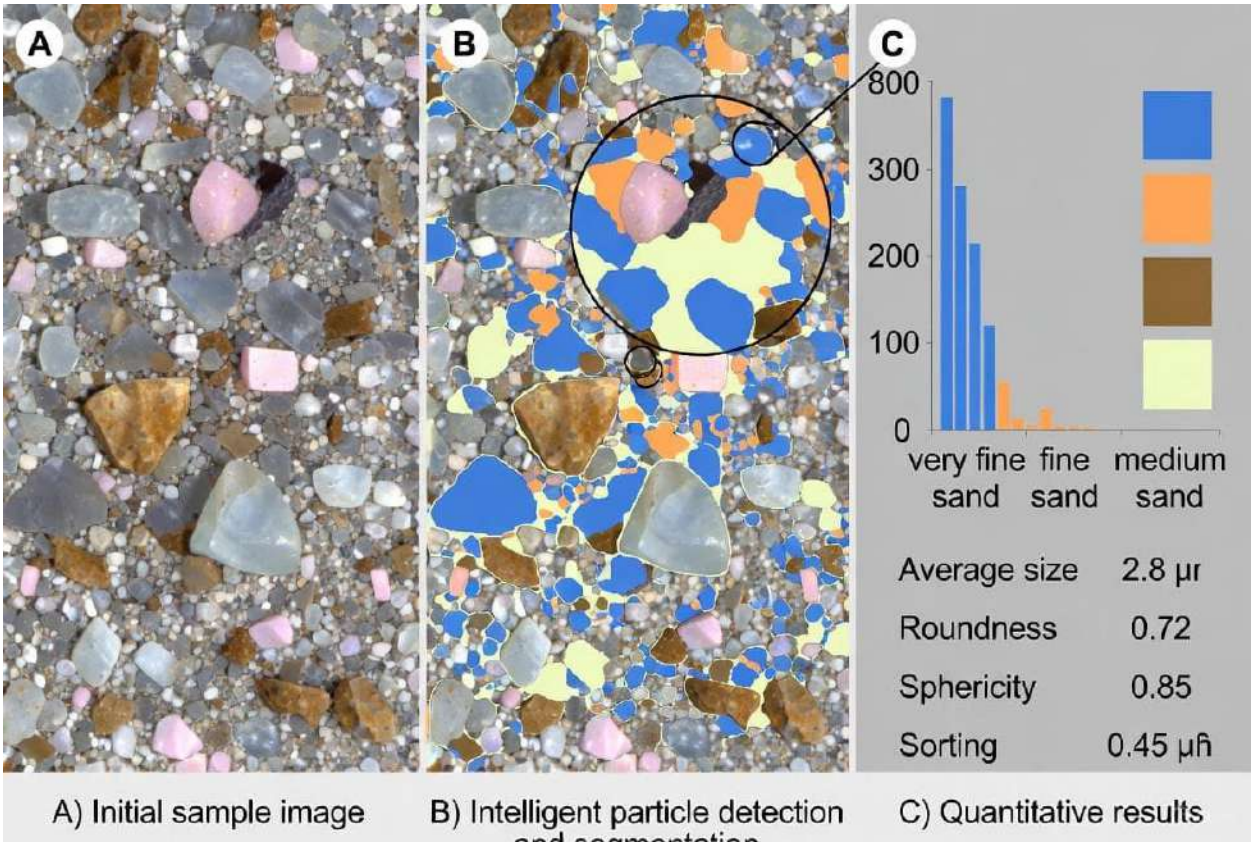
۲-بحث

۱. پردازش تصویر و شناسایی خودکار ویژگی‌های رسوبی

یکی از بارزترین کاربردهای هوش مصنوعی در رسوب‌شناسی، تحلیل تصاویر است.

شناسایی ذرات و اندازه‌گیری پارامترهای بافتی: الگوریتم‌های بینایی کامپیوتر می‌توانند به طور خودکار تصاویر ماسه‌سنگ‌ها، کنگلومراها یا رسوبات سست را پردازش کنند تا اندازه ذرات، گردشدگی، کرویت و جورشدگی را با دقتی فراتر از روش‌های دستی

اندازه‌گیری کنند (شکل ۱). مطالعه مقاطع نازک: شبکه‌های عصبی کانولوشنی (CNNs) برای شناسایی و شمارش دانه‌ها، سیمان، فضاهای خالی و ماتریکس در مقاطع نازک سنگ‌های رسوبی به کار می‌روند. این امر منجر به تخمین سریع و عینی ترکیب سنگ، تخلخل و بافت می‌شود.



شکل ۱: نمونه‌ای از پردازش تصویر هوشمند برای شناسایی و اندازه‌گیری پارامترهای ذرات ماسه. (a) تصویر میکروسکوپی اولیه. (b) تصویر حاصل از تقسیم‌بندی (Segmentation) هوشمند ذرات. (c) نمودار توزیع اندازه ذرات استخراج شده به طور خودکار.

۲. طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های رسوبی

الگوریتم‌های یادگیری ماشین نظارت‌شده (مانند SVM، Random Forest) قادرند با آموزش روی مجموعه داده‌های دارای برچسب (مانند تصاویر مقاطع نازک همراه با نام سنگ)، مدل‌هایی برای طبقه‌بندی خودکار انواع سنگ‌های رسوبی (مثل ماسه‌سنگ، سنگ آهک، شیل) ایجاد کنند. این روش‌ها می‌توانند ناهمگنی‌های ظریف بین رخساره‌ها را که از دید چشمی پنهان می‌مانند، تشخیص دهند.

۳. تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی

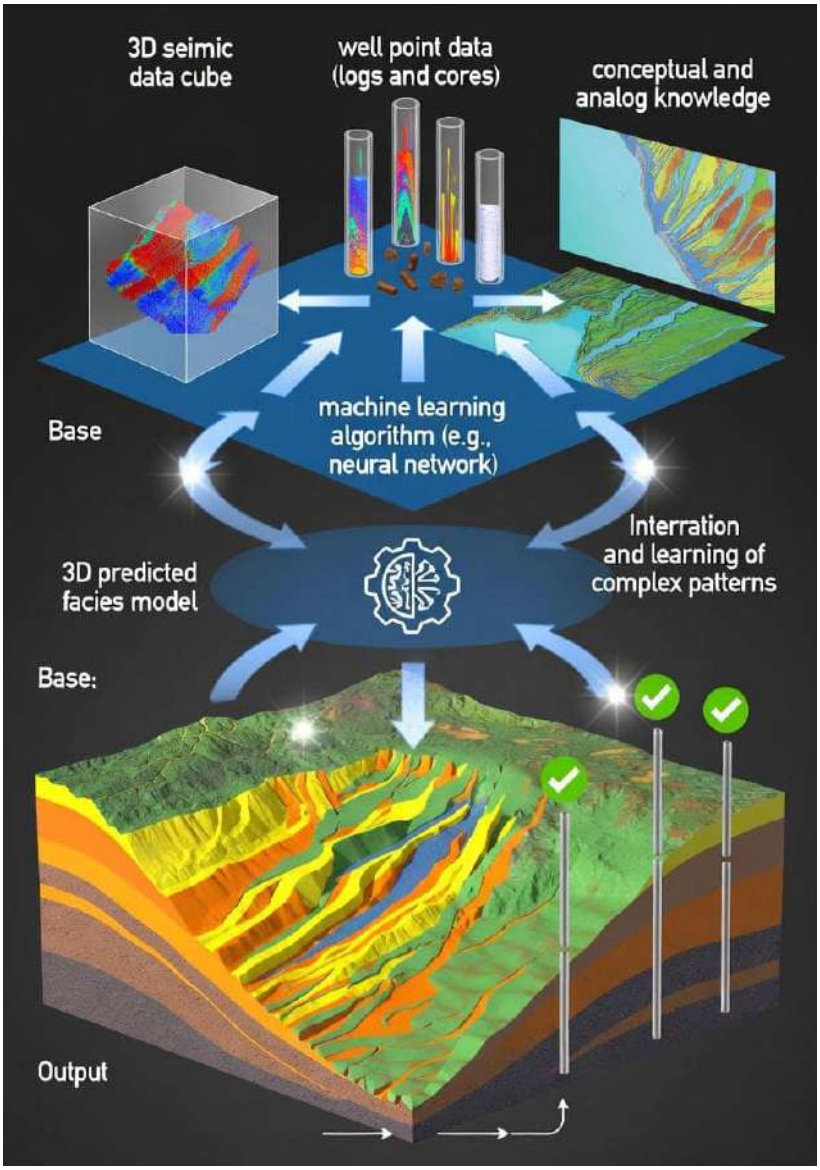
بازسازی محیط‌های دیرینه: با استفاده از روش‌های یادگیری ماشین مانند رگرسیون و خوشه‌بندی، می‌توان روابط پیچیده بین داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب (مثل XRF داده‌ها) و پارامترهای محیط رسوبی (مانند عمق آب، شوری، شرایط اکسیدان-احیاء) را مدل کرد و محیط دیرینه را با دقت بیشتری بازسازی نمود.

تفسیر لاگ‌های چاه‌پیمایی: هوش مصنوعی می‌تواند الگوهای موجود در داده‌های پتروفیزیکی (مانند GR، Resistivity، Sonic) را برای شناسایی لیتولوژی، تعیین مرز لایه‌ها و حتی پیش‌بینی خواصی مانند تخلخل و تراوایی در سنگ‌های رسوبی تحلیل کند.

۴. مدل‌سازی رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی

پیش‌بینی تغییرات رخساره‌ای: با ترکیب داده‌های لرزه‌نگاری، داده‌های چاه‌ها و مدل‌های زمین‌شناسی، الگوریتم‌های ML می‌توانند توزیع سه‌بعدی رخساره‌های رسوبی (مانند کانال‌های رودخانه‌ای، ماسه‌بارهای ساحلی) را در میادین هیدروکربنی مدل‌سازی و پیش‌بینی کنند (شکل ۲).

شبیه‌سازی فرآیندهای رسوبی: مدل‌های مبتنی بر AI می‌توانند برای شبیه‌سازی و درک تعاملات پیچیده بین عوامل کنترل‌کننده رسوبگذاری (مانند تغییرات سطح دریا، تکتونیک، اقلیم) به کار روند.



شکل ۲: مدل‌سازی سه‌بعدی توزیع رخساره‌های یک سیستم دلتایی با کمک الگوریتم‌های یادگیری ماشین، ادغام داده‌های لرزه‌ای و چاه.

۵. یکپارچه‌سازی داده‌های چندمقیاسی و چندمنبعی

هوش مصنوعی به ویژه در ادغام داده‌های ناهمگن و در مقیاس‌های مختلف (از داده‌های ماهواره‌ای و لرزه‌نگاری در مقیاس حوضه تا داده‌های میکروسکوپی در مقیاس دانه) مؤثر است. این یکپارچه‌سازی، درک جامع‌تری از سیستم‌های رسوبی از مقیاس حوضه تا مقیاس پور ارائه می‌دهد.

مزایا، چالش‌ها و محدودیت‌ها

مزایا:

سرعت و کارایی: تحلیل حجم عظیمی از داده در زمان کوتاه.

دقت و تکرارپذیری: کاهش خطاهای انسانی و ارائه نتایج عینی و کمی.

کشف الگوهای پیچیده: شناسایی روابط غیرخطی و پنهان در داده‌ها که برای انسان قابل تشخیص نیست.

پیش‌بینی و مدل‌سازی: امکان پیش‌بینی ویژگی‌های ناشناخته مناطق مورد مطالعه.

چالش‌ها و محدودیت‌ها:

نیاز به داده‌های آموزشی باکیفیت و حجیم: عملکرد مدل‌های AI شدیداً وابسته به کیفیت و کمیت داده‌های آموزشی است. تهیه این داده‌ها در زمین‌شناسی اغلب پرهزینه و زمان‌بر است.

مشکل "جعبه سیاه": برخی مدل‌های پیچیده (مثل شبکه‌های عصبی عمیق) فاقد قابلیت تفسیرپذیری هستند و نمی‌توان به راحتی فهمید چگونه به نتیجه خاصی رسیده‌اند. این موضوع در علوم زمین که فهم فرآیندها حیاتی است، می‌تواند مشکل‌زا باشد.

دانش تخصصی دوگانه: نیاز به همکاری نزدیک بین رسوب‌شناسان و متخصصان داده/هوش مصنوعی وجود دارد.

خطر تعمیم نادرست: مدل‌های آموزش‌دیده بر اساس یک منطقه یا تشکیل خاص ممکن است برای مناطق با شرایط زمین‌شناسی متفاوت قابل تعمیم نباشند.

۳- نتیجه گیری

هوش مصنوعی در حال تبدیل شدن به یک جزء جدایی‌ناپذیر در جعبه ابزار رسوب‌شناس مدرن است. این فناوری با خودکارسازی کارهای تکراری و پرحجم، امکان تمرکز محققان بر جنبه‌های تفسیری و مفهومی را فراهم کرده و دقت و توان پیش‌بینی در مطالعات سنگ‌رسوبی را به طور چشمگیری افزایش می‌دهد.

چشم‌انداز آینده این حوزه شامل موارد زیر است:

توسعه مدل‌های تفسیرپذیر (Explainable AI - XAI): جهت افزایش اعتماد و درک فرآیندهای تصمیم‌گیری مدل‌ها در زمین‌شناسی.

ایجاد پایگاه‌های داده استاندارد و به‌اشتراک‌گذاشته شده: شامل تصاویر مقاطع نازک، داده‌های ژئوشیمیایی و لاگ‌های چاه‌های مختلف برای آموزش مدل‌های عمومی‌تر و قوی‌تر.

ادغام هوش مصنوعی با سایر فناوری‌های نوین: مانند اینترنت اشیا (IoT) برای پایش بلادرنگ فرآیندهای رسوبی مدرن، یا واقعیت افزوده (AR) برای آموزش و نمایش مدل‌ها.

پیش‌به‌سازی دیجیتال (Digital Twin) حوضه‌های رسوبی: ایجاد نسخه‌های دیجیتال پویا و به‌روز از حوضه‌ها که با داده‌های جدید تغذیه شده و با AI تحلیل می‌شوند.

در نهایت، موفقیت در این مسیر مستلزم سرمایه‌گذاری در آموزش نسل جدیدی از زمین‌شناسان مجهز به سواد داده‌ای و تقویت همکاری‌های بین‌رشته‌ای است. هوش مصنوعی نه جایگزین، بلکه تقویت‌کننده توانایی‌ها و بینش‌های تخصصی رسوب‌شناس خواهد بود و افق‌های جدیدی را برای درک سیستم‌های پیچیده زمین‌شناسی می‌گشاید.

۴- منابع

Al-Mudhafar, W. J. (2020). Machine Learning Algorithms for Lithofacies Classification and Prediction from Well Logs in Carbonate Reservoirs. Journal of Petroleum Science and Engineering.

Cracknell, M. J., & Reading, A. M. (2014). Geological mapping using machine learning algorithms. International Journal of Remote Sensing.

Dramsch, J. S. (2020). 70 years of machine learning in geoscience in review. Computers & Geosciences.

Kuhn, S., et al. (2020). Automated mineralogy and petrography using machine learning: A review. Minerals Engineering.

Liang, M., et al. (2022). Deep learning for sedimentary facies identification from seismic data: A case study. Geophysics.

Razak, S. M., & Smits, R. M. (2021). Application of artificial intelligence in sedimentology and stratigraphy: A comprehensive review. Earth-Science Reviews.

Wang, G., et al. (2021). A CNN-based method for sandstone thin-section image classification. Journal of Petroleum Science and Engineering.

Zhou, Y., et al. (2023). Integrating geochemical and geophysical data using machine learning for paleoenvironmental reconstruction. Sedimentary Geology.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

فرایند ایجاد فرسایش و رسوب زایی در حوزه های آبریز و محیط زیست

عبدالرضا علی جانی*

*دانش آموخته دکتری رسوب شناسی- زمین شناسی مهندسی ، مدرس دانشگاه مشاور ارشد ژئوتکنیک و ژئوتوریسم
E.mail:arz.alijani@yahoo.com

چکیده

عوامل هوازدگی و فرسایش سازندهای زمین شناسی و رسوب ناشی ازآن در حوزه های آبریز به واقع منبع اصلی تأمین و تغذیه رسوبی رودخانه ها و حوضه های رسوبی است .بطور طبیعی، تعادلی بین تغذیه رسوبی رودخانه از طریق زیرحوضه ها و خصوصیات هندسی و ریخت تشناسی رودخان هها برقرار می باشد .چنانچه به دلایل طبیعی و یا دخالت های انسانی، تغذیه رسوبی رودخانه و حوضه، دستخوش تغییر شود، رودخانه و حوضه نسبت به این تغییر، واکنش نشان داده و متناسب با افزایش یا کاهش رسوب ورودی به حوزه ، شکل، ریختار و پلان و پروفیل آن دچار تغییر خواهد شد .از این رو ضروری است در مطالعات پایه خصوصا در پروژه های عمرانی، ساماندهی رودخانه و مطالعات سدسازی ، نسبت به برآورد میزان احجام رسوبی ورودی به مخازن سدها، حوضه ها ، رودخانه ها بررسی های لازم صورت پذیرد ، تا در این ارتباط تدابیر مهندسی و راهکارهای مربوطه اتخاذ گردد. در همین راستا ، در طرح آزمایشی منطقه مورد مطالعه واقع درشمال استان خوزستان ، نسبت به شناسایی سازند های زمین شناسی منطقه بالادست و جوانب طرح اقدام و با توجه به یافته های پژوهشی حاصله خصوصا نوع لیتولوژی سازندها ، ابتدا میزان فرسایش پذیری و رسوب زایی آنها تعیین گردیده و سپس نسبت به ارئه راهکارهای مناسب جهت کاهش تاثیرات مخرب احتمالی عوامل فرسایش ورسوب زایی از جمله تراس بندی ، کاهش شیب ، سازه های تله اندازرسوب و نظایر آن پیشنهاد و ارائه طریق شده است.

کلمات کلیدی :لیتولوژی، سازندهای زمین شناسی، رسوب ،فرسایش، حوزه های آبریز

۱- مقدمه

نظر به اهمیت خاک و لزوم حفاظت از آن ، از دیر باز تلاشهای گسترده ای برای پیش بینی فرسایش وبرآورد تولید رسوب در نقاط مختلف جهان توسط متخصصین علوم خاک . ژئوموفولوژی .زمین شناسی وسنگ شناسی و محققین حفاظت خاک صورت گرفته است.خاک به عنوان بستر تولید و یکی از دو عنصر تشکیل دهنده اکوسیستم خشکی ها (آب و خاک) از عوامل مهم در استمرار زیست در کره زمین است فرسایش خاک به عنوان یک آفت و بیماری خاک محسوب گردیده که این عمل سبب تخریب فیزیکی و شیمیایی و سپس زوال و پست رفت آن می گردد(ارومیه ای ا ، رستگارلاری، ع .وم ،. کیمان فرد،1381).از جمله مدل ها و روش های برآورد فرسایش و رسوب که در آنها عوامل سنگ شناسی(لیتولوژی)و حساسیت سازندهای زمین شناسی به فرسایش به عنوان یکی از عوامل اصلی قلمداد شده، می توان به مدل های محاسبه فرسایش نظیر MPSIAC, EPM و روشهای ژئو مرفولوژی و هیدروفیزیکی اشاره نمود.بر اساس یافته های حاصل از تحقیقات این پژوهشگران مشخص شده است که از روش رسوب شناسی می توان در حوزه های آبخیزی که دارای تنوع سنگ شناسی هستند برای منشا یابی رسوبات استفاده نمود.با استفاده از روش رسوب شناسی میتوان اقدام به برآورد رسوب و سهم مشارکت واحدهای سنگی مختلف در تولید آن اقدام نمود.

۲-روش تحقیق

به منظور تعیین فرسایش پذیری و میزان رسوب حاصل از آن در سطح منطقه ، متدولوژی تحقیق شامل:
شناسایی سازندهای زمین شناسی منطقه طرح و سپس تعیین دقیق نوع لیتولوژی تشکیل دهنده این سازندها تعیین بافت و ساخت) (واحدهای سنگی با توجه به نوع و جنس لیتولوژی سازندها شناسایی خصوصیات فیزیکی،شیمیایی و مکانیکی واحدها به منظورتعیین میزان تاثیر فاکتورهای هوازدگی و فرسایش تعیین نوع و جنس واحدها(سنگ آهک ، ماسه سنگ، مارلستون ، سیلت استون ،گچ و مارن ، آبرفت و نظایر آن)شناسایی همگرایی یا واگرایی عناصر و کانی های سازنده بافت و ساخت سنگ یا خاک تعیین میزان تولید رسوب و رسوب زایی حاصل از عامل عمده تاثیر گذار در این ارتباط(فرسایش)جهت کلاسه بندی با شناسایی کلاسه بندی میزان فرسایش(از خیلی کم تا خیلی زیاد)و امتیاز بندی منطقه به تفکیک نوع لیتولوژی و نوع سازند زمین شناسی و تجزیه و تحلیل نتایج حاصله به روش پسیاک اصلاح شده نسبت به پتانسیل فرسایش پذیری و رسوب زایی منطقه اقدام گردیده است. با توجه به نتایج حاصل از روش مورد استفاده در این پژوهش، منطقه طرح از نظر کلاسه بندی واقع شده است « .متوسط » پتانسیل فرسایش پذیری و رسوب زایی در رده متوسط واقع شده است.

شکل ۱: نقشه موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در شمال استان خوزستان

برآورد تجربی رسوبات به روش PSIAC تصحیح شده

در این روش برای 9 عامل از مهم ترین عوامل مؤثر در فرسایش حدود حداقل و حداکثر امتیازاتی توصیه گردیده که با جمع امتیازات و تعیین امتیاز کل میزان پتانسیل فرسایش حوزه آبریز به این روش قابل برآورد خواهد بود.در جدول عوامل نه گانه، حدود ضرائب و فاکتورهای مؤثر و مهم برای تشخیص حدود امتیاز مربوط به هر یک ازعوامل ارائه گردیده است(علی جانی ، عبدالرضا ،.1398) لازم به توضیح می باشد که در روش پسیاک اصلاح شده (Modified PSIAC) برای تعیین دقیق تر امتیاز مربوط بههر یک از عوامل روابطی پیشنهاد گردیده که در این مطالعات تا حد امکان از فرمو لهای تجربی فوق به همراه شناختو ارزیابی از خصوصیات کیفی هر یک از

عوامل نه گانه استفاده گردیده است.موارد اصلی مؤثر در فرسایش در این روش عبارتند از :زمی نشناسی سطحی، خاک، آب و هوا، جریا نهای سطح ، ناهمواری(پستی و بلندی)، پوشش گیاهی، نحوۀ استفاده از زمین، فرسایش اراضی مرتفع و بلند و بالاخرهفرسایش رودخانه ای و حمل رسوب.در این جدول امتیازات در نظر گرفته شده برای هر عامل و روش یا علت تخمین میزان کمی آن درج گردیده است .درادامه توضیحاتی دربارۀ هر یک از عوامل نامبرده ارائه می گردد:

بر اساس مقادیر اختیار شده جمع کل امتیازات حوزه معادل ۵.۶۴ برآورد گردیده که توسط رابطه زیر میانگین حجم

$Q_s=38.77\exp(0.0358\ R)$

سالانه فرسایش در حوزه قابل تخمین خواهد بود.

که در آن R جمع امتیازات و Q_s میزان فرسایش حوزه بر حسب مترمکعب در سال بر کیلومتر مربع م یباشد.به این ترتیب بر اساس جمع امتیاز مربوط به رسوب میزان فرسایش حوزه آبریز معادل 390 متر مکعب در سال برکیلومتر مربع برآورد و با منظور نمودن متوسط وزن مخصوص مواد رسوبی معادل 1/3 تن بر متر مکعب میزان فرسایش حوزه آبریز بالغ بر 500 تن در سال(معادل 507 تن در سال)بر کیلومتر مربع قابل تخمین بوده است.بنا براین با توجه به میزان حجم و وزن رسوب حاصل از فرسایش(حدود 500 تن در سال)، منطقه طرح از نظر کلاسه بندی فرسایش و رسوب زایی در رده متوسط قرار دارد(علی جانی ، عبدالرضا ،.1399)

جدول۱-امتیاز هر یک از عوامل نه گانه در شرایط گوناگون

	(10) رسوبات زیاد	(5) رسوبات متوسط	(0) رسوبات کم
زمین شناسی سطحی	الف ـ (شیل دریایی) ب ـ گچ و مارنهای آندیریت دار (خرد شده تکه تکه) ج ـ لایه سنگهای سخت و شیل د ـ ماسه سنگها	الف ـ سنگهایی با سختی متوسط ـ سنگهای دگرگونی ب ـ سنگهای خرد شده یا هوا دیده متوسط ج ـ سنگهایی با شکستگی متوسط د ـ گرانیتها (آذرین) ه ـ سنگهای آشکی نرم و ـ کنگلومرا ز ـ سنگ آهک با لایه‌های ضخیم	الف ـ تشکیلات سخت و فشرده ب ـ دولومیت‌ها چ ـ لایه‌های بزرگ آبرفتی
خاک ها	(10) رسوبات زیاد	(5) رسوبات متوسط	(0) رسوبات کم
	الف ـ بافت نرم با پراکندگی زیاد، شور، قلیایی، دارای قابلیت انبساط و انقباض زیاد ب ـ سیلت دانه‌ای و شن نرم ج ـ شنی د ـ بافت شنی ـ لومی از جنس گرانیت	الف ـ بافت متوسط ب ـ دارای قطعات تخته سنگی به طور پراکنده ج ـ لایه‌های آشکی د ـ بافت قلوه‌سنگی (بین 30 تا 50 درصد حجم)	الف ـ دارای درصد زیادی از تخته‌سنگ ب ـ رس‌های با ساختمان محکم چ ـ بالا بودن مقدار مواد آلی خاک
آب و هوا	(10) رسوبات زیاد	(5) رسوبات متوسط	(0) رسوبات کم
	الف ـ باران‌های چند روزه همراه با دوره‌های کوتاهی از رگبار تند ب ـ ورود رگبارهای شدید بطور متناوب ج ـ آب و هوای خشک با شدت باران زیاد د ـ وجود جریان های حاصل از ذوب برف	الف ـ وجود بارندگی با مدت و شدت متوسط ب ـ رگبارهای متناوب	الف ـ آب و هوای مرطوب با بارندگی‌های با شدت کم ب ـ اکثر بارندگی به شکل برف ج ـ یخ بستن و ذوب شدن د ـ آب هوای خشک با وجود بارندگی مداوم ولی بسیار کم

	(10) رسوبات زیاد	(5) رسوبات متوسط	(0) رسوبات کم
جریانهای سطحی (رواناب)	الف ـ بالا بودن دبي حداکثر در واحد سطح ب ـ حجم زیاد جریان آب در واحد سطح ج ـ خالتهاي هیدرولوژیکي گروه D د ـ خالتهاي هیدرولوژیکي گروه C	الف ـ دبي حداکثر متوسط ب ـ حجم متوسط جریان آب در واحد سطح ج ـ خالتهاي هیدرولوژیکي گروه B	الف ـ پایین بودن دبي حداکثر در واحد سطح ب ـ حجم کم جریان آب در واحد سطح ج ـ جریانهاي سطحي نادر د ـ خالتهاي هیدرولوژیکي گروه A
ناهمواري (بستر و بلندي)	(10) رسوبات زیاد الف ـ مناطق با شیب تند (با بیش از 30%) ب ـ ارتفاع زیاد، پستي و بلندي زیاد ج ـ بسترهاي با شیب تند د ـ پستي و بلندي هاي سیل گیر	(5) رسوبات متوسط الف ـ فلات با شیب متوسط (کمتر از 20%) ب ـ گسترش مناطق سیل گیر با واحدهاي فیزیوگرافي بادبزني شکل.	(0) رسوبات کم الف ـ مناطق با شیب آرام (کمتر از 5%) ب ـ دشت آبرفتي گسترده
پوشش گیاهي محدود	(10) رسوبات زیاد الف ـ پوشش زمین کمتر از 20% ب ـ پوشش گیاهي پراکنده و بقایاي گیاهي محدود ج ـ عدم وجود قلوه سنگ در سطح خاك	(0) رسوبات متوسط الف ـ پوشش زمین کمتر از 40% ب ـ بقایاي گیاهي قابل توجه ج ـ وجود درخت بطور پراکنده و متراکم	(-10) رسوبات کم الف ـ سطح زمین کاملا پوشیده از نباتات ، بقایاي گیاهي و قلوه سنگ بیش از 70 درصد ب ـ احتمال رسیدن باران به مواد فرسایش پذیر کم باشد.
نحوه استفاده از زمین و (کاربري زمین)	(10) رسوبات زیاد الف ـ بیش از 50% تحت کشت ب ـ تقریبا تمام سطح تحت چراي متراکم ج ـ بقایاي گیاهي در تمام سطح بتازگي سوزانده شده است. د ـ پوشش جنگلي به تازگي بریده شده ه ـ بریدگي‌هاي عبور جاده زیاد باشد.	(0) رسوبات متوسط الف ـ کمتر از 25% کشت شده ب ـ کمتر از 50% سطح کشت چراي مفرط ج ـ کمتر از 50% پوشش جنگلي با تازگي قطع شده. د ـ وجود جاده‌هاي معمولي و دیگر آبینه	(-10) رسوبات کم الف ـ زمین بایر ب ـ میزان چرا محدود ج ـ به تازگي قطع اشجار نشده د ـ بدون جاده و معبر

	(25) رسوبات زیاد	(10) رسوبات متوسط	(0) رسوبات کم
فرسایش اراضي مرتفع و بلند	الف ـ وجود فرسایش شیاري ،گالي و توده‌اي در بیش از 50% سطح اراضي ب ـ بالا بودن میزان فرسایش	الف ـ وجود انواع مختلف فرسایش در حدود 25% سطح اراضي ب ـ فرسایش بادي با رسوب‌گذاري در کانال‌هاي آب ج ـ فرسایش متوسط	الف ـ عدم وجود علایم فرسایش ب ـ فرسایش کم
فرسایش رودخانه‌اي و حمل رسوب	(25) رسوبات زیاد الف ـ فرسایش کناري رودخانه به طور دائم یا متناوب با عمق جریان طویل‌المدت ب ـ فرسایش ابتداي سرشاخه‌ها و کاهش ارتفاع آنها	(10) رسوبات متوسط الف ـ جریان با عمق و تواتر متوسط با فرسایش کناره یا بستر به طور متناوب	(0) رسوبات کم الف ـ انهار پهن و کم‌عمق با شیب مسطح و جریان کوتاه‌مدت ب ـ بستر رودخانه بر روي توده‌هاي عظیم صخره با قطعات بزرگ سنگ یا در سطوح با پوشش گیاهي خوب ج ـ انهار کنترل شده

جدول ۲-برآورد امتیازات مربوط به عوامل فرسایش به روش PSIACدر حوزه آبریز مورد مطالعه = 323 / 225 Km (مساحت حوزه)

ردیف	عامل فرسایش	امتیاز	توضیحات
1	زمین شناسی سطحی (10 تا 0)	4/4	%25 حوزه داراي فرسايش خيلي زياد %10 حوزه داراي فرسايش زياد %23 حوزه داراي فرسايش كم %42 حوزه داراي فرسايش خيلي كم 25/0×10+10/0×8+23/0×3+42/0×1)=4/4 (
2	خاك (10 تا 0)	5	بافت متوسط و داراي قطعات تخته سنگي
3	آب و هوا (10 تا 0)	4/8	$X=2/0P_2$ ميزان بارندگي 6 ساعته با دوره بازگشت 2 سال (mm) $P_2=42$ $X=2/0\times42=4/8$
4	جريانهاي سطحي (روانابها) (10 تا 0)	2/3	$X=006/0R+10Q_p$ ارتفاع رواناب سيلابي سالانه (mm) R=247 دبي ويژه حداكثر سيل با دوره بازگشت 2 سال (m^3/see/km^2) $Q_p=167/0$ $X=006/0\times247+10\times167/0=2/3$
5	ناهمواري (پستي و بلندي) (20 تا 0)	5/13	$X=33/0S$ شيب متوسط حوزه (%) S=41 $X=33/0\times41=5/13$
6	وضعيت پوشش زمين (پوشش گياهي) (+10 تا -10)	7	$X=2/0P_b$ درصد اراضي سخت و فاقد پوشش $P_b=35$ $X=20-2/0\times35=7$
7	نحوه استفاده از اراضي (+10 تا -10)	5	$X=20-2/0B$ درصد تاج پوشش گياهي (اراضي زراعي و مرتع) b=75 $X=20-2/0\times75=5$
8	فرسايش اراضي مرتفع و بلند (25 تا 0)	10	وجود انواع مختلف فرسايش در حدود 25 درصد از سطح اراضي . فرسايش متوسط
9	فرسايش رودخانه‌اي و حمل رسوب (25 تا 0)	8	جريان با عمق و تواتر متوسط با فرسايش كناره يا بستر بطور متناوب

۳-بحث

منطقه طرح آزمایشی - پژوهشی مورد نظر در شمال شرقی استان خوزستان واقع می باشد.این منطقه طرح از گستره خلیج واره دزفول اثر بسیار چشمگیری گرفته که ساختار اصلی آن به کوهزایی والاچین نسبت داده می شود.از نظر موقعیت و شرایط زمین شناسی، منطقه و محدوده مورد نظر در زون ساختاری رسوبی زاگرس چین خورده و سایر ساختارهای متأثر از آن قرار دارد.نوع لیتولوژی مورد انتظار این زون در استان خوزستان، عمدتاً شامل سازندهای:کنگلومرای بختیاری، ماسه سنگ آغاجاری، مارن میشان و گچ گچساران به همراه سازندآهک آسماری است که علاوه بر آن، وجود سایر سازندها نظیر پابده -گورپی و نظایر آن نیز در منطقه برونزد دارند.

جدول۳-برآورد امتیاز پارامتر زمین شناسی منطقه طرح ناشی از هوازدگی و فرسایش(بر اساس روش پسیاک اصلاح شده)

	(10) رسوبات زیاد	(5) رسوبات متوسط	(0) رسوبات کم
زمین شناسی سطحی	الف ـ (شیل دریایی) ب ـ گچ و مارنهاي انیدریت دار (خرد شده ـتکه تکه) ج ـ لایه سنگهاي سخت و شیل د ـ ماسه سنگ‌ها	الف ـ سنگ‌هایی با سختی متوسط ـ سنگهاي دگرگونی ب ـ سنگهاي خرد شده یا هوا دیده متوسط ج ـ سنگ‌هایی با شکستگی متوسط د ـ گرانیتها (آذرین) ه ـ سنگهاي آهکی نرم و ـ کنگلومرا ز ـ سنگ آهك با لایه‌هاي ضخیم	الف ـ تشکیلات سخت و فشرده ب ـ دولومیت‌ها ج ـ لایه‌هاي بزرگ آبرفتی

شکل ۲- نمایی از سازند آسماری با لیتو لوژی سنگ آهک ، و سازند پابده -گورپی با لیتو لوژی شیلی -مارنی و آهک مارنی در شمال استان خوزستان

بر اساس بررسی های زمین شناسی ، در منطقه مورد تحقیق (و خصوصا در مطالعات سدسازی)، ابتدا میزان و درصد واحدهای مختلف رخنمون های سنگی گسترش یافته درسطح منطقه طرح تهیه شده و سپس نوع سازندهای زمین شناسی و جنس لایه های آن مشخص می گردد(Alijani A R et al 2016). با توجه به نوع سازند و جنس لایه(لیتولوژی)، پتانسیل هر یک از واحدهای سازندهای مذکور چه به لحاظ نفوذپذیری و چه به لحاظ فرسایش بر اساس ارزیابی ها و برداشت های صحرایی تعیین خواهد گردید.در منطقه طرح مطالعاتی(در حوزه آبریز کارون)برونزد لایه ها متشکل از رسوبات و رخنمون های سنگی به شرح زیر بوده است:

سنگ آهک (سازند آسماری و سروک) = ۴۰٪ - دارای فرسایش خیلی کم (با امتیاز ۱) 40%×1=0.40

شیل و مارن (سازند پابده و گورپی) = ۲۰٪ - دارای فرسایش زیاد (با امتیاز ۸) 20%×8=1.60

ماسه سنگ (سازند آغاجاری) = ۱۰٪ - دارای فرسایش متوسط (با امتیاز ۵) 10%×5=0.50

رسوبات آبرفتی (نهشته‌های کواترنر) = ۵٪ - دارای فرسایش خیلی زیاد (با امتیاز ۱۰) 5%×10=0.50

کنگلومرا (سازند بختیاری) = ۲۰٪ - دارای فرسایش کم (با امتیاز ۳) 20%×3=0.60

گچ (سازند گچساران) = ۵٪ - دارای فرسایش خیلی زیاد (با امتیاز ۱۰) 5%×10=0.50

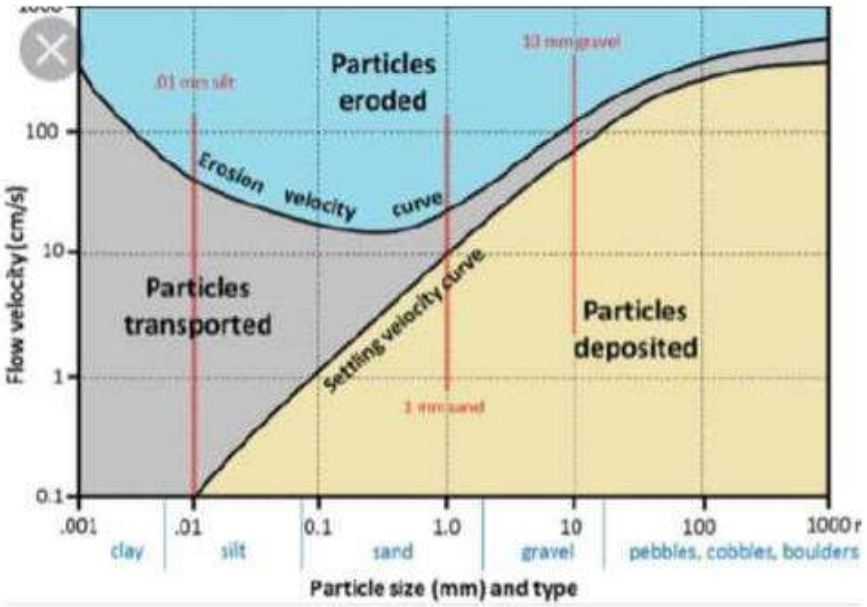
به این ترتیب ، در سطح زیر حوزه این طرح: حدود 10 درصد از مساحت حوزه آبریز دارای فرسایش خیلی زیاد(گچ سازند گچساران)،حدود 20 درصد حوزه دارای فرسایش پذیری زیاد(شیل و مارن سازند پابده و گورپی)،حدود 10 درصد حوزه دارای فرسایش پذیری متوسط(ماسه سنگ سازند آغاجاری)،حدود 20 درصد حوزه دارای فرسایشپذیری کم(کنگلومرای سازند بختیاری)،حدود 40 درصد از حوزه دارای فرسایش پذیری خیلی کم(سنگ آهک سازند آسماری و سروک)می باشد.بر اساس جدول امتیاز مربوط به ردیف زمین شناسی سطحی: برای رسوبات با پتانسیل فرسایش خیلی زیاد امتیاز معادل10 ،برای رسوبات با پتانسیل فرسایش متوسط امتیاز معادل5 ،برای رسوبات با پتانسیل فرسایش کم امتیاز معادل صفرلحاظ میگردد.به این ترتیب همانطور که در ستون توضیحات ردیف مربوط به جداول نیز قابل ملاحظه است ، بطورمیانگین: با اختصاص امتیاز 10 برای لیتولوژی با قابلیت رسوب زایی خیلی زیاد،امتیاز 8 برای لیتولوژی با قابلیت رسوب زایی زیاد،امتیاز 5 برای لیتولوژی با قابلیت رسوب زایی متوسط،امتیاز3 برای لیتولوژی با قابلیت رسوب زایی کم،امتیاز 1 برای لیتولوژی با قابلیت رسوب زایی خیلی کم.اقدام به برآورد جمع امتیاز مربوط به زمی نشناسی برای حوزه آبریز منطقه آزمایشی طرح گردید که در ردیف توضیحات جدول مربوطه محاسبات آن ارائه شده است.به این ترتیب بر اساس محاسبات صورت گرفته: جمع امتیاز مربوط به پارامتر زمی نشناسی منطقه طرح مورد نظر، مطابق روش PSIAC اصلاح شده ، معادل 4.1 برآورد گردیده است. با توجه به امتیاز بندی مندرج در جدول ، منطقه طرح از نظر کلاسه بندی پتانسیل «رده متوسط » فرسایش زایی و ایجاد رسوب قرار خواهد گرفت.

جدول ۴-خصوصیات کلی واحدهای سنگی سازندهای زمین شناسی و میزان درصد گسترش آنها در سطح منطقه طرح

نام سازند	علامت اختصاری (%گسترش)	لیتولوژی	برونزد در منطقه طرح	ضخامت سازند(متر)	ویژگی مهم
پابده- گورپی	Kpb/kGp(20%)	شیل و مارن	✓	800 (تجمعی)	نفوذپذیری بسیارکم- فرسایش شدید
آسماری	Oma (40%)	سنگ آهک کرم رنگ و مارن در بخش بالایی	✓	400	قسمت های کارستی است بخش بالایی نفوذپذیری خیلی کم
گچساران	Mg(5%)	گچسنگ	✓	>100	نفوذناپذیر-انحلال پذیر
میشان	M_m (0%)	مارن- مقدار کم	-	~100	نفوذپذیری خیلی کم
آغاجاری	Maj(10%)	سیلت سنگ- ماسه سنگ و کنگلومرا	✓	>1000	نفوذپذیری کم- فرسایش پذیر
بختیاری	Om/CB(20%)	کنگلومرا	✓	>350	دیواره ساز
آبرفت	Qs(5%)	شن و ماسه و سیلت	✓	بسیار متفاوت	نفوذپذیرترین واحد

با توجه به نوع لیتولوژی سازندهای زمین شناسی منطقه و سختی یا سستی آن، مواد و مصا لح از جنس گچی ومارنی ، بدلیل سست تر بودن، بیشتر ایجاد رسوب می کنند و مواد و مصا لح از جنس آهکی و سیلیسی ، بدلیل سختی بیشتر دیرتر و کمتر رسوب می نمایند. در منطقه طرح در اثر عوامل فرسایش و هوازدگی بر روی سازندهای زمین شناسی منطقه و خصوصاً دربالادست حوزه آبریز و برحسب نوع لیتولوژی لایه های سنگی، قطعات مختلف از این لایه ها جدا و به سمت پایین دست در مسیر رودخانه حمل گردیده اند (Alijani, A R et al 2016). قطعات در حد تخته سنگ، قلوه سنگ و شن های درشت دانه تا ریزدانه به صورت زاویه دار بوده که به مرور با ادامه حمل و انتقال در طول مسیر به حالت زاویه دار، نیمه زاویه دار، نیمه مدور و مدور در آمدهاند. سر منشأ رسوبات آبرفتی درشت دانه عمدتاً از سازندهای سنگی آهک آسماری، ماسه سنگ آغاجاری وکنگلومرای بختیاری است.سر منشأ رسوبات آبرفتی ریزدانه در حد سیلت و رس حاصل از فرسایش و حمل لایه های شیلی و مارنی سازند پابده و گورپی و سیلتی مارنی سازند آغاجاری می باشد. در مجموع رسوبات آبرفتی هم به صورت بار رسوبی معلق(ریزدانه رسی -سیلتی)و هم بار رسوبی غلتان(در حد شن و قلوه سنگ)در مسیر ته نشست گردیده است.در اثر عوامل فرسایش و پدیده هوازدگی در سازندهای سنگی و خصوصاً تأثیر عوامل تکتونیکی و ایجاد شکستگی در لایه های سنگی نظیر درزه ها و گسله ها همواره پدیده زمین لغزش سبب تجمع رسوبات در پای دامنه کوهها به صورت واریزه گردیده که به سمت پایین دست ارتفاعات حمل و ته نشست شده اند. در کل، از سازندهایی که در منطقه مورد مطالعه بیشتر رخنمون دارند، با توجه به نوع لیتولوژی ، جنس لایه و فرسایش پذیری ، ایجاد رسوب و رسوبزایی آنها متفاوت خواهد بود .این سازند ها از نظر سنی و از قدیم به جدید به این ترتیب بوده اند: سازند پابده -گورپی از جنس شیل و مارن بوده که علیرغم خاصیت نفوذپذیری کم،پتانسیل فرسایش پذیری شدیدی داشته و لذا در ایجاد رسوب و رسوبزایی نقش به سزایی دارد.سازند آسماری از جنس سنگ آهک که پتانسیل فرسایش پذیری خیلی کم داشته و لذادر ایجاد رسوب و رسوبزایی نقش بسیار کمی دارد. سازند گچساران از جنس گچ که پتانسیل فرسایش پذیری خیلی زیادی داشته و لذا درایجاد رسوب و رسوبزایی نقش بسیار بالایی دارد.سازند آغاجاری از جنس ماسه سنگ که پتانسیل فرسایش پذیری نسبتا متوسطی داشته و لذا در ایجاد رسوب و رسوبزایی نقش حد واسطی نسبت به سایر سازندها

دارد.سازند بختیاری از جنس کنگلومرای که پتانسیل فرسایش پذیری پایینی داشته و لذا در ایجاد رسوب و رسوبزایی نقش کمی دارد. رسوبات آبرفتی از جنس درشت دانه شن و ماسه ای و ریز دانه سیلت و رسی که به دلیل ناپیوسته بودن ،دارای پتانسیل فرسایش پذیری خیلی زیاد بوده و لذا در ایجاد رسوب و رسوبزایی نقش به سزایی دارد.



نمودار۱- فلوچارت روابط فرسایش -حمل و ته نشست رسوبات با توجه به قطر و جنس ذرات

۴- نتیجه گیری

در مواردی که هدف از طرح های آبخیزداری کنترل رسوب و ارائه راهکارهای کاربردی برای مهار حمل و انتقال رسوب و جلوگیری از انباشت رسوبات و کاهش رسوبات وارده به مخازن سدهای ذخیره ای، کانال های آبرسانی، رودخانه ها-و موارد مشابه باشد، استفاده از روش های رسوب شناسی مرتبط با تعیین نوع لیتولوژی سازندهای زمین شناسی در مقایسه با سایر روش ها نظیر MPSIAC و EPM و نظایر آن ،مناسب تر خواهد بود. به نظر میرسد ، مناسبترین پارامتر کنترل فرسایش – رسوبزایی وجود سازه های تله اندازرسوب بوده که نسبت به سایر روش های کنترل رسوب ، با لحاظ همه معایب و محاسن آن ، بسیار مؤثرتر و مناسب تر است.. مناسب ترین و مهم ترین راهکارها و روش های پیشگیری از فرسایش بیشتر و رسوبزایی حوزه های آبریز رودخانه ای و بالتبع رسوب گذاری رسوب آنها در مخازن سدها، توجهبه مطالعات پایه و عمدتاً استفاده از روش های کنترل فرسایش و رسوب می باشد که اهم این راهکارها شامل موارد ذیل است: لحاظ نمودن استراتژی مناسب و متناسب با روشهای کنترل فرسایش در منطقه و محدوده مطالعاتی با توجه به اقلیم منطقه.انتخاب روش متناسب با نوع خاک، آب و هوا، خصوصیات حوزه و شرایط آبخیزداری منطقه طرح مورد نظر و به حداقل رساندن سطح و زمان تخریب خاک.مقاوم سازی شیب های تند ورودی رسوب به مخازن سدها با انجام تمهیدات لازم.احداث حوضچه های ترسیب بار معلق رسوبات ریزدانه رسی و سیلتی و همچنین بار بستر رسوبات درشت دانه شن و ماسه ای و قلوه سنگی درحوضچه ها و مخازن سدهامتوالی است.

لذا در مجموع ، به نظر میرسد ، مناسبترین پارامتر کنترل فرسایش– رسوبزایی وجود سازه های تله انداز رسوب بوده که به عنوان اولویت پیشنهادی جهت کنترل فرسایش و رسوبزایی، میباشد.

۵-منابع

ارومیه ای .ا ، رستگارلاری، ع .وم .، کیمان فرد، 1381 ،پهنه بندی خطر فرسایش و برآیند میزان رسوب زایی در حوضه آبریز سد دروزن، مجموعه مقالات سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، صفحات 10 تا34

علی جانی ، عبدالرضا ، 1398 ، ارزیابی کاربردی تجمیع رسوب ناشی از نوع لیتولوژی سازندهای زمین شناسی ،کمیته ملی سدهای بزرگ ایران

علی جانی ، عبدالرضا ، 1399 ، ارزیابی میزان فرسایش پذیری و رسوب ورودی به مخازن سدها با توجه به نوع لیتولوژی سازندهای زمین شناسی ، پنجمین همایش انجمن رسوب شناسی ایران ، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

Alijani A R et al 2016.Evaluating the Amount of Erodability and Sedimentation by Comparing Sediment Weight Model and PSIAC Experimental Model (Case Study Lali Water Catchment, Khuzestan, Iran) Open Journal of Geology, 6 691 702 http ://dx doi org/ 10 4236 /ojg 2016 68053.

Alijani, A R et al 2016 . Evaluating the Amount of Erodability and Sedimentation by Comparing Sediment Weight Model and PSIAC Experimental Model (Case Study Lali Water Catchment, Khuzestan, Iran) Open Journal of Geology, 6 691702 http ://dx doi org/ 10 4236 /ojg 2016 68053.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

کانی شناسی و ژئوشیمی زیست محیطی کانسار سرب و روی معدن تاجکوه واقع در غرب کوهبنان

مبینا خالقی کیا*[۱]، حامد زندمقدم[۲]، هدا باوی[۳]، بهاره چهره نگار[۴]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۳- استاد مدعو گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۴- کارشناس ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

*Email: m.khaleqikia@gmail.com

چکیده

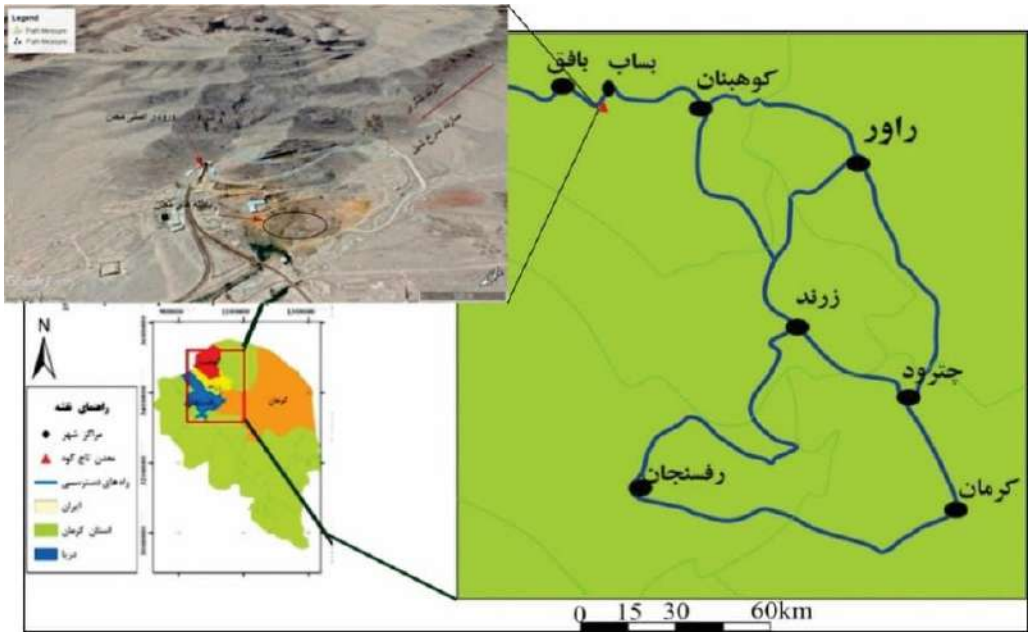
معدن تاجکوه جزو کانسارهای سرب و روی نوع می سی سی پی بوده و کانی زایی در نهشته های کربناته تریاس میانی (سازند شتری) به صورت اپی ترمال و در راستای گسل های اصلی تشکیل شده است. مطالعات کانی شناسی منعکس کننده پنج گروه کانی های سولفیدی (گالن، اسفالریت، پیریت)، کربناته (کلسیت، دولومیت، اسمیت زونیت، سروزیت، هیدروزینسیت)، اکسید ها (هماتیت، گوتیت، لیمونیت، ولفنیت)، سولفاته ها (آنگلزیت، لیدهیلیت) و سیلیکاته ها (کوارتز، میکروکلین، همی مورفیت) است. از این میان گروه سولفیدی به علت اکسیداسیون و تولید زهاب اسیدی بیشترین پتانسیل را در آلودگی های محیطی دارد. به غیر از کانی های سولفیدی، برخی دیگر از کانی های شناسایی شده همچون اسفالریت، آنگلزیت، سروزیت و همی مورفیت نیز تا حدی از پتانسیل آلودگی برخوردار هستند. مطالعات ژئوشیمیایی و مقایسه مقادیر عناصر در نمونه های سنگی با استاندارد پوسته بالایی قاره‌ای (UCC) نشان می‌دهد که عناصرAg ، Cu، Zn، Pb، Cdو Sb اغلب دارای منشاء انسان‌زاد بوده و به‌عنوان عناصر با پتانسیل آلودگی بالا شناخته می‌شوند؛ در حالی‌که عناصرCr ، Co، Ni، Baو As عمدتاً دارای منشاء زمین‌زاد بوده و پتانسیل آلایندگی محدودتری دارند. نتایج تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA) نیز تأیید می‌کند که عناصر آلاینده انسان‌زاد عمدتاً در ساختار کانی‌های سولفیدی متمرکز شده‌اند و به همین دلیل از ظرفیت آلودگی بالاتری برخوردارند. با توجه به اینکه معدن تاجکوه به صورت زیرزمینی استخراج می شود و میزان باطله برداری آن کم می باشد لذا انتشار آلودگی در این معدن پائین است.

کلمات کلیدی: سرب و روی، کانی شناسی زیست محیطی، معدن تاجکوه، کوهبنان.

۱- مقدمه

کانسار سرب و روی تاجکوه در غرب شهرستان کوهبنان و شمال استان کرمان قرار دارد و جزو یکی از اندیس های معدنی سرب و روی در کمربند معدنی راور-بهاباد محسوب می شود (شکل ۱). این کانسار از نوع اپی ژنتیک است که در سنگ میزبان کربناته به سن تریاس میانی (معادل سازند شتری) قرار دارد و از نوع کانسارهای سرب و روی نوع دره می سی سی پی معرفی شده است (چهره نگار، ۱۴۰۰). ین کانسارها با منشأ گرمابی محسوب می شوند که در دمای پایین (۷۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی گراد) تشکیل شده اند (Oliveria et al., 2019). حضور این نوع کانسار در سنگ های آهکی و دولومیتی میزبان نشان از تشکیل این سنگ ها در آب های کم عمق ساحلی، دریاهای گرم و عرض جغرافیایی کم می باشد. به طور معمول کانسارهای نوع دره می سی سی پی معمولاً در مکان هایی مانند برش ها، حاشیه واحدهای شیلی، گسل ها و قاعده های برآمده که حرکت رو به بالای سیالات کانه زا امکان پذیر است، می توانند تشکیل شوند (Yucai et al., 2023; Qaderi et al., 2024). در چنین محیط هایی کانی های سولفیدی در شرایط مناسب و احتمالا احیایی توسط آب هایی که از درون لایه های نفوذپذیر عبورکرده (مسیرحرکت آن ها توسط لایه غیرقابل نفوذپذیر رسی کنترل شده) ته نشین و تشکیل می گردند. کانی شناسی زیست محیطی به مطالعه چگونگی تشکیل، تغییر و تاثیر کانی های

مرتبط با فلزات سنگین در محیط پیرامون معدن (خاک، آب، هوا) گفته می شود. مطالعه کانی هایی که از نظر زیست محیطی حائز اهمیت هستند کمک می کند تا بدانیم چگونه این کانی ها وارد چرخه های زیستی و محیطی می شوند، چگونه تحت تاثیر عوامل شیمیایی تغییر می کنند و نهایتاً چه خطراتی برای محیط و انسان دارند. وقتی سنگ معدن در معرض هوا، آب و عوامل محیطی قرار می گیرد و یا به عبارتی هوازده می شود، بخشی از کانی های اولیه ممکن است به کانی های ثانویه تبدیل شوند و یا ترکیبات جدید تشکیل دهند و در این راستا عناصری نیز به صورت محلول وارد چرخه محیط زیست می شوند. فلزات حل شده در آب می توانند جابجا شوند و وارد سفره های زیرزمینی، رودخانه ها و یا دریاچه ها گردند (Chen et al., 2022; Han et al., 2023). در خاک، فلزات ممکن است با کمپلکس های آلی، کانی های رسی یا اکسیدها ترکیب شوند و به شکل فلزات تثبیت شده درآیند و دوباره تحت شرایط شیمیایی خاص (تغییرات pH و Eh) ممکن است آزاد و وارد فاز محلول گردند (Zhang et al 2012; Han et al., 2023). از این رو انحلال فلزات سنگین در آب باعث آلودگی منابع آب و متعاقباً رسوب گذاری آن ها سبب آلودگی خاک در محیط پیرامون می شود. مطالعات مختلفی نشان می دهد که اثرات فلزات سنگین در معادن سرب و روی همچنان پس از تعطیلی معدن نیز ادامه دارد و محیط پیرامون را به شدت تحت تاثیر قرار می دهد (Zhang et al., 2012; Han et al., 2023). بنابراین مطالعات زیست محیطی معادن سرب و روی جهت توسعه پایدار آنها لازم و ضروری می باشد. مطالعه پارامترهای ژئوشیمیایی از جمله غلظت عناصر و فاکتورهای غنی شدگی نسبت به پوسته فوقانی قاره ای (Upper Continental Crust: UCC) دیدگاه روشنی در خصوص وضعیت کنونی و خطرات بالقوه محیطی ارائه می کند. تحلیل ژئوشیمی زیست محیطی علاوه بر شناخت منابع احتمالی آلودگی، امکاران ارزیابی تحرک و زیست دسترس پذیری و پایداری عناصر را در محیط فراهم می سازند و مبنایی برای برنامه ریزی مدیریت معدن، پایش آلایندگی و ارائه راهکارهای کنترل اثرات زیست محیطی می باشد. از این رو در این تحقیق کانی های مستعد آلودگی و عناصر با تاثیرگذاری زیاد بر آلایندگی محیطی در معدن سرب و روی تاجکوه و مورد بررسی قرار می گیرند. در این تحقیق مطالعات کانی شناسی توسط میکروسکوپ پلاریزان و انعکاسی در گروه زمین شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان و مطالعات XRD و آنالیزهای عنصری به روش ICP-MS در آزمایشگاه زرآزما ماهان انجام شده است.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به معدن سرب و روی تاجکوه و همچنین جایگاه معدن و باطله ها بر روی عکس هوایی.

۲- زمین شناسی و کانی زایی منطقه

توالی چینه شناسی منطقه تاجکوه شامل شیل و ماسه سنگ های قرمز زنگ سازند سرخ شیل، دولومیت ها و دولومیت های آهکی سازند شتری و شیل ها و ماسه سنگ های قرمز رنگ گروه شمشک می شود. کانی زایی در نهشته های کربناته سازند شتری و در راستای فضاهای خالی حاصل از سیستم گسلی منطقه معطوف بوده و از الگوی لایه بندی ها و رسوبگذاری تبعیت نمی کند. منطقه مورد مطالعه از نظر ساختاری شامل چین ها و گسل های متعدد می باشد. معدن در امتدا یک گسل با روند شمالی جنوبی و با شیب زیاد ۸۵ درجه به سمت غرب و در یال غربی یک چین واقع شده است این چین یک طاقدیس دابل پلاژنز می باشد، امتداد لایه ها از ۳۶۰- ۳۳۰ و ۵۰- ۰ درجه می باشد. شیب لایه ها در یال غربی به سمت غرب و جنوب غرب و بین ۳۵ تا۶۰ درجه می باشد و در یال شرقی به سمت شرق و شمال شرق و بین ۳۰ تا ۵۰ درجه می باشد. سیالات کانه دار گرمابی در طی فشارش آزاد وارد گسل های عادی و یا حفرات کارستی در ارتباط با گسل ها می شوند و کانه زایی سرب و روی به صورت اپی ژنتیک ته نشست می کنند. گسل ها شامل دو بخش هسته گسل و زون دمیج می باشند. هسته گسل شامل سطوح اصلی گسل و گسله سنگ ها می باشد و زون دمیج شامل شکستگی ها و گسل های کوچکتر است. در امتداد گسل های نرمال در نتیجه کشش ایجاد شده فضای مناسبی برای نهشته شدن ماده معدنی ایجاد می شود. ضخامت هسته گسل اصلی منطقه در بعضی مکان ها به ۴ متر می رسد. بررسی های میدانی نشان می دهد که هرچه ضخامت هسته گسل بیشتر باشد در نتیجه شرایط برای نهشته شدن ماده معدنی نیز بیشتر خواهد بود چون گسله سنگ ها از تکامل بیشتری برخوردار هستند. بنابراین هرچه گسله سنگ ها خردتر و ریزتر باشند به دلیل اینکه سطح آزاد بیشتری برای واکنش دارد، در نتیجه میزان کانه زایی بیشتر است زیرا سیالات کانه دار نمی توانند در سنگ میزبان متراکم نفوذ کنند اما می توانند در سنگ میزبان شکسته نفوذ کنند و جانشین زمین گسله سنگ ها شوند، لذا هرچه میزان زمینه گسله سنگ ها بیشتر باشد در نتیجه میزان کانه زایی بیشتر خواهد بود. از آنجایی که کانه زایی جانشین زمینه شده است لذا درصد ماتریکس موجود در گسله سنگ برداشت شده از هسته گسل را بعنوان درصد کانه زایی در نظر می گیریم البته به شرط اینکه محیط مناسب برای کانه زایی باشد. از این رو، هرچه درصد زمینه زیادتر باشد احتمال تشکیل کانسار بیشتر بوده و هرجا که میزان زمینه کمتر بوده، کانسار سازی می تواند کمتر اتفاق افتد. درصد زمینه در زون های برشی حاصل از سیستم گسلی منطقه بین ۴۰ تا ۶۳ درصد محاسبه شده است.

۳- کانی شناسی زیست محیطی

معدن سرب و روی تاجکوه جزو معادن زیرزمینی بوده که در راستای گسل های اصلی منطقه کانی زایی انجام شده است. مطالعات کانی شناسی (مقاطع نازک و XRD) سنگهای مورد مطالعه نشان دهنده پنج گروه زیر است:

- کانی های سولفیدی شامل: گالن، اسفالریت، پیریت
- کانی های کربناته شامل: کلسیت، دولومیت، اسمیت زونیت، سروزیت، هیدروزینسیت
- کانی های اکسید آهن شامل: هماتیت، گوتیت، لیمونیت، ولفنیت
- کانی های سولفاته شامل: آنگلزیت، لیدهیلیت
- کانی های سیلیکاته شامل: کوارتز، میکروکلین، همی مورفیت.

از دیدگاه زیست محیطی و آلودگی ها معدنی، کانی های گروه سولفیدی نقش مهمتری نسبت به سایر گروه ها دارد زیرا که این کانی ها در شرایط اکسیدی پایدار نیستند و در طی هوازدگی منجر به تولید اسید می شوند (شکل ۲). به عبارت دیگر، کانی های سولفیدی که حاوی گوگرد می باشند و هنگامی که در معرض هوا و آب قرار می گیرند (مثلا در باطله ها یا در سنگ های شکسته ی معدن)،

دچار اکسیداسیون شده و در نتیجه اسید سولفوریک تولید می کنند که این فرآیند به نام زهاب اسیدی معدن شناخته می شود. این زهاب وارد آبهای سطحی و زیرزمینی شده و منجر به آلودگی های محیط زیستی می شود. با توجه به اهمیت این گروه، اثرات زیست محیطی هر یک از کانی های سولفیدی شناسایی شده به طور جداگانه شرح داده می شود.

گالن (PbS): این کانی منبع اصلی سرب بوده و در شرایط اکسیدی گالن ممکن است اکسیده و منجر به تشکیل فازهای سربی ثانویه (سروزیت، آنگلزیت، لیدهیلیت و....) شود. حضور گالن در باطله ها می تواند منجر به انتشار Pb شود. در شرایط کاهش یافته ممکن است Pb به صورت سولفید نسبتاً غیر قابل حل تثبیت شود، ولی در شرایط اکسیداسیون و اسیدی خطر زیادی دارد (Mishra et al., 2025). گالن به آسانی دچار هوازدگی می شود. در محیط هوازدگی گالن می تواند به سرعت به آنگلزیت، سروزیت یا دیگر کانی های سرب تغییر یابد. حضور این کانی های ثانویه اغلب بیانگر وجود گالن هستند. در گروه سولفیدی میزان اکسایش گالن در پایین ترین مقدار می باشد این در حالی است که پیریت بیشترین میزان میل به اکسید شدن را دارد. با این وجود کانی گالن در صورت اکسید شدن شرایط محیط را به سمت شرایط اسیدی سوق می دهد و از این نظر بسیار قابل اهمیت می باشد. عناصر فرعی و کمیاب مختلفی می تواند در ساختار گالن وجود داشته باشد. عناصر کمیاب Ag، Sb، Bi، Se، Te و Tl می توانند در ساختار گالن جایگزین شود (George et al., 2015) که برخی از آنها از دیدگاه زیست محیطی حائز اهمیت هستند.

اسفالریت (ZnS): اسفالریت یکی از کانی های مهم روی است و مانند گالن منشأ هیدروترمال دارد و اغلب همراه کادمیوم می باشد. هوازدگی اسفالریت می تواند Zn و Cd را به آب های سطحی و زیرزمینی آزاد کند(Bao et al., 2022) . این کانی نقش مهمی در آلودگی فلزی و سایت های معدنی روی و نقره دارد و رفتار آن به کانی شناسی سنگ میزبان و pH وابسته است (Bao et al., 2022). در طی هوازدگی کانی اسفالریت، عنصر روی و اسید تولید می شود. همچنین عناصری مانند Ga، Fe، Cr، Cd، Co، Cu، Ba، As، Ag، Ti، Sb و V که به صورت ناخالصی در ساختار این کانی قرار دارند، آزاد و وارد محیط می شوند (Lottermoser, 2003). سولفات نیز یکی دیگر از محصولات هوازدگی کانی اسفالریت می باشد. به دلیلی حضور و توانایی جایگزین عناصر سمی در این کانی، اثرات زیست محیطی آن بسیار حایز اهمیت می باشد.

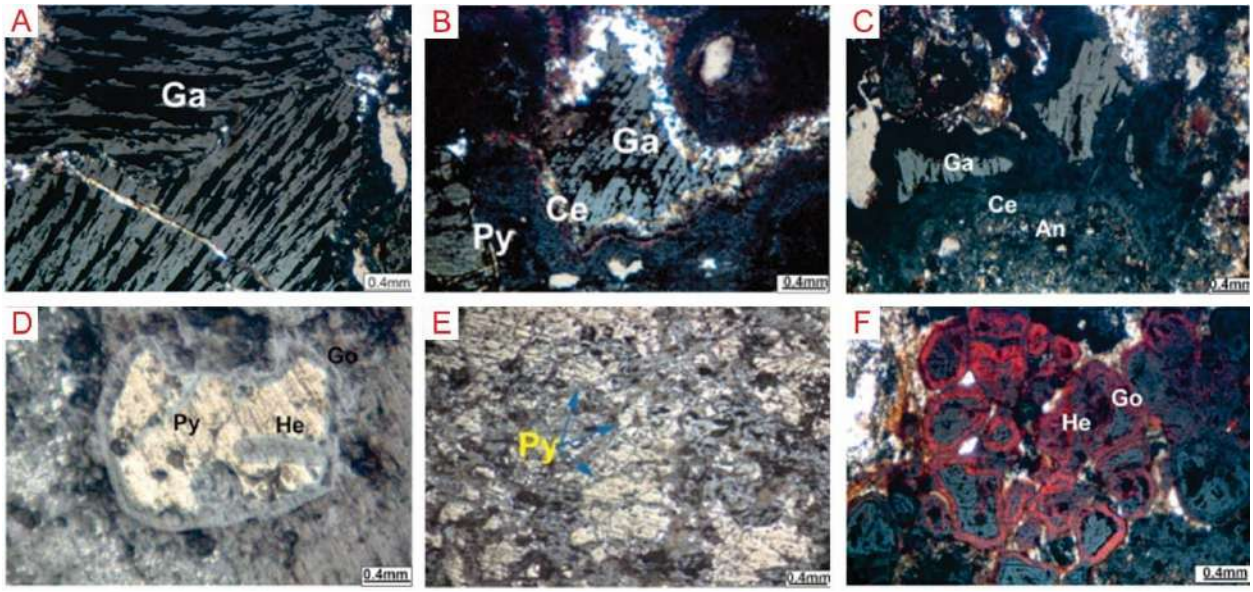
پیریت (FeS2): از لحاظ محیط زیستی یکی از مهم ترین کانی هاست چون اکسایش پیریت تولید زهاب اسیدی زیادی می کند. اکسایش پیریت pH را به شدت پایین آورده و آهن، سولفات و معمولا فلزات سنگین همراه را آزاد می سازد که مبنای بسیاری از مشکلات آلودگی در سایت های معدنی است (Evangelou, 1998). پیریت عموما جزو کانی های باطله محسوب می شود و از این رو در باطله ها به شدت تحت تاثیر اکسیداسیون قرا رمی گیرد. اکسیداسیون پیریت منجربه پیدایش محیط اسیدی می شود. پیریت تقریباً در تمام محیط های زمین شناسی وجود دارد.

به غیر از گروه سولفیدی برخی از کانی های شناسایی شده در سایر گروه ها نیز از لحاظ زیست محیطی حائز اهمیت هستند که در ادامه به مهمترین آنها اشاره می شود.

اسمیت زونیت (ZnCO3): یک فاز کربناته روی است که در ناحیه اکسیده رگه های روی شکل می گیرد؛ می تواند نقش (رتینداسیون) روی Zn داشته باشد و بر زیست دسترس پذیری Zn در خاک و آب اثر بگذارد (بخش هایی از Zn را به صورت کربنات پایدار نگه می دارد (Molina et al., 2014; Zhng et al., 2023).

سروزیت (PbCO3): فازی کربناته از سرب که در ناحیه اکسیده ذخایر سرب ایجاد می شود؛ سروزیت نسبت به برخی فازهای سرب (مثل گالن) قابلیت حل شوندگی متفاوت دارد و می تواند منبع قابل دسترس سرب در آب ها و خاک ها باشد-ازدید ریسک زیستی، وجود سروزیت در رسوبات-خاک ها نشانه احتمال-منبع الودگی سرب است (Molina et al., 2013).

آنگلزیت (PbSo4): فاز سولفات سرب که معمولا ثانویه در نزدیکی رگه های سرب-سولفیدی است؛ نسبتا کم حلال در بسیاری از شرایط (بنابراین می تواند Pb را نسبتا ثابت نگه دارد) اما در حضور لیگاندهای کلات کننده یا اسید های آلی ممکن است حل شده و Pb آزاد کند- پایداری آن وابسته به سولفات، pH و شرایط زیستی است (Zarate-Gutierrez and Lapidus, 2014; Hu et al., 2025). همی مورفیت(Zn4Si2O7(OH)2.H2O): فازسیلیکاتی-روی ثانویه که در ناحیه اکسیده کانسارهای Zn شکل می گیرد، نسبت به کربنات های روی ممکن است زیست دسترس پذیری متفتوتی از Zn نشان دهد و همچنین می تواند نقش (اسمیر-جذب) آرسنات یا دیگر انیون ها را داشته باشد-در برخی مطالعات به عنوان یک (حوضچه طبیعی) برای آرسنیک گزارش شده است (Mao et al., 2010). سایر کانی های شناسایی شده در کانسار سرب و روی تاجکوه از دیدگاه زیست محیطی چندان حائز اهمیت نیستند و نه تنها آلودگی خاصی ایجاد نمی کنند بلکه تثبیت کننده برخی از عناصر آزاد شده از اکسیداسیون سولفیدها هستند. از این میان کلسیت و دولومیت که مهمترین سازنده سنگ میزبان نیز هستند جزو تثبیت کننده اصلی محسوب می شوند. بنابراین کانی های سولفیدی اولیه، به دلیل قابلیت تولید اسید و آزاد شدن فلزات خطرناک، از مهم ترین منابع خطر زیست محیطی به علت اسیدی شدن آب های سطحی و زیرزمینی و آزاد شدن فلزات سنگین مثل سرب، روی، آهن و کادمیم محسوب می شوند. کانی های ثانویه هم در مواردی از دیدگاه زیست محیطی اهمیت دارند، الخصوص اگر تجمع فلزات داشته باشند یا در رسوبات و آب ها وارد شوند که سبب آلودگی خاک و آب زیرزمینی با فلزات سنگین و افزایش خطر برای سلامت انسان از طریق مصرف آب یا محصولات آلوده داشته باشد.



شکل ۲: برخی از کانی های اصلی معدن سرب و روی تاجکوه که می توانند از لحاظ زیست محیطی اثر گذار باشند. A) کانی گالن با ماکل های مثلثی در تصویر انعکاسی. B) همراهی گالن، سروزیت و پیریت. C) همراهی گالن، سروزیت و آنگلزیت. D) پیریت و کانی های ثانویه هماتیت و گوتیت. E) پیریت و اکسیداسیون آن (هماتیت) که به طور گستره مشاهده می شود. F) بافت کلوفورم هماتیت و گوتیت.

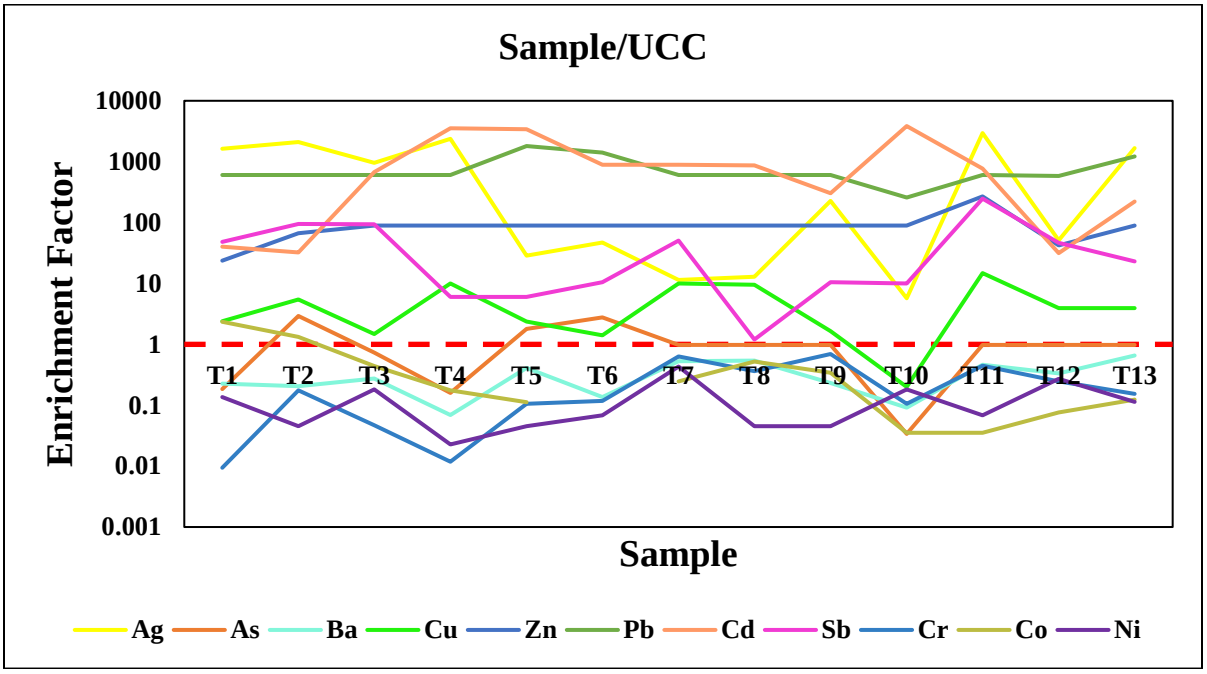
۴- ژئوشیمی زیست‌محیطی

با توجه به کانی شناسی نمونه ها، از میان عناصر مورد آنالیز آن دسته عناصری مورد بررسی قرار گرفته اند که می توانند از لحاظ زیست محیطی و سلامت ااکوسیستم های حیاتی حائز اهمیت باشند. بررسی فاکتور غنی شدگی (EF) عناصر سنگین در نمونه‌های سنگی (شکل ۳) نشان‌دهنده الگوهای متفاوتی از آلودگی و منابع آلاینده در منطقه مورد مطالعه است. در اغلب نمونه‌ها، نقره (Ag) دارای EF بسیار بالا (میانگین ۹۲۷ mg/Kg) بوده و غنی‌شدگی شدید آن قابل توجه است. مقدار EF مس (Cu) در اغلب نمونه‌ها بالاتر از پوسته زمین (میانگین ۵) محاسبه شده است. عنصر روی (Zn) در اکثر نمونه‌ها دارای EF متوسط تا بالا (۲۶۹-۲۴) است. غنی شدگی این عنصر در اغلب نمونه ها (بجز نمونه T1، T11 و T12) مقدار ثابتی (EF=۸۹) را نشان می دهد. مقدار میانگین EF برای سرب (Pb) در برخی نقاط به حدود ۷۷۷ می‌رسد که نشان‌دهنده آلودگی شدید است. منشأ اصلی سرب کانیهای سرب‌دار (همچون گالن) باشد. کادمیم (Cd) بطور متوسط ۱۱۹۴ برابر پوسته زمین غنی‌شدگی نشان می‌دهد. این امر Cd را به یکی از خطرناک‌ترین آلاینده‌های بالقوه در منطقه تبدیل می‌کند و منشأ آن بی شک ناشی از آزاد سازی سرب تحت تاثیر فعالیتهای معدنکاری ارزیابی می‌شود. در مورد آنتیموان(Sb) ، مقدار نوسانات EF بسیار زیاد (۱/۲- ۲۴۷) است. این رفتار معمولاً نشان‌دهنده منشأ مشترک Sb با عناصر گروه Zn–Pb است. این مقادیر بالای غنی‌شدگی به‌طور روشن نشان‌دهنده منشأ انسان‌زاد بوده و عمدتاً به فعالیت‌های معدنکاری نسبت داده می‌شود. الگوی پراکنش عناصر نیز با سنگ‌ها و نواحی معدنی حاوی کانی‌های سولفیدی تطابق داشته و بیانگر غنی‌شدگی قابل‌توجه ناشی از استخراج مواد معدنی است. بنابراین، حضور عناصری همچون Ag، Cu، Zn، Pb، Cd و Sb غالباً به‌عنوان آلاینده های انسان‌زاد ارزیابی شده و مهم‌ترین منابع احتمالی آن فعالیت‌های معدنی منطقه محسوب می‌شوند. بر خلاف عناصر مذکور، فاکتور غنی‌شدگی کروم (Cr) ، کبالت (Co) ، نیکل(Ni) ، باریم (Ba) و آرسنیک (As) عمدتاً نزدیک یا کمتر از ۱ است که نشان‌دهنده تهی‌شدگی این عناصر نسبت به پوسته فوقانی زمین، منشاء زمین زاد و عدم پتانسیل آلایندگی می‌باشد. منابع این عناصر بیشتر به هوازدگی سنگ‌های اولترامافیک و مواد مادری زمین‌شناسی نسبت داده می‌شود و شواهدی از تأثیرات قابل‌توجه انسان‌زاد مشاهده نمی‌شود.

در مطالعات ژئوشیمیایی نمونه های سنگی بررسی ارتباط و درجه اهمیت عناصر توسط آزمون مولفه های اصلی مورد بررسی قرار گرفته است (جدول ۱) که نتایج آن به شرح زیر می باشد:

مولفه ۱) عناصر Cu-Sb-Zn متعلق به مولفه اول می باشد. در این مولفه عناصر با ۲۷/۹۶ درصد از کل واریانس و مقدار ویژه ۳/۰۷ بیشترین همبستگی را از خود نشان می دهد. این عناصر در گروه عناصر کالکوفیل بوده و تمایل شدیدی برای ترکیب با گوگرد دارند بنابراین در کانی های سولفیدی تجمع پیدا می کنند و در کانی های کالکوپیریت، اسفالریت، مس و آنتیموان به صورت ناخالصی حضور دارند.

مولفه۲) عناصرAg-Ba-Cr-Ni متعلق به گروه دوم می باشد. در این مولفه عناصر با ۱۹/۰۵ درصد از کل واریانس و مقدار ویژه ۲/۰۹ همبستگی خوبی را نشان می دهد. در این مولفه عنصرAg روندی معکوس نسبت به سایر عناصر نشان می دهد. عناصر باریم، نیکل و کروم تمایل به جذب سطحی روی اکسیدهای آهن، منگنز، رس ها و مواد آلی را دارند و در محیط های غنی از فازهای یاد شده با هم رسوب می کنند (Mcbride.1994). تفاوت مشاهده‌شده در روند نقره می‌تواند به رفتار ژئوشیمیایی خاص این عنصر نسبت داده شود یا ناشی از تمرکز آن در فازهای مختلف سولفیدی باشد.



شکل ۳: فاکتور غنی شدگی عناص بالقوه سمی در نمونه های مورد مطالعه

مولفه۳) عناصر Cd-Co در دسته سوم قرار دارند. در این مولفه عناصر با ۱۶/۱۲ در صد از کل واریانس و مقدار ویژه ۱/۷۷ دیده می شوند. در این مولفه ضمن همبستگی بالا بین کبالت و کادمیوم روند همبستگی معکوس است. این روند معکوس به دلیل رفتار ژئوشیمیایی مختلف در محیط های متفاوت است. عنصر کبالت در pH خنثی تا قلیایی به همراه عناصر منگنز، آهن، کروم و نیکل یافت می شود، در صورتیکه کادمیوم در شرایط اسیدی زیست دسترس پذیری بالایی از خود نشان می دهد و همراه با عنصر روی و گاهی سرب یافت می شود (Sasmaz et al., 2022).

مولفه۴) عناصرAs-Pb متعلق به گروه چهارم می باشند. در این مولفه عناصر با ۱۵/۵۰ درصد از کل واریانس و مقدار ویژه ۱/۷۰ است که کمترین اهمیت را در بین مولفه های اصلی دارد. علت ارتباط آرسنیک و سرب در کانی های سولفیدی حاوی سرب مانند گالن، آرسنیک به صورت ناخالصی یافت می شود. اغلب به صورت جامد یا در حاشیه ترک ها آرسنیک حضور دارد. عنصر سرب و آرسنیک تمایل قوی به جذب روی اکسید های آهن، منگنز، مواد آلی و رس ها دارند که این خود عاملی برای حرکت همراه در خاک ها و رسوبات دارد (Alloway 2013). سرب از نظر آلودگی غالب تر و احتمالا منشا آرسنیک ثانویه است، و احتمالا منشا آن آب های زیرزمینی باشد چون در نمونه ای بیشترین غلظت داشته که در تماس با آب زیرزمینی بوده است. رابطه مشاهده شده میان آرسنیک و سرب را می‌توان به حضور هم‌زمان آن‌ها در کانی‌های سولفیدی حاوی سرب، به‌ویژه گالن، نسبت داد؛ زیرا آرسنیک معمولاً به‌صورت ناخالصی در این کانی‌ها وجود دارد و اغلب در حاشیه ترک‌ها متمرکز می‌شود. هر دو عنصر سرب و آرسنیک تمایل بالایی به جذب روی اکسیدهای آهن و منگنز، مواد آلی و رس‌ها دارند و این ویژگی موجب حضور هم‌زمان آن‌ها می‌شود (Alloway, 2013). از نظر آلودگی، سرب نقش غالب‌تری دارد و آرسنیک احتمالاً منشأیی ثانویه دارد؛ به‌ویژه آنکه بیشترین غلظت آرسنیک در نمونه‌ای مشاهده شد که در تماس مستقیم با آب‌های زیرزمینی بوده و می‌تواند نشان‌دهنده ورود آرسنیک از این منبع باشد.

جدول ۱: بررسی مولفه های اصلی در عناصر مورد مطالعه

Component Matrix[a]				
ELEMENTS	Component			
	1	2	3	4
Cu	0.814			
Sb	0.840			
Zn	0.869			
Ag		-0.737		
Ba		0.634		
Cr		0.646		
Ni		0.598		
Cd			-0.869	
Co			0.742	
As				0.675
Pb				0.875
Total	3.076	2.096	1.774	1.705
% of Variance	27.963	19.058	16.123	15.501
Cumulative %	27.963	47.021	63.145	78.645

۴- بحث و نتیجه گیری

هر چند که جهت ارزیابی دقیق زیست محیطی نیاز به آنالیز عنصری است امابراساس ترکیب کانی های شناسایی شده می توان پتاسیل عناصر کمیاب و بالقوه سمی در معدن سرب و روی تاجکوه را تا حدود زیادی شناسایی کرد. حضور عناصری مانند Pb و Zn به عنوان کانه زایی اصلی مسلم می باشد که وفور آنها می تواند سبب آلودگی منابع آب و خاک منطقه شود. در کنار کانه زایی صورت گرفته، عناصرAg، As، Sb، Cu، Cd نیز قابلیت بالایی جهت غنی شدگی در فازهای کانه زایی اصلی اسفالریت، گالن، اسمیت زونیت، سروزیت،آنگلزیت و همی مورف را دارند. به طور کلی فرایندهای تاثیر گذار که از نظر زیست محیطی حانز اهمیت هستند را می توان در موارد زیر دسته بندی کرد:

۱-هوازدگی و اکسیداسیون: سولفیدهای اصلی مانند گالن، اسفالریت، پیریت وقتی در تماس با اکسیژن و آب قرار گیرند، اکسیده می شوند. این اکسایش می تواند تولید اسید (H^+)کند و باعث حل شدن فلزات همراه می شود.

۲-تشکیل فازهای ثانویه معدنی: پس از هوازدگی، فلزات آزاد شده ممکن است با کربنات ها، سولفات ها، اکسیدها یا سیلیکات ها ترکیب شوند و فازهای ثانویه ای همچون سروزیت، اسمیت زونیت، آنگلزیت، همی مورفیت، ولفنیت، لیدهیلیت بسازند. این فازها نقش بسیار مهمی در کنترل پایداری فلزات در محیط دارند. یعنی میتوانند فلزات را تثبیت کنند یا در شرایط نامطلوب آن ها را آزاد کنند.

۳- تعادل شیمیایی و کینتیک: پایداری کانی های ثانویه به شرایط محیطی مانندpH ، پتانسیل اکسایش-کاهش(Eh) ، میزان یون های مرتبط (مثلا سولفات، کربنات) و وجود لیگاندها بستگی دارد. برخی فازها ممکن است در شرایط اسیدی حل شوند و فلزات را بازگردانند.

۴- واکنش سطحی – جذب فلزات: بسیاری از کانی های ثانویه به ویژه اکسیدها (و هیدروکسیدهای آهن) و برخی کربنات ها، قابلیت جذب یون های فلزای محلول را دارند. بدین ترتیب، ممکن است به عنوان فیلتر فلزی عمل کنند.

۵- ریسک انتشار و دسترس پذیری بیولوژیکی: حتی اگر فلزات در ساختار کانی ها باشند، ممکن است بخش هایی به صورت کسر قابل دسترس در خاک یا آب وجود داشته باشند که برای گیاهان، باکتری ها یا جانوران خطر آفرین باشند.

یکی از مهمترین مواردی که می تواند سبب انتشار آلودگی ها شود نوع معدن کاری است. معدن کاری های روباز و همراه با باطله برداری زیادی هستند باعث انتشار آلودگی های بیشتر نسبت به معدن کاری زیرزمینی می شوند. به عبارت دیگر اکسیداسیون کانی های سولفیدی در باطله ها خود مهمترین عامل در تشکیل زهاب اسیدی محسوب می شود. همچنین باطله ها محل تولید گرد و غبار های حاوی فلزات مضر بوده که سبب آلودگی های هوایی می شوند. این موارد در معدن کاری زیرزمینی مشاهده نمی شود. از آنجایی که معدن کاری زیرزمینی در راستای کانی زایی انجام می شود و حجم باطله ها به نسبت بسیار کمتر می باشد لذا سبب کاهش انتشار آلودگی در منابع آب و خاک می شوند. همچنین در معدن کاری زیرزمینی اکسایش کانی های سولفیدی به مراتب کمتر از معادن روباز دیده می شود و لذا تولید زهاب اسیدی کمتری دارند. با این حال معدن کاری زیرزمینی خود باعث وجود مخاطراتی همچون فرونشست و ریزش تونل ها را به همراه دارد. از آنجایی معدن سرب و روی تاجکوه به صورت زیرزمینی برداشت می شود لذا این معدن پتانسیل آلایندگی اندکی دارد. ماده معدنی که اغلب شامل کانی های گالن، اسفالریت و همی مورفیت است بارگیری شده و به کارخانه فراوری انتقال داده می شوند. مهمترین کانی که از لحاظ زیست محیطی می تواند برای معدن و منطقه تاجکوه حائز اهمیت باشد کانی پیریت بوده اما از آنجایی که این کانی به مقدار کم در نمونه ها مشاهده می شود لذا این کانی نیز نمی تواند آنچنان خطرساز باشد.

۵- منابع

چهره نگار ب.، ۱۴۰۰. کانی شناسی، ژئوشیمی و جایگاه ساختاری معدن سرب و روی تاجکوه واقع در غرب کوهبنان: مورد مطالعاتی از کانسارها با سنگ میزبان رسوبی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۱۲ صفحه.

Alloway, B.J. 2013. Heavy Metals in Soils. Trace Metals and Metalloids in Soils and their Bioavailability. Springer Dordrecht Heidelberg New York London, 613p.

Bao, Zh., Al, T., Bain, J., Shrimpton, H.K., Finfrock, Y.Z., Ptacek, C.J., Blowes, D.W., 2022. Sphalerite weathering and controls on Zn and Cd migration in mine waste rock: An integrated study from the molecular scale to the field scale. Geochemica et Cosmochimica Acta 318, 1-18.

Chen, T., Wen, X.C., Zhang, L.J., Tu, Sh.Ch., Zhang, J.H., Sun, R.N., Yan, B., 2022. The geochemical and mineralogical controls on the release characteristics of potentially toxic elements from lead /zinc (Pb|Zn) mine tailings. Environmental pollution 315, 120328.

Evangelou, V.P., 1998. Pyrite Chemistry: The Key for Abatement of Acid Mine Drainage. In: Geller, W., klapper, H., Salomons, W. (eds) Acidic Mining Lakes. Environmental Science. Springer, Berlin, Heidelberg.

George, L., Cook, N.J., Ciobanu, C.L., 2015. Trace and minor elements in galena: A reconnaissance LA-ICP-MS study. American Mineralogist 100, 548-569.

Han, W., Zhao, R., Liu, W., Wang, Y., Zhang, Sh., Zhao, K., Nie, J., 2023. Enviromental characteristics of heavy metals from abandoned lead-zinc mine tailings in china. Front. Earth Sci. 11. 1-9 .

Hu J., Pincus L N., Wierzbicki D., Du Y., Peters C.A., 2025. Carbon Mineralization of Sulfate Wastes Containing Pb: Synchrotron Pb M3-Edge XANES Anaiysis of Simultaneous Heavy Metal and Carbon Sequestration. Environmen. Sc. Technol.
59(14), 7366-7376.

Lottermoser, B.G., 2003. Mine Waste: Characterization. Treatment and Environmental Impacts. Springer, Berlin.

Mao, M., Lin, J., Pan, Y., 2010. Hemimorphite as a natural sink for arsenis in zinc deposits and related mine tailings: Evidence from single-crystal ERR spectroscopy and hydrothermal synthesis. Geochemica et Cosmochimica Acta 74, 2943-2956.

Mcbride,M.B. 1994. Envirormental Chemistry of Soils. Oxford University press, New York.

Mishra, P., Ali, Sh., Kumar, R., Shekhar, Sh., 2025. Global lead contamination in soils, sediments, and aqueous environments: Exposure, toxicity, and remediation. Journal of Trace Elements and Minerals 14, 100259 .

Molina, R.M., Schaider, L.A., Donaghey. C.D., Shine, J.P., Brain, J.D., 2013. Mineralogy affects geoavailability, bioaccessibility and bioavailability of zinc. Environmental pollution 182, 217-224.

Oliveira, S.B.D., Leach, D.L, Juliani, C., Monteiro, L.Vs., Craig A. Johnson, C.A. 2019. The Zn-Pb mineralization of Florida canyon, an evaporite-related Mississipi Valley-type deposite in bongara district, northern peru. Economic Geology 114 (8), 1621-1647 .

Qaderi, S., Maghsoudi, A., Beiranvand pour, A., Yosefi, M., 2024. Geological Controlling Factors on Mississipi Valley-Type Pb-Zn Mineralization in Western Semnan Iran. Minerals 14(9), 957 .

Sasmaz, m., Akgul, B., Varol, M. 2022. geogenic and anthropogenic sources of cobalt and cadmium in solis. chemosphere, 286, 131883.

Singer, D. A., 1995. World-class base and precious metal deposits: A quantitative analysis. Economic Geology, 90(1), 88-104.

Yucai, S., Zengqian, H., Yingchao, L., Liangliang, Zh., Ge, H., 2023. Mississipi valley-type Zn-Pb deposits in orogenic thrust belts: ore formation in response to synorogenic crustal transpression or extension. Mineralium Deposita 58 (7), 1333-1350.

Wilkinson, J. J., 2014. Sediment-hosted zinc-lead mineralization: processes and perspectives. In: Treatise on Geachemistry (2nd Edition), 219-249.

Zarate-Gutierrez. R., Lapidus. G.T., 2014. Anglesite (PbSO4) Ieaching in citrate solutions. Hydrometallurgy 144-145, 124-128 .

Zhang. X., Yang, L., Li, Y., Li, H., Wang, W., Ye, B., 2012. Impacts of lead/zinc mining and smeliting on the environment and human health in china. Environ. Monit. Assess. 184(4), 2261-2273.

Zhang, X., Zhu, Y., Zhao, Zh., Wang, P., 2023. Study on the Reverse Flotation Separation of Smithsonite from Dolomite Using the Saponified 2-(4,4-Dimethylpentan-2-yl)-5,7,7- trimethyloctanoic Acid as a Collector. Minerals 13(10), 1322

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

ارزیابی ویژگی‌های رسوب شناسی توالی‌های ماسه سنگی بر مخازن با پتانسیل تولید ماسه (مطالعه موردی: میدان نفتی منصوری)

اکبر حیدری*[۱]، امیر احمدی[۲] عبدالرضا باوی عویدی[۳]

۱- استادیار گروه زمین شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

۳- کارشناسی متخصص اداره زمین‌شناسی، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب

*Email: A.Heidari@scu.ac.ir

چکیده

پژوهش حاضر به بررسی تأثیر ویژگی‌های رسوب‌شناسی در تولید ماسه در میدان نفتی منصوری پرداخته است. تولید ماسه از مهم‌ترین مشکلات بهره‌برداری در مخازن ماسه‌سنگی است که منجر به آسیب به تجهیزات درون‌چاهی و سطحی و کاهش تولید می‌شود. هدف اصلی در این پژوهش شناخت دلایل رسوب شناسی تولید ماسه در چاه‌های میدان نفتی منصوری می‌باشد.. در این مطالعه از داده‌های پتروفیزیکی، مغزه‌ها، خرده‌های حفاری و کارهای آزمایشگاهی شامل دانه‌سنجی و هیدرومتری استفاده شد. جهت ترسیم لاگ‌های پتروفیزیکی و نمودارها و تحلیل دانه سنجی از نرم افزار Logplot, Geolog, Gradestate و Gis استفاده شد. از میکروسکوپ پلاریزان جهت تفسیر مقاطع نازک و از کتابخانه NumPy, Matplot Geostate model و همچنین Google colab و همچنین برای دانه سنجی مقاطع میکروسکوپی از نرم افزار ImageG استفاده شد. نتایج نشان داد تخلخل نوع قالبی، بین دانه‌ای، چشم پرنده‌ای و کانالی از مهمترین نوع تخلخل در لایه‌های ماسه سنگی است. نتایج دانه سنجی برای دو حلقه چاه شماره ۵۶ و ۹۷ نشان داد که بیشترین حجم اندازه دانه‌ها به ترتیب در بازه ماسه ریز و ماسه متوسط است (۳-۱Φ). نمودار تجمعی برای چاه ۵۶ معادل ۸۰٪ حجم کل دانه است. رابطه همبستگی برای نمودار کراس پلات میانگین – مد و میانگین – میانه بسیار زیاد (تقریبا ۸۵٪) و جورشدگی – میانگین، ضعیف تا متوسط (۲۵٪-۵۰) است. داده‌ها و نمودارهای پتروفیزیکی هر دو چاه بیانگر ۵۰٪ ماسه تمیز است. سیمان کلسیت، انیدرید و دولومیت مهمترین نوع سیمان در سازند سازند آسماری میدان منصوری هستند. مدل رسوب‌گذاری سازند آسماری نقش مهمی در پتانسیل تولید ماسه ایفا می‌کند. رسوبگذاری سریع همراه با جورشدگی هیدرولیکی و فرایندهای دیاژنزی پسین مانع تشکیل سیمان شدگی لایه‌های ماسه‌ای گردید که سبب ایجاد لایه‌های ماسه‌ای تمیز با سیمان ضعیف یا فاقد سیمان گردیده است. این لایه‌های ماسه‌ای تا ۲۴٪ دارای تخلخل هستند و از لایه‌های تولیدی محسوب می‌شوند. در مجموع عواملی نظیر سیمان‌شدگی ضعیف، انرژی محیط، فرآیندهای دیاژنز و جورشدگی خوب و متوسط از عوامل اصلی تولید ماسه در میدان منصوری مخزن آسماری هستند.

کلمات کلیدی: رسوب‌شناسی؛ تولید ماسه؛ ماسه‌سنگ؛ میدان منصوری؛ سازند آسماری

۱- مقدمه

بیش از ۷۰٪ چاه‌های مخازن نفتی جهان تحت تأثیر تولید ماسه قرار دارند (Ikporo and Sylvester 2015). تولید ماسه یکی از چالش‌های اصلی در بهره‌برداری از چاه‌های نفت و گاز است (Mahmud et al., 2020) و گاهی به‌صورت ناگهانی سبب افزایش غیرمنتظره نرخ تولید ماسه می‌شود (Oyeneyin 2015؛ زارع رئیس‌آبادی و همکاران، ۱۳۹۴؛ شیرین‌آبادی و همکاران، ۱۳۹۵). این پدیده موجب هدررفت میلیون‌ها دلار در سال می‌شود (Willson et al., 2002) و به تأسیسات درون‌چاهی و سطحی از جمله خطوط لوله انتقال و واحدهای فرآوری آسیب می‌رساند (Tabar et al., 2021) مسدود شدن و فرسایش خطوط لوله تولید و رسوبگذاری ماسه و گراول، از مهمترین مشکلات چاه‌ها محسوب می‌شوند. علاوه بر این، رسوب ماسه در تجهیزات سطحی مانند شیرها، پمپ‌ها و جداسازها خسارات قابل توجهی ایجاد می‌کند (Esmaeili, 2018).

عوامل متعددی در تولید ماسه از جمله حفاری‌های متعدد، روش‌های نامناسب حفاری، مشبک‌کاری ناکافی، افزایش فشار تولید، گذر از نقطه بحرانی فروریزش، حفاری زیر فشار، تنش‌های درجای مخزن، نرخ بالای تولید، سیمانی‌شدن ضعیف ماسه‌ها، تراکم پایین ذرات، تغییر شکل سنگ‌ها، تخلیه مخزن و شرایط رسوبگذاری اولیه دخیل هستند (Araujo-Guerrero et al. 2021; Safaei et al. 2023; Wen et al. 2023).

از دیدگاه رسوب‌شناسی، مطالعه پارامترهایی مانند اندازه ذرات، جورشدگی، کیفیت و نوع سیمان، فرآیندهای انحلال و شستشو، جهت‌یابی ذرات، محیط رسوبی، جنس ذرات، فشردگی، دیاژنز و میزان تخلخل و تراوایی برای درک مکانیزم تولید ماسه اهمیت ویژه دارد. ماسه‌سنگ‌هایی با مقاومت کمتر از ۹/۶ مگاپاسکال به عنوان ماسه‌سنگ‌های ناپایدار شناخته می‌شوند که به‌راحتی شکسته و فرسایش می‌یابند (Mahmud et al. 2020). این ماسه‌سنگ‌ها با تخلخل بالا، پتانسیل بالایی برای تولید ماسه در چاه‌های تولیدی دارند (Kukshal et al. 2024). مکانیزم تولید ماسه به گونه‌ای است که ابتدا سیمان بین ذرات فرسایش یافته و حذف می‌شود و سپس نیروی حرکتی سیال نفت و گاز سبب حمل ذرات ماسه در لوله‌های درون‌چاهی می‌گردد (Kim et al., 2012). بنابراین، شناخت ویژگی‌های رسوبی لایه‌های تولیدی برای توضیح چرایی تولید ماسه ضروری است، چرا که در برخی میادین نفتی جنوب کشور، چاه‌هایی با شرایط برداشت و فشار مشابه، نرخ‌های متفاوت تولید ماسه نشان می‌دهند. در میدان نفتی آسماری منصوری، تولید ماسه به کاهش تولید، آسیب به تجهیزات و افزایش هزینه‌های عملیاتی منجر می‌شود. در این میان، ویژگی‌های رسوب‌شناسی از جمله اندازه ذرات، جورشدگی، کشیدگی و کج شدگی، کیفیت و نوع سیمان، فرآیندهای دیاژنز، تخلخل و تراوایی، نوع محیط رسوبی و انرژی رسوبگذاری، نقش کلیدی در پدیده تولید ماسه دارند. با وجود اهمیت موضوع، تاکنون مطالعه‌ای جامع و رسوب‌شناسانه بر روی تولید ماسه در این میدان انجام نشده است. بررسی دقیق پارامترهای رسوبی می‌تواند منجر به شناخت ریشه‌های تولید ماسه و ارائه راهکارهای کاهش اثرات آن گردد.

میدان منصوری با طول ۵۲ کیلومتر طول و ۷ کیلومتر عرض از بخش شمال به میدان اهواز، از بخش شرق به میدان شادگان، از سمت شمالغرب به میدان آب تیمور، محدود می‌باشد. روند میدان منصوری همانند روند زاگرس شمال غرب – جنوب شرق می‌باشد. سازند آسماری مهمترین سنگ مخزن تولیدی این میدان می‌باشد و از سال ۱۹۶۲ تا کنون (۲۰۲۵)، بیش از صد حلقه چاه در آن حفاری گردیده است. چاه ۹۷ و ۵۶ منصوری در بخش محور میدان واقع هستند (شکل ۱). در این مطالعه، سازند آسماری (بخش دوم، سوم و بخشی از لایه چهارم سازند آسماری) به دلیل وجود لایه‌های تولیدی در بخش ماسه سنگی و لایه‌های ماسه‌ای تمیز در آنها مورد بررسی قرار گرفت.

۲- روش مطالعه

برای تعیین اندازه ذرات ماسه در چاه‌های میدان نفتی منصوری، نمونه‌برداری از مغزه‌های چاه شماره ۵۶ انجام شد. از هر مغزه به فاصله یک متر، نمونه‌هایی به وزن تقریبی ۵۰۰ گرم برداشت گردید.

پس از برداشت نمونه‌ها (حدود ۴۰۰ گرم)، جهت حذف هیدروکربن‌های سنگین و ذرات بیتومینه، نمونه‌ها به مدت ۱۰ دقیقه با نفت سفید گرم (۴۰–۵۰ درجه سانتی‌گراد) شسته شدند. در مرحله بعد، جهت پاکسازی هیدروکربن‌های سبک‌تر، نمونه‌ها با بنزین شستشو داده شدند. پس از تخلیه حلال‌ها، نمونه‌ها به مدت سه روز در معرض هوای آزاد قرار گرفتند تا بخار حلال‌ها کاملاً تبخیر شود. استفاده از حلال‌های غیرقطبی مانند نفت سفید و بنزین به دلیل جلوگیری از حل شدن ذرات ریز (سیلت و رس) در نمونه ضروری بود.

در مرحله بعد، نمونه‌ها جهت حذف کامل مواد آلی و هیدروکربن‌های باقی‌مانده، در آون با دمای ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۶۰ دقیقه خشک شدند. پس از خشک شدن، نمونه‌ها وزن‌کشی شده و برای تعیین اندازه ذرات با استفاده از دستگاه الک لرزان به مدت ۱۰ دقیقه الک شدند. الک‌ها در اندازه‌های ۰، ۱، ۲، ۳، ۴، ۵ و ۶ فی به کار گرفته شدند.

برای تفکیک و دسته‌بندی ذرات، جدول استاندارد ASTM C 136 استفاده شد. پارامترهای آماری شامل میانگین، میانه، نما، جورشدگی، کج شدگی و کشیدگی با استفاده از روش Folk & Ward محاسبه گردید.

ترسیم لاگ‌های پتروفیزیکی و نمودارهای دانه‌سنجی با نرم‌افزارهای Logplot، Geolog، Gradestate و GIS انجام شد. برای تفسیر مقاطع نازک، از میکروسکوپ پلاریزان استفاده شد و برای دانه‌سنجی مقاطع میکروسکوپی، نرم‌افزار ImageJ و کتابخانه‌های NumPy و Matplotlib در محیط Google Colab و Geostate Model به‌کار گرفته شدند.

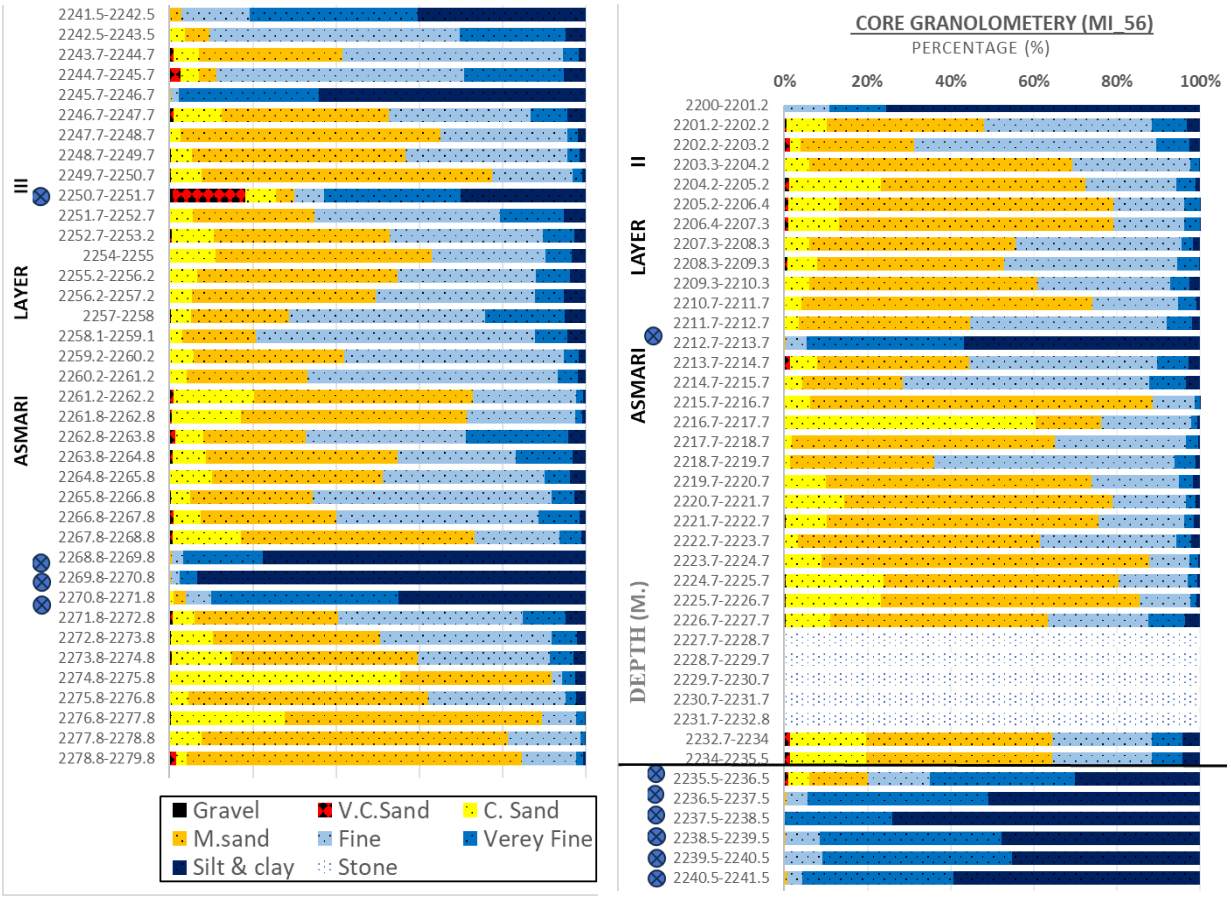
۳- بحث

تحلیل نتایج نشان می‌دهد که تفاوت در نرخ تولید ماسه در چاه‌های مختلف میدان منصوری عمدتاً ناشی از تفاوت ویژگی‌های رسوبی است. اگرچه برخی چاه‌ها دارای شرایط برداشت مشابهی هستند، تفاوت در جورشدگی و کیفیت سیمان‌شدگی ماسه‌ها میزان تولید ماسه را به‌طور قابل توجهی تحت تأثیر قرار می‌دهد. مدل رسوب‌گذاری سه‌مرحله‌ای ماسه‌سنگ آسماری نشان داد که ماسه‌های تمیز حاصل از محیط‌های پرانرژی بیشترین پتانسیل تولید ماسه را دارند. علاوه بر این، انحلال سیمان و تشکیل حفرات ثانویه باعث افزایش تخلخل و کاهش مقاومت مکانیکی سنگ می‌شوند، که به ناپایداری سازند و تشدید تولید ماسه منجر می‌گردد.

دانه‌بندی و پارامترهای آماری

چاه شماره ۵۶

دانه‌بندی نشان داد که ذرات ماسه‌سنگ عمدتاً در بازه ماسه متوسط تا ریز قرار دارند. بررسی‌های آماری شامل میانه، میانگین، نما، جورشدگی، کج شدگی و کشیدگی نشان داد که چاه‌های مختلف میدان منصوری از نظر ویژگی‌های رسوبی تفاوت‌های قابل توجهی دارند. به طور کلی، جورشدگی ضعیف و کج شدگی مثبت بیانگر حضور رسوبات ناهمگن است که می‌تواند به ناپایداری سازند و تولید ماسه منجر شود. میانگین اندازه ذرات در محدوده ماسه متوسط تا ریز (۳-۲Φ) است. در برخی عمق‌ها مانند ۲۲۰۰، ۲۲۳۷، ۲۲۷۰ و ۲۲۷۱، مقدار Φ تا ۵–۶ نیز می‌رسد که نشانگر حضور سیلت و رس‌های ریزدانه است. مقادیر بالای کشیدگی در لایه‌های ۲۲۵۰، ۲۲۵۸ و ۲۲۷۸ نمایانگر جورشدگی شدید دانه‌هاست. کج شدگی غالباً مثبت است و نشانگر ته‌نشینی در شرایط آرام مانند مناطق مردابی یا لاگون‌ها می‌باشد، در حالی که کج شدگی منفی عمدتاً در لایه‌های با انرژی بالاتر، مانند کانال‌های فعال رودخانه‌ای مشاهده شد. میزان جورشدگی در اکثر رسوبات متوسط است، ولی وجود جورشدگی ضعیف در برخی عمق‌ها (مثلاً ۲۲۳۶، ۲۲۵۱) نشان‌دهنده رسوبات حاصل از جریان‌های غیرپیوسته مانند سیلاب‌های موقتی است (شکل ۵).



شکل ۱: نمودار دانه‌سنجی ماسه‌های چاه شماره ۵۶ میدان منصوری (عمق های که با علامت مشخص شده اند حاصل دانه سنجی مقاطع نازک هستند).

تحلیل مقاطع نازک: بررسی مقاطع نازک تحت میکروسکوپ پلاریزان نشان داد که ماسه‌سنگ‌های میدان منصوری عمدتاً از دانه‌های کوارتز با سیمان کلسیتی، انیدریتی و دولومیتی تشکیل شده‌اند. حضور فسیل‌های میکروسکوپی و انواع تخلخل‌ها (چشم پرنده‌ای، بین‌دانه‌ای، قالبی و کانالی) نشان‌دهنده فرآیندهای انحلال و دیاژنز پسین است. در بازه‌هایی که ماسه تمیز است، نبود سیمان سبب می‌شود ذرات ماسه به‌صورت دانه‌ای و سست در لایه‌ها باقی بمانند، با اندازه غالب بین ۱۲۵ تا ۵۰۰ میکرون و در برخی موارد تا یک میلیمتر. فضای بین دانه‌ها عمدتاً با سیمان کلسیت، انیدریت یا ماتریکس کربناته و رسی پر شده است. حضور سیمان آهن به صورت رگه‌ای نشان‌دهنده تغییر فاز سیال و ورود آب‌های اسیدی پس از رسوبگذاری است.

۴- نتیجه گیری

داده‌های رسوبی و نتایج دانه‌سنجی چاه شماره ۵۶ میدان نفتی منصوری نشان داد که بیشترین حجم ذرات در بازه ماسه ریز تا ماسه متوسط ((۳-۱Φ) قرار دارد و نمودار تجمعی تا ۸۵٪ حجم دانه‌ها را در همین محدوده نشان می‌دهد. در چاه ۵۶، ۹۸٪ نمونه‌ها در محدوده جورشدگی خوب تا متوسط قرار دارند. وضعیت کشیدگی نوسانی و بین نرمال و نوک‌تیز است و کج شدگی بین مثبت (ریز دانه) و منفی (درشت دانه) تغییر می‌کند. پیک‌های چول منفی (درشت دانه) با فاصله چند متر ظاهر می‌شوند که بیانگر تغییرات محیط کانالی یا سیلاب‌های فصلی است. کشیدگی نیز نوسانی بوده و مقادیر شدید کشیدگی نشان‌دهنده ناپایداری انرژی محیط رسوب‌گذاری دلتا و جابجایی مداوم کانال‌ها است. لیتولوژی غالب شامل ماسه تمیز، ماسه‌سنگ آهکی، ماسه‌سنگ شیلی، ماسه‌سنگ دولومیتی، شیل ماسه‌ای، شیل، سنگ آهک و آهک دولومیتی است. ماسه‌سنگ بیشترین حجم بخش مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد و حدود ۵۰٪ از لایه‌های تولیدی ماسه تمیز و سست هستند. بررسی مقاطع میکروسکوپی نشان داد که ماسه‌سنگ‌ها با بافت میکرایتی و سیمان کلسیتی همراه با رگه‌های سیمان اکسید آهن، سیمان دولومیتی و انیدریتی، و انواع تخلخل قالبی، چشم پرنده‌ای، کانالی و بین‌دانه‌ای وجود دارند. حضور سنگ آهک ماسه‌ای با سیمان کلسیتی، میکروفسیل‌های محیط آرام و انحلال سیمان کلسیتی، نشان‌دهنده تغییر فاز pH سیالات از قلیایی به اسیدی است. جانشینی سیمان انیدریتی به جای سیمان کلسیتی و تشکیل نودل‌های انیدریتی آزاد در ماسه‌های تمیز، تأیید کننده ورود و تراوش چندفازی سیال در رسوبات می‌باشد.

این ویژگی‌ها نشان می‌دهند که تفاوت در جورشدگی، سیمان‌شدگی و فرآیندهای دیاژنز، عوامل اصلی کنترل‌کننده تولید ماسه در چاه‌های میدان منصوری هستند.

۵- منابع

زارع رئیس آبادی، محمدرضا؛ ندری پری، مهدی؛ و محمد پرواز دوانی. ۱۳۹۴. "پیش بینی، کنترل و مدیریت تولید ماسه در چاه های نفت و گاز." مجله پژوهشگاه صنعت نفت؛ شماره ۱۲۴؛ ۵۶-۶۱.

شیرین آبادی، رضا؛ معرف وند، پرویز؛ گشتاسبی، کامران؛ و کاوه آهنگری. ۱۳۹۵. "مدلسازی فیزیکی و عددی تاثیر اندازه گراول پک بر تولید ماسه در چاه با طراحی و ساخت دستگاه." مجله پژوهش نفت؛ شماره ۸۷؛ ۹۶-۱۰۶.

Araujo-Guerrero, E., G. Alzate-Espinosa, Y. Cross-Arroyave, Y. P. Vega-Niño, D. F. Cartagena-Pérez & A. J. Naranjo-Agudelo., 2021. A new methodology for selecting sand control or sand management as strategy in wells .International Symposium Geomechanics, ISRM-ISG-2021-01. ISRM with sand production potential. In ISRM

Esmaeili, A. 2018. Sand production in an oil well and its prediction methods. In 2018-Sustainable Industrial .Processing Summit, 83-90. Flogen Star Outreach

on oil well production: a case study of Garon field in the Ikporo, B. & O. Sylvester., 2015. Effect of sand invasion .Niger Delta. The International Journal of Engineering and Science, 4, 64-72

Kim, A. S., M. M. Sharma & H. Fitzpatrick. 2012. A predictive model for sand production in poorly consolidated In IPTC 2012: International Petroleum Technology Conference, cp-280-00250. European Association of .sands

.Geoscientists & Engineers

Kukshal, A., R. Sharma, H. J. Kalita, G. Yeshwantth, V. D. Jamwal & H. Lal., 2024. Determination of regions prone to sand production and the linkage to fluid flow rates by integrating rock strength parameters and microphotographs .in the southern onshore basin, India. Journal of Petroleum Exploration and Production Technology, 14, 645-663

Mahmud, H. B., V. H. Leong & Y. Lestariono., 2020. Sand production: A smart control framework for risk .mitigation. Petroleum, 6, 1-13

Oyeneyin, B., 2015. Sand Control Completion Strategy. In Developments in Petroleum Science, 191-223. Elsevier.

Safaei, A., M. Asefi, M. Ahmadi, T. Pourshamsi, S. Baloochestanzadeh, A. Khalilnezhad & M. Riazi., 2023. Chemical treatment for sand production control: a review of materials, methods, and field operations. Petroleum Science, 20, 1640-1658.

Tabar, M. A., Bagherzadeh, H., Shahrabadi, A., & Dahim, S., 2021. A comprehensive research in chemical consolidator/stabilizer agents on sand production control. Journal of Petroleum Exploration and Production Technology, 11(12), 4305-4324.

Tucker, M. E., & Jones, S. J. (2023). Sedimentary petrology. John Wiley & Sons.

Wen, Y., L. Liu, Y. Huang, H. Liu & M. Sui., 2023. Cause Analysis and Preventive Measures for Sand Production in Gas Wells of Sulige Gas Field. ACS omega, 8, 30590-30597.

Willson, S., Z. Moschovidis, J. Cameron & I. Palmer., 2002. New model for predicting the rate of sand production. In SPE.ISRM rock mechanics conference, SPE-78168-MS. SPE

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

رخساره‌های سنگی و محیط رسوبی سازند هجدک در برش اشکلی، شمال‌شرق کرمان

محدثه تیمورپور*[۱] و حامد زندمقدم[۲]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

*Email: mohadese.teymourpour@sci.uk.ac.ir

چکیده

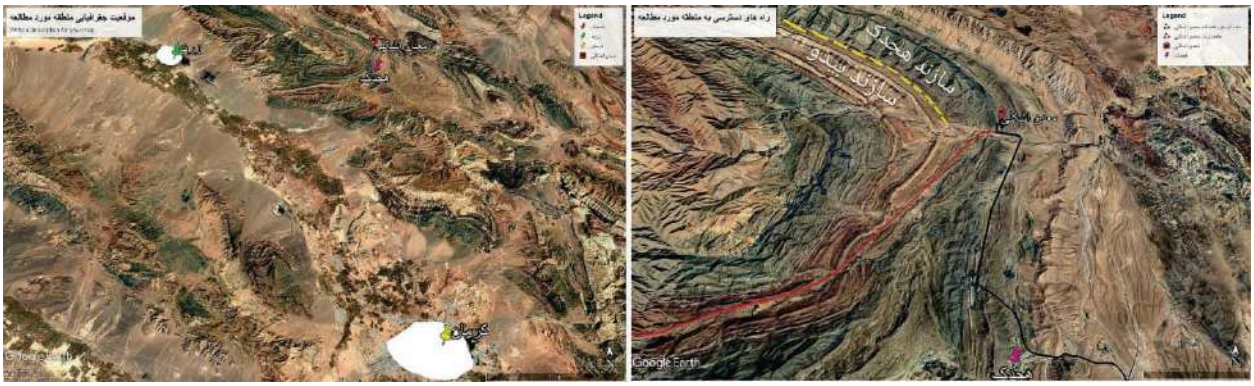
سازند هجدک در برش اشکلی، واقع در شمال‌شرق کرمان، یکی از مهم‌ترین واحدهای زغال‌دار ایران به شمار می‌رود. این پژوهش با هدف شناسایی و تفسیر رخساره‌های سنگی و عناصر ساختاری این سازند انجام شده و بر اساس برداشت‌های صحرایی و تحلیل ویژگی‌های بافت و ساخت رسوبی چهار نوع رخساره سنگی شامل رخساره‌های کنگلومرایی، ماسه‌سنگی، گل‌سنگی و زغال‌سنگی تشخیص داده شد. عناصر ساختاری CH، SB، LA، FF و FC شناسایی شده است. نتایج نشان می‌دهد که نهشته‌های سازند هجدک بیانگر یک سیستم دلتایی تحت تاثیر رودخانه هستند که در سه زیرمحیط پرودلتا، پیشانی دلتا و دشت دلتایی رسوب‌گذاری کرده‌اند.

کلمات کلیدی: سازند هجدک، برش اشکلی، رخساره‌های سنگی، دلتا.

۱- مقدمه

سازند هجدک یکی از سازندهای زغال‌دار ایران و مهم‌ترین سازند زغال‌دار در ناحیه کرمان محسوب می‌شود که معادن زغال‌سنگ متعددی در این نهشته‌ها برپا شده است. معدن اشکلی یکی این معادن است که در نزدیکی روستا و معدن هجدک قرار دارد. این معدن در ۷۰ کیلومتری شمال‌شرقی کرمان و در ۷ کیلومتری شمال معدن هجدک در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه و ۴۹ دقیقه تا ۳۰ درجه و۵۲ دقیقه و طول جغرافیایی ۱۶ درجه و ۵۷ دقیقه قرار دارد. راه‌های دسترسی به معدن اشکلی از طریق جاده آسفالته کرمان- چترود- هجدک- اشکلی می‌باشد. از دیدگاه زمین‌ساختی، محدوده مورد مطالعه در مرز جنوبی ـ جنوب‌شرقی زون ایران مرکزی (جنوب بلوک طبس) و در مجاورت شمال‌غربی بلوک لوت واقع است. از نظر ساختاری، منطقه اشکلی در بخش جنوبی کمربند چین‌خورده کرمان واقع است و تحت تأثیر گسل‌های اصلی راور-کرمان و شاخه‌های فرعی گسل هجدک-اشکلی قرار دارد. این گسل‌ها باعث ایجاد جابجایی‌های قائم و افقی قابل توجه در لایه‌های زغالی شده و به‌طور مستقیم بر شکل‌گیری تاقدیس‌ها و ناودیس‌های محدود در محدوده معدن اثرگذاشته‌اند. جهت عمومی ساختارها غالباً شمال‌غربی–جنوب‌شرقی است که با روند کلی ساختارهای زون ایران مرکزی هم‌خوانی دارد (آقانباتی،۱۳۸۳؛ Omrani et al., 2008). برش اشکلی در یکی از پهنه‌های تکتونیکی فعال ایران مرکزی قرار دارد و ساختارهای آن به شدت تحت تأثیر فازهای کوهزایی لارامید و آلپی شکل گرفته‌اند. این دو مرحله تکتونیکی نقش محوری در تغییر هندسه لایه‌ها، گسل‌خوردگی، چین‌خوردگی و جابه‌جایی نهشته‌های زغال‌دار سازند هجدک در این ناحیه داشته‌اند (Alavi,1994؛ آقانباتی،۱۳۸۳). سنگ‌های تشکیل‌دهنده این منطقه عمدتاً متعلق به دوران مزوزوئیک بوده و واحدهای چینه‌ای غالب شامل سازندهای نایبند، آب حاجی، بادامو، هجدک و بیدو می‌باشند. سازند هجدک در این ناحیه اغلب از تناوب لایه‌های ماسه‌سنگی و شیلی تشکیل شده که در قاعده دارای لایه‌های زغالی متعددی است. سازند هجدک در ناحیه مورد مطالعه بر روی آهک‌های نخودی رنگ و پرفسیل سازند بادامو و در زیر ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ سازند بیدو قرار گرفته است. مرز سازندهای هجدک و بیدو در این ناحیه توسط لایه‌های کنگلومرایی قابل تفکیک است. هدف از این تحقیق آنالیز رخساره‌های سنگی و محیط رسوبی سازند هجدک در ناحیه مورد مطالعه است (آقانباتی، ۱۳۹۳).

در این پژوهش، داده‌ها اغلب به‌صورت صحرایی براساس اختصاصات بافت و ساخت رسوبی جمع‌آوری شده‌اند. رخساره‌های سنگی به روش میال (Miall 1985, 2000, 2006) نامگذاری، توصیف و در نهایت تفسیر شده‌اند.



شکل۱- نقشه موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به سازند هجدک در برش اشکلی

۲- رخساره‌های سنگی

بر اساس اختصاصات بافتی و ترکیبی، رخساره‌های کنگلومرایی، ماسه‌سنگی، گل‌سنگی و زغال‌سنگی در نهشته‌های سازند هجدک شناسایی شده است. در یک نگاه کلی، رخساره‌های گل‌سنگی و زغال‌سنگی در بخش‌های ابتدائی، رخساره‌های ماسه‌سنگی در بخش‌های میانی و رخساره‌های کنگلومرایی در بخش‌های انتهایی سازند هجدک مشاهده می‌شوند و از این میان به ترتیب رخساره‌های ماسه‌سنگی و گل‌سنگی از بیشترین فراوانی و رخساره‌های کنگلومرایی از کمترین مقدار برخوردار هستند. در ادامه به تفکیک رخساره‌های سنگی شناسایی شده در هر مجموعه رخساره‌ای توصیف شده‌اند.

۲-۱ مجموعه رخساره کنگلومرایی

رخساره گراولی دانه پشتیبان توده‌ایی**(Gcm)** : مهم‌ترین ویژگی این رخساره فراوانی دانه‌ها (دانه پشتیبان) و ساختمان توده‌ایی است و دارای مقادیر اندک ماتریکس ماسه‌ای می‌باشد. اندازه دانه‌های تشکیل دهنده ۲ میلی‌متر تا ۷ سانتی‌متر متغییر بوده و بدون هیچ فابریک خاصی درکنار هم قرار گرفته‌اند. جورشدگی ضعیف تا متوسط و بیشتر دانه‌ها نیمه‌گرد تا گرد شده‌اند. این رخساره همراه با قاعده فرسایشی در فواصل کمتر از ۲۰ متر به‌صورت جانبی به سایر رخساره‌های کنگلومرایی و یا ماسه‌سنگی تبدیل می‌شود.

رخساره گراولی ماتریکس پشتیبان توده‌ایی (**Gmm**): این رخساره دارای ماتریکس ماسه‌ای با میانگین ۳۰ درصد است. این رخساره به‌صورت توده‌ایی و فاقد ساختمان رسوبی است. هیچگونه ایمبریکاسیون و یا فابریک مشخصی در این رخساره مشاهده نشده است. اندازه دانه‌های تشکیل دهنده ۵ میلی‌متر تا ۴ سانتی‌متر متغییر است. جورشدگی غالباً ضعیف و دانه‌ها نیمه‌زاویه‌دار تا گردشده هستند.

رخساره گراولی دانه پشتیبان با چینه‌بندی افقی **(Gh)**: فراوانی این رخساره نسبت به دو رخساره بالا کمتر بوده است و به‌صورت عدسی‌های کنگلومرایی و دارای لایه‌بندی موازی می‌باشد. اندازه قطعات این رخساره ۵ میلی‌متر تا ۶ سانتی‌متر، جورشدگی ضعیف و دانه‌ها نیمه‌گرد شده‌اند. میزان ماتریکس در این رخساره متغییر بوده به طوری که ماتریکس ماسه‌ای بین ۱۰ تا ۳۰ درصد را به خود اختصاص داده است.

۲-۲ مجموعه رخساره ماسه‌سنگی

رخساره ماسه‌سنگی با چینه‌بندی افقی **(Sh)**: لایه‌بندی و لامیناسیون افقی در ماسه‌سنگ‌ها مهم‌ترین وجه تشخیصی این رخساره به شمار می‌رود. این رخساره به رنگ خاکستری روشن تا خاکستری مایل به قهوه‌ای می‌باشد و از بیشترین فراوانی در بین رخساره‌های ماسه‌سنگی برخوردار است. دانه‌های ماسه‌ای اغلب در اندازه دانه بیشتر از ۰/۶ میلی‌متر مشاهده شد با این وجود در لامیناسیون‌های موازی اندازه دانه‌ها در حد ماسه ریز تا سیلت درشت متغییر است. این رخساره از جورشدگی متوسط تا خوبی برخوردار است و اغلب با رخساره‌های Sp، Sr و Sm مشاهده می‌شود.

رخساره ماسه‌سنگی مورب ریپلی **(Sr)**: رخساره ماسه‌سنگ ریپلی فراوانی نسبتا زیادی در منطقه مورد مطالعه دارد. اندازه دانه‌ها در این رخساره از ماسه ریز تا متوسط دانه متغییر است و جورشدگی و گردشدگی متوسط تا نسبتا خوبی نشان می‌دهند. در این رخساره تنوع بالای اشکال ریپلی در سه نوع موجی، جریانی و تداخلی مشاهده می‌شود اما اغلب ریپل‌ها به‌صورت متقارن و تداخل و مجموعه رخساره‌های گل‌سنگی تبدیل می‌شوند.

رخساره ماسه‌سنگی با طبقه‌بندی مورب مسطح **(Sp)**: این رخساره شامل طبقه‌بندی مورب مسطح در ماسه‌سنگ‌هاست و تقریبا در تمام توالی مورد مطالعه دیده می‌شود. لایه‌های مورب دارای زاویه ۱۰ تا ۳۰ درجه بوده که بطور جانبی در فواصل کمتر اندک و گوه‌ای شکل به طبقات مورب کم زاویه و یا طبقات موازی تبدیل می‌شوند. اندازه دانه‌ها در حد متوسط و درشت بوده و از جورشدگی متوسطی برخوردار هستند. لازم به ذکر است که طبقات مورب در لایه‌های ماسه‌سنگی به هر دو صورت یک‌جهته و دوجهته مشاهده می‌شوند.

رخساره ماسه‌سنگی مورب کم زاویه **(Sl)**: این رخساره دارای طبقات مورب با زاویه کمتر از ۱۰ درجه است. این رخساره به رنگ خاکستری و اندازه دانه‌ها در حد ماسه متوسط است و از جورشدگی متوسطی برخوردار هستند. این رخساره همراه با رخساره Sh، Sp و Sr مشاهده می‌شود.

رخساره ماسه‌سنگی توده‌ایی **(Sm)**: این رخساره در منطقه مورد مطالعه از فراوانی کمی برخوردار است و هیچگونه ساختمان رسوبی در آن مشاهده نشده است. اندازه دانه‌ها در حد ماسه متوسط تا درشت بوده و از جورشدگی متوسط تا نسبتا خوبی برخوردار هستند. این رخساره در قاعده لایه‌های ماسه‌سنگی مشاهده می‌شود که به طور عمودی و جانبی اغلب به رخساره Sh تبدیل می‌شوند.

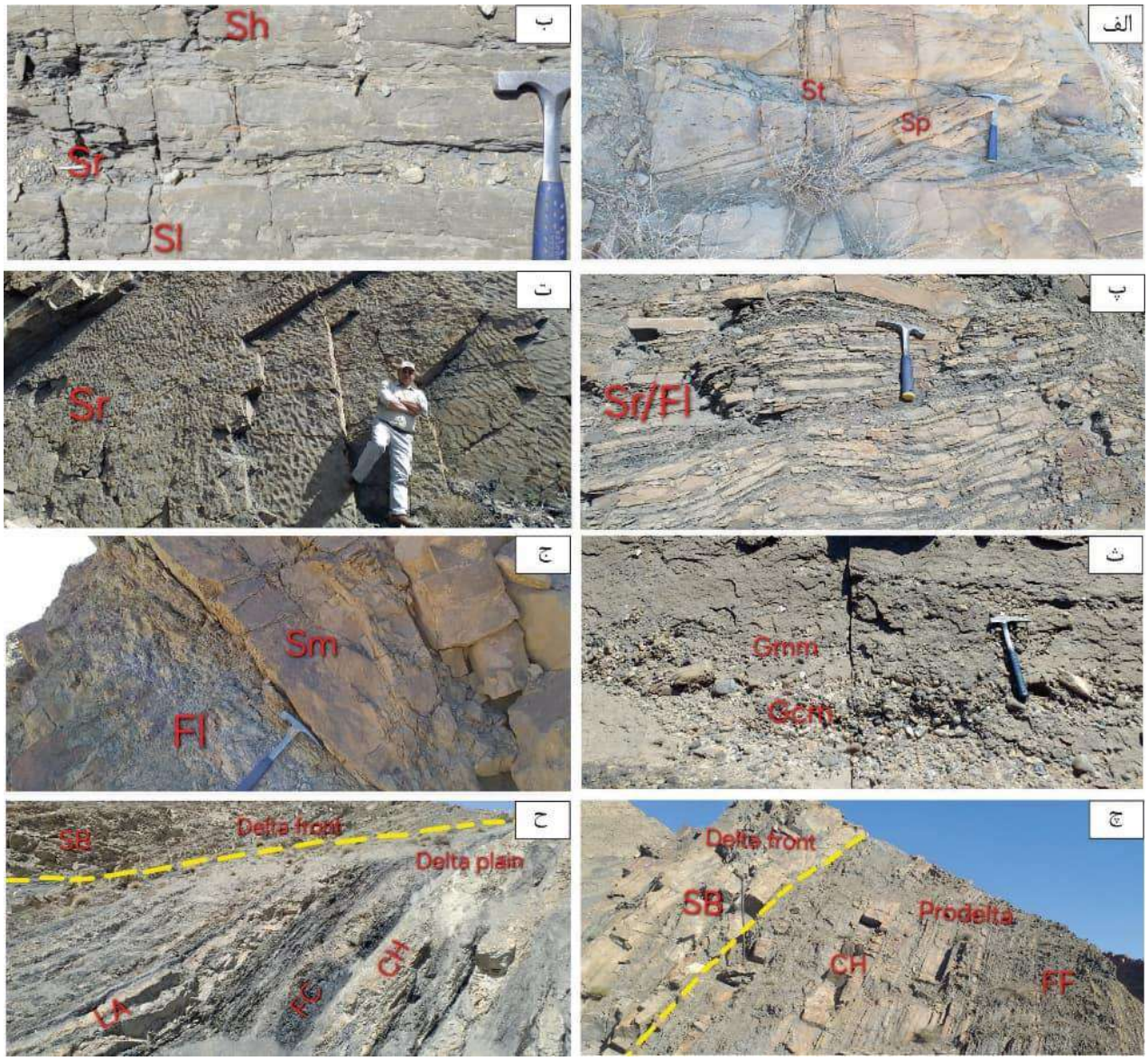
رخساره ماسه‌سنگی با طبقه‌بندی مورب عدسی **(St)** : طبقه‌بندی مورب عدسی در ماسه‌سنگ‌ها مهم‌ترین وجه تفکیکی این رخساره محسوب می‌شود. این رخساره که از فراوانی اندکی برخوردار است تنها در قاعده سیکل‌های به سمت بالا ریزشونده مشاهده شده است که بطور جانبی و عمودی به رخساره‌های ماسه‌سنگی با طبقات موازی و مورب مسطح تبدیل می‌شود. اندازه دانه‌ها متوسط تا درشت هستند و جورشدگی متوسط تا ضعیفی برخوردار هستند.

۲-۳ مجموعه رخساره گل‌سنگی

رخساره سیلتستون و شیلی با لامیناسیون موازی و مورب **(Fl)**: این رخساره که تنها رخساره گل‌سنگی بوده که از ذرات دانه‌ریز در اندازه سیلت و رس و به ندرت ماسه‌های دانه‌ریز تشکیل شده است. مهم‌ترین ساختارهای رسوبی در این رخساره شامل لامیناسیون موازی و مورب است. لامیناسیون‌های موازی بیشترین فراوانی را داشته و لامیناسیون‌های مورب به‌صورت مسطح و بعضاً به‌صورت مورب ریپلی مشاهده می‌شوند. رنگ این رخساره اغلب خاکستری می‌باشد اما آغشتگی آن به مواد آلی سبب تیره شدن رنگ آن نیز شده است. این امر بالاخص در مجاورت با لایه‌های زغال‌سنگی اتفاق افتاده است. از دیگر ساخت‌های رسوبی در این رخساره می‌توان به طبقات فلاسر، موجی و عدسی اشاره کرده که به طور پراکنده دیده می‌شوند. از این رو این رخساره در برخی موارد در برگیرنده رخساره حدواسط ماسه‌سنگی-گل‌سنگی (Fl/Sr) نیز می‌باشد.

۲-۴ مجموعه رخساره زغال‌سنگی

این رخساره با کد اختصاری C مشخص می‌شود که نشان‌دهنده رخساره‌ها با مواد آلی فراوان بوده به طوری که در بعضی قسمت‌ها زغال‌سنگ‌ها به خوبی تشکیل شده‌اند. زغال‌سنگ‌ها به دو صورت شیلی (شیل‌های سیاه با لامیناسیون موازی تا مورب) و توده‌ای (در حد زغال‌سنگ‌های بیتومینه و آنتراسیت) همراه با رخساره‌های ماسه‌سنگی و گل‌سنگی مشاهده می‌شوند. همانطور که در قبل ذکر شد، این رخساره تنها در بخش‌های ابتدائی سازند هجدک (در ۶۰ متر ابتدائی) و به‌صورت لایه‌های زغالی ممتد تا گوه‌ای شکل مشاهده می‌شوند. در بعضی از قسمت‌های ابتدایی این رخساره لایه‌های اکسید آهنی، گوتیت و لیمونیت مشاهده شد که در برگیرنده زغال‌های اکسیده می‌باشند. از سایر ویژگی‌های این رخساره حضور آثار فسیلی گیاهی (ساقه و برگ) در این مجموعه است.



شکل ۲- رخساره‌های سنگی و عناصر ساختاری شناخته شده در نهشته‌های سازند هجدک در برش اشکلی. الف) Sp رخساره ماسه‌سنگی با طبقه‌بندی مورب مسطح، St رخساره ماسه‌سنگی با طبقه بندی مورب عدسی ب) Sh رخساره ماسه‌سنگی با چینه‌بندی افقی، Sr رخساره ماسه‌سنگی مورب ریپلی، Sl رخساره ماسه‌سنگی مورب کم زاویه پ) Sr/Fl رخساره حدواسط ماسه‌سنگی-گل‌سنگی ت) Sr رخساره ماسه‌سنگی مورب ریپلی ث) Gmm رخساره گراولی ماتریکس پشتیبان توده‌ایی، Gcm رخساره گراولی دانه پشتیبان توده‌ایی ج) Sm رخساره ماسه‌سنگی توده‌ایی، Fl رخساره سیلتستون و شیلی با لامیناسیون موازی و مورب چ) پرودلتا دارای عنصر ساختاری کانالی CH و عنصر ساختاری ریزدانهFF ، پیشانی دلتا دارای عنصر ساختاری SB ح) پیشانی دلتا دارای عنصر ساختاری SB، دشت دلتایی دارای عنصر ساختاری کانالی CH، عنصر ساختاری LA و عنصر ساختاری FC

۳- تحلیل رخساره‌ها و محیط رسوبی

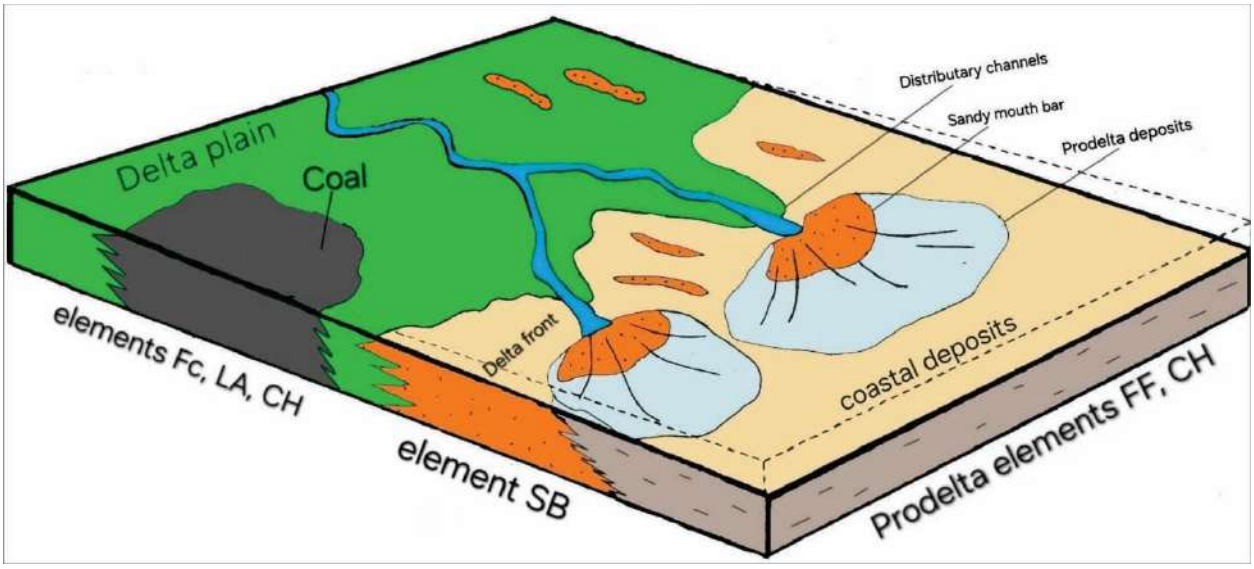
توصیف رخساره‌ها و خصوصیات بافتی و ساختی آن‌ها نشان‌دهنده یک محیط ساحلی تحت تاثیر رودخانه و دلتا می‌باشند که در قالب عناصر ساختاری کانالی، نهشته‌های دانه‌ریز بین کانالی، نهشته‌های آلی مردابی، ماسه‌سنگ‌های بخش جلویی دلتا و رسوبات دانه‌ریز بخش انتهایی دلتا است. عناصر ساختاری شامل اشکال فرسایشی از قبیل کانال‌های پرشده و اشکال رسوب‌گذاری از قبیل نهشته‌های خارج کانال هستند که براساس اندازه دانه و محیط رسوبی دسته‌بندی می‌شوند (Lowey, 2007). عنصر ساختاری کانالی (CH) به فرم رسوبات پرکننده کانال با گسترش جانبی محدود و قاعده فرسایشی مشاهده می‌شود. رخساره‌های سنگی تشکیل‌دهنده شامل Sh, Sp, Sl, Sr, Sm و که بعضاً با حضور لایه نازک کنگلومرایی در قاعده به‌صورت فرسایشی مشاهده می‌شوند. مقادیر اندک رخساره Gcm و Gmm جزئی از عناصر ساختاری کانال می‌باشد که در قاعده رخساره‌های ماسه‌سنگی مشاهده می‌شوند. این کانال‌ها به دو صورت کانال‌های رودخانه مئاندری (عنصر ساختاری LA) و کانال‌های زیرآبی محیط‌های دلتایی تفسیر می‌شوند. عنصر ساختاری LA زمانی تشکیل می‌شوند که کانال‌های توزیعی تحت تأثیر ناپایداری هیدرولیکی و افزایش بار رسوبی، دچار مهاجرت جانبی شوند. در طی این جابه‌جایی، رسوبات ماسه‌سنگی در بخش داخلی خم کانال به‌صورت چینه‌بندی مورب جانبی ته‌نشین شده و بدنه‌های بزرگ مقیاس با شیب ملایم ایجاد می‌کنند که بیانگر رشد و پیشروی تدریجی سدهای نقطه‌ای یا پوینت بارهای رودخانه مئاندری هستند. این ساختارها معمولاً از رخساره‌های Sp, St, Sh وگاهی رخساره Gh تشکیل شده و بازتاب‌دهنده فرایندهای جریان پایدار و رسوب‌گذاری پیوسته در دلتاهای تحت تاثیر رودخانه است. الگوی جهت جریان دیرینه در این کانال‌ها معمولاً یک طرفه بوده و دارای طبقات مورب مسطح یک‌جهته و ریپل مارک‌های جریانی هستند. کانال‌های زیرآبی که دارای مشخصاتی همچون رودخانه‌ای بوده و تنها بر اساس الگوی جهت جریان دوطرفه مشخص می‌شوند نشان از تاثیر محیط‌های ساحلی در تشکیل رخساره‌های آنهاست. حضور طبقات مورب مسطح در لایه‌های متناوب و در دوجهت مخالف یکدیگر در رخساره‌های Sp، Sl و ریپل‌های متقارن و تداخلی در رخساره Sr و لایه‌های هترولیکی ماسه‌سنگی-گل‌سنگی همراه با ساخت‌های فلاسر، موجی و عدسی همگی نشان از تشکیل آن‌ها در یک محیط ساحلی است. همچنین افزایش طبقات ماسه‌سنگی در قسمت‌های میانی توالی گواهی از عنصر ساختاری SB بوده که می‌توانند در بخش‌های پیشانی دلتا تشکیل شده باشند. حضور سیکل‌های درشت‌شونده در آن‌ها گواهی بر افزایش بار رسوبی در بخش‌های جلویی دلتا است. تأثیر محدود محیط ساحلی توسط حضور ساختارهای ریپلی جزر و مدی (Sr و Sr/Fl) که نشان‌دهنده تأثیر محدود جریان‌های دوطرفه ساحلی (Tidal/Wave Influenced) بر روی لبه دلتا یا نواحی نزدیک به دریاست، اما این تأثیرات بر روی رسوب‌گذاری کانالی غلبه ندارند. این ترکیب نشان می‌دهد که انرژی رودخانه (حمل بار بستر) عامل اصلی کنترل‌کننده محیط رسوبی دلتا بوده، در حالی که انرژی‌های ساحلی (جزر و مد و امواج) تأثیر ثانویه‌ای بر روی رسوبات بین کانالی یا لبه دلتا داشته‌اند (Bhattacharya, 2006; Li et al., 2018; Goodbred et al., 2007; Xu et al., 2023).

قسمت پیشانی دلتا (Delta Front) فعال‌ترین ناحیه رسوب‌گذاری دلتاست و تحت تأثیر همزمان جریان رودخانه‌ای، امواج و گاهی جزر و مد قرار دارد (Galloway, 1975). عنصر ساختاری SB شامل رخساره‌های Sl, Sp, St, Sm, Sh و Sr بوده و نشان‌دهنده یک رژیم رسوبی با انرژی متوسط تا بالاست که در آن رسوبات ماسه‌ای با طبقه‌بندی مورب، افقی و توده‌ای حاصل از امواج و جریان‌های رودخانه‌ای آمیخته نهشته می‌شوند (Ni et al., 2022). این مجموعه رخساره‌ها بیانگر پیشروی رسوبات ماسه‌ای شاخه‌های دلتایی و رسوبذاری مکرر در نتیجه تغییرات دبی رودخانه و انرژی امواج است. وجود مقدار اندک رخساره Gcm نشان‌دهنده رخدادهای پرانرژی کوتاه‌مدت مانند جریان‌های متمرکز یا ریزجریان‌های چگال است که قادر به انتقال دانه‌های در اندازه گراول تا پیشانی دلتا است. حضور لایه‌های نازک Fl/Sr نشان می‌دهد امواج کم دامنه می‌توانند در بخش پایین‌تر قسمت پیشانی دلتا نیز اثر بگذارند (Reading et ai., 1996).

عنصر ساختاری ریزدانه (FF) یکی از اصلی‌ترین مجموعه رخساره‌ای سازند هجدک بوده که در دو بخش دشت دلتایی و همچنین قسمت‌های پایینی دلتا یا پرودلتا (prodelta) تشکیل شده‌اند. این مجموعه که اغلب از رخساره سنگی Fl تشکیل شده که بعضاً با رخساره‌های ماسه‌سنگی Sh و Sr همراه است. پرودلتا ژرف‌ترین و کم‌انرژی‌ترین بخش دلتا بوده و رسوبات ریزدانه شامل شیل و سیلت در آن غالب است. عنصر ساختاری این محیط FF است، رخساره‌های Fl شامل لامیناسیون‌های آرام نشان‌دهنده انرژی پایین و پایداری شرایط در این بخش است (Plint, 2014). در پرودلتا، حضور عنصر ساختاری LA نشان‌دهنده‌ی ته‌نشینی یکنواخت و کم‌انرژی رسوبات معلق ناشی از پلوم رودخانه است و بیانگر رسوب‌گذاری پس‌زمینه‌ای آرام در بخش عمیق‌تر دلتا می‌باشد. در همین حال، وجود رخساره‌های کانالی نشان می‌دهد که این ناحیه دوره‌هایی از جریان‌های پرانرژی‌تر مانند جریان‌های چگال و سیلابی را تجربه کرده که قادر به ایجاد شیارها و کانال‌های باریک فرسایشی بوده است (Poulos et al., 1996). این کانال‌ها با ماسه‌های ریزدانه و سیلت پرمی‌شوند و ماهیت رویدادی جریان‌های متمرکز را در بین نهشته‌های ریزدانه نشان می‌دهند (An et al., 2024). هم‌زمانی LA و CH گویای یک سیستم پرودلتایی «دوگانه» است که هم توسط رسوب‌گذاری آرام کنترل می‌شود و هم توسط پالس‌های پرانرژی رودخانه‌ای متناوب تحت تأثیر قرار می‌گیرد (Kanellopoulos et al., 2018).

عنصر ساختاری ریزدانه (FC) جایی که رسوبات آلی (مانند بقایای گیاهی) در شرایط کم اکسیژن و جریان آرام تجمع می‌یابند تشکیل می‌شوند. این ذرات‌ریز زغال در لایه‌های نازک و افقی ته‌نشین شده و اغلب با لایه‌های سیلت و رس (Fl) همراه هستند. همراهی عناصر ساختاری FF و FC نشان دهنده زیرمحیط‌های مردابی در دشت دلتایی می‌باشد. دشت دلتایی (Delta Plain) کم‌انرژی‌ترین بخش بالادست دلتاست که تحت تأثیر کانال‌های فعال، رسوبات بین کانالی و محیط‌های مردابی آلی قرار دارد، دشت دلتایی شامل دو ناحیه بالادست (Upper) و پایین‌دست (Lower) است؛ بخش پایین‌دست اثرات جزر و مدی محدود را نشان می‌دهد ولی کنترل اصلی همچنان رودخانه است (Abyat et al., 2021). عنصرهای ساختاری دشت دلتایی شامل CH , FC و LA می‌باشد. رخساره‌های زغالی C نشان‌دهنده شرایط کم اکسیژن، تجمع آلی بالا و محیط‌های باتلاقی در پائین دشت دلتایی است. رخساره Fl به همراه سیلت‌های لایه نازک نشان‌دهنده ته‌نشینی بار معلق در نواحی بین کانالی و محیط‌های کم‌انرژی است. رخساره‌های Sh و Sm نشان‌دهنده رسوب‌گذاری کانال‌های فعال، سیلابی و پرشدگی‌های چندمرحله‌ای است. کانال‌های فعال و پرشدگی‌های چند مرحله‌ای نشان‌دهنده مهاجرت جانبی رودخانه و تغییر مسیر جریان در سطح دلتاست (Reading et al., 1996).

در محیط دلتا، چینش و تلاقی پیچیده طبقات (complex bedding or stacking patterns) معمولاً ناشی از تغییرات مداوم مسیر کانال‌ها، توزیع رسوبات بین کانالی و تغییر انرژی جریان‌ها است. این پیچیدگی‌ها شامل تلاقی افقی و مورب لایه‌ها، بریدگی کانالی، تغییر ضخامت و ریخت‌شناسی متغیر رخساره‌ها می‌شود و نشان‌دهنده تغییرات فضایی و زمانی در جریان‌های دلتا، مهاجرت کانال‌ها و رسوب‌گذاری متناوب بین جریان‌های پرانرژی و آرام است (Bhattacharya, 2006).



شکل ۴- مدل رسوبی نهشته‌های سازند هجدک در ناحیه مورد مطالعه

۴- نتیجه گیری

آنالیز رخساره‌ها و عناصر ساختاری شناسایی شده سازند هجدک در برش اشکلی منعکس کننده یک محیط رسوب‌گذاری از نوع دلتا تحت تاثیر رودخانه است. بخش‌های ابتدائی سازند هجدک با توجه به غلبه عناصر ساختاری FF و FC در دشت دلتایی و کانال‌های رودخانه مئاندری تشکیل شده‌اند. بخش های میانی غالباً از عناصر ساختاری SB، FF و CH تشکیل شده که در بخش‌های پیشانی دارای طبقات ماسه‌سنگی و بعضاً کنگلومرایی بوده و در قسمت‌های انتهایی دلتا غالباً از نهشته‌های دانه‌ریز همراه با عنصر ساختاری کانالی تشکیل شده است. قسمت‌های انتهایی برش مورد مطالعه با توجه به غلبه رخساره‌های کنگلومرایی اغلب در اثر کاهش عمق آب و در یک محیط ساحلی-رودخانه‌ای تشکیل شده است. این روند، تکامل تدریجی سیستم رسوبی در پاسخ به نوسانات دبی رودخانه، تغییرات سطح دریا و پویایی انرژی ساحلی بازتاب می‌دهد و تصویر دقیقی از یک محیط دلتایی را برای نهشته‌گذاری سازند هجدک ارائه می‌دهد.

۵- منابع

آقانباتی، ع.،۱۳۸۳. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور، ۶۰۶ صفحه.

آقانباتی، ع.، ۱۳۹۳. فرهنگ چینه شناسی ایران جلد چهارم (ژوراستیک)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۴۴ صفحه.

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic Belt of Iran: New Data and Interpretations. Tectonophysics, 229(3), 211–238.

Abyat, A., Azhdari, A., Feghhi, A., Judaki. M., 2021. Sedimentology, depositional environment and classification of Karkheh River's Delta, West of Khuzestan Plain (SW of Iran). SN Applied Sciences, 3, Article 140.

An, S., Feng, A., Feng, W., Wang, Y., Chen, Y., Wu, Z., Chen, X., Yu, Y., Pan, Y., Lio, S 2024. Development and distribution of submarine channels associated with sediment gravity flows in the modern Huanghe (Yellow River) subaqueous delta, 11, 1483768, 1–18.

Bhattacharya, J. P., 2006. Deltas. In H. W. Posamentier and R. G. Walker (Eds.), Facies Models Revisited T,143–176. SEPM Society for Sedimentary Geology.

Galloway, W.E., 1975. Process Framework for Describing the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Deltaic Depositional Systems. In M. L. Broussard (Ed.), Deltas: Models for Exploration, 87–98. Houston Geological Society.

Goodbred, S. L., Jr., Saito, Y., 2007. Tide-dominated deltas: Dynamics, sedimentary structures, and stratigraphic implications. Journal of Sedimentary Research, 77(1), 35–49.

Kanellopoulos, Th. D., Kapsimalis, V., Angelidis, M.O., Kamberi, E., Karageorgis, A., 2018. Consideration of modern sedimentary processes of the Evros river delta front and prodelta, NE Aegean Sea. Bulletin of the Geological Society of Greece, 34(2), 709–716.

Lowey, G.W., 2007. Lithofacies analysis of the Dezadeash Formation (Jura–Cretaceous), Yukon, Canada: The depositional architecture of a mud/sand-rich turbidite system. Sedimentary Geology, 198, 273–291.

Li, Y., Bhattacharya, J. P., Ahmed, S., & Garza, D., 2018. Re-evaluating the paleogeography of the river-dominated and wave-influenced Ferron Notom Delta, southern central Utah. Journal of Sedimentary Research, 88(2), 214–240.

Miall, A. D., 1985. Architectural-element analysis of fluvial depositional systems. Sedimentology, 32(6), 627–670.

Miall, A. D., 2000. Principles of Sedimentary Basin Analysis. 3rd Edition. Springer, 616.

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

Ni, J., Zhao, D., Liao, X., Li, X., Fu, L., Chen, R., Xia, Z., Liu, Y., 2022. Sedimentary Architecture Analysis of Deltaic Sand Bodies Using Sequence Stratigraphy and Seismic Sedimentology: A Case Study of Jurassic Deposits in Zhetybay Oilfield, Mangeshrak Basin, Kazakhstan. Energies, 15(14), 5306.

Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Jolivet, L., 2008. Arcs of Iran: Zagros and Central Iran structural framework. Tectonophysics, 451(1–4), 71–10.

Poulos, S. E., Collins, M. B., Shaw, H. F., 1996. Deltaic Sedimentation, Including Clay Mineral Deposition Patterns, Associated with Small Mountainous Rivers and Shallow Marine Embayments of Greece (SE Alpine Europe). Journal of Coastal Research, 12(4), 940–952.

Plint, G., 2014. Mud dispersal across a Cretaceous prodelta: Storm-generated, wave-enhanced sediment gravity flows inferred from mudstone microtexture and microfacies. Sedimentology, 61(3), 609–647.

Reading, H. G. (Hugh Graham), Collinson, J. D. (John David)., 1996. Clastic Coasts. In: Reading, H. G. (Ed.) Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, 3rd Edition, 154–231. Blackwell Science, Oxford.

Xu, Z., Plink-Björklund, P., 2023. Quantifying formative processes in river- and tide-dominated deltas for accurate prediction of future change. Journal of Sedimentary Research, 93(2), 153–172.

.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

رخساره های سنگی و محیط رسوبی سازند هجدک (Bajocian –Bathonian) در ناحیه زغالسنگی دشت خاک

حامد عامری[۱] و فتانه زمانی[۲]

دانشیار دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته[۱]

دکتری چینه شناسی و فسیل شناسی ، هسته پژوهشی علوم زمین نوین ، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته[۲]

ameri.hamed@gmail.com [۱]*

چکیده

نهشته های زغالدار سازند هجدک (Bajocian –Bathonian) بصورت هم شیب بر روی آهک بادامو قرار داشته و با مرز گسله توسط رسوبات آهکی کرتاسه پوشیده می شود. منطقه مورد مطالعه در بخش شمال غربی شهر کرمان نزدیک روستای باب هوتک قرار دارد. هدف از این مطالعه شناسایی رخساره محیط های رسوبی سازند هجدک می باشد. ضخامت این سازند در منطقه مورد مطالعه بین ۸۰۰ تا ۱۴۰۰ متر است و از دو مجموعه رخساره ای تشکیل شده است. مجموعه رخساره ای A متشکل از دو رخساره شیل – مد ستونی و ماسه سنگ می باشد که عمدتا در یک محیط دلتایی تحت نفوذ رودخانه نهشته شده است. مجموعه رخساره ای شB شامل سه رخساره شیل های تیره زغالدار، ماسه سنگ و کنگلومرا است که در یک محیط رودخانه مئاندری نهشته شده اند. اجزای تشکیل دهنده ماسه سنگ های سازند هجدک عمدتا شامل خرده سنگهای دگرگونی درجه پایین، گنیس، گرانیت، ماسه سنگ و چرت است.

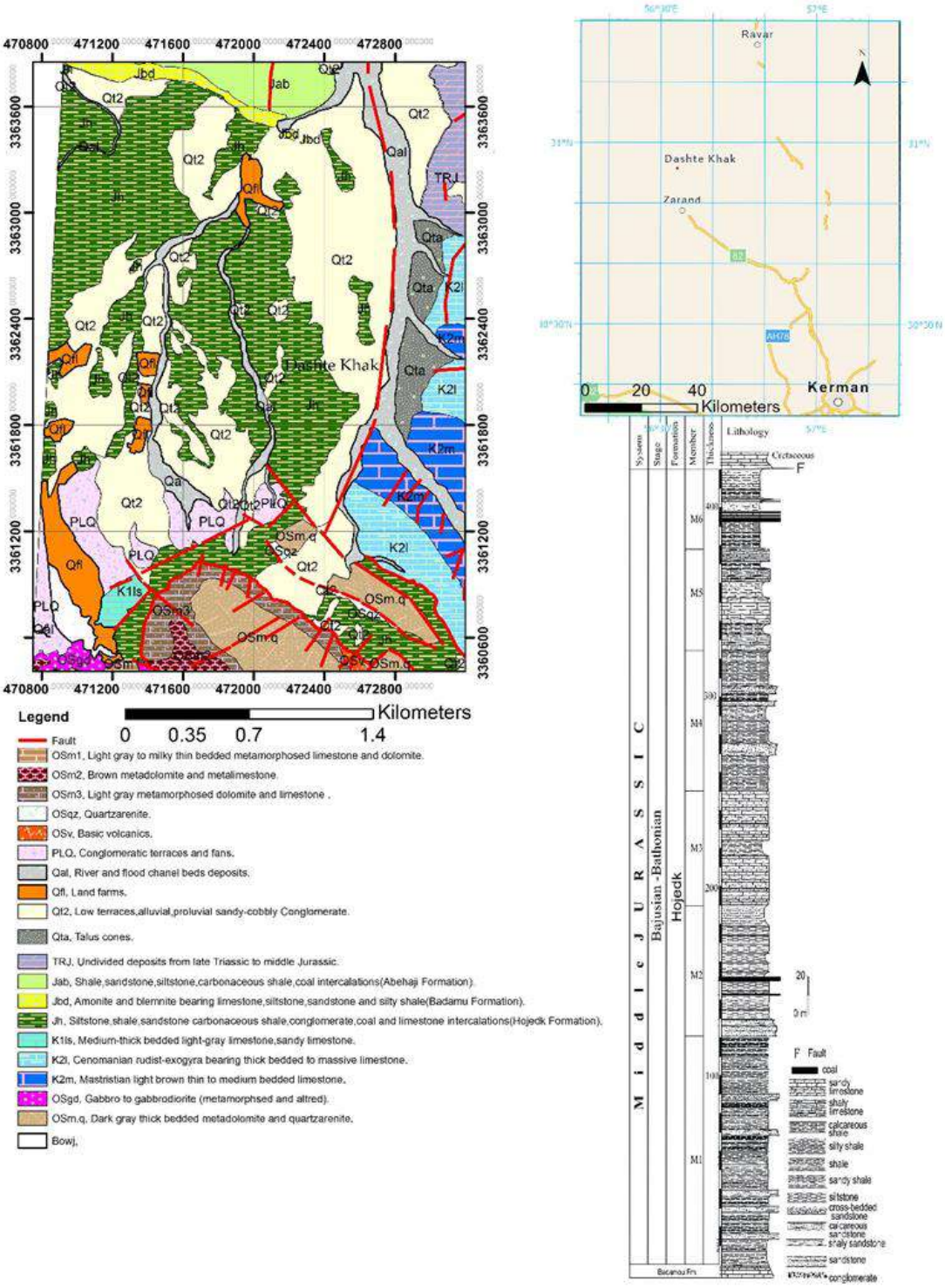
کلمات کلیدی: هجدک، باژوسین باتونین، رخساره، های سنگی، زغالسنگ.

۱- مقدمه

سازند هجدک با سن ژوراسیک میانی (باژوسین ـ باتونین) شامل مجموعه ای از سنگوا های گیاهی باتنوع و حفظ شدگی مناسب می باشد و از این نظر جزء غنی ترین رسوبات از نظر ماکروفسیل های گیاهی در ایران به شمار می آید. در این مقاله برونزدهای ژوراسیک میانی در منطقه دشت خاک واقع در۱۰۵ کیلومتری شمال غربی کرمان مورد مطالعه قرار گرفته است. این برش شامل۸۰۰ متر رسوبات غالباً شیل و ماسه سنگی با میان لایه هایی از زغالسنگ می باشد، راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه از طریق جاده آسفالته کرمان ـ زرند – دشت خاک میسر می باشد شکل (۱) . سازند هجدک منتسب به ژوراسیک میانی) باژوسین – باتونین) شامل تناوبی از ماسه سنگ های آرکوزی/کوارتزآرنایتی و شیل های سبز و خاکستری تا قهوه ای، سنگ های رسی هماتیتی سرخ رنگ و لایه ها و عدسی های متعدد از زغالسنگ است. این سازند در برش مورد مطالعه روی توالی سیلت سنگ، شیل ، ماسه سنگ و سنگ آهک های حاوی بلمنیت، دوکفه ای، مرجان و آمونیت سازند بادامو قرار گرفته است سن تشکیل توالی های سازند بادامو توارسین-باژوسین است (Seyed- Emami, and Alavi – Naini, 1990) .مرز بالایی سازند هجدک در این ناحیه بصورت گسله توسط آهک های مارنی کرتاسه پوشیده می شود. برش مورد مطالعه دارای مجموعه گیاهی زیر است:(Ameri)(Ameri and Shaghayeghi 2023 et.al 2014)

Cladophlebis sp., Neocalamites sp., Nilssonia polymorpha,N.sp, Equisetites laterale?, E.sp., Coniopteris sp., Podozamites elongatus, P.distans? P.lanceolatus and P.sp

هدف از این مطالعه بررسی رخساره های سنگی ، سازند هجدک در برش باب هوتک می باشد. برای نام گذاری سنگ های سازند هجدک از طبقه بندی فولک (۱۹۷۴) استفاده شده است.



شکل ۱: ستون چینه شناسی و موقعیت زمین شناسی برش مورد مطالعه

۲-رخساره ها

مجموعه رخساره أی A

این مجموعه بطور عمده شامل رخساره های آواری (Shale/mudstone and Sandstone) که در بخش قاعده أی سازند هجدک در ناحیه مورد مطالعه مشاهده می شود.

رخساره شیل – گل سنگ Shale/mudstone : رخساره شیل – گل سنگی که در این مجموعه رخساره أی بیشترین ضخامت را به خود اختصاص داده،اغلب تیره رنگ است . در بخش قاعده أی سازند هجدک این رخساره دارای خردفسیل های گیاهی با درجه حفظ شدگی پایین و برخی قطعات نرمتنان می باشد . به طرف بالا بتدریج اندازه ذرات تشکیل دهنده آن افزایش می یابد و سرانجام در تناوب بارخساره ماسه سنگی قرار می گیرد. بالاترین واحد سنگی ، مجموعه رخساره أی A شیل تیره رنگ ذغال دار است که در تناوب با ماسه سنگ و در منطقه مورد مطالعه به نام افق زغالی D مشهور است این واحد یکی از اصلی ترین افقهای زغال دار در ناحیه کرمان محسوب می گردد و بیشترین مقدار ذغال سنگ از این افق استخراج می شود. در ناحیه مورد بررسی (معدن باب هوتک)، لایه های زغالی (d2, d3, d4, d5, d6) وجود دارند که ذخایر اصلی زغال در d2, d3و d6 قرار دارند .

رخساره ماسه سنگی Sandstone: این رخساره بخش اعظم توالی های به سمت بالا درشت شو و ریزشو را در مجموعه رخساره أی A به خود اختصاص داده است و متشکل از دو زیر رخساره فیل آرنیت Phyllarenite ، و ساب چرت آرنیت (Subchertarenite) می باشد. این ماسه سنگ ها با رنگ هوازده خاکستری تیره و در سطح تازه با رنگ خاکستری دیده می شوند. ساخت های رسوبی ریپل مارک موجی و جریانی و لایه بندی متقاطع در این رخساره قابل رویت است .این رخساره در تناوب با رخساره شیل – گل سنگی به صورت توالی های روبه بالا در شست شو و ضخیم شو فسیل های گیاهی و نودول های اکسید آهن وجود دارد .

زیر رخساره فیل آرنیت: اندازه دانه های تشکیل دهنده این زیر رخساره در حد ماسه دانه ریز تا درشت است. کوارتز فراوان ترین عضو تشکیل دهنده آن می باشد که اکثراً با خاموشی مستقیم و تک بلور و گاهی خاموشی موجی و چند بلور دیده می شود. خرده سنگ های موجود در این رخساره اکثراً از نوع دگرگونی بوده و علاوه بر آن ها، خرده سنگ های رسوبی مثل چرت و گل سنگ نیز در آن وجود دارد. سیمان در این زیر رخساره اکثراً از جنس کلسیت بوده ولی سیمان ها ی اکسید آهن و سیلیس نیز دیده می شود . رسیدگی بافتی و ترکیبی این رخساره متوسط می باشد .

زیر رخساره ساب چرت آرنیت: اندازه دانه های اصلی تشکیل دهنده این زیر رخساره در حد ماسه ریز تا درشت است. فراوان ترین عضو تشکیل دهنده آن کوارتز با خاموشی های مستقیم و موجی می باشد. علاوه بر کوارتز، خرده سنگ های مختلف (اکثراً چرت) و به مقدار کم خرده سنگ های دگرگونی در این رخساره مشاهده میشود. فراوانی قطعات سنگی در این زیر رخساره حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد بوده و سیمان های اصلی در آن کلسیت آهن دار و سیلیس ریزبلور است. رسیدگی بافتی و ترکیبی در این زیر رخساره نسبت به زیر رخساره های ماسه سنگی دیگر مجموعه رخساره أی A بهتر است.

مجموعه رخساره ای B

مجموعه رخساره ای B مربوط به بخش بالایی سازند هجدک است و از سه رخساره کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل – گل سنگ تشکیل شده است و اغلب رخساره های تشکیل دهنده این مجموعه به صورت توالی های متعدد به سمت بالا ریزشو دیده می شود. این توالی ها بخش عمده سازند هجدک (بخش بالایی) را تشکیل می دهد.

رخساره کنگلومرایی: این رخساره گسترش چندانی نداشته و اغلب در بخش قاعده ای بعضی از ماسه سنگ های دانه درشت به صورت کنگلومرای چند آمیزه أی (Polymictic) با آژند فیل آرنیت مشاهده می شود. ستبرای این رخساره متغییر بوده و بین ۱ تا ۳۰ سانتی متر است. بیشتر دانه های رخساره کنگلومرایی از نوع گل سنگ بوده و درون سازندی است.

رخساره ماسه سنگی: این رخساره با رنگ خاکستری مایل به سبز تا کمی متمایل به قهوه أی دیده می شود و معمولا در بخش قاعده أی خود دانه درشت بوده و تدریجا به ماسه سنگ های دانه ریز و در نهایت به شیل تبدیل می گردد (توالی های به سمت بالا ریزشو). این رخساره از نظر جورشدگی ضعیف و از نظر رسیدگی بافتی نیمه بالغ (Submature) و از لحاظ رسیدگی ترکیبی نارس (Immature) است. جنس سیمان در این رخساره اکثرا از جنس کلسیت است. اجزاء تشکیل دهنده رخساره ماسه سنگ فیل آرنیتی شامل خرده سنگ های دگرگونی،رسوبی و کوارتز است. اجزاء سنگی گاهی بیش از ۸۰ درصددانه ها را شامل می شود (. خرده سنگ ها عموما از انواع دگرگونی شامل فیلیت ، اسلیت ،میلونیت است .کانی های فرعی در این رخساره به ترتیب فراوانی شامل بیوتیت،مسکویت،کلریت و زیرکن است. ساختمان های رسوبی نظیر لایه بندی متقاطع و مسطح و ریپل مارک جریانی در این رخساره مشاهده می شود (در قاعده بعضی از توالی های رو به بالا ریزشو، آثار گیاهی (Nilssonia, Equisetites) مشاهده می شود .

رخساره شیل – گل سنگ: این رخساره با رنگ خاکستری تیره، گاهی متمایل به سبز در بخش فوقانی سازندهجدک دیده می شود . برخی از رخساره های شیلی ذغال دار است که به تدریج با رنگ خاکستری کاملا تیره مشخص می گردد. بخش زیرین رخساره غالبا فورش سنگ بوده و به تدریج بر روی ماسه سنگ های دانه ریز قرار می گیرد. سطح بالایی رخساره فوق با سطح فرسایشی توسط رخساره کنگلومرایی یا ماسه سنگ دانه درشت پوشیده می شود.

۳-تفسیر محیط رسوبی مجموعه رخساره ای

با توجه به شواهد زیر ، مجموعه رخساره ای شماره A در بخش های مختلف یک دلتای تحت نفوذ رخساره نهشته شده است :
شکل و گل سنگ های تیره رنگ در بخش قاعده أی سازند هجدک که رو به بالا به تدریج به سیلت سنگ و ماسه سنگ های خیلی دانه ریز تا لایه بندی نازک تبدیل می شود. در محیط دریایی دور از دلتا (Prodelta) نهشته شده است.از طرفی اغلب ماسه سنگ های تشکیل دهنده این مجموعه رخساره أی را، توالی های به طرف بالا درشت و ضخیم شو تشکیل داده است که نشان دهنده رسوب گذاری در انتهای کانال های انشعابی در محیط دلتایی تحت نفوذ رودخانه است. وجود شیل ها ضخیم و زغال دار و ماسه سنگ های به طرف بالا ریزشو در بخش های انتهایی این مجموعه رخساره ای احتمالاً حاصل رسوب گذاری در بخش دشت دلتا و در محیطی با پوشش گیاهی زیاد در خلیج های بین انشعابی نهشته شده اند. مطالعات اخیر نشان داد که رخساره های B در یک محیط رودخانه های مئاندری نهشته شده است. وجود توالی های متعدد و به طرف بالا ریزشو با سطح زیرین فرسایشی شان دهنده رسوب کانال رودخانه أی است که در نتیجه حرکت جانبی کانال مئاندری تشکیل شده است. ارتباط تدریجی با رخساره های دلتایی بخش زیرین سازند هجدک، محیط رسوبی رودخانه های مئاندری را تایید می نماید.

۴- نتیجه گیری

سازند هجدک در این ناحیه از دو مجموعه رخساره ای تشکیل شده است. مجموعه رخساره ای A متشکل از دو رخساره شیل – مدستونی و ماسه سنگ می باشد. مجموعه رخساره ای B شامل سه رخساره شیل های تیره زغالدار، ماسه سنگ و کنگلومرا است. بررسی های صحرایی و آزمایشگاهی نشان میدهد که رخساره های مختلف سازند هجدک به ترتیب از بخش زیرین تا بخش فوقانی

مربوط به محیط های دریایی دور از دلتا (Prodelta)، محیط دلتایی تحت نفوذ رودخانه دشت دلتا و رودخانه مئاندری است که به طور پس رونده روی سازند بادامو قرار دارد.

۵- منابع

آقانباتی، سید علی. (۱۳۷۱). معرفی رویداد زمین ساختی سمیرین میانی (ژوراسیک میانی) فصل نامه علوم زمین ،شماره ۶.

Ameri, H., Dastanpour, M., Khalilizade, H., & Zamani, F. (2014). Plant fossil remains from the Bajocian–Bathonian of Hojedk formation, Babhutk area, Kerman, Iran. Arabian Journal of Geosciences, 7, 2293-2302.

Ameri, H., & Shaghayeghi, P. (2023). The Hettangian-Bajocian flora of the Shemshak Group, Kerman, Iran. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 75(3).

Seyed- Emami, K and Alavi – Naini, M., (1990). Bajocian Stage in Iran. Mem. Descp. Carta. Geol. Itallia, 40, **215-221.**

.

بخش دوم

چکیده مبسوط

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

بررسی شاخص های هندسی چین در میدان نفتی مارون

بابک سامانی*[۱]

۱- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

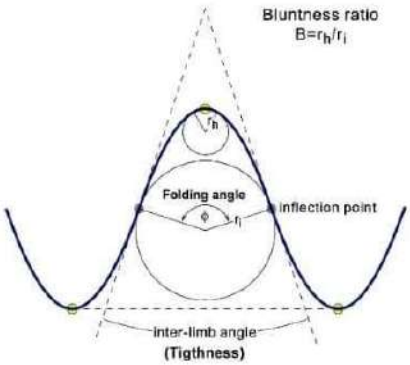
*Email: b.samani@scu.ac.ir

چکیده

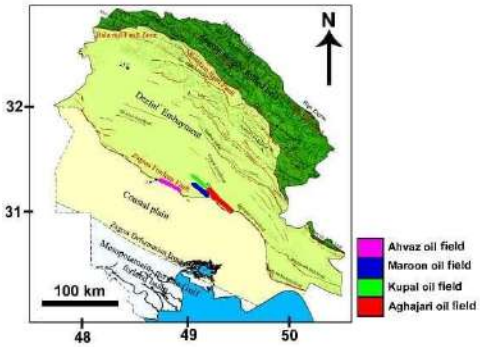
پارامترهای هندسی یک چین شامل مجموعه‌ای از شاخص‌ها است که شکل چین را توصیف می‌کنند. طی سالهای طولانی مطالعه چین‌ها، زمین شناسان شاخص‌های خاصی را توصیف کرده‌اند که در تشریح و فهم چگونگی توسعه چین‌ها بسیار مفید است. مهمترین این شاخص‌ها شامل: زاویه چین خوردگی (Folding angle)، زاویه بین یالی یا تنگی (Interlimb angle or Tightness)، درجه استوانه‌ای بودن (Cylindricity)، تقارن (Symmetry) و تیزی (Bluntness) می‌باشد. زاویه چین خوردگی، زاویه بین خطوط عمود بر مماسهایی است که از نقاط عطف می‌گذرند (زاویه Ø) و زاویه بین یالی یا تنگی چین، زاویه بین خطوط مماس بر نقاط عطف چین می‌باشد (زاویه i) (شکل ۱). زاویه چین خوردگی و زاویه بین یالی مکمل یکدیگر می باشند (i=180-Ø). پارامتر استوانه‌ای بودن چین بوسیله میزان نزدیکی یک چین به حالت استوانه ای سنجیده می شود و معمولا بوسیله تحلیل های استریوگرافیکی قابل بحث می باشد. درجه تقارن چین بوسیله زاویه انحراف (B) بین نیمساز زاویه چین خوردگی و سطح میانی تعیین می شود این زاویه برای چین‌های متقارن برابر با ۹۰ درجه و برای چین های نامتقارن مقداری غیر از ۹۰ درجه می‌باشد. تیزی چین، نسبت شعاع انحنا در محل بستگی چین (rh) به شعاع انحنا بر مماس‌های چین در نقطه عطف (ri) می‌باشد (شکل ۱). بر پایهٔ انباشته‌های نمکی سری هرمز، کمربند چین و راندگی زاگرس به دو بخش جنوب خاوری، یا «حوضهٔ هرمز» و بخش شمال باختری، یا «حوضهٔ اهواز» تقسیم می‌شود که مرز جدایی این دو، بر خطوارهٔ قطر-کازرون منطبق است(Talebian and Jackson, 2004; Teyssier, 1985). محدوده مطالعاتی در پهنه ساختاری فروافتادگی دزفول واقع شده است. منطقه فروافتادگی دزفول یک جلوه ساختمانی در بخش جنوب باختری راندگی زاگرس می‌باشد که به دلیل پوشانده شدن سنگ آهک الیگوسن- میوسن آسماری توسط تبخیریهای میوسن گچساران، دارنده اکثر میادین نفتی ایران است. استان خوزستان از لحاظ تقسیمات ساختاری از جنوب باختر به شمال خاور شامل زیر پهنه‌های: پیش حوضه خلیج فارس- میانرودان (مزوپوتیمین)، دشت‌های ساحلی، فروافتادگی دزفول و کمربند چین خورده ساده زاگرس می‌باشد. میدان نفتی مارون با موقعیت جغرافیایی ′۳۰°۴۹ تا ′۳۱°۲۱ عرض شمالی و ′۴۸°۵۸ تا ′۴۹°۳۲ طول شرقی در ۶۰ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان اهواز در مجاورت میدان نفتی آغاجاری، میدان نفتی اهواز و میدان نفتی کوپال قرار دارد (شکل ۲). تاقدیس زیر سطحی مارون دارای طول تقریبی ۷۰ کیلومتر و عرض ۱۰ کیلومتر بوده و حداکثر ارتفاع چین در محل لولای چین برابر با ۲۳۰۰- متر می‌باشد. ضخامت واقعی سازند آسماری در حدود ۴۵۰ متر اندازه‌گیری شده است (Ahmadhadi et al., 2008). عناصر سبک چین خوردگی شامل پارامترهایی همچون میزان استوانه‌ای بودن ، تقارن، نسبت ابعادی، تنگی و تیزی می‌باشد. با استفاده از مقاطع لرزه‌ای به تفسیر هندسی و تعیین برخی عناصر سبک چین خوردگی در ساختمان این تاقدیس زیر سطحی پرداخته شده است. در این پژوهش از ده مقطع لرزه‌ای عرضی جهت بررسی‌های هندسی و تحلیل‌های کرنش استفاده شده است. شکل ۳ موقعیت

و راستای مقاطع لرزه‌ای تهیه شده از میدان نفتی مارون را نشان می دهد. تاقدیس مارون یک تاقدیس نامتقارن با تمایل اندک به سمت جنوب باختری می باشد. تحلیل ها بر اساس مقدار سطح انحنای سطوح چین خورده در حد فاصل نقاط لولا وعطف چین نشان می دهد که تاقدیس مارون بر اساس تقسیم بندی فوریه در محدوده چین‌های سینوسی تا پارابولیک قرار داشته و با توجه به انحنای تقریبا برابر سطوح چین خورده و یکنواختی ضخامت حقیقی لایه چین خورده در گروه چین‌های کلاس 1B قرار می‌گیرد. شکل ۴الف تحلیل صورت گرفته در راستای مقطع لرزه ای ۲۹۱۳ توسط نرم افزار Sta Tect و شکل ۴ب نتایج تحلیل‌های صورت گرفته برای تعداد ۱۰ مقطع لرزه‌ای از تاقدیس زیرسطحی میدان مارون را نشان می‌دهد. پارامتر تیزی چین بر اساس نسبت شعاع انحنا در محل بستگی چین (Fold closure) به شعاع انحنا مماس بر یالهای چین در نقاط عطف چین اندازه‌گیری می‌شود (Twiss and Moores, 2007). بر اساس مطالعات انجام شده تاقدیس مارون با دارا بودن مقدار b=0.43 تا b=0.65 جزء چین‌های نیمه مدور می‌باشد. اندازه‌گیری زاویه بین یالی در بخشهای مختلف افق آسماری نشان می‌دهد که یک چین با تنگی اندک بوده و درگروه چین‌های ملایم تا باز قرار می‌گیرد.

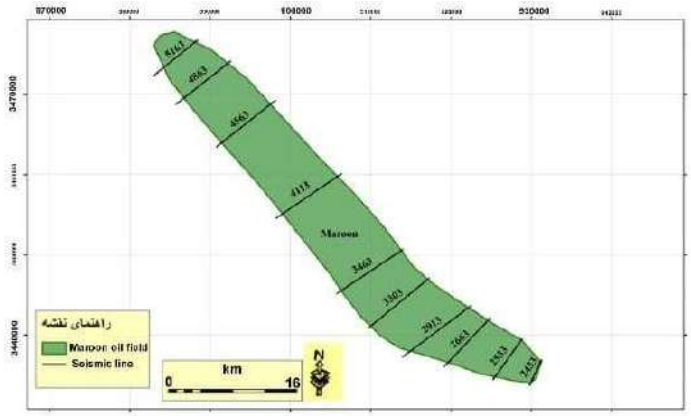
کلمات کلیدی: فروافتادگی دزفول، میدان نفتی مارون، تیزی، زاویه بین یالی.



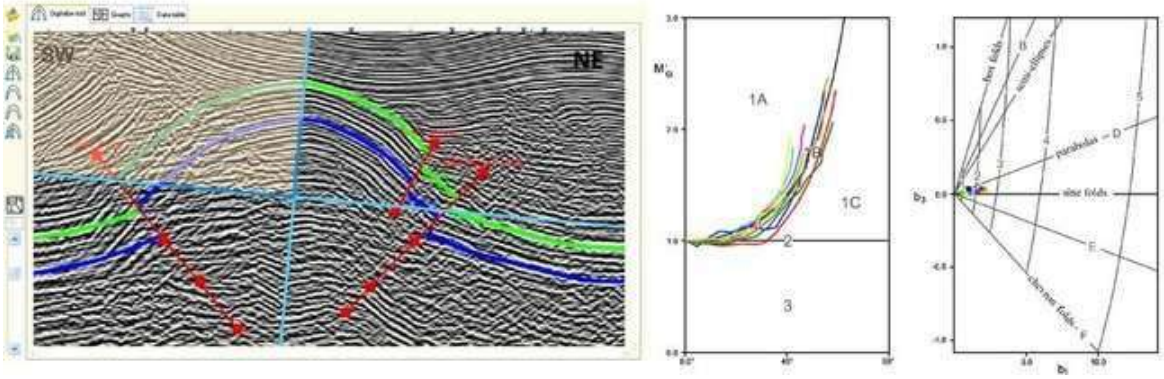
شکل۱- نمایش شاخص های هندسی چین خوردگی، زاویه بین یالی و تیزی چین



شکل۲- نقشه تقسیمات ساختاری استان خوزستان و موقعیت میدان نفتی مارون



شکل۳- موقعیت میدان مارون و نمایش موقعیت راستای خطوط لرزه‌ای



شکل۴- الف) تحلیل سطح چین خورده افق آسماری در مقطع لرزه‌ای ۲۹۱۳. ب) تحلیل فوریه و رمزی در مقاطع لرزه‌ای عمود بر محور تاقدیس مارون

منابع

Ahmadhadi, F., Daniel, J.M., Azzizadeh, M., Lacombe, O., 2008. Evidence for pre-folding vein development in the Oligo-Miocene Asmari Formation in the central zagros fold belt, Iran. Tectonics 27, TC1016.

Talebian, M., Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. Geophysics. 156, 506–526.

Teyssier, C., 1985. A crustal thrust system in an intracratonic tectonic environment. Journal of Structural Geology. Vol 7. No 6, pp. 689 to 700.

Twiss, R.G., Moores, E.M., 2007. Structural geology, Freeman and Company, New York.

استفاده از یادگیری عمیق در رسوب‌شناسی: کشف الگوهای غیرخطی در فرآیندهای رسوبی و تغییرات اقلیمی

رضا معزی نسب*[۱]

۱- دانشجوی دکتری مهندسی معدن- اکتشاف مواد معدنی، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود

*Email: reza.m1371@yahoo.com

چکیده

یادگیری عمیق یکی از پیشرفته‌ترین شاخه‌های یادگیری ماشین است که توانایی‌های شگرفی در کشف الگوهای غیرخطی و پیچیده در داده‌های عظیم دارد. در زمینه رسوب‌شناسی، این تکنیک‌ها به‌ویژه در شبیه‌سازی و تحلیل فرآیندهای پیچیده رسوب‌گذاری و تغییرات اقلیمی کاربرد فراوانی یافته‌اند. فرآیندهای رسوبی به دلیل وجود تعاملات پیچیده بین عواملی چون جریان آب، ساختار زمین‌شناسی، و ویژگی‌های محیطی، به‌شدت غیرخطی و دینامیک هستند. به همین دلیل، استفاده از روش‌های سنتی و مدل‌های خطی برای شبیه‌سازی دقیق این فرآیندها اغلب با مشکلات و محدودیت‌هایی مواجه است. در این زمینه، استفاده از مدل‌های یادگیری عمیق توانسته است گام‌های مهمی در شبیه‌سازی این فرآیندها بردارد. شبکه‌های عصبی عمیق (DNN) و شبکه‌های عصبی کانولوشنی (CNN) از جمله مدل‌هایی هستند که به طور خاص برای تحلیل داده‌های پیچیده و شبیه‌سازی رفتار رسوبات در شرایط مختلف طراحی شده‌اند. این شبکه‌ها می‌توانند ویژگی‌های پیچیده داده‌های رسوب‌شناسی را به‌طور خودکار استخراج کنند، بدون نیاز به پیش‌فرض‌های زیادی در مورد ساختار داده‌ها. به عنوان مثال، شبکه‌های عصبی عمیق قادرند به تحلیل داده‌های مکانی و زمانی رسوب‌ها پرداخته و حرکت و تغییرات رسوبات را در برابر شرایط مختلف زیست‌محیطی و تغییرات اقلیمی پیش‌بینی کنند. این مقاله به بررسی استفاده از یادگیری عمیق در شبیه‌سازی حرکت رسوبات در بستر رودخانه‌ها، سواحل، و دیگر محیط‌های طبیعی می‌پردازد. استفاده از این تکنیک‌ها می‌تواند پیش‌بینی‌هایی دقیق و قابل اعتماد از نحوه تغییرات بستر و رسوب‌گذاری در درازمدت در برابر تغییرات اقلیمی مانند تغییرات دما و بارش ارائه دهد. به‌ویژه، شبکه‌های عصبی عمیق می‌توانند تغییرات رسوبات در مقابل تغییرات زمانی را مدل‌سازی کنند که به‌طور معمول در مدل‌های سنتی نادیده گرفته می‌شوند. در نتیجه، یادگیری عمیق قادر است به‌طور مؤثری الگوهای پیچیده و غیرخطی موجود در داده‌های رسوب‌شناسی را شبیه‌سازی کرده و نتایج دقیق‌تری نسبت به روش‌های سنتی ارائه دهد. این فناوری می‌تواند به عنوان ابزاری قدرتمند برای ارزیابی خطرات محیطی، شبیه‌سازی فرآیندهای طبیعی، و پیش‌بینی اثرات تغییرات اقلیمی در رسوب‌شناسی استفاده شود.

کلمات کلیدی: هوش مصنوعی، یادگیری عمیق، الگوهای غیرخطی، فرآیندهای رسوبی.

انقلاب هوش مصنوعی در رسوب‌شناسی: تحلیل داده‌های Real-time از طریق ترکیب نتایج یادگیری ماشین و پهپادهای فتوگرامتری

رضا معزی نسب*[۱]

۱- دانشجوی دکتری مهندسی معدن- اکتشاف مواد معدنی، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود

*Email: reza.m1371@yahoo.com

چکیده

ترکیب داده‌های به‌دست آمده از پهپادهای فتوگرامتری با الگوریتم‌های یادگیری ماشین یک رویکرد نوآورانه برای شبیه‌سازی و پیش‌بینی فرآیندهای رسوب‌شناسی در Real-time ارائه می‌دهد. این ترکیب، به‌ویژه در محیط‌هایی که نیاز به تحلیل‌های فوری و به‌موقع از تغییرات رسوبی وجود دارد، کاربردهای زیادی دارد. پهپادها قادرند تصاویر هوایی با دقت بالا از مناطق مختلف تهیه کنند و این داده‌ها توسط الگوریتم‌های یادگیری ماشین پردازش می‌شوند تا پیش‌بینی‌هایی دقیق و قابل اعتماد از حرکت رسوبات، تغییرات بستر رودخانه‌ها و انتقال رسوبات ارائه دهند.

این مقاله به تحلیل چگونگی استفاده از این ترکیب برای داده‌کاوی و شبیه‌سازی داده‌های رسوبی در Real-time می‌پردازد. داده‌های به‌دست آمده از پهپادهای فتوگرامتری می‌توانند به‌طور لحظه‌ای برای شبیه‌سازی و پیش‌بینی تغییرات محیطی و رسوبی پردازش شوند. به عنوان مثال، داده‌های تصویری می‌توانند برای مدل‌سازی حرکت رسوبات در بستر رودخانه‌ها یا سواحل در برابر تغییرات جوی و اقلیمی استفاده شوند. در اینجا، یادگیری ماشین می‌تواند الگوهای پیچیده‌ای از داده‌های فضایی و زمانی را شبیه‌سازی کند که به‌طور معمول در مدل‌های سنتی نادیده گرفته می‌شود.

این ترکیب به‌ویژه در شرایطی که نیاز به داده‌های Real-time برای تحلیل فوریتی تغییرات محیطی است، بسیار کاربردی است. استفاده از این رویکرد می‌تواند به تحلیل‌های دقیق‌تر و سریع‌تر از تغییرات رسوبی منجر شود و در زمینه‌های نظارت زیست‌محیطی و پیش‌بینی خطرات مانند سیلاب‌ها، فرسایش خاک و تغییرات بستر رودخانه‌ها به کار گرفته شود.

این مقاله همچنین به چالش‌های استفاده از این ترکیب می‌پردازد، از جمله مسائل مربوط به پردازش داده‌های حجیم و نیاز به سیستم‌های محاسباتی پیشرفته برای تحلیل Real-time داده‌ها. همچنین، به مقایسه این رویکرد با روش‌های سنتی پرداخته و نشان می‌دهد که چگونه این ترکیب می‌تواند به‌طور قابل توجهی دقت و سرعت پیش‌بینی‌ها را افزایش دهد.

کلمات کلیدی: هوش مصنوعی، رسوب‌شناسی، یادگیری ماشین، پهپاد فتوگرامتری، Real-time.

کاربرد هوش مصنوعی در تحلیل داده‌های رسوب‌شناسی: از پردازش داده‌های میدانی تا مدل‌های پیش‌بینی تغییرات محیط رسوبی

رضا معزی نسب*[۱]

۱- دانشجوی دکتری مهندسی معدن- اکتشاف مواد معدنی، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود

*Email: reza.m1371@yahoo.com

چکیده

رسوب‌شناسی به‌عنوان یکی از مهم‌ترین شاخه‌های علوم زمین، با هدف مطالعه فرآیندهای رسوب‌گذاری و رفتار رسوبات در محیط‌های طبیعی شناخته می‌شود. با پیشرفت تکنولوژی‌های نوین، هوش مصنوعی به ابزاری قدرتمند برای تحلیل و پردازش داده‌های رسوب‌شناسی تبدیل شده است. در این مقاله، کاربردهای هوش مصنوعی در رسوب‌شناسی با تمرکز بر الگوریتم‌های یادگیری ماشین و یادگیری عمیق بررسی می‌شود. این الگوریتم‌ها به‌ویژه در پردازش داده‌های میدانی پیچیده، شبیه‌سازی و پیش‌بینی فرآیندهای رسوب‌گذاری و تغییرات محیطی، اهمیت ویژه‌ای دارند. داده‌های میدانی رسوب‌شناسی معمولاً از ویژگی‌های پیچیده‌ای همچون توزیع اندازه ذرات، ترکیب شیمیایی، ویژگی‌های مکانیکی و دیگر پارامترهای فیزیکی برخوردارند که تحلیل آن‌ها با روش‌های سنتی دشوار است. در این راستا، مدل‌های هوش مصنوعی می‌توانند این داده‌ها را به‌طور خودکار پردازش کرده و الگوهای پیچیده‌ای را که به‌طور طبیعی در داده‌ها وجود دارد شبیه‌سازی کنند.

این مقاله به بررسی الگوریتم‌های مختلف هوش مصنوعی شامل شبکه‌های عصبی مصنوعی (ANN)، یادگیری ماشین نظارت‌شده و بدون نظارت و شبکه‌های عصبی عمیق (DNN) پرداخته است. به‌ویژه، استفاده از الگوریتم‌های شبکه‌های عصبی کانولوشنی (CNN) برای شبیه‌سازی فرآیندهای رسوبی و پیش‌بینی تغییرات محیطی در مناطق مختلف جغرافیایی، به طرز چشم‌گیری به افزایش دقت تحلیل‌ها و پیش‌بینی‌ها کمک کرده است. برای مثال، مدل‌های هوش مصنوعی قادرند شبیه‌سازی‌های دقیقی از فرآیندهای رسوب‌گذاری در برابر تغییرات اقلیمی و محیطی داشته باشند و پیش‌بینی‌هایی دقیق از انتقال رسوبات و ایجاد ساختارهای رسوبی جدید در شرایط مختلف جوی و زیست‌محیطی ارائه دهند.

تحقیقات نشان داده‌اند که استفاده از هوش مصنوعی می‌تواند زمان و هزینه‌های مربوط به پردازش داده‌ها را به‌طور چشمگیری کاهش دهد و امکان تحلیل سریع‌تر داده‌های میدانی را فراهم آورد. علاوه بر این، این تکنیک‌ها می‌توانند در فرآیندهای نظارت بر اکوسیستم‌ها و ارزیابی وضعیت محیطی به کار گرفته شوند. در نهایت، این مقاله به چالش‌ها و محدودیت‌های موجود در استفاده از هوش مصنوعی در رسوب‌شناسی پرداخته و پیشنهاداتی برای بهبود دقت و قابلیت‌پذیری مدل‌های هوش مصنوعی در این حوزه ارائه می‌دهد.

کلمات کلیدی: هوش مصنوعی، رسوب شناسی، مدل‌های پیش بینی، محیط رسوبی.

بکارگیری دانه های ماسه سنگ جهت تحلیل واتنش تکتونیکی و لیتواستاتیکی

بابک سامانی*[۱]

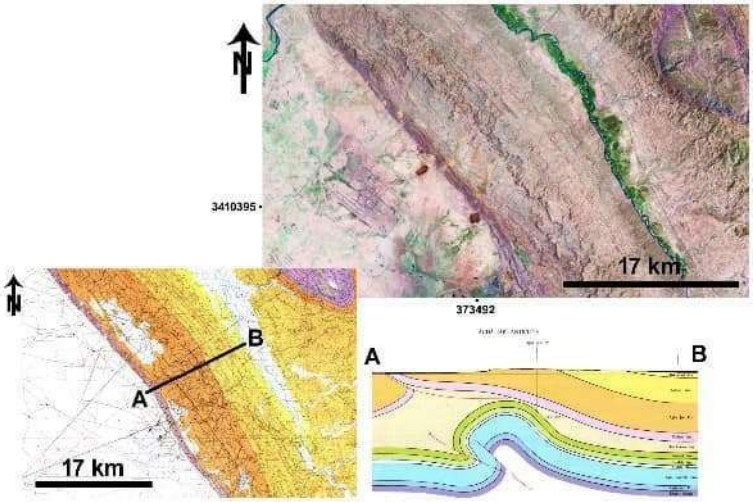
۱- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

*Email: b.samani@scu.ac.ir

چکیده

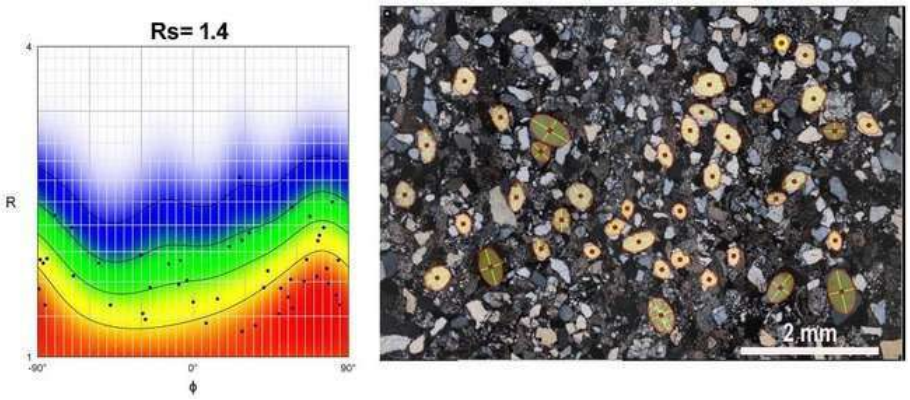
اندازه گیری کمی واتنش یکی از مباحث مورد علاقه بسیاری از زمین شناسان ساختاری در بخش های مختلف پوسته زمین می باشد. وجود دگرشکلی‌های متعدد و همچنین کمبود داده‌های زیرسطحی، محاسبات مربوط به مطالعات کرنش را دچار چالش خواهد نمود. با این وجود در بسیاری موارد می‌توان با استفاده از نشانگرهای مختلف و برخی ساختارهای سطحی، مقادیرکرنش را محاسبه نمود. اندازه گیری کمی واتنش همواره وابسته به وجود برخی نشانگرهای خاص می‌باشد تا امکان اندازه گیری های واتنش را مقدور سازد. نشانگرهایی همچون دانه های االیت، پیزولیت، دانه های ماسه، قلوه ها، دانه های دگرشکل شده کوارتز و برخی از فسیل ها مثال هایی از مهمترین نشانگرها در مطالعات واتنش هستند که توسط زمین شناسان ساختاری مورد قرار می گیرند (Ramsay and Hubber, 1983; Fossen, 2016; Twiss and Moores, 2007). در این مطالعه با استفاده از مقاطع میکروسکوپی ماسه سنگ آغاجاری به بررسی کمی مقادیر واتنش در تاقدیس آغاجاری پرداخته شده است. بدین منظور تعداد ۵ مقطع نازک از یال جنوبی تاقدیس آغاجاری تهیه گردید. به منظور بررسی و مقایسه مقادیر واتنش تکتونیکی و لیتواستاتیکی مقاطع میکروسکوپی به موازات سطح لایه بندی و عمود بر سطح لایه بندی تهیه گردیدند. در مقاطع موازی لایه بندی مقادیر واتنش تکتونیکی حاصل از کوتاه شدگی و در مقاطع موازی عمود بر لایه بندی مقادیر واتنش لیتواستاتیکی مورد ارزیابی قرار گرفت.

بر پایهٔ انباشته‌های نمکی سری هرمز، کمربند چین و راندگی زاگرس به دو بخش جنوب خاوری، یا «حوضهٔ هرمز» و بخش شمال باختری، یا «حوضهٔ اهواز» تقسیم می‌شود که مرز جدایی این دو، بر خطوارهٔ قطر-کازرون منطبق است (Talebian and Jackson, 2004; Teyssier, 1985). محدوده مطالعاتی در پهنه ساختاری فروافتادگی دزفول واقع شده است. منطقه فروافتادگی دزفول یک جلوه ساختمانی در بخش جنوب باختری راندگی زاگرس می‌باشد که به دلیل پوشانده شدن سنگ آهک الیگوسن- میوسن آسماری توسط تبخیریهای میوسن گچساران، دارنده اکثر میادین نفتی ایران است (Ahmadhadi et al., 2008; Jahani et al., 2007; Saedi et al., 2022). استان خوزستان از لحاظ تقسیمات ساختاری از جنوب باختر به شمال خاور شامل زیر پهنه‌های: پیش حوضه خلیج فارس- میانرودان (مزوپوتیمین)، دشت‌های ساحلی، فروافتادگی دزفول و کمربند چین خورده ساده زاگرس می‌باشد. منطقه مورد مطالعه در ۸۰ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان اهواز در مجاورت میدان نفتی آغاجاری قرار دارد. محدوده مورد مطالعه واقع در بخش جنوبی فروافتادگی دزفول بوده و شامل اولین بیرون زدگیهای سازند ماسه سنگی آغاجاری در این منطقه می باشد. بیرون زدگی و بالا جهیدگی واحد ماسه سنگی آغاجاری در ارتباط با فرایند چین خوردگی مرتبط با گسلش بوده و عملکرد گسل راندگی آغاجاری مهمترین نقش در شکل گیری و تکامل ساختاری تاقدیس آغاجاری را ایفا نموده است (شکل ۱).

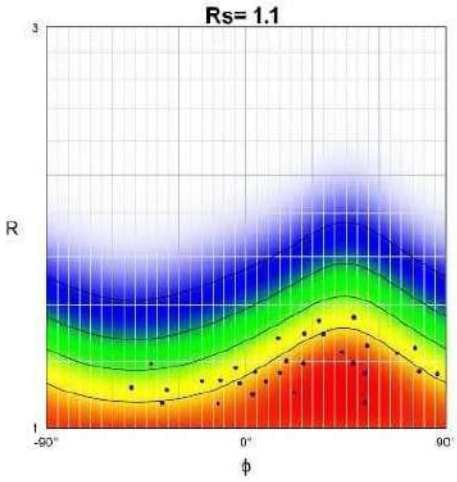


شکل۱- تصویر ماهواره ای، نقشه زمین شناسی و نمیرخ زمین شناسی تاقدیس آغاجاری

با استفاده از تحلیل RF/Phi (Ramsay and Hubber, 1983). و با استفاده از نرم افزار EllipsFit به تحلیل مقادیر کمی واتنش در مقاطع مختلف پرداخته شد. بدین منطور بهترین بیضی محاط کننده دانه های ماسه ترسیم شد و مقادیر کمی واتنش برای مقاطع مختلف محاسبه گردید. شکل ۲ نتایج تحلیل RF/Phi بر روی نمونه شماره ۴ در مقطع عمود بر سطح لایه بندی را نشان می دهد. براساس این تحلیل مقدار واتنش حاصل از وزن رسوبات فوقانی (تنش لیتواستاتیک) برابر با Rs=1.4 محاسبه گردید. همچنین شکل ۳ نتیجه تحلیل RF/Phi بر روی نمونه شماره ۴ و در مقطع موازی با سطح لایه بندی را نشان می دهد. بر این اساس مقدار تنش تکونیکی برابر با Rs=1.1 محاسبه گردید.



شکل۲- مقطع میکروسکوپی و نتیجه تحلیل کمی واتنش در مقطع عمود بر لایه بندی در نمونه شماره ۴



شکل3- نتیجه تحلیل کمی واتنش در مقطع موازی با سطح لایه بندی در نمونه شماره ۴

بر اساس نتایج بدست آمده مشخص گردید که مقادیر کمی واتنش در مقاطع عمود بر سطح لایه بندی نسبت به مقاطع موازی با لایه بندی مقادیر واتنش بزرگتری را نشان می دهند. بنابراین می توان گفت که در منطقه مورد مطالعه مقادیر واتش لیتواستاتیکی نسبت به مقادیر واتنش تکتونیکی مقادیر بزرگتری را نشان می دهند. از این رو می توان بیان داشت که واتنش های تکتونیکی نسبت به واتنش ها و دگرریختی های حاصل از تنشهای قائم و لیتواستاتیکی در دگرشکلی دانه های ماسه سنگ نقش کمتری ایفا نموده اند.

کلمات کلیدی: فروافتادگی دزفول، تاقدیس آغاجاری، واتنش تکتونیکی، واتنش لیتواستاتیکی.

منابع:

Ahmadhadi, F., Daniel, J.M., Azzizadeh, M., Lacombe, O., 2008. Evidence for pre-folding vein development in the Oligo-Miocene Asmari Formation in the central zagros fold belt, Iran. Tectonics 27, TC1016.

Jahani, S., Callot, J.P., Frizon de Lamotte, D., Letouzey, J., Leturmy, P., 2007. The Salt Diapirs of the eastern Fars province (Zagros, IRAN): a Brief outline of their past and present. In: Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F., Vergés, J. (Eds.), Thrust Belt and Foreland Basin. Springer Berlin Heidelberg, pp. 289–308.

Ramsay, JG, Hubber, MI., 1983. The techniques of modern structural geology, 1: strain analysis. Academic Press, London.

Saedi, G., Soleimani, B., Samani, B., Arzani, A., 2022. The interaction between faults and in-situ stress on the kinematic and subsurface natural fracture of Aghajari oilfield in southwest of Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering. 208, 109567.

Fossen, H., 2016. Structural geology, Oxford press. 450 PP.

Talebian, M., Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. Geophysics. 156, 506–526.

Teyssier, C., 1985. A crustal thrust system in an intracratonic tectonic environment. Journal of Structural Geology. Vol 7. No 6, pp. 689 to 700.

Twiss, R.G., Moores, E.M., 2007. Structural geology, Freeman and Company, New York.

ارزیابی یکپارچه کیفیت مخزن در سازند آسماری: تلفیق رخساره‌شناسی، دیاژنز و واحدهای هیدرولیکی جریان

اکبر حیدری[۱]، نرگس شکری[۱] محدثه حسینی‌لقا[۲] آرمین امیدپور[۳]

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

۳- کارشناس متخصص اداره زمین‌شناسی، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب

Email: A.Heidari@scu.ac.ir

چکیده

مطالعه خاستگاه با هدف تعیین جایگاه زمین ساختی، نوع سنگ مادر و آب و هوای ناحیه منشأ به کمک بررسی‌های آنالیز ژئوشیمیایی بر روی ماسه سنگ‌های کرتاسه پایینی در برش کوه بجاره در شمال شرق اصفهان انجام گرفته است. این مطالعات شامل آنالیز عناصر فرعی و کمیاب می‌باشد که با نتایج حاصل از بررسی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی نمونه‌های مشابه در مطالعات قبلی مقایسه گردیده است. مطالعات ژئوشیمیایی بر روی ماسه سنگ‌های کرتاسه‌ی پایینی بیانگر قرارگیری داده‌ها در محدوده تکتونیکی حاشیه قاره ای غیرفعال و جزایر قوسی قاره‌ای می‌باشد. همچنین از نظر بررسی نوع سنگ مادر نشان دهنده محدوده منشآ اسیدی (فلسیک و آندزیتی) و بازی مخلوط است. بررسی هوازدگی نهشته‌های مورد مطالعه تایید کننده میزان هوازدگی بالا در ناحیه منشأ می‌باشد. این پژوهش با هدف ارزیابی عوامل کنترل‌کننده کیفیت مخزن و شناسایی واحدهای جریانی مؤثر در سازند آسماری-جهرم در یکی از میادین نفتی ایران انجام شده است. تأکید اصلی بر درک تأثیر همزمان فرآیندهای رسوبی (رخساره) و دیاژنزی بر ویژگی‌های پتروفیزیکی، به ویژه تخلخل و تراوایی است. روش پژوهش مبتنی بر تحلیل‌های پتروگرافی دقیق برای شناسایی ریزرخساره‌ها و انواع تخلخل، همراه با ارزیابی کمی داده‌های پتروفیزیکی (تخلخل و تراوایی) بود. رخساره‌های شناسایی‌شده در چهار محیط اصلی پهنه جزرومدی، لاگون، سد ریفی و دریای باز گروه‌بندی شدند. نتایج پتروگرافی نشان داد که تخلخل اولیه در این مخزن کربناته نقش محدودی داشته و تخلخل ثانویه، که عمدتاً حاصل فرآیندهای دیاژنزی است، کنترل غالب بر کیفیت مخزن را در دست دارد. انواع تخلخل ثانویه شامل تخلخل قالبی، حفره‌ای، کانالی، غاری، استیلولیتی و شکستگی است که هر یک در رخساره‌های خاصی توسعه یافته‌اند. فرآیندهای دیاژنزی دوگانه عمل کرده‌اند: فرآیندهای تخریبی مانند سیمان‌شدگی گسترده کلسیتی و میکرایتی شدن، به ویژه در رخساره‌های لاگونی و بخش‌هایی از دریای باز، سبب کاهش شدید تخلخل و تراوایی شده‌اند. در مقابل، فرآیندهای سازنده مانند انحلال (شکل‌دهنده تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای)، دولومیتی‌شدن (ایجاد تخلخل بین بلوری) و به‌ویژه تشکیل شکستگی‌ها و استیلولیت‌ها، کیفیت مخزن را در رخساره‌های مساعد به طور قابل توجهی بهبود بخشیده‌اند. دولومیتی‌شدن در دو فاز ریزبلور اولیه و درشت‌بلور ثانویه رخ داده که فاز اول در ایجاد تخلخل مؤثر بوده است. ارزیابی کمی با استفاده از نمودار طبقه‌بندی پتروفیزیکی لوسیا و محاسبه شاخص زون جریانی انجام شد. نمودار لوسیا نشان داد که اکثر داده‌ها در کلاس ۱ (بافت‌های درشت) و خارج از

محدوده کلاس‌ها قرار دارند که حاکی از ناهمگنی شدید و تأثیر قوی دیاژنز بر ویژگی‌های مخزن است. بر اساس شاخص زون جریانی، سه واحد هیدرولیکی مجزا شناسایی شد: HFU1 با کیفیت بسیار ضعیف (میانگین تخلخل ٪۸٫۵، تراوایی ۰٫۱ میلی‌دارسی)، HFU2 با کیفیت متوسط (میانگین تخلخل ٪۶، تراوایی ۱٫۳ میلی‌دارسی) و HFU3 با کیفیت خوب (میانگین تخلخل ٪۶٫۸، تراوایی ۱۰٫۰۳ میلی‌دارسی). آنالیز آماری نشان داد که تراوایی، و نه تخلخل، عامل اصلی کنترل‌کننده کیفیت مخزن در این میدان است.

توزیع رخساره‌ها در این واحدها معنادار بود. واحد کم‌کیفیت HFU1 عمدتاً توسط رخساره‌های پهنه جزرومدی (عمدتاً مادستون و دولومادستون) و لاگون با تخلخل‌های مجزا و غیرمرتبط پر شده است. واحد با کیفیت متوسط HFU2 ترکیبی از رخساره‌های پهنه جزرومدی، لاگون و دریای باز را نشان می‌دهد که در آن تخلخل‌های مرتبط و مجزا هم‌زیستی دارند. واحد با کیفیت خوب HFU3 به طور قابل توجهی تحت سلطه رخساره‌های سد ریفی (C1 ٪۱۸، C2) ٪۱۵ و همچنین بخش‌های شکسته‌شده‌ای از پهنه جزرومدی است. در این واحد، وجود تخلخل اولیه خوب در ریف‌ها، همراه با فرآیندهای بهبوددهنده ثانویه مانند انحلال کارستی و به‌ویژه توسعه سیستم‌های شکستگی و استیلولیتی، باعث ایجاد مسیرهای جریان مؤثر و افزایش چشمگیر تراوایی شده است. این یافته تأیید می‌کند که رخساره‌های ریفی، در صورت قرار نگرفتن تحت سیمان‌شدگی شدید، بهترین پتانسیل مخزنی را دارا هستند. در نتیجه، این مطالعه نشان می‌دهد که کیفیت مخزن در سازند آسماری-جهرم میدان مورد مطالعه حاصل تعامل پیچیده عوامل رسوبی و دیاژنزی است. اگرچه رخساره اولیه چارچوب را تعیین می‌کند (به عنوان مثال، پتانسیل بالای رخساره‌های ریفی و پهنه جزرومدی دولومیتی)، اما فرآیندهای دیاژنزی بعدی (مانند سیمان‌شدگی، انحلال، شکستگی) هستند که کیفیت نهایی مخزن را کنترل و یک محیط مخزنی بسیار ناهمگن ایجاد می‌کنند. شناسایی واحدهای هیدرولیکی و درک ارتباط آنها با رخساره‌ها و دیاژنز، چارچوبی برای پیش‌بینی دقیق‌تر مناطق با پتانسیل تولید بالا و بهینه‌سازی استراتژی توسعه میدان فراهم می‌آورد. این رویکرد یکپارچه برای ارزیابی سایر مخازن کربناته پیچیده در حوضه‌های مشابه نیز قابل تعمیم است.

کلمات کلیدی: کیفیت مخزن؛ دیاژنز؛ تخلخل ثانویه؛ واحدهای هیدرولیکی جریان؛ شاخص زون جریانی

مطالعات چینه نگاری سازند بادامو در معدن زغالسنگ پروده، شمال بلوک طبس

آیدا صفاریان* و محمدعلی صالحی

۱-دانشجوی کارشناسی ارشد ، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

چکیده

سومین سازند از گروه شمشک ایران مرکزی به سن انتهای ژوراسیک پیشین تا ابتدای ژوراسیک میانی (توآرسین-آلنین) سازند بادامو نام گرفته است (Seyed-Emami, 1967; Seyed-Emami et al., 2000, 2020). در بلوک طبس این سازند به صورت هم شیب بر روی سازند آبحاجی و بصورت همشیب و تدریجی در زیر نهشته های زغالدار سازند هجدک قرار می‌گیرد. سازند بادامو یک نشانگر مهم در توالی های ژوراسیک میانی زیرین-میانی بلوک طبس است و بدون آن جدا کردن سازند های آبحاجی و هجدک غیر ممکن است (Wilmsen et al., 2009). بیشتر مطالعات صورت گرفته در مورد این سازند محدود به محل برش الگو و منطقه کرمان می باشد و در پهنه لوت و طبس تاکنون مطالعه قابل توجهی در رابطه با مطالعات چینه شناسی و رسوب شناسی صورت نگرفته است. در این تحقیق سازند بادامو در شمال حوضه زغال دار پرورده -نایبند در محدوده معدن زغال سنگ پرورده مورد مطالعه قرار گرفته است. در این پژوهش سازند بادامو در محدوده معدن زغال سنگ پروده طبس با هدف مطالعه و تفسیر محیط رسوبی و بازسازی جغرافیای دیرینه قسمتی از لبه شرقی بخش شمالی بلوک طبس در طی ژوراسیک میانی مورد مطالعه قرار گرفته است. همچنین این مطالعه به شناخت دقیق تر از وضعیت چینه شناسی توالی‌های زغال دار محدوده معدن زغال سنگ پروده طبس کمک می‌نماید. دو برش سطحی در این مطالعه مورد بررسی قرار گرفته است. رخنمون اول در محدوده بلوک پروده یک (یال جنوبی تاقدیس پروده) و رخنمون دوم نیز با فاصله دو کیلومتری به سمت غرب نسبت به برش اول قرار دارد. در این مطالعه برداشت نمونه‌ها بصورت سیستماتیک و در فاصله‌های منظم دومتری و گاهی باتوجه به تغییر رخساره ها انجام گرفت. تعداد ۲۲نمونه از سنگ آهک، ماسه سنگ‌ها و شیل‌ها برداشت گردید. در این مرحله تعداد ۲۱ مقطع نازک تهیه شده از نمونه‌های انتخابی برداشت شده از برداشت صحرایی توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شده است. برش اول از سازند بادامو در معدن پروده شامل چهار واحد چینه سنگی است که بر اساس شواهد سنگ شناسی در صحرا شناسایی و تفکیک شده است. ضخامت سازند بادامو در این برش ۳۳ متر است. مجموعه‌های سنگی مشاهده شده در این برش سنگ آهک خاکستری اوولیتی و آنکولیتی به همراه خرده‌های اسکلتی با بافت گرینستون تا رودستون، شیل خاکستری و سبز با ضخامت قابل توجه و سیلتستون نازک لایه است. واحدهای شیلی نیز غنی از فسیل های دوکفه ای هستند. مرز پایینی سازند بادامو بر روی سازند آبحاجی با نهشته های شیل سبز رنگ است. مرز زیرین آن پیوسته اما به خوبی قابل تفکیک است. مرز بالایی سازند بادامو در محدوده معدن پروده بصورت پیوسته در زیر سازند هجدک قرار گرفته است. ضخامت سازند بادامو در برش دوم ۳۴ متر است. مجموعه‌های سنگی دیده شده در این برش شامل سنگ آهک ااولیتی، شیل خاکستری ضخیم و سیلتستون نازک است. مرز زیرین آن سازند آبحاجی با شیل های تیره است که مقداری از آنها بصورت زغالی هستند که مرز آن کاملاً پیوسته و

از طریق اختلاف جنس قابل تفکیک هستند و مرز بالایی سازند بادامو در محدوده معدن پروده سازند هجدک است که بصورت پیوسته قرار گرفته و قابل تفکیک است. در سازند بادامو در دومین برش سطحی برداشت شده در معدن پروده سه واحد چینه سنگی شناسایی و تفکیک شده است که از پایین به بالا شامل شیل و سنگ آهک، شیل و سیلتستون و سنگ آهک و شیل است. بررسی‌های اولیه چینه نگاری سازند بادامو در بلوک ۱ معدن پروده نشان می‌دهد که این سازند تنها یک واحد کربناته نمی باشد و با توجه به تناوب نهشته‌های کربناته با رسوبات ریز دانه آواری در یک محیط مخلوط آواری-کربناته رسوبگذاری کرده است.

منابع:

Seyed-Emami, K., 1967. Zur Ammoniten-Fauna und Stratigraphie der Badamu-Kalke (Jura, oberes Unterloarcium bis minieres Bajocium) bei Kerman. PhD Thesis. Ludwig-Maximilians Univ. München.1-180.

Seyed-Emami, K., Schairer, G., Fürsich, F.T., Wilmsen, M. and Majidifard, M.R., 2000. First record of ammonites from the Badamu Formation at the Shotori Mountains (Central Iran). Eclogae Geologicae Helvetiae, 93(2): 257–263.

Seyed-Emami, K., Wilmsen, M. and Fürsich, F.T., 2020. A summary of the Jurassic System in North and East-Central Iran. Zitteliana, 94: 99–156.

Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., 2009b. An overview of the stratigraphy and facies development of the Jurassic System on the Tabas Block, east-central Iran. In: M.-F. Brunet, M. Wilmsen and J.W. Granath (Eds.), South Caspian to Central Iran

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۲۹۶۹۵-۰۴۲۵۱

مکان‌یابی شورابه‌های سطحی در سطح استان کرمان به روش سنجش از دور

محدثه نصری زاده راینی*[۱]، حامد زندمقدم [۲]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

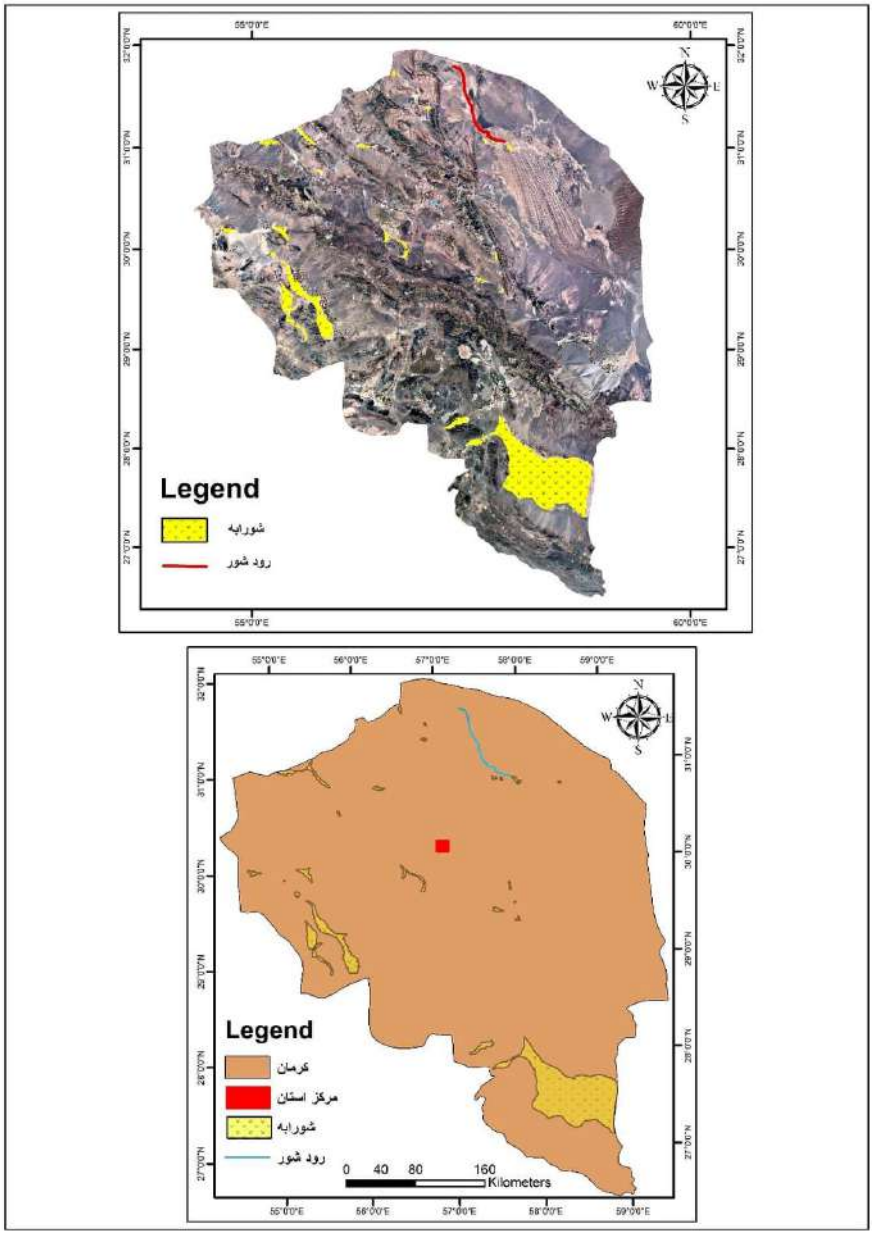
*Email: m.nasrizade@gmail.com

چکیده

شورابه مایعی است با غلظت بالای نمک و ترکیبات معدنی محلول که معمولاً در نواحی خشک و نیمه‌خشک، دریاچه‌های شور، پلایاها و منابع زیرزمینی تشکیل می‌شود. این مایعات از نظر امکان استحصال آب شیرین با روش‌های پیشرفته، استخراج مواد معدنی خاص مانند لیتیوم، پتاسیم و منیزیم و همچنین مطالعه روندهای تکوین کیفیت آب زیرزمینی منطقه اهمیت بسیار بالایی دارند. شورابه‌های استان کرمان پس از پهنه کویر مرکزی، گسترده‌ترین مناطق تبخیری ایران را با مساحت تقریبی بیش از ۵۰۰۰ کیلومتر مربع تشکیل می‌دهند. این پهنه‌ها عمدتا در حاشیه کویر لوت و دشت‌های داخلی استان پراکنده‌اند و از رسوبات نمکی پلیوسن–کواترنری با ذخایر غنی لیتیوم، پتاسیم، منیزیم و کلرید سدیم ساخته شده‌اند. این مناطق تحت رژیم اقلیمی فوق‌خشک با بارش سالانه کمتر از ۱۰۰ میلی‌متر و تبخیر بیش از ۳۰۰۰ میلی‌متر قرار دارند و به‌عنوان منابع معدنی استراتژیک و شاخص‌های هیدرولوژیکی کویر لوت شناخته می‌شوند. استان کرمان به دلیل موقعیت خاص زمین‌شناختی شامل گنبدهای نمکی متعدد، فروافتادگی‌های تکتونیکی و اقلیم خشک، یکی از غنی‌ترین مناطق ایران از نظر منابع شورابه‌ای و کفه‌های نمکی است. شورابه‌های سطحی اغلب در پلایاها مشاهده می‌شوند که توسط آبهای سطحی و زیرزمینی تغذیه می‌شوند. به علت خشکی‌های زیاد سال‌های اخیر، اغلب پلایاهای کرمان دچار خشکی شده‌اند با این حال در این تحقیق پلایاها و کفه‌های تبخیری اصلی که در برخی از فصول سال دارای شورابه هستند با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و سیستم اطلاعات جغرافیایی تا حدودی شناسایی شده است. کفه نمک سیرجان (غرب استان) در حدود ۳۰ کیلومتری جنوب غربی شهر سیرجان و در امتداد جاده سیرجان–شیراز یکی از مهمترین پهنه‌های تبخیری استان می‌باشد. شورابه‌های موجود بسیار غنی از پتاسیم و منیزیم بوده و پتانسیل بالایی برای استحصال صنعتی این عناصر را داراست. رودخانه شور واقع در شمال شرق و شرق استان (محدوده شهرستان‌های راور و شهداد) یکی از منابع شورابه‌های پایدار استان به‌شمار می‌رود که در تمامی فصول سال دارای شورابه می‌باشد. این رودخانه از کوه‌های بیرجند و راور سرچشمه می‌گیرد و با عبور از سازندها و گنبدهای نمکی متعدد، به یکی از شورترین رودخانه‌های استان تبدیل می‌شود. علاوه بر رود شور، در شرق استان و حاشیه غربی کویر لوت، پلایاهایی به طور پراکنده وجود دارد که میزبان شورابه‌های بسیار غلیظی هستند. در شمال غربی رفسنجان و بخش نوق، کفه نمک نوق قرار دارد که به علت احداث آبگیرها، در اغلب فصول سال دارای شورابه می‌باشند. با این حال این کفه فصلی بوده و پس از بارندگی‌های نادر، دریاچه شور موقتی تشکیل می‌دهد و سپس با تبخیر، لایه‌های ضخیم نمک بر جای می‌گذارد. در منتهی الیه جنوب شرقی استان، قسمت غربی جازموریان بین شهرستان‌های قلعه‌گنج، رودبار جنوب و منوجان، دریاچه موقتی جازموریان گسترده شده است. این دریاچه سال‌های گذشته دارای آب بوده اما هم اکنون خشک شده و در برخی از فصول پربارش دارای شورابه می‌باشد. شورابه‌های

استان در برخی نقاط دیگر نیز مشاهده شده که از وسعت چندانی برخوردار نیستند. در شکل (۱) محل شورابه‌های احتمالی استان نشان داده شده است.

کلمات کلیدی: شورابه، تبخیری ها، استان کرمان، سنجش از دور.



شکل۱- محل شورابه‌های احتمالی استان کرمان

بررسی حضور جنس Tribrachiatus در مرز سازندهای گورپی–پابده در تاقدیس کوه گورپی

نرگس شکری*[1]، ساسان بختیاری نژاد[2]، مجید علیپور[1]

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی‌نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی نفت، گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

*Email: n.shokri@scu.ac.ir

چکیده

رخداد حداکثر گرم شدگی در مرز پالئوسن_ائوسن در تاقدیس کوه گورپی در حوضه رسوبی زاگرس در ایران، در داخل سازند پابده وجود دارد. این رخداد با تغییرات و شواهدی همراه است که از جنبه های مختلف قابل بررسی و مطالعه می باشد. در این پژوهش، تعییرات مرز P/E با تغییرات در گونه های جنس Tribrachiatus از نانوفسیل آهکی در برش تنگ هتی مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. برش تنگ هتی در شمال شرقی شهرستان لالی در استان خوزستان در تاقدیس کوه گورپی، در حوضه رسوبی زاگرس قرار دارد. مرز بین سازندهای گورپی و پابده با یک لایه اکسیدآهن قابل تشخیص است (شکری و همکاران، ۱۴۰۳). بخش ابتدایی سازند پابده دارای لیتولوژی شیلهای خاکستری و ارغوانی بوده است (James & Wynd, 1965). نمونه های برداشت شده از شیل های سازند پابده جهت تهیه اسلایدهای نانوفسیل آهکی مورد آماده سازی قرار گرفت. اسلایدها توسط میکروسکوپ پلاریزان المپوس و با عدسی شیء 100x بررسی؛ و جنس و گونه های شاخص ثبت شدند. مرز پالئوسن-ائوسن بین زون‌های نانوفسیلی NP9a و NP9b قرار دارد (شکری و همکاران، ۱۴۰۴). حداکثر گرم‌شدگی پالئوسن-ائوسن با افزایش دما و تغییر و تحولات زیستی همراه است. رویداد PETM، یک رویداد هایپرترمال است که در برش تنگ هتی با حضور گونه‌های نانوفسیل آهکی *Discoaster araneus* و *Rhomboaster* spp. به ثبت رسیده‌است (شکری و همکاران، ۱۴۰۴). این رویداد و گونه‌های شاخص مربوط به آن در مرز پالئوسن-ائوسن، در نقاط مختلف دنیا، هم در آب‌های کم‌عمق و هم آب‌های عمیق نیز گزارش شده‌است (Gibbs et al., 2006; Raffi et al., 2005, 2009; Kahn and Aubry, 2004). پنج گونه از جنس *Tribrachiatus* دارای پنج گونه است *که ظهور* و انقراض آنها در بازه اواخر پالئوسن پسین و ابتدای ائوسن پیشین ثبت شده است. در برش تنگ هتی در محدوده مرز پالئوسن-ائوسن، عدم حضور برخی گونه‌های *Tribrachiatus* احتمالاً به دلیل تاثیرات گرم شدگی جهانی رخ داده است. جنس *Tribrachiatus* در زون‌بندی زیست‌چینه‌ای بسیار کاربردی است (Martini, 1971). مطالعات پیشین نشان داده‌است که گونه *Tribrachiatus bramlettei* کمی بالاتر از مرز ائوسن ظاهر می‌شود (Agnini et al., 2007a, b) و به عنوان حد زیرین زون NP10 در نظر گرفته می‌شود. اما اولین حضور این گونه گاهی بسیار نادر است که احتمالاً به دلیل ماهیت دیاکرونی این رویداد زیستی، و یا انحلالی که رسوبات ابتدای ائوسن را تحت تأثیر قرار می‌دهد رخ داده‌است (Agnini et al., 2014). علاوه بر این، *Tribrachiatus bramlettei* و *Rhomboaster cuspis* توسط برخی نویسندگان مترادف در نظر گرفته شدند، در حالی که سایرین آنها را دو گونه متفاوت می‌شمارند (برای مثال: Aubry and Salem,

2012; Kasem et al., 2020a, b). در مطالعه خاوری و همکاران (۲۰۱۴) نیز بر روی سازند پابده، این جنس مشاهده نشد. زمانی که گونه نشانگر *Tribrachiatus bramlettei* حضور نداشته باشد، می توان از اولین حضور گونه *Discoaster binodosus* برای شناسایی حد بالایی زون NP9 استفاده کرد (Perch-Nielsen, 1985). در برش تنگ هتی نیز گونه *T. bramlettei* مشاهده نشده‌است و از گونه *D. diastypus* برای تعیین قاعده زیست زون NP10 مورد استفاده قرار گرفته‌است.

موقعیت تاکسونومیکی *Tribrachiatus digitalis* نیز توسط Raffi و همکاران (۲۰۰۵) مورد انتقاد قرار گرفت و در نتیجه، اهمیت زیست چینه‌شناسی آن تضعیف شد (Kasem et al., 2020a,b). از سایر گونه‌های این جنس، گونه *T. contortus* در مطالعات زیست چینه‌شناسی مهم است (Martini, 1971). اولین حضور این گونه در تفکیک زون NP10 به زیرزون‌های NP10a و NP10b کاربردی است (Kasem et al., 2020a,b). ظهور گونه *T. orthostylus* نیز در بخش بالایی زون NP10 رخ دهد و در جایی که شاخص زونی وجود نداشته‌باشد میتوان از این گونه استفاده کرد (Perch-Nielsen, 1985). در تنگ هتی، *T. orthostylus* نزدیک به انتهای زون NP10 ظاهر می‌شود. آخرین حضور گونه *T. contortus* نیز به عنوان شروع زون NP11 در نظر گرفته می‌شود که کمی پس از ظهور *T. orthosylus* در برش مورد مطالعه به ثبت رسیده‌است. عدم حضور برخی گونه های جنس Tribrachiatus در بازه PETM می تواند به علت اثرات گلخانه ای ناشی از CO_2 و متعاقباً کاهش pH آبهای سطحی در این بازه که سبب انحلال شدید کربنات و تاثیر تفاوت های محلی در محیط شده است (Jiang and Wise, 2006).

کلمات کلیدی: نانوفسیل آهکی، جنس *Tribrachiatus*، مرز گورپی-پابده، شیل ارغوانی، حداکثر گرم شدگی.

منابع

شکری، ن.، بختیاری‌نژاد، س.، و علیپور، م. (۱۴۰۳). بررسی لایه اکسید آهن بین سازندهای گورپی و پابده بر اساس نانوفسیل آهکی، تاقدیس کوه گورپی. ارائه‌شده در نهمین همایش ملی انجمن رسوب‌شناسی ایران، ژئوپارک جهانی طبس، ۲-۱ اسفند ۱۴۰۳.

شکری، ن.، بختیاری‌نژاد، س.، و علیپور، م. (۱۴۰۴). چینه نگاری زیستی بخش ابتدایی سازند پابده بر اساس نانوفسیل آهکی در رخنمون سطحی تاقدیس کوه گورپی (تنگ هتی)، جنوب غرب ایران. مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته. ۱۵(۳)، ۷۰-۵۳.

Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Catanzariti, R., Palike, H., Backman, J., Rio. D., 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. Newsletters on Stratigraphy 7(2), 131–181. https://doi.org/10.1127/nos/2014/0209.

Agnini, C., Fornaciari, E., Rio, D., Tateo, F., Backman, J., Giusberti, L., 2007a. Responses of calcareous nannofossil assemblages, mineralogy, and geochemistry to the environmental perturbations across the Paleocene/Eocene boundary in the Venetian Pre-Alps. Marine Micropaleontology 63, 19–38. https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.05.003.

Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Rio, D., Röhl, U., Westerhold, T., 2007b. High-resolution nannofossil biochronology of middle Paleocene to early Eocene at ODP Site 1262: Implications for calcareous nannoplankton evolution. Marine Micropaleontology 64 (3–4), 215–248. https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.05.003.

Aubry, M.P., Salem, R., 2012. The Dababiya Core: a window into Paleocene to Early Eocene depositional history in Egypt based on coccolith stratigraphy. Stratigraphy 9 (3–4), 287–346.

Gibbs, S. J., Bralower, T. J., Bown, P. R., Zachos, J. C., Bybell, L. M., 2006. Shelf and open-ocean calcareous phytoplankton assemblages across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Implications for global productivity gradients. Geology 34, 233–236. https://doi.org/10.1130/G22381.1

James, G., and Wynd, J., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: AAPG bulletin, v. 49, no. 12, p. 2182-2245. DOI: https://www.google.com/search?q=https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D.

Jiang S., Wise S.W. ,2006, Surface-water chemistry and fertility variations in the tropical Atlantic across the Paleocene/Eocene Thermal Maximum as evidenced by calcareous nannoplankton from ODP Leg 207, Hole 1259B. Revue de micropaléontologie 49, 227–244. https://doi.org/10.1016/j.revmic.2006.10.002

Kahn, A., and Aubry, M. P., 2004. Provincialism associated with the Paleocene/Eocene thermal maximum: Temporal constraint. Marine Micropaleontology 52, 117–131. https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.04.003.

Kasem, A. M., Wise, S., Jr., Faris, M., Farouk, S., Zahran, E., 2020a. Upper Paleocene–Lower Eocene calcareous nannofossil stratigraphy at the Misheiti Section, Central Sinai, Egypt. Turkish Journal of Earth Sciences 29, 242–256. https://doi.org/10.3906/yer-1812-13.

Kasem, A. M., Wise, S., Jr., Faris, M., Farouk, S., Zahran, E., 2020b. Calcareous nannofossil stratigraphy across the Paleocene-Eocene transition at the Gunnah Section, Farafra Oasis, Western Desert, Egypt. Journal of Geology 128, 371–387. https://doi.org/10.1086/709359.

Khavari-Khorassani, M. P., Hadavi, F., Ghasemi-Nejad, E., 2014. Nanostratigraphy and paleoecology of the Pabdeh Formation in the northwest of the Zagros Basin in the Ilam section. Paleontology 1(2), 149–164 (in Persian).

Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. In: Farniacci, A., (Ed.), Proceedings, 2nd International Conference on Planktonic Microfossils, Rome, Italy. Edizioni Tecnoscienza 2, 739-785. https://doi.org/10.1038/226560a0.

Perch-Nielsen, K. 1985. Cenozoic Calcareous Nannofossils. In: Bolli, H.M., Sanders, J.B. and Perch-Nielsen, K., Eds., Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press, Cambridge, 427-554.

Raffi, I., Backman, J., Pälike, H., 2005. Changes in calcareous nannofossil assemblage across the Paleocene/Eocene transition from the paleo-equatorial Pacific Ocean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 226, 93–126. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.05.006.

Raffi, I., Bachman, J., Zachos, J. C., Sluijs, A., 2009. The response of calcareous nannofossil assemblages to the Paleocene Eocene Thermal Maximum at the Walvis Ridge in the South Atlantic. Marine Micropaleontology 70, 201- 212. https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.12.005.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

بررسی بزرگ‌تراوشات هیدروکربنی در سازند تبخیری گچساران (ناحیهٔ ماماتین، دزفول شمالی، جنوب‌غرب ایران)

سیدعباس نجفی[۱]، صادق صفارزاده حسینی*[۲]، احمد رادمهر[۳]، ایرج عبدالهی‌فرد[۴] و محمد سراج[۵]

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد مهندسی‌نفت-اکتشاف، گروه مهندسی‌نفت، دانشکده نفت آبادان، دانشگاه صنعت نفت

۲- استادیار، گروه مهندسی‌نفت، دانشکده نفت آبادان، دانشگاه صنعت نفت

۳- کارشناسی‌ارشد ژئوفیزیک-لرزه‌شناسی، شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب

۴- دکتری زمین‌ساخت، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران

۵- دکتری زمین‌ساخت، شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب

*Email: saffarzadeh@put.ac.ir

چکیده

بزرگ‌تراوشات به خروج فعال و چشمگیر هیدروکربن‌ها (به صورت گاز، نفت یا برش‌های سبک) از مخازن زیرزمینی به سطح زمین اطلاق می‌شود. این پدیده معمولاً به صورت مستقیم و گاهی حتی با چشم غیرمسلح قابل مشاهده است. بزرگ‌تراوشات نه تنها شواهد ارزشمندی دال بر وجود سیستم هیدروکربنی فعال در زیرزمین ارائه می‌دهند، بلکه می‌توانند اطلاعاتی در مورد ترکیب شیمیایی مخزن، فشار آن و مسیرهای مهاجرت سیال فراهم کنند. این تراوشات به اشکال مختلفی ظاهر می‌شوند که مهم‌ترین آنها عبارتند از: حوضچه‌های نفتی، جوشش گاز در آب‌های سطحی و زیرزمینی و تشکیل بیتومن‌های سخت و سنگ‌های آغشته به نفت.

مهاجرت هیدروکربن از مخزن تحت فشار به سطح، نیازمند وجود مسیرهای گسلی یا شکستگی است که پوش‌سنگ غیرقابل نفوذ را تخریب کرده باشند. مهم‌ترین این مکانیسم‌ها شامل موارد زیر است:

۱. گسل‌ها و شکستگی‌ها: گسل‌های فعال یا بازفعال‌شده، به ویژه آنهایی که پوش‌سنگ را قطع می‌کنند، کارآمدترین مجاری طبیعی برای صعود هیدروکربن‌ها هستند.
۲. ساختارهای دیاپیری: حرکت صعودی توده‌های نمک (دیاپیر) باعث خردشدگی و شکستگی سنگ‌های بالایی خود می‌شود و شبکه‌ای از مجرا را در اطراف خود ایجاد می‌کند.
۳. چین‌خوردگی‌های شدید: در مناطق دارای فعالیت تکتونیکی بالا، تاقدیس‌های شکسته شده می‌توانند شکستگی‌های متعددی ایجاد کنند که به مخزن راه یابند.
۴. فرسایش و کاهش فشار بار سنگ: فرسایش سریع لایه‌های سطحی، سبب کاهش ناگهانی فشار بر سنگ‌های عمق و ایجاد ترک‌های انبساطی در پوش‌سنگ می‌شود.
۵. ناپیوستگی‌های چینه‌شناسی: سطوح جدایش بین لایه‌های سنگی مختلف می‌توانند به عنوان یک مسیر افقی گسترده عمل کنند، به ویژه اگر توسط یک گسل عمودی قطع شده و ارتباط عمودی نیز برقرار شود.

در حوضهٔ زاگرس، سازند گچساران (با سنگ‌شناسی نمک، انیدریت، مارن و سنگ‌آهک) نقش سنگ‌پوش اصلی مخزن آسماری را ایفا می‌کند و تشکیل نهشته‌های آن به پسروی دریا در اوایل میوسن پسین بازمی‌گردد. ضخامت این سازند از حدود ۴۶۰ متر در فارس تا حدود ۲۰۰۰ متر در خوزستان متغیر است که نشان‌دهندهٔ تغییرات گسترده در شرایط رسوب‌گذاری آن است.

مطالعات صورت‌گرفته در میدان نفتی ماماتین، نمونه‌ای بارز از ارتباط مستقیم بین ساختارهای زمین‌شناسی، سازند گچساران و پدیده بزرگ‌تراوشات را نشان می‌دهد. بررسی‌ها وجود پنج گسل محلی را در این ناحیه تأیید کرده‌اند. آنالیز گزارش‌های حفاری چاه‌های مختلف این میدان (ماماتین-۲، ۳، ۴، ۷، ۸ و ۹)، حضور عینی هیدروکربن را درون سازند گچساران ثابت می‌کند. این شواهد شامل آب گوگردی، بیتومن، نفت سنگین، گاز H_2S و انیدریت آغشته به نفت است که همگی دلالت بر نقض موضعی و مهاجرت سیال از طریق پوش‌سنگ دارند. علاوه بر این، بازدیدهای میدانی از رخنمون سطحی سازند گچساران در ماماتین، منجر به شناسایی بیش از ۱۰ نقطهٔ بزرگ‌تراوش از نوع جوشش گاز، نفت سنگین و آسفالتیت شده است. گزارش‌های تاریخی زمین‌شناسی این منطقه نیز به وضوح از وجود گستردهٔ سنگ‌آهک و انیدریت آغشته به نفت در سرتاسر سازند گچساران حکایت دارند. این مشاهدات، اتصال مسیرهای مهاجرتی از مخازن زیرسطحی را به سطح زمین تأیید می‌کنند.

تحقیقات جدید نشان می‌دهد سن فعالیت یکی از گسل‌های ناحیه به میوسن پیشین برمی‌گردد. این زمان‌بندی با زمان تشکیل و مهاجرت هیدروکربن‌ها در بسیاری از میادین منطقه هم‌خوانی دارد. با تلفیق تمامی داده‌ها می‌توان دو نتیجه‌گیری کلیدی ارائه داد:

۱. تغییر روند تراوشات: از شمال‌غرب به سمت جنوب‌شرق ناحیه، عمق گسل‌خوردگی و احتمالاً ارتباط با مخازن مختلف، تغییر می‌کند. به طوری که نوع بزرگ‌تراوش از نفت سنگین و آسفالتیت (مربوط به مخازن کم‌عمق‌تر آسماری و بنگستان) به سمت خروج گاز (مربوط به مخزن عمیق‌تر گروه خامی) تغییر ماهیت می‌دهد.

۲. عوامل اصلی کنترل‌کننده: عامل گسلش و شکستگی (بعنوان مجرای اصلی) همراه با پدیده فرسایش و کاهش فشار بار سنگ (بعنوان عامل کاهنده یکپارچگی پوش‌سنگ در نزدیکی سطح)، به عنوان دلایل اصلی پیدایش و تداوم بزرگ‌تراوشات بشمار می‌روند.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) ۲۶ و ۲۷ آذرماه ۱۴۰۴
کد اختصاصی: ۰۴۲۵۱-۲۹۶۹۵

ژئوسایت کال جنی، نمونه‌ای شاخص از فرآیندهای رسوبی و پدیده‌های مرتبط با زمین‌گردشگری در ژئوپارک جهانی یونسکو طبس

وصال یحیی شیبانی*[۱]، احسان زمانیان [۲]، سعیده حسینی [۳]

۱- عضو هیات علمی گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور مرکز طبس، مدیر ژئوپارک جهانی یونسکو طبس، طبس، ایران.

۲- کارشناس مسئول مطالعات، حفاظت زمین شناختی و ژئوسایت‌ها، ژئوپارک جهانی یونسکو طبس، طبس، ایران.

۲ عضو هیات علمی گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور تهران، تهران، ایران.

*Email: v.y.sheibani@pnu.ac.ir

چکیده

زمین‌گردشگری به‌عنوان رویکردی نوین در معرفی میراث زمین شناختی، نقشی مهم در افزایش آگاهی عمومی، توسعه پایدار و تقویت اقتصاد محلی دارد و ژئوپارک جهانی یونسکو طبس یکی از نمونه‌های شاخص این ظرفیت در ایران به شمار می‌آید. در میان ژئوسایت‌های متعدد این ژئوپارک، ژئوسایت کال جنی جایگاهی متمایز دارد؛ زیرا مجموعه‌ای از فرایندهای زمین‌شناسی، رسوب‌شناسی، تکتونیکی و ... را در قالب فضایی محدود اما بسیار پویا به نمایش می‌گذارد. این دره در ۲۷ کیلومتری شمال طبس و در امتداد جاده طبس ـ بشرویه قرار دارد و با طول حدود ۹ کیلومتر از بخش غربی روستای ازمیغان آغاز شده و پس از عبور از دامنه‌های غربی رشته‌کوه شتری، وارد پهنه آبرفتی دشت طبس می‌شود. قرارگیری آن میان دو محیط کاملاً متفاوت کوهستانی و دشت، نه‌تنها سیمای ژئومورفیک ویژه‌ای ایجاد کرده، بلکه باعث تنوع قابل‌توجهی در واحدهای رسوبی و رخساره‌های سنگی شده است. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در این دره مربوط به سنگ آهک‌های سازند اسفندیار با سن ژوراسیک بالایی است که اسکلت اصلی بخش کوهستانی را می‌سازد. در ادامه، نهشته‌های نئوژن شامل مارن، سیلتستون و کنگلومرا در حد فاصل این واحدها تا حاشیه دشت گسترش یافته‌اند و جوان‌ترین رسوبات، آبرفت‌های کواترنری هستند که بخش پایینی دره را شکل می‌دهند. اختلاف مقاومت این سنگ‌ها در برابر فرسایش موجب شده ارتفاع دیواره‌ها از حدود ۴۰ متر در دشت تا بیش از ۱۰۰ متر در نواحی کوهستانی افزایش یابد و الگوی فرسایش عمقی و جانبی در طول مسیر تغییر کند. کال جنی در اصل مسیری فرسایش‌یافته در یک مخروط‌افکنه بزرگ است که بر اثر تکتونیک فعال منطقه و تمرکز جریان‌های سیلابی، به‌تدریج عمیق‌تر شده و شکل کنونی خود را یافته است. نقش تکتونیک در شیب‌بندی و جهت جریان آن‌قدر تعیین‌کننده بوده که تغییرات ساختاری کوچک نیز باعث جابه‌جایی مسیر آبراهه و شکل‌گیری فازهای جدید فرسایشی شده است.

تنوع رخساره‌ای مشاهده‌شده در کال جنی یکی از جنبه‌های علمی برجسته این ژئوسایت است. رخساره‌های سنگی نظیر Gcm ، Gt، Gm، Gp، St، Sm، Se و Fm نشان‌دهنده تشکیل رسوبات در محیط‌های رودخانه‌ای پرانرژی، جریان‌های سیلابی، بازوهای فرعی آبراهه و بخش‌های انتهایی مخروط‌افکنه هستند. فراوانی رخساره‌های گراولی در کنار لایه‌های ریزدانه، الگوی نوسان شدید انرژی جریان را بازتاب می‌دهد و شواهدی روشن از تحول یک سیستم رسوبی فعال در بازه زمانی نئوژن تا کواترنری ارائه می‌کند. ترکیب این رخساره‌ها در بستری محدود باعث شده کال جنی به‌عنوان یک فضای آموزشی طبیعی برای مطالعات رسوب‌شناسی و ژئومورفولوژی در نظر گرفته شود.

از منظر زمین‌گردشگری، کال جنی به دلیل حضور پدیده‌های متنوع حاصل از فرسایش و هوازدگی، یکی از کامل‌ترین ژئوسایت‌های منطقه است. دره‌های باریک و عمیق فرسایش‌یافته، دودکش‌ها و تنوره‌های جن، تافونی‌ها، و فرورفتگی‌های طبیعی، چین‌خوردگی‌ها، دره هوایی، ناپیوستگی زاویه‌ای میان نهشته‌های نئوژن و آبرفت‌های جوان و همچنین انواع ساخت‌های رسوبی شامل، کانال، لایه‌بندی مورب، لامیناسیون، دانه بندی تدریجی، و ... هرکدام نمونه‌ای از پویایی فرایندهای زمین‌ساختی و رسوبی هستند که برای بازدیدکنندگان قابل مشاهده‌اند و امکان تفسیر علمی و گردشگری را به خوبی فراهم می‌کنند.

اهمیت ژئوسایت کال جنی تنها به ویژگی‌های زمین‌شناسی محدود نمی‌شود؛ زیرا این دره میزبان مجموعه‌ای ارزشمند از جاذبه‌های زمین‌باستان‌شناسی و فرهنگی نیز هست. خانه‌های باستانی گبر، سد سنگی ـ آجری قدیمی و قنات موجود در دره نمونه‌هایی از بهره‌گیری هوشمندانه و مهندسی‌شده از شرایط زمین‌شناسی توسط پیشینیان هستند و ارزش‌های تاریخی و فرهنگی منطقه را برجسته می‌کنند. وجود جریان دائمی آب در بستر دره نیز شرایطی کم‌نظیر برای رشد پوشش گیاهی انبوه و حضور جانورانی مانند کبک، کبوتر وحشی، جغد، مارها و آگامای فلس‌درشت فراهم کرده و جلوه‌های طبیعی آن را کامل‌تر ساخته است.

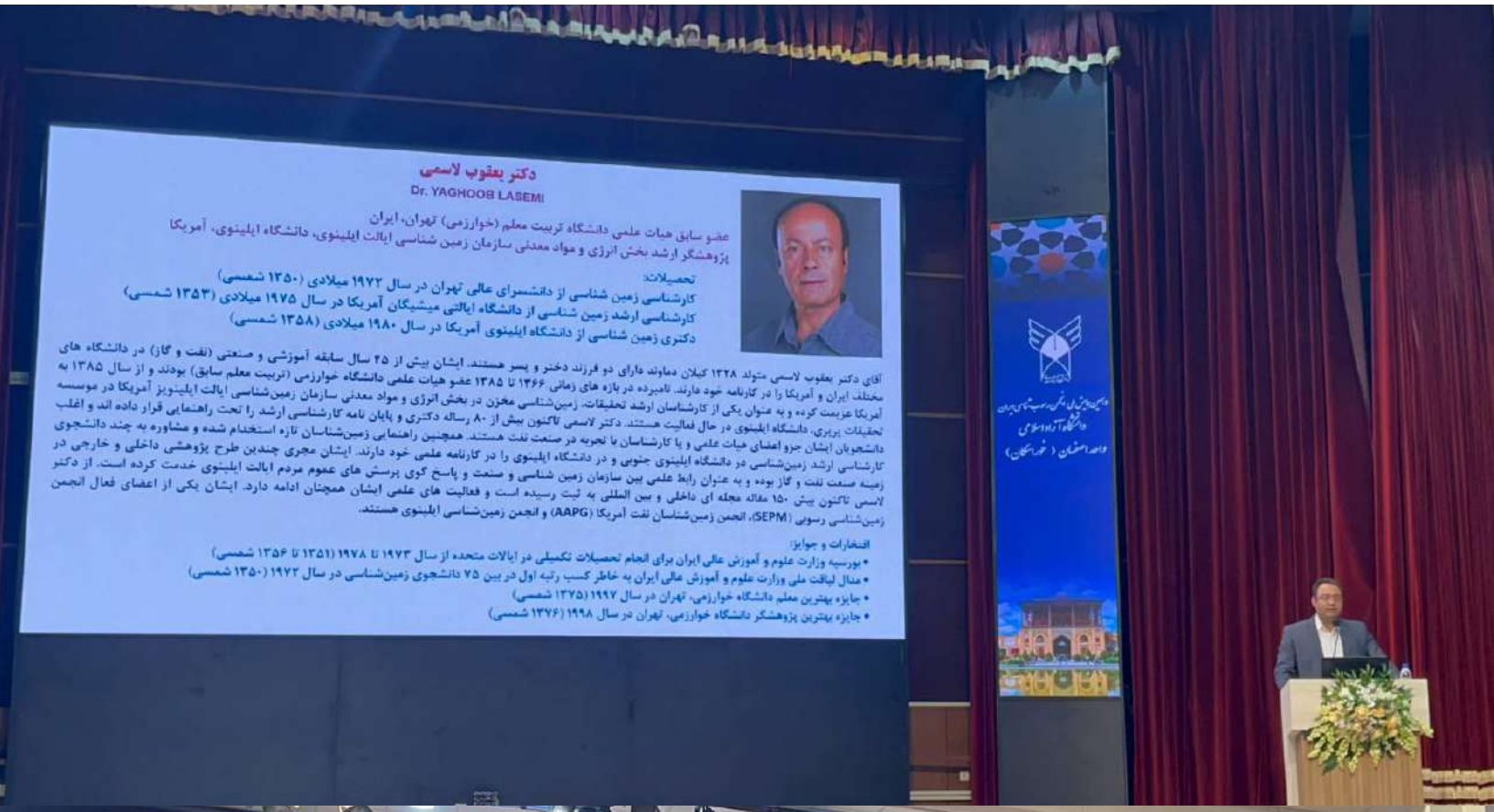
ترکیب کم‌نظیر ویژگی‌های رسوب‌شناسی، ژئومورفیک، تکتونیکی، فرهنگی و زیستی باعث شده ژئوسایت کال جنی نه‌تنها یک جاذبه دیدنی، بلکه نمونه‌ای شاخص برای تحلیل علمی فرایندهای زمین‌شناسی و توسعه گردشگری پایدار در ژئوپارک جهانی یونسکو طبس باشد. این دره فرصتی ارزشمند برای پژوهشگران و گردشگران فراهم می‌کند تا در یک محیط واحد، سیر تحول زمین در بازه‌ای طولانی از ژوراسیک تا کواترنری را مشاهده و بررسی کنند.

کلمات کلیدی: ژئوپارک طبس، کال جنی، زمین گردشگری، رسوب شناسی.

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران

دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) آذر ماه ۱۴۰۴

دانشگاه آزاد اسلامی استان اصفهان
Islamic Azad University,
Isfahan Province


دکتر یعقوب لاسمی
Dr. YAGHOOB LASEMI
عضو سابق هیات علمی دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی) تهران، ایران
پژوهشگر ارشد بخش انرژی و مواد معدنی سازمان زمین شناسی ایالت ایلینوی، دانشگاه ایلینوی، آمریکا
تحصیلات:
کارشناسی زمین شناسی از دانشسرای عالی تهران در سال ۱۹۷۲ میلادی (۱۳۵۰ شمسی)
کارشناسی ارشد زمین شناسی از دانشگاه ایالتی میشیگان آمریکا در سال ۱۹۷۵ میلادی (۱۳۵۳ شمسی)
دکتری زمین شناسی از دانشگاه ایلینوی آمریکا در سال ۱۹۸۰ میلادی (۱۳۵۸ شمسی)
آقای دکتر یعقوب لاسمی متولد ۱۳۲۸ کیلان دماوند دارای دو فرزند دختر و پسر هستند. ایشان بیش از ۲۵ سال سابقه آموزشی و صنعتی (نفت و گاز) در دانشگاه های مختلف ایران و آمریکا را در کارنامه خود دارند. نامبرده در بازه های زمانی ۱۳۶۶ تا ۱۳۸۵ عضو هیات علمی دانشگاه خوارزمی (تربیت معلم سابق) بودند و از سال ۱۳۸۵ به آمریکا عزیمت کرده و به عنوان یکی از کارشناسان ارشد تحقیقات، زمین‌شناسی معزن در بخش انرژی و مواد معدنی سازمان زمین‌شناسی ایالت ایلینویز آمریکا در موسسه تحقیقات پزیری، دانشگاه ایلینوی در حال فعالیت هستند. دکتر لاسمی تاکنون بیش از ۸۰ رساله دکتری و پایان نامه کارشناسی ارشد را تحت راهنمایی قرار داده اند و اغلب دانشجویان ایشان جزو اعضای هیات علمی و یا کارشناسان با تجربه در صنعت نفت هستند. همچنین راهنمایی زمین‌شناسان تازه استخدام شده و مشاوره به چند دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی در دانشگاه ایلینوی جنوبی و در دانشگاه ایلینوی را در کارنامه علمی خود دارند. ایشان مجری چندین طرح پژوهشی داخلی و خارجی در زمینه صنعت نفت و گاز بوده و به عنوان رابط علمی بین سازمان زمین شناسی و صنعت و پاسخ گوی پرسش های عموم مردم ایالت ایلینوی خدمت کرده است. از دکتر لاسمی تاکنون بیش ۱۵۰ مقاله مجله ای داخلی و بین المللی به ثبت رسیده است و فعالیت های علمی ایشان همچنان ادامه دارد. ایشان یکی از اعضای فعال انجمن زمین‌شناسی رسوبی (SEPM)، انجمن زمین‌شناسان نفت آمریکا (AAPG) و انجمن زمین‌شناسی ایلینوی هستند.
افتخارات و جوایز:
• بورسیه وزارت علوم و آموزش عالی ایران برای انجام تحصیلات تکمیلی در ایالات متحده از سال ۱۹۷۳ تا ۱۹۷۸ (۱۳۵۱ تا ۱۳۵۶ شمسی)
• مدال لیاقت ملی وزارت علوم و آموزش عالی ایران به خاطر کسب رتبه اول در بین ۷۵ دانشجوی زمین‌شناسی در سال ۱۹۷۲ (۱۳۵۰ شمسی)
• جایزه بهترین معلم دانشگاه خوارزمی، تهران در سال ۱۹۹۷ (۱۳۷۵ شمسی)
• جایزه بهترین پژوهشگر دانشگاه خوارزمی، تهران در سال ۱۹۹۸ (۱۳۷۶ شمسی)

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران

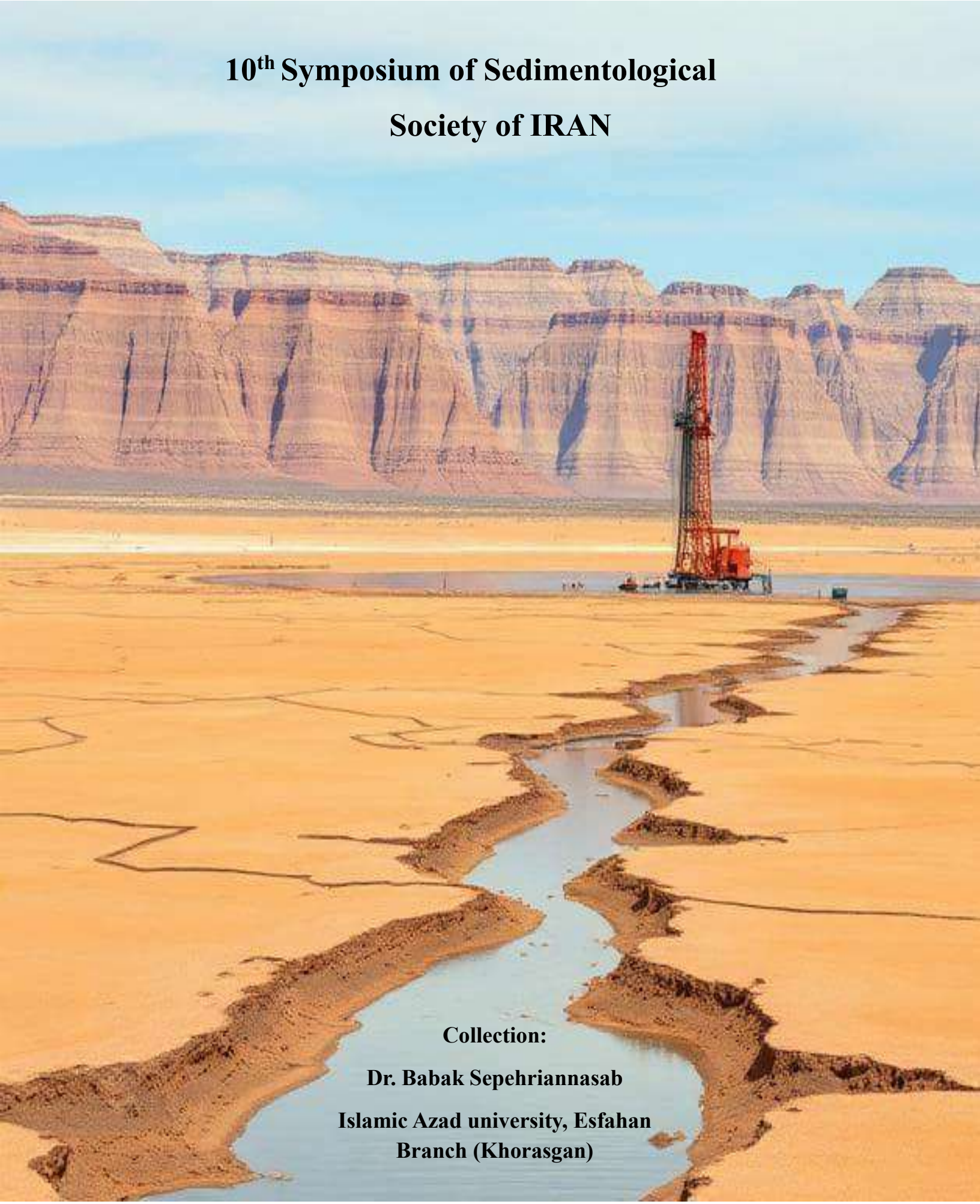
دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) آذر ماه ۱۴۰۴

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان) آذر ماه ۱۴۰۴

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
و گردهمایی دانش آموختگان علوم زمین
دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان
آذرماه ۱۴۰۴
10th Symposium
Sedimentological
of IRAN
Dec. 2025

دهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران
و گردهمایی دانش آموختگان علوم زمین
WiFi

10th Symposium of Sedimentological Society of IRAN



Collection:

Dr. Babak Sepehriannasab

Islamic Azad university, Esfahan Branch (Khorasgan)