مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال سی و چهارم، شمارهٔ سوم، پاییز ۱۴۰۵، از صفحهٔ ۴۲۱ تا ۴۳۴

نقش کانی‌های رسی در تفسیر شرایط آب و هوایی و درونزایی سازند امیران (ماستریشتین پسین-پالئوسن)، جنوب غرب لرستان

یعقوب نصیری*[۱]، سمیرا تقدیسی نیک بخت[۱]، میر امیر صلاحی[۲،۳]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، مجتمع آموزش عالی گناباد، گناباد، ایران

۲- گروه زیست شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه مراغه، مراغه، ایران

۳- آزمایشگاه تحقیقاتی دیرینه شناسی، دانشگاه مراغه، مراغه، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۹/۱۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۱۲/۶)

چکیده: سازند امیران به سن ماستریشتین پسین–پالئوسن در منطقه لرستان، حوضه رسوبی زاگرس گسترش دارد. در این پژوهش، کانی‌های رسی برای تعبیر و تفسیر شرایط آب هوایی و تاریخچه درونزایی دفنی سازند امیران در جنوب غربی لرستان بر پایه پراش پرتوی ایکس (XRD)، میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) و نتایج سنگ‌شناسی بررسی شده‌اند. به این منظور، یک برش چینه-شناسی (برش پیرشمس الدین) اندازه‌گیری و نمونه‌برداری شد. ضخامت این برش ۹۲۰ متر است. مرز پایینی این سازند با سازند گورپی تدریجی و مرز بالایی آن با سازند کشکان بصورت فرسایشی است. تجزیه به روش (XRD) منجر به شناسایی کانی‌های ایلیت، موسکویت، پاراگونیت، پالی‌گورسکیت، نانترونیت، مارگاریت، مونتموریونیت و کلریت گردیده است. ایلیت و کلریت فراوانترین کانی-های رسی هستند. فرآیندهای درونزایی موثر بر سنگ‌های سیلیسی آواری شامل سیمانی‌شدن، فشردگی (فیزیکی و شیمیایی)، انحلال و جانشینی هستند. از فرآیندهای شیمیایی می‌توان به ایجاد استیلولیت‌ها اشاره کرد. بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی، محیط‌های درونزایی غالب شامل درونزاد تدفینی عمیق و کم‌عمق هستند. افزون بر این، مقدار میزان بالای کانی‌های رسی پایدار چون ایلیت و کلریت و حضور مقدار کمی لایه‌های ادغام شده رسی در لایه‌های سازند امیران، نشانگر دمای بالا طی درونزایی دفنی عمیق است. در بخش پایین توالی، کانی‌های ایلیت، موسکویت، پاراگونیت، هیدروبیوتیت غالب هستند و به سمت بالای توالی، کانی‌های اسمکتیت، نانترونیت، مارگاریت، مونتموریونیت، پالی‌گورسکیت و کلریت افزایش می یابند. افزایش کانی‌های رسی مونت‌موریونیت، اسمکتیت و کاهش کانی رسی ایلیت به سمت راس سازند می‌تواند ناشی از گرم شدن نسبی آب و هوا و نیز عمیق‌تر شدن حوضه رسوبی طی ماستریشتین پسین تا پالئوسن باشد.

واژه‌های کلیدی: *کانی‌های رسی؛ سازند امیران؛ حوضه زاگرس؛ XRD.*

مقدمه

کانی‌های رسی سیلیکات‌های ورقه‌ای آبداری هستند که بخش عمده خانواده فیلوسیلیکات‌ها را شامل می‌شوند [۱]. از ویژگی-های بی مانند این کانی‌ها می‌توان به اندازه بسیار ریز و شکل-گیری در شرایط سطحی و زیرسطحی اشاره کرد [۲، ۳]. کانی-های رسی با هوازدگی شیمیایی سنگ‌ها که وابسته به تغییرهای آب و هوایی هستند، تشکیل می‌شوند؛ این کانی‌ها همچنین ممکن است که بر اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی و ساختارهای قاره‌ای در ارتباط با تکامل لبه‌ای تشکیل شوند [۳، ۴]. شیل‌ها از فراوانترین سنگ‌های رسوبی در سطح زمین

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۳۸۸۳۹۵۴۸۹، پست الکترونیکی: y.nasiri.1365@gmail.com

Copyright © 2025 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/) Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited

هستند که نسبت به سایر سنگ‌های رسوبی، ترکیب خاستگاه رسوب‌ها را بهتر نشان می‌دهند. کانی‌های رسی نسبت به ماسه-سنگ‌ها بدلیل دانه‌ریز بودن و نفوذپذیری پایین و اینکه کمتر در معرض ابشویی قرار می‌گیرند، دانش بهتری درباره آب و هوای دیرینه، تغییرهای سطح اساس آب، درونزایی تدفینی و یا حمل و نقل دوباره ارائه می‌دهند [۵]. کانی‌های رسی دارای ویژگی‌هایی چون تنوع زیاد، فراوانی بالا و حمل به صورت معلق هستند که اغلب برای تعیین خاستگاه استفاده می‌شوند [۳]. همچنین کانی‌های رسی شواهدی از تغییرهای هوازدگی و فرسایش منابع رسوب و تغییرهای اقلیمی ارائه می‌دهند [۲]. سازند امیران فقط در حوضه‌ی رسوبی لرستان گسترش دارد. بیشتر پژوهش‌های انجام شده پیرامون این سازند به تفسیر ریزرخساره‌ها و محیط‌رسوبی آن معطوف است [۶-۸]. همچنین می‌توان به تحلیل سامانه درونزادی واحدهای کربناتی سازند امیران (ماستریشتین پسین- پالئوسن) بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی عنصری توسط نصیری و همکاران [۹] اشاره کرد. با این حال، منطقه تاکنون از نظر کانی‌های رسی و نقش آن‌ها در درونزایی تدفینی و شرایط آب و هوایی بررسی نشده است. از این رو در این پژوهش، شناسایی کانی-های رسی و نقش آن‌ها در تفسیر شرایط آب و هوایی و درونزایی سازند امیران بررسی شده است. امید است که نتایج این پژوهش بتواند تصویر روشنی از بازسازی شرایط آب و هوایی این سازند ارائه کند.

زمین‌شناسی عمومی و موقعیت جغرافیایی

سازند امیران یکی از سازندهای سیلیسی آواری - کربناتی در حوضه زاگرس به سن ماستریشتین پسین- پالئوسن بوده که پس از فاز کوهزایی لارامید به‌صورت محلی در منطقه لرستان نهشته شده است. پس از برخورد پوسته قاره‌ای عربی و ایران مرکزی، بالا آمدگی، چین‌خوردگی و روراندگی عمده‌ای صورت گرفته و پیامد آن فرسایش کمربند کوهزایی زاگرس مرتفع و افیولیت-رادیولاریت‌های زیر پهنه فرورانش زاگرس است که به علت بالا آمدن پوسته اقیانوسی در نواحی مرکزی و شمال شرقی، موادآواری برآمده از فرسایش آن‌ها به مناطق جنوب غربی و جنوب شرقی حمل شده‌اند [۱۰]. در گستره زمانی ماستریشتین پسین تا پالئوسن، مواد فرسایشی ناشی از این برخورد در حوضه پروفورلندی در کمربند چین‌خورده زاگرس، سازند امیران را تشکیل داده است.

به منظور شناسایی کانی‌های رسی و نقش آن‌ها در درونزایی تدفینی، برش چینه‌شناسی پیرشمس‌الدین (شکل ۱) در منطقه مورد بررسی انتخاب و پس از اندازه‌گیری، ۵۰ نمونه شیلی برداشت شده است. منطقه مورد بررسی در جنوب غرب لرستان و بین طول جغرافیایی ″N33°42′4 و عرض شمالی ″E47°51′24 قرار دارد. ضخامت سازند امیران در برش پیرشمس‌الدین m ۹۲۰ (شکل ۲) است. این سازند در بخش-های پایینی و میانی برش مورد بررسی از سیلتستون، شیل و ماسه‌سنگ به رنگ سبز زیتونی تیره تا قهوه‌ای و به سمت بالای برش از لایه‌های سنگ‌آهک تشکیل شده است (شکل۲). مرز پایینی سازند امیران با مارن‌های خاکستری رنگ سازند گورپی هم‌شیب و تدریجی بوده و مرز بالایی آن با سازند کشکان به صورت فرسایشی است.

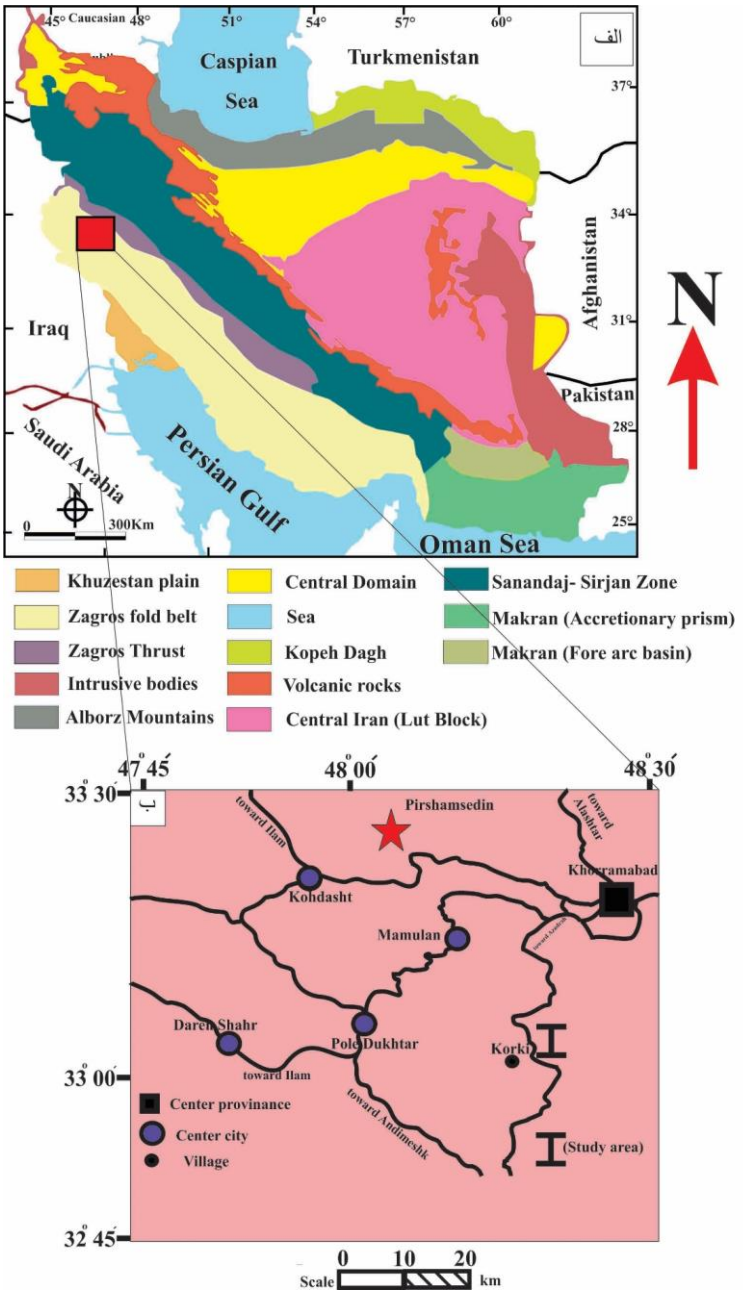
روش بررسی

در این پژوهش تعداد ۶۰ مقطع نازک از نمونه‌های ماسه سنگی جهت بررسی‌های میکروسکوپی تهیه شد. با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان فرایندهای دیاژنتیکی مورد بررسی قرار گرفتند و توالی پاراژنتیکی ماسه سنگ‌های سازند امیران تفسیر شد. برای شناسایی کانی‌های رسی، پراش پرتوی ایکس (XRD) ۱۴ نمونه شیلی مربوط به بخش‌های مختلف برش در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان انجام شده و شناسایی کانی-ها از روش مور و رینولدس [۱۱] صورت گرفته است. نمونه‌ها برای آماده‌سازی پیش از تجزیه، پس از پودر شدن تا کمتر از ۲ میلی میکرون در محلول هگزامتافسفات سدیم به صورت تعلیق درآمده و سپس از رسوب‌های دانه درشت‌تر به روش فراگریزی جدا شده‌اند. حذف کربنات با استفاده از H2O2 [۱۰] و تیمار گرمایی و تیمار اشباع اتیلن گلیکول برای شناسایی بهتر کانی‌های رسی انجام شد.

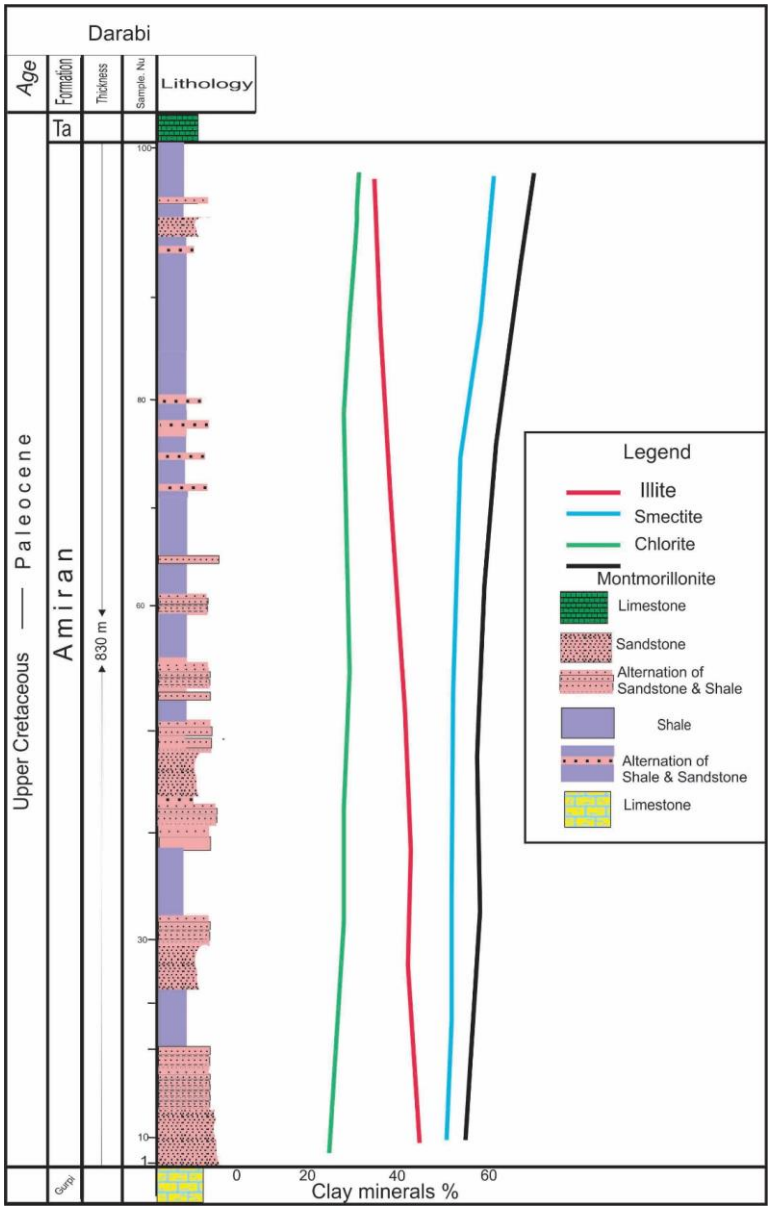
محیط رسوبی

بر اساس بررسی‌های نصیری و همکاران [۷]، در سنگ‌های سیلیسی آواری سازند امیران در برش‌های مختلف، ۳ مجموعه رخساره شناسایی شده است که از بخش عمیق به سمت کم-عمق حوضه شامل مجموعه رخساره‌ای پایینی مخروط

زیردریایی، مجموعه رخساره‌ای میانی مخروط زیردریایی و مجموعه رخساره‌ای پسین مخروط زیردریایی هستند. از بارزترین ویژگی‌های توالی‌های آواری سازند امیران وجود چرخه‌های رسوبی ریزشونده است که بیشتر در مقیاس کمتر از یک متر دیده می‌شود [۷]. هر یک از این چرخه‌ها در بخش قاعده‌ای (A) دارای قالب شیاری و دانه‌بندی تدریجی هستند و به سمت بالا به لایه‌های موازی (B) و سپس به لایه‌های مورب (C) و در پایان به رسوب های گلی (D) می‌رسند. این چرخه رسوبی نشان‌دهنده توالی بوماست که در محیط‌های توربیدیتی تشکیل می شود. بر اساس بررسی‌های صحرایی، تکرار چرخه-های بوما و نتایج سنگ‌نگاری، بخش‌های آواری سازند امیران توسط جریان‌های توربیدیتی، بصورت مخروط‌های زیردریایی بر جای گذاشته است [۷].



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد بررسی.



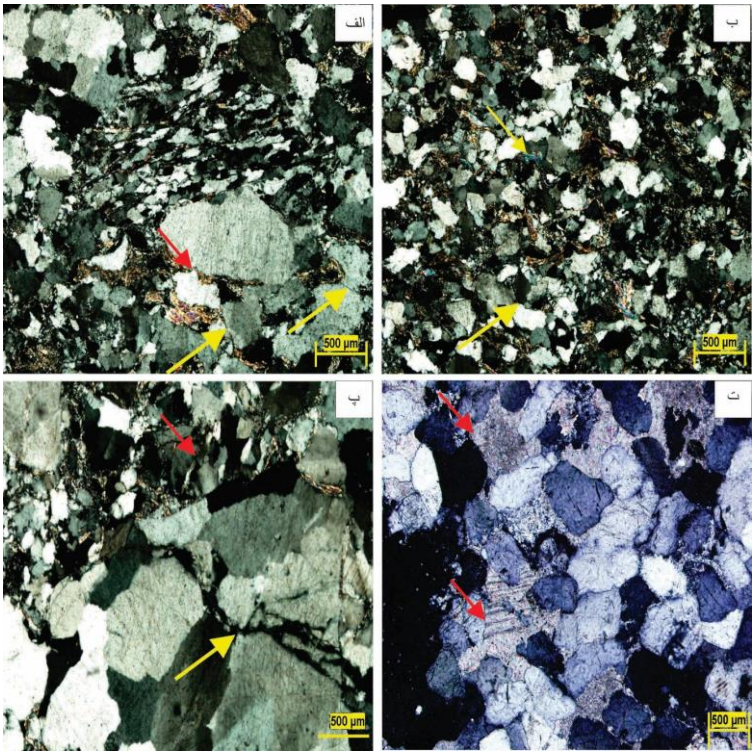
شکل ۲ ستون چینه‌شناسی سازند امیران در برش پیرشمس الدین .

توصیف و تفسیر

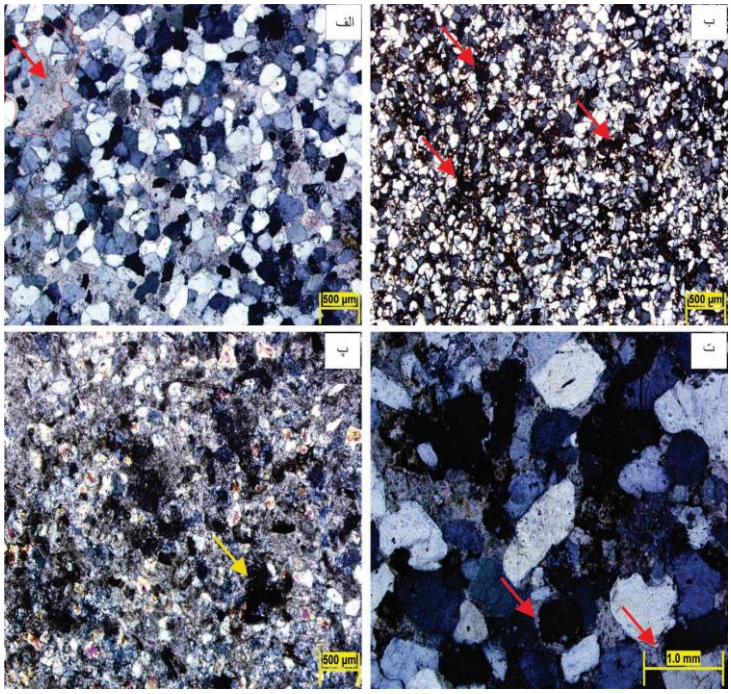
فرآیندهای درونزایی

به طور کلی مهمترین فرآیندهای درونزایی که سنگ‌های سیلیسی‌آواری سازند امیران تجربه کرده‌اند شامل فشردگی فیزیکی و شیمیایی، سیمانی شدن، انحلال، جانشینی و شکستگی و پرشدگی رگه‌ها هستند که در ادامه توصیف می-شوند.

فشردگی فیزیکی در سازند امیران قابل توجه نبوده و آرایش دانه‌ها به صورت نامتراکم است. مرز بین دانه‌ها به صورت نقطه‌ای، خطی و مستقیم است (شکل ۳ الف) و بنظر می‌رسد که سیمانی‌شدن اولیه رسوب ها از فشردگی بیشتر جلوگیری کرده است. در سنگ‌های سیلیسی‌آواری سازند امیران، انحلال فشاری کم بوده و تماس بین دانه‌ها به صورت محدب - مقعر است (شکل ۴ ب). ته‌نشست سیمان اولیه و سیمان کربناتی و اکسید آهن در سنگ‌های مورد نظر از فشردگی شیمیایی بیشتر رسوب ها جلوگیری کرده است. از دیگر فرآیندهای فیزیکی در نمونه‌های مورد بررسی می‌توان به له‌شدگی دانه‌های نرم‌تر در بین دانه‌های سخت‌تر و شکستگی درجای دانه‌ها اشاره کرد. برای فشردگی شیمیایی در رخساره‌های آواری سازند امیران می‌توان به ایجاد استیلولیت‌ها و تماس درهم رفته اشاره کرد (شکل ۳ پ).



شکل ۳ الف) تماس نقطه‌ای بین دانه‌ها (پیکان‌های قرمز رنگ) و تماس طولی (پیکان‌های قرمز رنگ). ب) تماس محدب – مقعر (پیکان‌های زرد رنگ)، له شدگی دانه‌های شیلی در بین دانه‌های کوارتز و شکستگی درجای دانه‌ها و نفوذ سیمان سیلیسی به درون دانه. پ) شکستگی و تماس درهم رفته به دلیل انحلال – فشار در دانه‌های آواری. رنگ تیره به دلیل تمرکز اکسید آهن و مواد نامحلول است (پیکان زرد رنگ). ت) سیمان کلسیت قطعه‌ای پر کننده بین دانه‌ها (پیکان‌های قرمز رنگ).



شکل ۴ الف) سیمان فراگیرنده که چند دانه را در بر گرفته است (پیکان قرمز رنگ). ب) سیمان هماتیتی پیرامون دانه‌ها و پر کننده فضای خالی و زمینه سنگ (پیکان‌های قرمز رنگ). پ) سیمان هماتیتی پرکننده شکستگی‌ها در یک رخساره ماسه‌سنگی متوسط دانه (پیکان‌های زرد رنگ). ت) جانشینی سیمان کلسیتی در دانه‌های چرتی و کوارتز. به خوردگی دانه‌های کوارتز توسط سیمان کلسیتی توجه شود (پیکان‌های قرمز رنگ).

براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری در ماسه‌سنگ‌های سازند امیران دو نوع سیمان کلسیتی و اکسید آهن شناسایی شده است. در سازند امیران، سیمان کلسیتی با بافت فراگیرنده و قطعه‌ای به صورت فراوان دیده شده است (شکل‌های ۳ ت و ۴ الف). در بافت قطعه‌ای، بلورهای کلسیت فضای بین دانه‌ای را پر می‌کنند. سیمان کلسیتی با بافت فراگیرنده به صورت بلورهای بزرگ کلسیت که چند دانه را در برگرفته‌اند دیده می‌شود. به دلیل سرعت بسیار کم هسته‌سازی بلورهای کلسیت و رشد آرام آن‌ها، این بلورها درشت هستند. اشباع بودن سیال‌های منفذی نسبت به فاز کربنات کلسیم اغلب باعث نرخ رشد اهسته بلورها می‌شود.

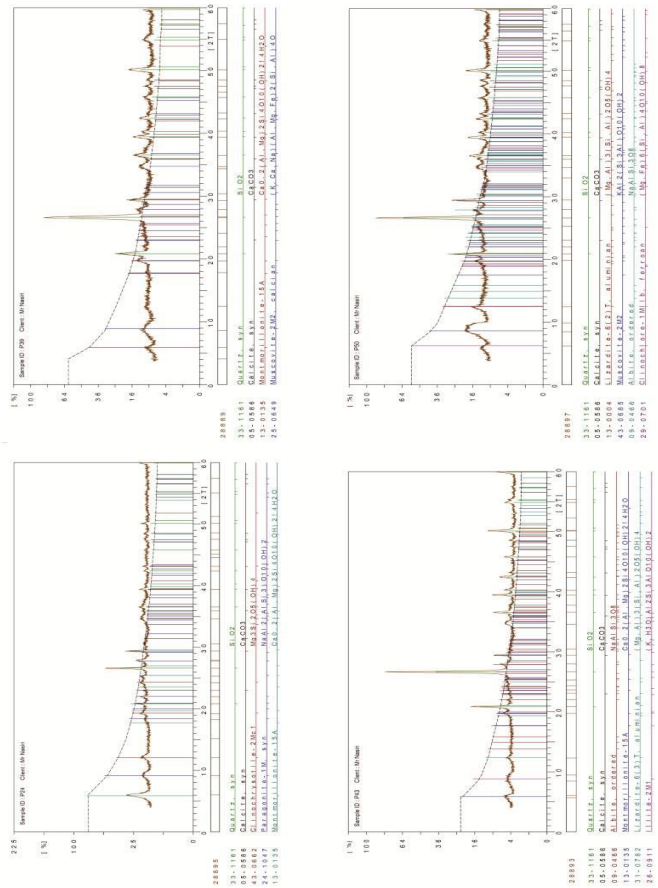
سیمان هماتیتی در سازند امیران به صورت پوشش‌های نازکی پیرامون دانه‌ها و یا پرکننده فضای خالی بوده و همه زمینه را در برگرفته است و گاه به شکل دیگری به صورت پرکننده شکستگی‌ها دیده می‌شود (شکل‌های ۴ ب، پ). هماتیتی که پیرامون دانه‌ها وجود دارد، دارای خاستگاه اولیه بوده [۱۲، ۱۳] و هماتیت پرکننده فضای خالی زمینه یک سیمان درونزادی است.

چنانچه تنها انحلال صورت گیرد، تخلخل ثانویه در سنگ ایجاد می‌شود، اما اگر شرایط شیمیایی برای ته‌نشست کانی‌های درونزادی چون کلسیت یا دولومیت فراهم باشد، فضاهای ایجاد شده توسط این کانی‌ها پرمی‌شود و تخلخل از بین می‌رود. در ماسه‌سنگ‌های سازند امیران، فرآیند انحلال و جانشینی کربنات‌کلسیم در دانه‌های چرت و فلدسپات دیده می‌شود. در این دانه‌ها، انحلال از لبه‌ها و در راستای شکستگی‌ها یا نقاط ضعیف انجام شده که با جانشینی کلسیت همراه است و ظاهری با لبه خورده شده در دانه‌های چرتی ایجاد کرده است (شکل ۴ ت).

تفسیر

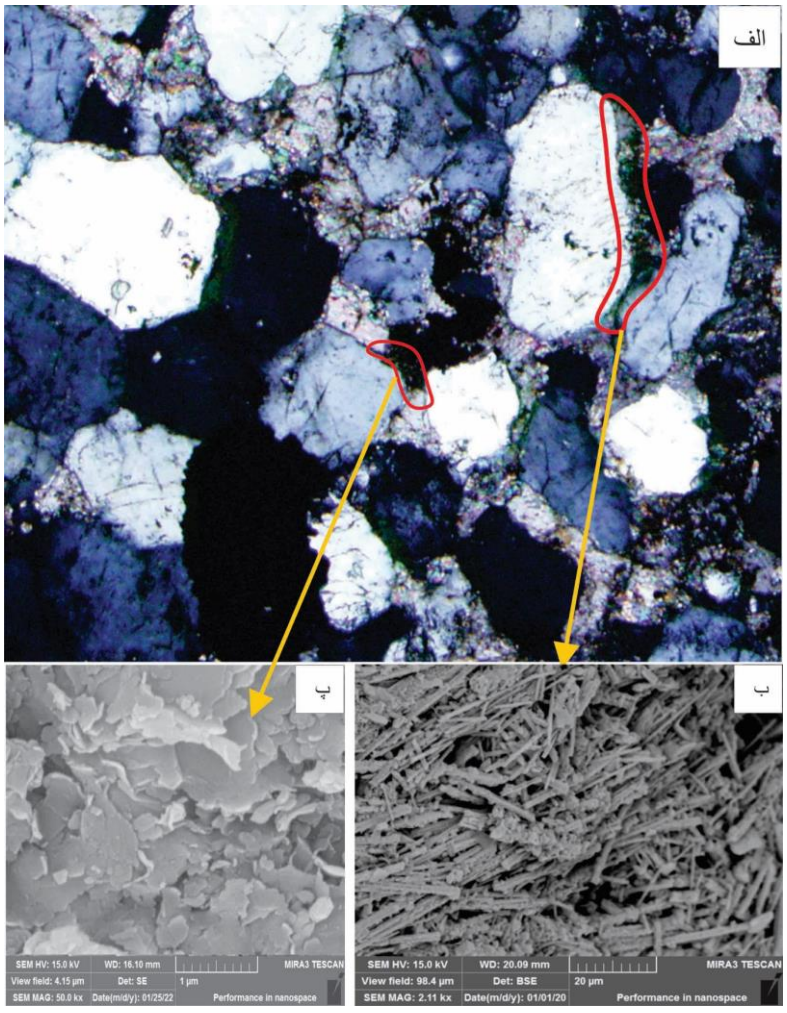
سنگ نگاری کانی‌های رسی

چنان که از الگوهای XRD برمی‌آید، کوارتز و کلسیت کانی-های اصلی و سرپانتین (کریزوتیل و لیزاردیت)، آلبیت، آنورتیت، موسکویت، اسمکتیت، پاراگونیت، کلینوکلر، ایلیت و مونت‌موریونیت، هیدروبیوتیت، مارگاریت، آنالسیم، پاراگونیت و شاموزیت به صورت کانی فرعی در سازند امیران وجود دارند (شکل ۵).

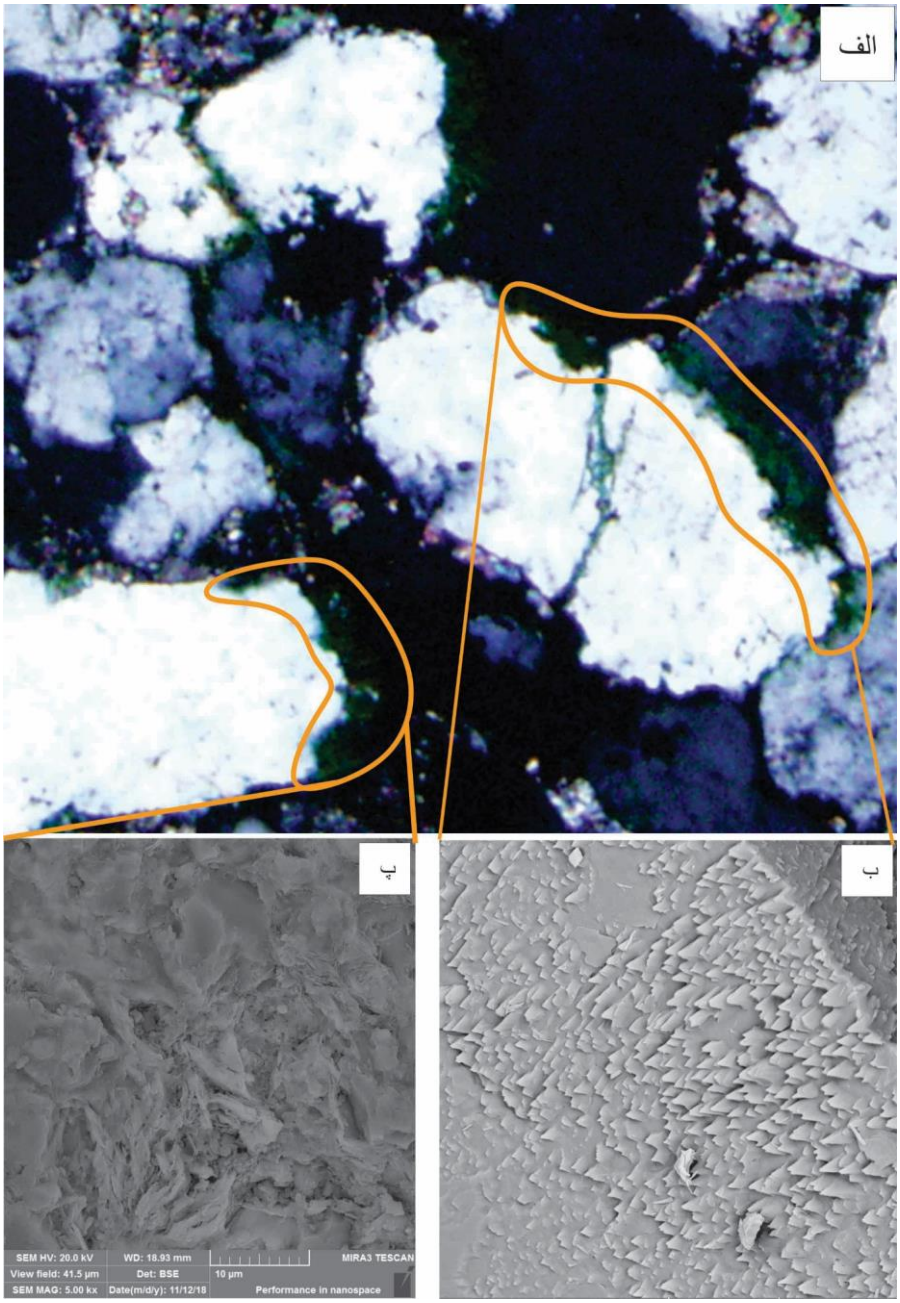


شکل ۵ نتایج XRD برای شیل‌های سازند امیران در برش پیرشمس‌الدین.

در این میان، کوارتز، آلبیت، آنورتیت و موسکویت کانی‌های اولیه هستند، درحالیکه کلسیت و کانی‌های رسی مونت-موریونیت، ایلیت، کلینوکلر و پاراگونیت کانی‌های ثانویه و برآمده از دگرسانی و درونزایی هستند. در بخش پایین توالی، کانی‌های ایلیت (شکل ۶)، موسکویت، پاراگونیت، آنورتیت، البیت، اسمکتیت و هیدروبیوتیت غالب هستند و به سمت بالای توالی، کانی‌های کوارتز، کلسیت، نانترونیت، مارگاریت، آنالسیم، مونتموریونیت، پالی‌گورسکیت و کلریت (شکل ۷) افزایش می-یابند که بیانگر عملکرد فرآیند درونزایی تدفینی در این سازند است. پلاژیوکلاز آلبیت، آنورتیت و همچنین موسکویت نشان دهنده خاستگاه آذرین هستند. در اثر تبادل‌های یونی طی دگرسانی پلاژیوکلازها و جانشینی یون سدیم به جای پتاسیم، موسکویت به پاراگونیت تبدیل می‌شود [۲، ۳]. کریزوتیل و لیزاردیت دو کانی از گروه سرپانتین (کانی‌های دگرگونی) در اثر دگرسانی سنگ‌های اولترامافیک (پریدوتیت، دونیت و هارزبورژیت) موجود در افیولیت‌ها بوجود می‌آیند. طی دگرسانی گرمابی سنگ‌های بازیک، کوارتز بوجود می‌آید و افزون بر آن، وجود کوارتز ناشی از فرسایش رادیولاریت‌ها در پهنه افیولیتی زاگرس است. در اثر دگرسانی گرمابی کانی‌های موجود در سنگ‌های بازیک، از جمله پلاژیوکلازها، یون Ca^{2+} آزاد شده و به تشکیل کانی کلسیت کمک می‌کند [۲].



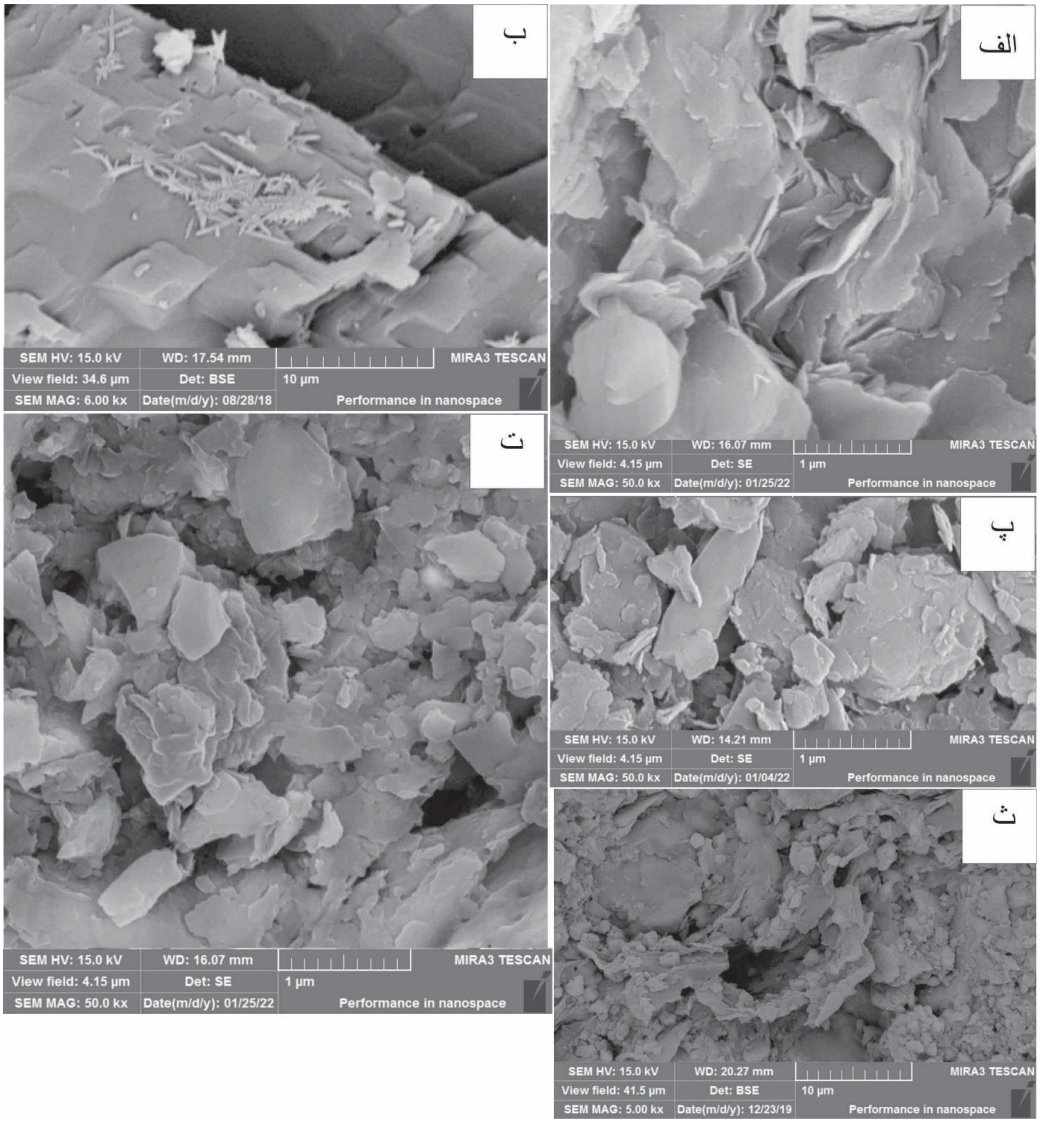
شکل ۶ تصاویر سنگ‌نگاری کانی رسی ایلیت. الف) تصویر میکروسکوپ نوری (در نور قطبیده متقاطع، XPL) ایلیت با شکل پوشاننده ذرات که مانع از تشکیل سیمان کوارتزی و درنتیجه حفظ تخلخل و تراوایی می‌شود. ب) تصویر میکروسکوپ الکترونی وبشی (SEM) ایلیت با شکل رشته ای یا مو مانند که با نفوذ رشته‌های باریک به درون فضاهای خالی و مسدودکردن گلوگاه‌های بین ذرات موجب کاهش تراوایی می‌شود. پ) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) ایلیت که اغلب به صورت ورقه‌های بسیار ریز و روی‌هم‌نشسته و گاهی همراه با لبه‌های فرسوده و نازک دیده می‌شود.



شکل ۷ تصاویر سنگ‌نگاری کانی رسی کلریت: الف) تصویر میکروسکوپ نوری (XPL) کلریت با شکل پوشاننده ذرات که مانع از تشکیل سیمان کوارتزی و درنتیجه حفظ تخلخل و تراوایی می‌شود. ب) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) کلریت با شکل بلورهای پولکی کوچک که سطح خارجی ذره‌ها را می‌پوشاند. پ) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) کلریت با خاستگاه تخریبی.

هیدروبیوتیت در اثر دگرسانی گرمابی سنگ‌های مافیک (بازالت و گابرو) بوجود می‌آید. مارگاریت میکای کلسیم‌دار است و در اثر جانشینی کلسیم ناشی از دگرسانی پلاژیوکلازها به جای پتاسیم در کانی موسکویت تشکیل می شود. آنالسیم یک فلدسپاتوئید است و در سنگ‌های اولترامافیک اشباع از سیلیس و در سنگ‌های آتشفشانی که فرصت کافی برای تبلور وجود ندارد تشکیل می‌شوند. پالی‌گورسکیت یک کانی رسی به نسبت نادر است و در محیط‌های متنوع زمین‌شناسی یافت شده (شکل ۸ الف) و از اینرو به شناسایی محیط رسوبی در زمان تشکیل کمکی نمی‌کند. شاموزیت کانی رسی به نسبت کمیاب از گروه کلریت است و مانند کلریت از دگرسانی سنگ‌های آذرین بازیک بوجود می‌آید. پیروفیلیت از تجزیه گرمابی

فلدسپات‌ها و دیگر سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار تشکیل می‌شود و نشانگر دگرگونی درجه پایین است. مونت‌موریلونیت (شکل ۸ ث) در Ph بالا، آبشویی ضعیف، تبخیر بیش از بارندگی (شرایط نیمه خشک) و از دگرسانی سنگ مادر قلیایی (بازالت و گابرو) بوجود می‌آید [۱۴]. وجود مونت‌موریونیت به جای خمیره شیشه‌ای در بازالت‌های بخش سطحی مجموعه افیولیتی مشخصه درجه دگرگونی ضعیف است [۲، ۱۴]. ایلیت در Ph نزدیک خنثی تا کمی قلیایی و با حفظ کاتیون‌های قلیایی بویژه K^+ بوجود می‌آید (شکل ۷). فلدسپارها، آمفیبول‌ها و میکاها مواد مادر آرمانی برای تشکیل این کانی هستند. همچنین طی دگرگونی درجه پایین و دگرگونی دفنی اسمکتیت‌ها، ایلیت تشکیل می‌شود [۱، ۲]. کلینوکلر (کانی رسی از گروه کلریت) در Ph نزدیک به خنثی تا کمی قلیایی، آبشویی ضعیف و از سنگ مادر قلیایی با مقدار بالای کانی‌های فرومنیزین چون بازالت و گابرو بوجود می‌آید [۱۵]. شرایط آب‌شویی ضعیف و همچنین وجود سنگ خاستگاه بازالتی برای تشکیل کلریت مناسب‌تر است [۱۶].



شکل ۸ تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) کانی های رسی: الف- پالی‌گورسکیت الیافی و کشیده. ب) کانی رسی ایلیت به شکل سوزنی که از دگرسانی فلسپات بوجود می آید، پ و ت) کانی اسمکتیت به شکل ذره‌های پف‌کرده، گل مانند، تودرتو و کرکی‌شکل که اغلب برای گروه اسمکتیت است، ث) کانی رسی مونتموریونیت.

سنگ خاستگاه اسمکتیت در شرایط Ph بالا و فعالیت زیاد یون منیزیوم تشکیل شده و از هوازدگی شیمیایی سنگ خاستگاه اندزیتی و مافیک نتیجه می‌شود (شکل‌های ۸ پ، ت). کلریت نیز در اثر هوازدگی سنگ‌های اتشفشانی بازالتی و سنگ‌های دگرگونی تشکیل می‌شود (شکل ۷). از این رو، بر اساس موارد بیان شده، وجود کانی‌هایی چون، کلریت و اسمکتیت شاهدی بر بازیک بودن سنگ خاستگاه سازند امیران است. از سویی، از آنجا که برخاستگاه زمین‌ساختی سازند امیران مجموعه فرورانش و پهنه برخوردی است و در زمان تشکیل سازند امیران افیولیت‌های هرسین و کرمانشاه به صورت گوه‌های برافزاینده روی زاگرس رانده شده اند، خاستگاه سازند امیران از فرسایش رادیولاریت‌ها در پهنه افیولیتی زاگرس است. افزایش اسمکتیت و مونت‌موریویت و کاهش ایلیت به سمت راس سازند می تواند ناشی از گرم شدن نسبی آب و هوا (شرایط گلخانه‌ای)، بالا امدن سطح آب دریا و نیز عمیق‌تر شدن حوضه رسوبی باشد. این امر با کربناتی شدن واحدهای پسین برش و با منحنی‌های جهانی سطح دریا در این زمان همخوانی دارد. هم چنین مقدار کلریت در بخش‌های بالایی چرخه رسوبی امیران افزایش می‌یابد و می‌تواند دلیل رسیدن عمق فرسایش به سنگ‌های دگرگونی زیرین باشد. همچنین از آنجا که ایلیت برآمده از نهشت در بخش‌های کم عمق‌تر حوضه است [۱۷] می‌توان کاهش ایلیت به سمت بالای سازند را بیانگر عمیق‌تر شدن حوضه رسوبی دانست. این امر با سایر بررسی‌های انجام شده در زاگرس [۱۸] و همچنین منحنی جهانی تغییرهای سطح آب دریا [۱۹] نیز تایید می‌شود. همچنین کلریت و ایلیت با خاستگاه تخریبی در شرایط آب‌شویی کم و هوازدگی در آب و هوای سرد و معتدل و یا خشک تشکیل می‌شوند. تاکر حضور همزمان اسمکتیت و ایلیت را نشان‌دهنده شرایط آب و هوایی معتدل می‌داند. از این رو، حضور همزمان ایلیت و اسمکتیت در توالی سازند امیران، نشان‌دهنده آب و هوای معتدل با آب شویی کم است [۱۹]. در این بین، کاهش ایلیت با روند گرم شدن نسبی آب و هوا در ارتباط است. با توجه به این نکته‌ها، شرایط آب و هوایی معتدل را برای واحدهای سیلیسی‌آواری این سازند در زمان ته‌نشست آن می‌توان در نظر گرفت. وجود آب و هوای معتدل و عمیق شدن حوضه با سایر بررسی‌های پیرامون کانی رسی که بر نهشته‌های کرتاسه پسین و ابتدای پالئوسن در ناحیه ایران و نقاط دیگر جهان صورت گرفته است همخوانی دارد [۱۸]. با توجه به کانی‌های شناسایی شده در الگوهای XRD، سنگ‌های آذرین و دگرگونی موجود در مجموعه افیولیتی رادیولاریتی پهنه فرورانش زاگرس خاستگاه کانی‌های اولیه و ثانویه نام برده هستند.

توالی پاراژنتیکی در ماسه‌سنگ‌ها

شناسایی فرایندهای درونزایی با بررسی‌های سنگ نگاری نشان می‌دهد که سنگ‌های سیلیسی آواری سازند امیران سه مرحله درونزایی اولیه، میانی و پایانی را تجربه کرده‌اند (شکل ۹). ویژگی‌های هر یک از این مراحل در ادامه بیان می‌شود.

درونزایی اولیه (ائوژنز)

مهم‌ترین فرآیندهایی که در این مرحله بر سنگ‌های سیلیسی آواری سازند امیران اثر داشته‌اند شامل سیمانی شدن اولیه با کلسیت به صورت بافت پوئیکیلوتوپیک و اکسیدآهن، کاهش تخلخل، آغاز فشردگی با برخوردهای نقطه‌ای، مماسی و طولی است. یکی از خاستگاه‌های کلسیت برای ته‌نشینی سیمان کلسیتی می‌تواند لایه‌های کربناتی موجود در سازند امیران باشد. سیال‌های اشباع از کلسیت با عبور از لایه‌های کربناتی و انحلال خرده‌هایی چون پوسته‌های فسیلی به حالت ابراشباع درآمده و منبع مهمی برای ته‌نشینی سیمان کلسیتی در لایه‌های سیلیسی‌آواری به حساب می‌آیند [۲۰، ۲۱]. منبع دیگر فراهم کننده کلسیت برای ایجاد سیمان کلسیتی خرده سنگ‌های آتشفشانی هستند. در واقع زمانی‌که خرده سنگ‌ها به کانی‌های رسی دگرسان می‌شوند، یون کلسیم آزاد می‌شود که می‌تواند تأمین کننده کلسیم برای تشکیل سیمان کلسیتی باشد. ورود سیال‌های جوی منجربه دگرسانی فلدسپات به کانی رسی کائولینیت می‌شود [۲۲]. در این منطقه با توجه به ترکیب شیمیایی آب، برخی از دانه‌های کربناتی انحلال می‌یابند و یون کلسیت لازم برای ته‌نشینی سیمان در رسوب ها فراهم می‌شود. سیمان کربناتی رایج در سازند امیران به‌شکل سیمان کلسیت فراگیر (بافت پوئیکیلوتوپیک) بوده که چند دانه‌آواری را دربرگرفته است. این سیمان در مرحله ائوژنز تشکیل می‌شود و با سخت کردن رسوب‌ها مانع از تراکم آن‌ها درطی دفن می‌شود. تشکیل سیمان کلسیتی در سازند امیران از مراحل اولیه درونزایی تا مراحل دفنی عمیق ادامه داشته است.

درونزایی میانی (مزوژنز)

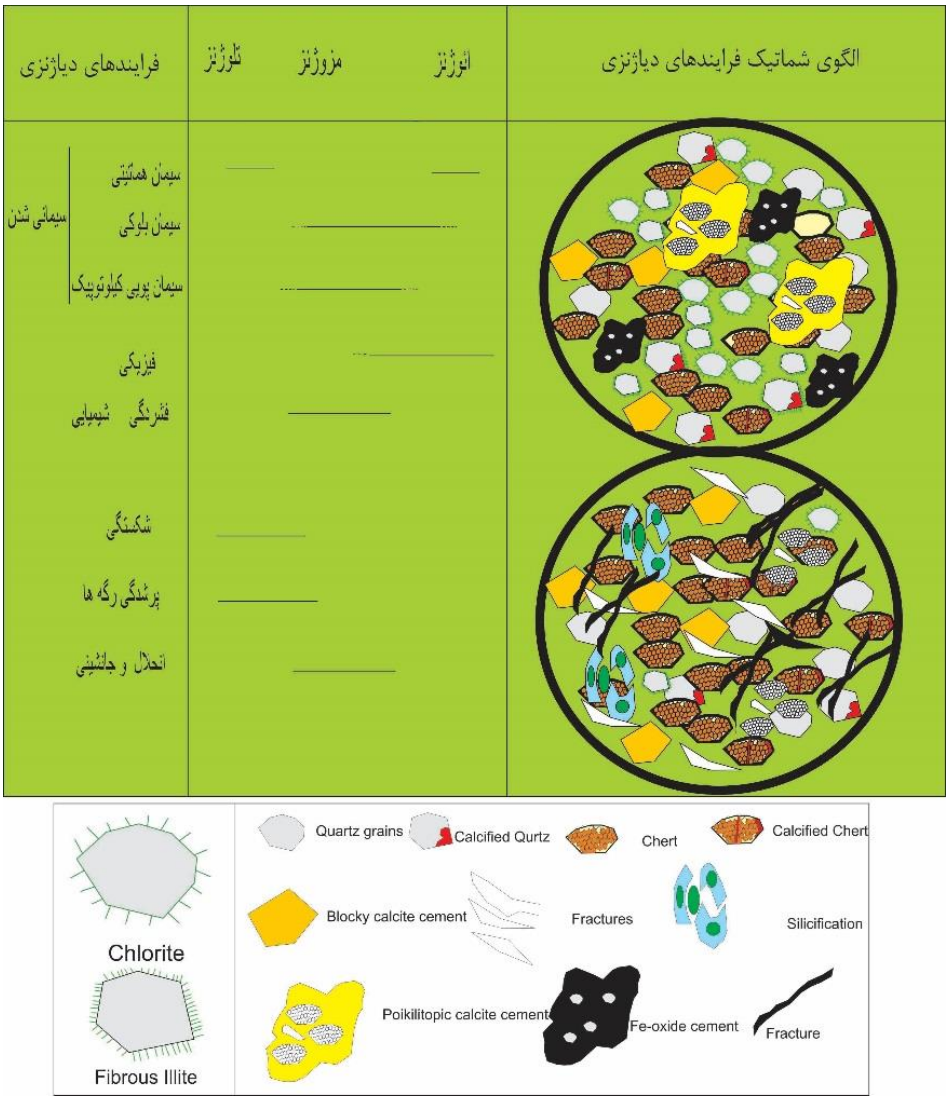
وجود کانی‌های پایدار کلریت و ایلیت در نمونه‌های سازند امیران و نبود کانی‌های ناپایدار چون کائولینیت و کانی‌های

رسی لایه‌های ادغـام شـده، نشانگر دمـای بـالای رسوب‌ها بوده که طی درونزایی تبـدیل بـه کانی‌هـای پایدار نام برده گردیده اسـت [۲۳]. از سویی، احتمال این که کلریت و ایلیـت ناشی از دگرسانی سنگ‌های قدیمیتر پهنه سنندج سیرجان باشند وجـود دارد، که به صورت مدل مجموعه فرورانش اجزای تشکیل دهنده سازند امیران را فراهم کرده است. بررسی‌های میکروسکوپ الکترونی صورت گرفته بر روی نمونه‌های ماسه-سنگی سازند امیران بیانگر حضور کانی رسی کلریت و ایلیت در حاشیه و سطح دانه‌ها می‌باشد. در بررسی‌های سنگ‌نگاری ماسه سنگ‌های سازند امیران، کانی‌های رسی کلریت و ایلیت به صورت پوشش نازکی پیرامون دانه‌ها دیده می‌شوند که نبود آن در محل تماس دانه‌ها نشان دهنده خاستگاه درونزادی آن است. کلریت برجازا متداول‌ترین و مهم‌ترین کانی رسی با شکل پوشاننده ذره‌ها در ماسه‌سنگ‌هاست که هم در شرایط درونزایی اولیه و هم شرایط درونزایی میانی تشکیل میشود. کلریت پوشاننده ذره‌ها از مجموعه‌ای از بلورهای‌کوچک تشکیل میشود که به‌طورعمود برسطح خارجی دانه‌های تخریبی رشد میکند. کانی‌های رسی دارای Fe^{2+} مربـوط بـه مرحلـه درونزایی میانی بـــوده کـــه شـــامل کلریـــت و ایلیـــت هستند [۲۴]. کانی رسی ایلیت به صورت سیمان، به طور معمول دمـای بـیش از ۱۲۰ درجـه سانتیگـراد را نشان می‌دهد [۲۵] که بیانگر اثر دمای بالا مربوط به درونزایی دفنی در سازند امیران است. بر اساس نظر وردن و مراد [۲۳] واکنشـهای تشـکیل ایلیت بیشتر در عمق زیـاد و در مرحله درونزایی دفنـی عمیـق ایجاد می‌گردند که نشان‌دهنده مراحل درونزایی دفنـی عمیـق در سازند امیران است. در اثر انحلال دانه‌های فرومنیزین چون خرده‌سنگ‌های آتش‌فشانی، کاتیون‌های ضروری برای ته‌نشینی برخی از کانی‌ها چون کانی رسی کلریت فراهم آمده و منجربه ته‌نشینی کانی کلریت به‌جای خرده‌سنگ‌های آتش‌فشانی شده است [۲۴]. از جمله فرایندهایی که طی درونزایی تدفینی در سازند امیران رخ داده است می‌توان به تراکم شیمیایی و ایجاد رگه‌های انحلالی در اثر فشار تدفین اشاره کرد. تماس‌های محدب - مقعر بین دانه‌های سیلیسی‌آواری و استیلولیت در رخساره‌های آواری نیز در اثر تراکم شیمیایی طی مزوژنز ایجاد شده‌اند. آب‌های حفره‌ای با املاح ناشی از انحلال فشاری و تجزیه دانه‌های ناپایدار، غنی شده و سیمان‌هایی چون کربناتی را در فضای خالی بین دانه‌ها ته‌نشین می‌کنند [۲۶]. سیمان-های آهن‌دار اغلب در منطقه ودوز و در اعماق دفن کم تشکیل می‌شوند، اما امکان تشکیل این نوع سیمان طی بالاآمدگی نیز وجود دارد [۲۶]. اشباع بودن سیال‌های منفذی نسبت به فاز کربنات کلسیم اغلب باعث نرخ رشد آهسته بلورها می‌شود. تشکیل سیمان پوئیکیلوتوپیک به محیط‌های تدفینی نسبت داده می‌شود. در بافت قطعه‌ای، بلورهای کلسیت فضای بین دانه‌ای را پرمیکنند که تأیید کننده درونزایی تدفینی است. در مورد ماسه سنگ‌های دریایی، مهم‌ترین خاستگاه این کربنات به انحلال خرده‌های زیست زایشی مربوط می‌شود. از این رو خاستگاه سیمان در مورد ماسه سنگ‌های سازند امیران به انحلال خرده‌های زیست زایشی مربوط است. در این مرحله با افزایش عمق و دما، کائولینیت و فلدسپات پتاسیم‌دار مصرف شده و کانی رسی ایلیت تشکیل شده است [۲۷]. از این رو، نبود کائولینیت بیانگر دمای بالای رسوب‌ها بوده که طی درونزایی تدفینی، بـه کانی پایدار ایلیت تبدیل شده اسـت [۲۴]. واکنشـهای تشـکیل ایلیت بیشتر در عمق زیـاد و در مرحلـه درونزایی دفنـی عمیـق ایجاد می‌گردد [۲۷]. تبدیل کائولن بـه کلریت در اعماق ۲/۵ تـا ۴/۵ کیلـومتر با دمای ۱۶۵-۲۰۰ درجه سانتیگراد [۲۸] تا ۲/۵ کیلومتر با دمای ۱۰۰ درجه سانتیگراد [۲۹] بوده است. با توجه به موارد بیان شده برای نمونه‌های سازند امیران در مرحلـه مزوژنـز، حضـور کلریت به همراه ایلیت (Chlorite+Illite) با کائولن تشخیص داده نشده است. از این رو نبود کائولینیت و کاهش کانی‌های رسی ادغام شده نشانگر افزایش درونزایی دفنی عمیق است [۲۷]. بر پایه نظر کریم و همکاران [۳۰] و وردن و مراد [۲۵]، نبود کائولینیت به احتمال بسیار نشان‌دهنده تبدیل آن طی درونزایی دفنی است که در نمونه‌های سازند امیران کانی کائولینیت شناسایی نشد. حضور همزمان دو کانی اسمکتیت و پالیگورسکیت احتمال تبدیل کانی اسمکتیت به پالیگورسکیت را تقویت میکند. بر پایه حضور پالیگورسکیت در بخش های بالایی توالی، میتوان گفت که این منطقه نیز در اثر دریاچه‌ها و لاگون‌های کم‌عمق ایجاد شده است که به سمت بالای توالی سازند امیران واحدهای کربنات کم عمق تشکیل شده اند و نشان دهنده محیط لاگون کم عمق هستند [۷]. روند کاهشی ایلیـت و همچنین افـزایش مقدار اسمکتیت و کلریت به سمت بالای توالی، بیانگر افزایش دما و عملکرد فرآیند درونزایی تدفینی در این سازند است. خاستگاه رس‌های سازند امیران بیشتر ثانوی و برآمده از دگرسانی خرده‌سنگ‌ها، پلاژیوکلازها و فلدسپات‌های قلیایی بوده و گاهی نیز خاستگاه خارجی به

صورت جریانی با توزیع لایه‌ای است [۳۱، ۳۲]. الگوی توزیع رس‌های خودزا (اتوژن) به صورت پرکننده، پوشش‌دهنده و پل زننده بین منافذ است که تخلخل و تراوایی سازند را کاهش میدهد.

درونزایی نهایی (تلوژنز)

شکستگی، پرشدگی رگه‌ها و تشکیل سیمان اکسید آهن از جمله فرآیندهایی هستند که در این مرحله صورت می‌گیرد. شکستگی‌ها اغلب در مراحل پایانی درونزایی و طی بالاآمدگی رسوب ها و در اثر نیروهای زمین ساختی ایجاد می‌شوند [۲۶]. در شکل ۹، مدل درونزایی سنگ‌های سیلیسی‌آواری سازند امیران ارائه شده است. سازند امیران پس از بالاآمدن و رخنمون یافتن در اثر فشارهای زمین ساختی و اثر آب‌های جوی اسیدی دچار تغییرهای زیادی شده است. فشارهای زمین ساختی موجب گسترش شکستگی در سنگ‌ها شده و راه ورود جریان آب‌های جوی را باز کرده است. این امر موجب انحلال کلسیت شده است. همچنین دگرسانی فلدسپات‌ها در زمان تلوژنز نیز رخ داده است. شکستگی‌های ایجاد شده دراثر نیروهای زمین ساختی با آب‌های متئوریک غنی از یون‌های کلسیت سیمانی شده اند. با ورود آب‌های جوی اسیدی، فلدسپات‌های پتاسیم‌دار که طی دو مرحله پیشین انحلال نیافته و یا دگرسان نشده‌اند به کانی‌های رسی دگرسان شده و یا با کلسیت جایگزین شده‌اند [۳۳، ۳۴]. اکسایش به کانی‌های آهن‌دار نیز در این مرحله در شرایط اکسایشی در اثر آب‌های جوی انجام شده است.



شکل ۹ توالی پاراژنتیکی سنگ‌های سیلیسی‌آواری سازند امیران به همراه طرحواره نشان‌دهنده اثر کانی‌های رسی خودزا با شکل پوشاننده ذره‌ها در منطقه مورد بررسی.

برداشت

در این پژوهش، فرآیندهای درونزایی موثر بر سنگ‌های سیلیسی‌آواری شامل سیمانی‌شدن (اکسید آهن، قطعه‌ای و دربرگیرنده)، فشردگی (فیزیکی و شیمیایی)، انحلال و جانشینی هستند. این فرآیندها در سه محیط درونزایی ائوژنز، مزوژنز و تلوژنز رخ داده‌اند. مهمترین فرایند درونزایی شامل سیمان قطعه‌ای و پوئیکیلوتوپیک بوده که نشان دهنده اثر بیشتر مرحله مزوژنز است. فراوانترین کانی های رسی در سازند امیران ایلیت و کلریت و مربـوط بـه مرحلـه مزوژنز هستند. حضور کانی‌های پایدار کلریت و ایلیت و نبـود کانی‌های ناپایدار چون کائولینیت، نشان دهنده دمای بالای مرحله مزوژنز است. در این برش، افزایش کانی‌های رسی مونت‌موریونیت و اسمکتیت و کاهش کانی رسی ایلیت به سمت راس سازند می-تواند ناشی از گرم شدن نسبی آب و هوا طی ماستریشتین پسین تا پالئوسن در نظر گرفته شود. با توجه به بررسی کانی-های رسی، شرایط آب و هوایی معتدل را برای واحدهای سیلیسی‌آواری این سازند در زمان ته نشست آن می توان در نظر گرفت. وجود آب و هوای معتدل و عمیق شدن حوضه رسوبی با سایر بررسی‌ها بر کانی‌های رسی نهشته های کرتاسه پسین و ابتدای پالئوسن در ناحیه ایران و نقاط دیگر جهان همخوانی دارد و نشان دهنده پیروی حوضه زاگرس از تغییرهای جهانی سطح آب دریا است.

قدردانی

از دانشکده علوم پایه مجتمع آموزش عالی گناباد و دانشگاه لرستان جهت انجام مطالعات پتروگرافی و XRD تشکر و قدردانی می‌شود.

مراجع

[1] Kang Y., Zhu R., Liu K., Zhang J., Zhang S., "*Detrital and authigenic clay minerals in shales: A review on their identification and applications*", Heliyon 10 (2024) e39239.

[2] Ali Khoudja S.A. Chellat S., Hacini M., "*Petrography and authigenic chlorite in the Siegenian reservoir rocks, Berkine Basin, eastern Algerian Sahara*", Arabian Journal Geoscience 13 (16) (2020) https://doi.org/10.1007/s12517-020-05759-z.

[3] Wilson M.D., Pittman E.D., "*Authigenic clays in sandstones: Recognition and influence on reservoir properties and paleo-environmental analysis*", Journal of Sedimentology Petrology 47 (1977) 3-31.

[4] Naderizadeh, Z., Hossein Khademi, H., Ayoubi, S., Zolfi Bavariani, M., "*Distribution of palygorskite and associated clay minerals in the Cenozoic rocks of the Bushehr Province*", Crystallography and Mineralogy of Iran 31(3) (2023) 523-536. (in persian).

[5] Do Campo M., Bauluz B., del Papa C., "*Evidence of cyclic climatic changes recorded in clay mineral assemblages from a continental Paleocene-Eocene sequence, northwestern Argentina*", Sedimentary Geology 368 (2018) 44–57, https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.03.007.

[6] Nasiri Y., Moussavi-Harami R., Mahboubi A, Bayet-Goll A., "*Deep Marine Trace Fossil Assemblages and their Palaeo- Environmental Significance from the Paleocene Amiran Formation in SW Lorestan*", Geosciences journal (Stratigraphy & Sedimentology) 22 (86) (2012) 229-244. Doi: 10.22071/gsj.2012.54091. (in persian).

[7] Nasiri Y., Mahboubi A, Moussavi-Harami R, Khazaei A.R., Yousefi B., "*Reconstruction of The sedimentary environment of siliciclastic – carbonate sediments of Amiran Formation (Upper Cretaceous – Paleocene) in SW Lorestan*", Iranian Journal of Geology 27 (2013) 74-55. (in persian).

[8] Bayet-Goll A., Neto De Carvalho C., Mahboubi A, Moussavi-Harami R, Nasiri Y., "*Depositional environments and ichnology of the deep-marine succession of the Amiran Formation (upper Maastrichtian–Paleocene), Lurestan Province, Zagros Fold– Thrust Belt, Iran*", Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 401 (2014) 13–42.

[9] Nasiri Y., Taghdisi Nikbakht S., Sedaghatnia M., Moussavi-Harami R., Mahboubi A., "*Analysis of diagenesis systems of carbonate units of Amiran Formation (Upper Maastrichtian-Paleocene) based on petrographic and elemental geochemistry studies, Folded Zagros, south-western Lorestan*", Applied Sedimentology (2024) Doi: 10.22084/psj.2024.29865.1452. (in persian)

[10] Alavi M., "*Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution*", American Journal of Science 304 (2004) 1-20.

[11] Moore D.M., Reynolds R.C., "*X-ray diffraction and Identification and Analysis of Clay Minerals*", Oxford University Press, New York, (1997) 378 p.

[12] Kunze C.W., "*Pretreatment for mineralogical analysis*", *in: Methods of soil analysis, Black C.A et al*, American Society of Agronomy mc (1965) pp 568-577.

[13] Tucker M.E., "*Sedimentary Petrology*". 3rd edition, *Blackwell Science Ltd (*2001) 262 p.

[14] McMahon P.B., Chapelle F.H., Falls W.F., Bradley P.M., "*Role of microbial processes in linking sandstone diagenesis with organic rich clays*", Journal of Sedimentary Petrology (1992) 62: 1–10.

(2021) 106239, https://doi.org/10.1016/j.clay.2021.106239.
[25] Worden R.H., Morad S., "*Clay minerals in sandstones: Controls on formation, distribution and evolution, in Worden, R.H. and Morad, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones*", International Association of Sedimentologists, Special Publication, 34 (2003) 3–41.
[26] El-ghalia M.A.K., Morada S., Mansurbega H., Cajae M.A., Siratd M., Ogle N., "*Diagenetic alterations related to marine transgression and regression in fluvial and shallow marine sandstones of the Triassic Buntsandstein and Keuper sequence, the Paris Basin, France*", Marine and Petroleum Geology 26 (2009) 289–309.
[27] Han S., Löhr S.C., Abbott A.N., "*Authigenic clay mineral evidence for restricted, evaporitic conditions during the emergence of the Ediacaran Doushantuo Biota*", Communications Earth & Environment 3 (1) (2022) 165, https://doi.org/10.1038/s43247-022-00495-6.
[28] Boles J.R., Franks S.G., "*Clay diagenesis in Wilcox sandstone of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation*", Journal of Sedimentary Petrology, 49 (1979) 55-70.
[29] Curtis C.D., Hughes C.R., Whiteman J.A., Whittle C.K., "*Compositional variation within some sedimentary chlorites and some comments on their origin*", Mineralogical Magazine, 49 (1985) 375-386.
[30] Karim A., Pe-piper G., & Piper D.J.W., "*Controls on diagenesis of Lower Cretaceous reservoir sandstones in the western Sable Subbasin, offshore Nova Scotia*", Sedimentary Geology, 224 (2010) 65-83.
[31] Muhammad Wafid A.N., Heri Hermiyanto Z, Hermawan W., & Ronaldo I., "*Clay Mineral Characteristics of the Damar Formation in the Southern Part of the Coastal Area of Semarang and Kendal, Central Java*", Jurnal Geologi dan Sumberdaya Mineral, 26(3), (2025) 197-210.
[32] Zhao X., Zhang Y., & Liu Q., "*Potassium ion roles in illite interlayer bonding and diagenetic transformations*", Applied Clay Science, 214 (2023) 106557.
[33] Singh A., Verma S., & Kumar, P., "*Clay mineralogical evolution in marine sediments: Focus on kaolinite-smectite associations*", Marine Geology, 447 (2022) 106714
[34] Rigby S.P., & Himona E., "*Methods of Pore Structural Characterisation of Sedimentary Rocks and Their Constituent Minerals*", Minerals, 14(8) (2024) 756.
[15] Wunderlin C.A., Collo G., Ezpeleta M., "*Authigenic and detrital clay minerals as indicators of paleoenvironmental and postdepositional evolution in a Cretaceous–Cenozoic succession from Argentine Central Andes*", Sedimentary Geology 437 (2022) 106179, https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2022.106179.
[16] Rafiei M., Lohr S., Baldermann A., "*Quantitative petrographic differentiation of detrital vs diagenetic clay minerals in marine sedimentary sequences: implications for the rise of biotic soils*", Precambrian Research 350 (2020) 16, https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105948.
[17] Worden R.H., Griffiths J., Wooldridge L.J., *Chlorite in sandstones*, Earth Science Review 204 (2020) 103105, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103105.
[18] Khormali F., Abtahi A., Owliaie H.R., "*Late Mesozoic- Cenozoic clay of southern Iran and their palaeoclimatic implications*", Clay Minerals 40 (2005) 191-203.
[19] Vail P.R., Mitchem R.M., Thmpson S., "*Seismic stratigraphy and global change of sea-level. In: C. E. Payton (Ed.), Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*", American Association of Petroleum Geologist, Memoir 26 (1977) 83-97.
[20] Trombetta M.C., Guadagnin F., Kumaira S., Caron F., Gonçalves G., "*Composition and diagenesis of Neoproterozoic Guaritas Group sandstones in the Minas do Camaquã fault zone, Camaquã Basin*", Journal of South American Earth Sciences, (2019) .
https:// oi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.003.
[21] Oliveira R.S., Truckenbrodt W., "*Provenance and diagenesis of Guamá Sandstone, northeastern Pará, Brazil: A Silurian link between the Amazonas and Parnaíba basins*", Journal of South American Earth Sciences 90 (2019) 265-281.
[22] Zhang H., Peng J., Lin X., Li B., Xia Q., "*Diagenesis and its controlling factors of Lower Donghetang Formation tight sandstone reservoir in Bachu area, Tarim Basin, China*", Geosciences Journal 22 (2) (2018) 327- 336.
[23] Xie W.D., Chen S., Vandeginste V., "*Review of the effect of diagenetic evolution of shale reservoir on the pore structure and adsorption capacity of clay minerals*", Energy & Fuels 36 (9) (2022) 4728–4745, https://doi.org/10.1021/acs.energyfuels.2c00675.
[24] Zhu H., Huang C., Ju Y., "*Multi-scale multi-dimensional characterization of clay-hosted pore networks of shale using FIBSEM, TEM, and X-ray microtomography: implications for methane storage and migration*", Apply Clay Science 213