

پتروگرافی و رده‌بندی تراورتن‌های قروه-تکاب بر اساس تجزیه‌های ایزوتوپی و تصاویر SEM

ریحانه روشنک*^۱، فرید مُر^۲، بهنام کشاورزی^۳، صفیه امیدیان^۴

۱- دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲- استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

۳- دانشیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

۴- دانشجوی دکتری ژئوشیمی، دانشگاه ETH، زوریخ، سوئیس

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۵/۲۶

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۵/۹/۱۰

چکیده

در این پژوهش تراورتن‌های مناطق قروه، بیجار و تکاب، شمال غرب ایران، مورد بررسی‌های کانی‌شناختی و ایزوتوپی قرار گرفته‌اند. با استفاده از نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های ^{18}O و ^{13}C ، تراورتن‌های منطقه در رده گرم‌زاد (Thermogene) رده‌بندی، و منشاء CO_2 موجود در آب چشمه‌های تراورتن ساز، ماگمایی تعیین شد. همچنین این تراورتن‌ها از نظر سنگ‌رخساره در سه رده قلوهای، انکوئید و قشرهای بلورین جای می‌گیرند. مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ این تراورتن‌ها در محدوده (6.1% تا 9.8%) قرار دارد. یکی از دلایل افزایش مقدار ایزوتوپ کربن در این نهشته‌ها، وجود ریزاندامگان‌هایی (Microorganisms) مانند جلبک‌ها است که حضور آن‌ها در تصاویر میکروسکوپ الکترونی (SEM) نیز تایید شد. بر اساس نتایج XRD، فاز غالب کانیایی در بیشتر نمونه‌های منطقه مطالعاتی کلسیت بوده در حالیکه کانی‌های آراگونیت و اکسیدهای آهن نیز به وفور یافت شد. با بررسی پتروگرافی مقاطع نازک و تصاویر SEM، تراورتن‌های محور قروه-تکاب از نظر ریزبافتاری (Microfabric) به چهار رده فشرده، لایه‌ای، اکسید آهن‌دار و تراورتن‌های آراگونیت دار تقسیم‌بندی شدند.

واژه‌های کلیدی: پتروگرافی، ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن، تصاویر SEM، تراورتن، محور قروه-تکاب.

مقدمه

اصطلاح تراورتن توسط کوهن (۱۸۶۴) به کار رفته است و در وسیع‌ترین معنای آن به همه رسوبات کربناته غیردریایی تشکیل شده نزدیک چشمه‌های زمینی، رودخانه‌ها، دریاچه‌ها، و غارها اشاره دارد (ساندرز و همکاران، ۱۹۶۷). تراورتن‌ها سنگ آهک سفید، قهوه‌ای یا کرم رنگ هستند که حاوی کانی‌های کلسیت و آراگونیت هستند (بیت و جکسون، ۱۹۸۷؛ فورد و پدلی، ۱۹۹۶؛ پدلی، ۲۰۰۹). تخلخل بین بلوری تراورتن‌ها کم تا متوسط است (پنتکست، ۲۰۰۵). تراورتن‌ها یکی از شواهد طبیعی برای ردیابی فعالیت‌های چشمه‌های آب‌گرم محسوب می‌شوند (ویسی و همکاران، ۲۰۰۸؛ کروسبی و همکاران، ۲۰۰۶). چشمه‌های آب‌گرم غالباً در اطراف نواحی آتشفشانی و حتی در اطراف آتشفشان‌های خاموش دیده می‌شوند. (درویش زاده، ۱۳۶۵). فرآیند اصلی تشکیل تراورتن، گاززدایی از دی اکسید کربن آبدار است که این فرآیند همراه با تبخیر انجام می‌شود. در سطح زمین به علت افت فشار، کاهش دما، آزاد شدن دی اکسید کربن و همچنین فرآیند تبخیر، بلورهای کلسیت و آراگونیت تشکیل شده و به صورت لایه‌های نازکی بر روی یکدیگر رسوب می‌کنند (درایسدیل، ۱۹۹۹). رسوب‌گذاری تراورتن عمدتاً بر روی سطوح شیب‌دار و بستری که رسوبات بر روی آن قرار دارند، بصورت مورب و موج‌دار رخ می‌دهد. تراورتن‌هایی که به صورت برج‌ها تشکیل شده‌اند، به ندرت لایه‌بندی افقی دارند (پنتکست، ۲۰۰۵). لایه‌بندی رسوبات کربناتی محصول واکنش رقابتی بین رشد میکروبی و رسوب‌گذاری غیرآلی است (آلترمن، ۲۰۰۸). سن اغلب نهشته‌های تراورتن جهان، از جمله تراورتن‌های ایتالیا و آمریکا، کواترنری تعیین شده است (گو و رایدینگ، ۱۹۹۸؛ فوک و همکاران، ۲۰۰۰).

محدوده مورد مطالعه

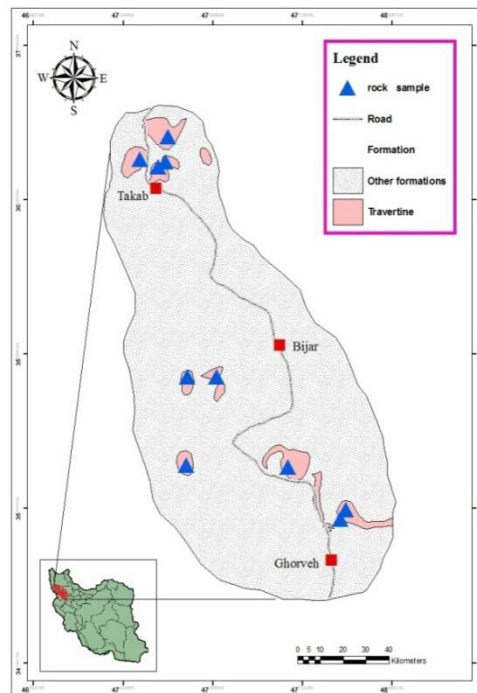
محور قروه- تکاب در لبه شمالی زون سندج- سیرجان و در محدوده نقشه‌های چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ قروه، بیجار، دیواندره، تکاب و تخت سلیمان واقع شده است. این منطقه از لحاظ تقسیمات کشوری جزء استان‌های کردستان و آذربایجان غربی است. منطقه مورد مطالعه در طول جغرافیایی $E 00^{\circ} 47'$ تا $E 30^{\circ} 48'$ و عرض جغرافیایی $N 30^{\circ} 35'$ تا $N 50^{\circ} 35'$ واقع شده است. منطقه مورد مطالعه مساحتی در حدود ۷۴۸۳ کیلومتر مربع دارد. این منطقه از شمال به ارتفاعات چهار طاق، قیذرجه و زرشوران و از جنوب به ارتفاعات جنوب قروه (توده‌های نفوذی گرانودیوریتی- گرانیتی) منتهی می‌شود (آقاناتی، ۱۳۸۳). هدف از انجام این پژوهش تعیین منشاء و رده‌بندی تراورتن‌های محور قروه تکاب بر اساس تجزیه ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن و همچنین بررسی ریزبافتاری نمونه‌ها با استفاده از تصاویر SEM است.

مواد و روش‌ها

در این مطالعه بیش از ۳۰ نمونه دستی از تراورتن‌های غرب کردستان و جنوب آذربایجان غربی برداشته شد (شکل ۱). با توجه به نقاط نمونه‌برداری، برخی نمونه‌ها برای بررسی‌های سنگ شناختی، تهیه مقاطع نازک، تعیین سنگ رخساره، تهیه تصاویر SEM، تجزیه XRD و انجام تجزیه ایزوتوپی عناصر اکسیژن و کربن انتخاب شدند. تجزیه SEM در بخش مهندسی مواد دانشکده مهندسی دانشگاه شیراز، تجزیه XRD توسط سازمان زمین‌شناسی شمال غرب کشور و تجزیه‌ها ایزوتوپی در آزمایشگاه ETH Zurich سوئیس انجام شد. از نمونه تراورتن‌های مناطق قروه، بیجار و تکاب تعداد ۳۰ مقطع نازک تهیه شد و با

داده شده و سپس با میکروسکوپ الکترونی روبشی مطالعه شد. این تجزیه در بخش مهندسی مواد دانشکده مهندسی دانشگاه شیراز انجام شد.

میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفت. همچنین به منظور تهیه تصاویر SEM، ۶ نمونه تراورتن با قطر حدود یک سانتی متر با طلا پوشش



شکل ۱: موقعیت نقاط نمونه برداری تراورتن ها

(Metogene) تقسیم می شوند (پنتکست، ۲۰۰۵).
 منشاء CO_2 نقش بسزایی در رده بندی تراورتن ایفا می کند. تراورتن هایی که از آب زیرزمینی حاوی یک حامل جوی تشکیل شده اند را سطحی زاد می نامند (پنتکست و وایلز، ۱۹۹۴). تراورتن های سطحی زاد اغلب در چشمه های نواحی پوشیده از کربنات یا گاهی کانی های تبخیری مثل ژیپس، شکل می گیرند. در این تراورتن ها غلظت کربن غیرآلی حل شده (DIC) به ندرت به ۴۸۰ ppm (به شکل HCO_3^-) و همچنین غلظت کلسیم حل شده به ۱۶۰ ppm (به صورت Ca) می رسد (پنتکست، ۲۰۰۵).
 تراورتن های سطحی زاد از ^{13}C تهی هستند و $\delta^{13}C$ آنها گستره ای از -۲ تا -۱۲ ‰ است. میانگین

بحث و نتایج

تعیین منشاء و رده بندی تراورتن ها بر اساس تجزیه ایزوتوپی و مطالعه با SEM
 تجزیه $\delta^{18}O$ تراورتن ها، اطلاعاتی در مورد دمای نهشت و منشاء آب به دست می دهد (هوفز، ۲۰۰۴).
 تجزیه $\delta^{13}C$ نیز اطلاعاتی در مورد منشاء کربن به دست می دهد که با استفاده از آن می توان تراورتن ها را از نظر زمین شیمی دی اکسید کربن رده بندی کرد (پنتکست، ۲۰۰۵؛ ملزیک و همکاران، ۲۰۰۱؛ پاسوانوگلو و همکاران، ۲۰۱۱). با استفاده از تجزیه ایزوتوپ های کربن و اکسیژن، نهشته های تراورتن از لحاظ منشاء به دو دسته گرمزاد (Thermogene) و سطحی زاد

تا ۸+ ‰ است. تراورتن‌های گرمزاد توزیع محلی بیشتری نسبت به نهشته‌های سطحی‌زاد دارند و بیشتر با مناطق آتشفشانی اخیر و فعالیت‌های تکتونیکی همراه هستند (پنتکست، ۲۰۰۵). به منظور اندازه‌گیری‌های ایزوتوپی، تعداد ۸ نمونه تراورتن منطقه مطالعاتی را پس از پودر کردن در ظروف شیشه‌ای ۱۰ گرمی ریخته و پس از برچسب گذاری به آزمایشگاه ETH Zurich کشور سوئیس، ارسال شد. نمونه‌های ارسالی مورد تجزیه ایزوتوپی اکسیژن و کربن قرار گرفت. در جدول ۱ نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های ^{18}O و ^{13}C نمونه‌های تراورتن مناطق قروه، بیجار و تکاب که با استفاده از استاندارد تشکیلات کرتاسه PD در کارولینای جنوبی (VPDB)، بر حسب (per mil) ‰ و با دقت ۰/۰۱ ‰ اندازه‌گیری شده است، آورده شده است.

مقدار ایزوتوپ کربن پایدار در تراورتن‌های سطحی-زاد حدود ۱۰- ‰ می‌باشد (پنتکست، ۲۰۰۵). تراورتن‌های گرمزاد معمولاً حاوی برخی حامل‌های جوی هستند، اما حجم عمده دی‌اکسید کربن آن‌ها از فرآیندهای گرمایی درون و یا حتی زیر پوسته‌زمین منشاء گرفته‌اند. گستره غلظت کربن غیرآلی حل شده (DIC) در این تراورتن‌ها ۴۰۰ تا ۴۰۰۰ ppm (به صورت HCO_3) و همچنین غلظت کلسیم حل شده به ۸۰ - ۸۰۰ ppm (به صورت Ca) است که تقریباً ۲ تا ۱۰ برابر تراورتن‌های سطحی‌زاد است. نرخ‌های گاززدایی و رسوب‌گذاری نیز به همان نسبت بیشتر است، در صورتی‌که ترکیب ایزوتوپ کربن پایدار این تراورتن‌ها عموماً سنگین‌تر از آب‌های سطحی‌زاد است. تراورتن‌های گرمزاد غنی از ^{13}C هستند و گستره $\delta^{13}\text{C}$ ، ۳- ‰

جدول ۱: نتایج اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های ^{18}O و ^{13}C

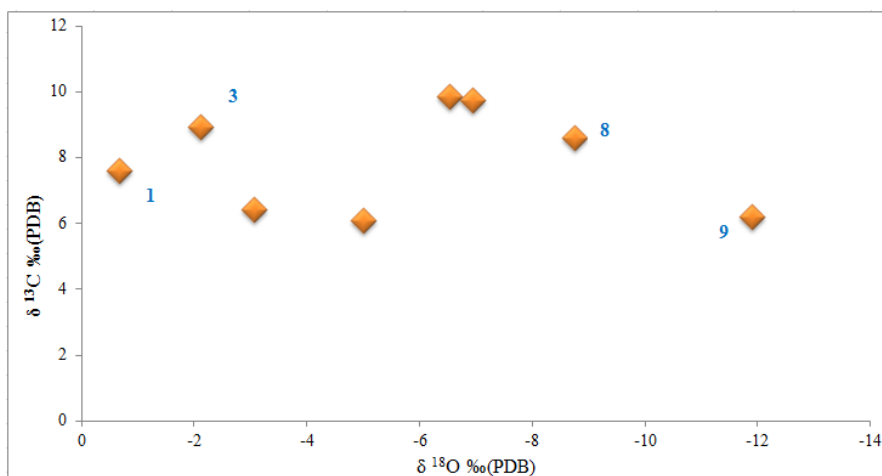
Sample	‰ $\delta^{13}\text{C}$	‰ $\delta^{18}\text{O}$
T1	8.92	-2.12
T3	7.59	-0.68
T4	6.41	-3.07
T6	6.08	-5.00
T7	9.72	-6.94
T8	8.59	-8.76
T9	6.19	-11.91
T10	9.84	-6.53

آب‌های سطحی تاثیر ناچیزی در تشکیل این تراورتن‌ها داشته‌اند. بیشتر نتایج $\delta^{18}\text{O}$ در این محدوده قرار گرفته و نشان‌دهنده تشکیل تراورتن‌های شمال‌غرب ایران از آب‌های ژرف است، در نتیجه آب‌های ماگمایی نسبت به آب‌های جوی، نقش مهم‌تری در تشکیل این تراورتن‌ها داشته‌اند. نتایج تجزیه ایزوتوپ ^{13}C تراورتن‌های منطقه قروه-

مقادیر مثبت $\delta^{18}\text{O}$ (حدود 0 تا +2) نشان‌دهنده رسوب‌گذاری حاصل از آب‌های دریایی است (پکمن و همکاران، ۲۰۰۱). آب‌های ژرف حوضه‌ای معمولاً $\delta^{18}\text{O}$ بین ۸- ‰ تا ۵- ‰ دارند (هوفز، ۲۰۰۴). مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در منطقه مطالعاتی بین -0.68 ‰ تا -11.91 ‰ با میانگین ۵.6- ‰ است و تهی‌شدگی از ایزوتوپ سنگین اکسیژن حاکی از آن است که

چشمه‌های آبگرم با دمای ۳۷ درجه سانتی‌گراد یا بیشتر که طبق رده‌بندی Pentecost، در گروه چشمه‌های داغ قرار می‌گیرند، الزاماً گرمزاد محسوب نمی‌شوند. همچنین با استفاده از ترکیب ایزوتوپی اکسیژن کربنات‌ها، می‌توان به تغییرات دمای آب و شرایط اقلیمی پی برد (هوفز، ۲۰۰۴). در شکل ۲ نمودار مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ به $\delta^{18}\text{O}$ برای نمونه‌ها آورده شده و نشان دهنده مقادیر مثبت $\delta^{13}\text{C}$ است. با توجه به موقعیت نقاط نمونه‌برداری و نتایج حاصل از تجزیه ایزوتوپی، نمونه‌های منطقه قروه (شماره ۱ و ۳) دارای کمترین $\delta^{18}\text{O}$ و نمونه‌های منطقه تکاب (شماره ۸ و ۹) دارای بیشترین $\delta^{18}\text{O}$ هستند. به نظر می‌رسد در محور قروه-تکاب با حرکت به سمت شمال، مقدار ایزوتوپ سنگین اکسیژن آب چشمه‌های تراورتن ساز افزایش می‌یابد و در نتیجه تراورتن‌های حاصل از آب این چشمه‌ها مقادیر بالاتری از $\delta^{18}\text{O}$ را نشان می‌دهند. این تهمی شدگی را می‌توان ناشی از افزایش عمق آب‌های تشکیل دهنده تراورتن‌ها در منطقه تکاب دانست.

تکاب در محدوده ۶.۱% تا ۹.۸% می‌باشد که در گستره تراورتن‌های گرمزاد قرار دارد (۸% تا ۳-%) بنابراین نتایج نشان‌دهنده منشاء گرمزاد این تراورتن‌ها است و اینکه منشاء CO_2 موجود در آب این چشمه‌ها، ماگمایی است. تراورتن‌های گرمزاد توزیع محلی بیشتری نسبت به نهشته‌های سطحی-زاد دارند و بیشتر با مناطق آتشفشانی و فعالیت‌های زمین‌ساختی اخیر همراه هستند (پنتکست، ۲۰۰۵). بررسی زمین‌ساخت منطقه کردستان و آذربایجان غربی حاکی از رخداد فعالیت‌های تکتونیکی در دوران زمین‌شناختی اخیر است. آتشفشان‌هایی با سن سنوزوئیک نیز در منطقه یافت می‌شود، بنابراین رده‌بندی تراورتن‌های غرب ایران در گروه گرمزاد، منطقی به نظر می‌رسد. در این منطقه، وجود یک انباشتگاه ماگما در نزدیکی سطح زمین می‌تواند به تشکیل تعداد زیادی چشمه آبگرم منجر شده باشد. باید این نکته را مورد توجه قرار داد که آب‌های با منشاء گرمزاد، الزاماً داغ نیستند، و این اصطلاح بیشتر نه به دمای آب خروجی، بلکه به دمای منبع باز می‌گردد. علاوه بر این، همه

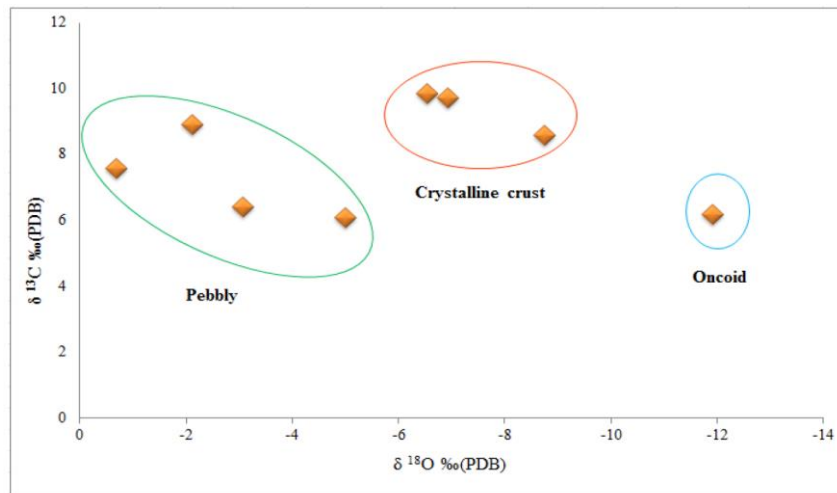


شکل ۲: نمودار مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ به $\delta^{18}\text{O}$ تراورتن‌های منطقه با استاندارد VPDB

آذربایجان غربی، دو نوع سنگ رخساره قشرهای متبلور و انکوئید شناسایی شده است (مر و همکاران، ۱۳۹۱). با استفاده از نتایج ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن نیز می‌توان تراورتن‌ها را از نظر نوع سنگ رخساره نیز رده‌بندی کرد (ازکول و همکاران، ۲۰۰۲). مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ تراورتن‌های منطقه مطالعاتی سه نوع سنگ رخساره نوع قلوهای، قشرهای متبلور و انکوئید را تایید می‌کند (شکل ۳).

تراورتن‌ها، سنگ رخساره‌های (Lithofacies) مختلفی از خود نشان می‌دهند و از این جهت نیز قابل تفکیک‌اند. ازکول و همکاران (۲۰۰۲) در مطالعه‌ای بر روی تراورتن‌های ترکیه، تراورتن‌ها را از نظر سنگ رخساره به ۹ گروه زیر، رده‌بندی کرده‌اند (ازکول و همکاران، ۲۰۰۲):

(۱) قشرهای متبلور، (۲) بوته‌ای، (۳) انکوئیدی، (۴) الوار مانند، (۵) پوشیده شده از حباب گاز، (۶) نی مانند، (۷) سنگ آواری، (۸) قلوهای، (۹) دیرینه خاک‌ها. با توجه به ریخت‌شناسی رایج و خصوصیات ظاهری نمونه تراورتن‌های مناطق غرب کردستان و جنوب



شکل ۳: نمودار مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ به $\delta^{18}\text{O}$ با توجه به نوع سنگ رخساره

می‌شود (آتابای، ۲۰۰۲). بلورهای کلسیت و آراگونیت رشته‌ای یا تیغه‌ای عمود بر لایه‌های میکریته رشد کرده‌اند، و گاهی شکل این بلورها به صورت بادبزنی است و در نور پلاریزه بلورها از خود خاموشی موجی نشان می‌دهند (شکل ۴).

سنگ رخساره انکوئیدی: (Oncoid Lithofacies)

دانه‌های پوشش داری که انکوئید نامیده می‌شوند، در نهشته‌های تراورتنی بسیار رایج هستند (چافتز و مریدیت، ۱۹۸۳). انکوئیدها منشاء زیست‌زاد

سنگ رخساره قلوهای: (Pebbly Lithofacies)

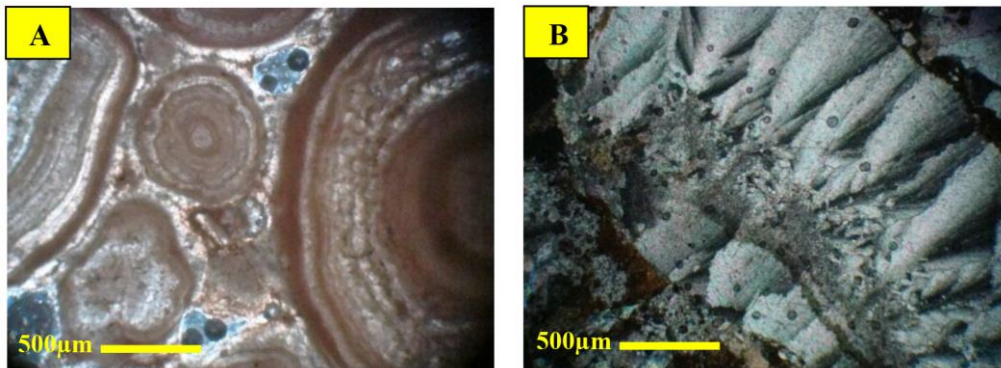
در سنگ رخساره نوع قلوهای دانه‌های کلسیت و آراگونیت دارای بافت توده‌ای هستند و به علت تخلخل پایینی که بین بلورها وجود دارد، به صورت متراکم دیده می‌شوند (ازکول و همکاران، ۲۰۰۲).

سنگ رخساره قشرهای متبلور: (Crystalline Crusts Lithofacies)

این نوع سنگ رخساره بیشتر به صورت تناوبی از لایه‌های روشن کلسیت اسپاریتی و لایه‌های تیره رنگ میکریته است و در دهانه چشمه‌ها تشکیل

می‌اندازند و به هم متصل می‌کنند (آدابی و زرگر امینی، ۱۳۸۷) (شکل ۴).

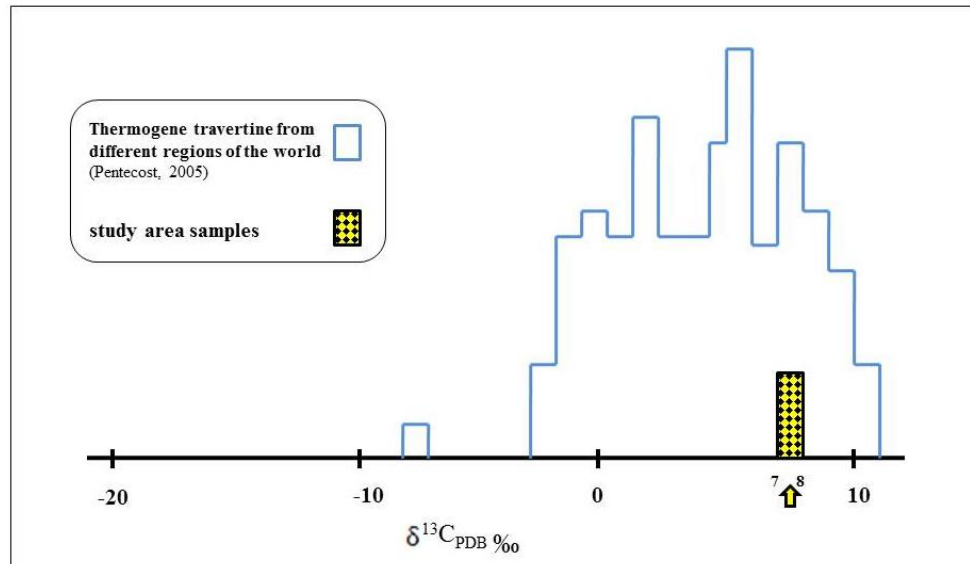
دارند، بدین ترتیب که جلبک‌های سبز-آبی در سطح دانه‌ها، ذرات رسوبات دانه‌ریز را به دام



شکل ۴: (A) سنگ رخساره انکوئیدی، (B) سنگ رخساره قشرهای متبلور بلورهای آراگونیت

میانگین $\delta^{13}\text{C}$ نمونه‌های منطقه مطالعاتی ۷/۹ ‰ است که غنی شدگی بالایی از کربن ۱۳ را نشان می‌دهد.

در شکل ۵ $\delta^{13}\text{C}$ نمونه‌های تراورتن منطقه مطالعاتی در نمودار $\delta^{13}\text{C}$ تعداد ۱۰۸ نمونه تراورتن گرمزاد از مناطق مختلف دنیا که توسط پنتکست (۲۰۰۵) به دست آمده است، پلات شده است.



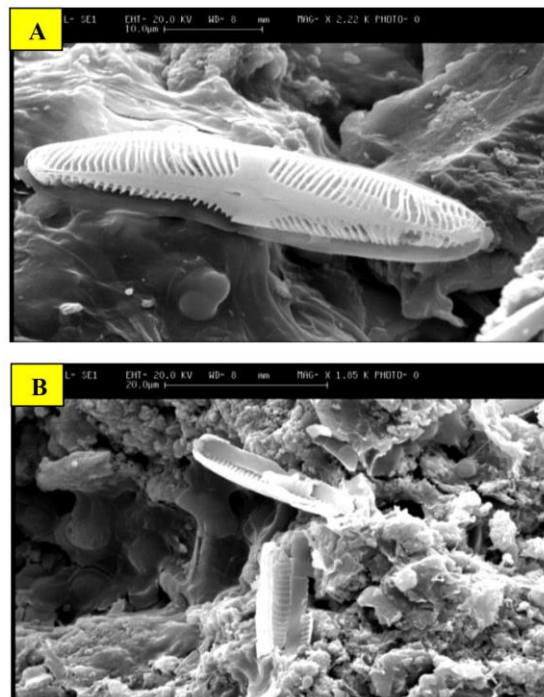
شکل ۵: $\delta^{13}\text{C}$ تراورتن‌های گرمزاد. (میانگین منطقه مورد مطالعه با فلش مشخص شده است)، اقتباس از (Pentecost, 2005)

تفریق غیر تعادلی در طی گاززدایی سریع گاز CO_2 حل شده (غنی از ^{12}C) باشد (یوسال و همکاران،

$\delta^{13}\text{C}$ این منطقه در محدوده (+6.08 تا +9.84) قرار دارد. مقادیر نسبتاً بالای $\delta^{13}\text{C}$ می‌تواند ناشی از

نقش بسزایی در تشکیل انواع تراورتن، به ویژه در نهشته‌های سطحی‌زاد ایفا می‌کنند. این بافتارها (Fabrics) همچنین مبنای رده‌بندی‌های دیگری برای تراورتن مانند رده‌بندی هستند که این نهشته‌ها را به دو رده خزهای (Moss) و جلبکی (Algal) تقسیم می‌کند (پوالک، ۱۹۳۵). بر روی برخی تراورتن‌های منطقه مورد مطالعه (نمونه‌های شمال شهرستان تکاب) خز و جلبک مشاهده شد (شکل ۶). علاوه بر این با استفاده از تصاویر SEM وجود جلبک‌های تک سلولی مانند دیاتوم‌ها در نمونه‌های این مناطق اثبات شده است (شکل ۶).

۲۰۰۹). اما باید خاطر نشان کرد که این فرآیند، نمی‌تواند به تنهایی مسئول مقادیر بسیار بالای $\delta^{13}\text{C}$ در تراورتن‌های منطقه باشد. با توجه به فعالیت فتوسنتزی ریزاندامگان‌هایی (Microorganisms) مانند جلبک‌ها در اطراف این چشمه‌ها، به نظر می‌رسد یکی از علت‌های افزایش مقدار ایزوتوپ کربن تا تقریباً ۹‰، وجود این ریزاندامگان‌ها باشد (رحمانی جوانمرد و همکاران، ۲۰۱۲). حضور جلبک‌ها در نمونه‌های تراورتن منطقه در تصاویر گرفته شده با میکروسکوپ الکترونی (SEM) تایید شده است. گیاهان اغلب



شکل ۶: تصاویر SEM از نمونه‌های تراورتن شمال تکاب، (A) جلبک تک سلولی دیاتوم (نمونه روستای احمدآباد)، (B) پوسته شکسته شده دیاتوم (نمونه روستای تخت سلیمان)

آب از نظر ایزوتوپ کربن سنگین (^{13}C) غنی شده و تراورتن حاصل از این آب غنی شده است (آدابی، ۱۳۹۰). به عقیده هاینز (هاینز، ۱۹۷۸) اسکلت حاصل از اندامگان‌های گیاهی مانند جلبک‌ها که در خلال تنفس و فتوسنتز به ته نشست کربنات کلسیم کمک می‌کنند، جزء رایجی در تراورتن

نحوه غنی شدن تراورتن‌ها از ^{13}C می‌تواند اینگونه توجیه شود که جلبک‌ها بر روی سطح نهشته‌های تراورتنی گسترش یافته و با انجام عمل فتوسنتز، دی اکسید کربن با ایزوتوپ کربن سبک (^{12}C) را برای تولید مواد آلی بافت‌های نرم خود مصرف می‌کنند، در نهایت دی اکسید کربن باقیمانده در

شکستگی و برش ریزشی اشاره کرد (مر و همکاران، ۱۳۹۱).

ریز بافتار (Microfabric): با بررسی مقاطع نازک،

تراورتن‌های مناطق غرب کردستان و جنوب

آذربایجان را می‌توان به چهار رده تقسیم کرد:

(۱) تراورتن‌های فشرده

(۲) تراورتن‌های لایه‌ای

(۳) تراورتن‌های دارای اکسید آهن

(۴) تراورتن‌های آراگونیت‌دار

تراورتن‌های فشرده: این گروه از تراورتن‌ها فاقد

لایه‌بندی بوده و حاوی کلسیت و دولومیت‌های

رومبوئداری هستند که در زمینه میکریتی ایجاد

شده‌اند. تراورتن‌های ناحیه قروه در این رده جای

دارند (شکل ۷). اندازه دانه‌های دولومیت در این

نمونه‌ها حدود ۱۰ میکرون است و به صورت

موزائیک در کنار دانه‌های کلسیت و با مرز نسبتاً

مستقیم، دیده می‌شود. بر اساس نتایج XRD، این

گروه از تراورتن‌ها بیش از ۹۸ درصد کلسیت دارند.

در شکل ۸ که با میکروسکوپ SEM از تراورتن‌های

اطراف شهرستان قروه تهیه شده است، نیز بلورهای

هگزائگونال (۶ وجهی با قاعده لوزی) کلسیت به

همراه کانی‌های دولومیت و هالیت (کوبیک) به

خوبی قابل مشاهده‌اند.

هاست. اما از آنجا که برای رشد و فعالیت این

موجودات دمای آب نباید بیش از ۲۰ درجه

سانتی‌گراد باشد (گلایم و ویت، ۱۹۷۷)، می‌توان

نتیجه گرفت که چنین ساختاری در فواصل دورتر

از منشاء چشمه‌های آب‌گرم تشکیل شده است.

چشمه‌های منطقه شمال شهرستان تکاب، دمایی

بین ۱۷ تا ۲۰ درجه سانتی‌گراد دارند، بنابراین

وجود زیست‌بافتار (Biofabric) جلبکی در تراورتن

این چشمه‌ها منطقی به نظر می‌رسد.

پتروگرافی تراورتن‌های منطقه

میانه بافتار (Mesofabric): مشخصات قابل مشاهده

در مطالعات صحرایی و نمونه‌های دستی تراورتن را

میانه بافتار (Mesofabric) می‌گویند. میانه بافتار با

ریز بافتار در هم آمیخته است و هر دو ویژگی،

سیماهای مشخصه سنگ را نشان می‌دهند، اما

میانه بافتار در تراورتن‌ها امکان بررسی تخلخل و

نواربندی را بیشتر فراهم می‌کند. این ویژگی‌ها

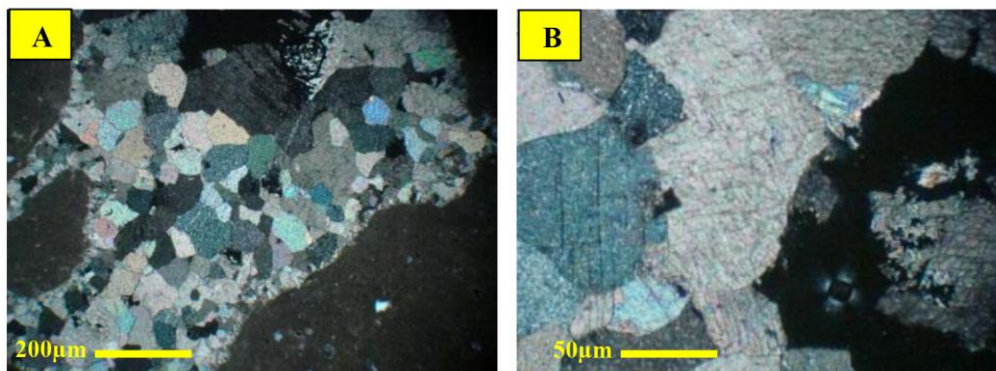
همچنین به توصیف اشکال متحرک کوچک

تراورتن‌ها (انکوئیدها) می‌پردازد. از اشکال میانه

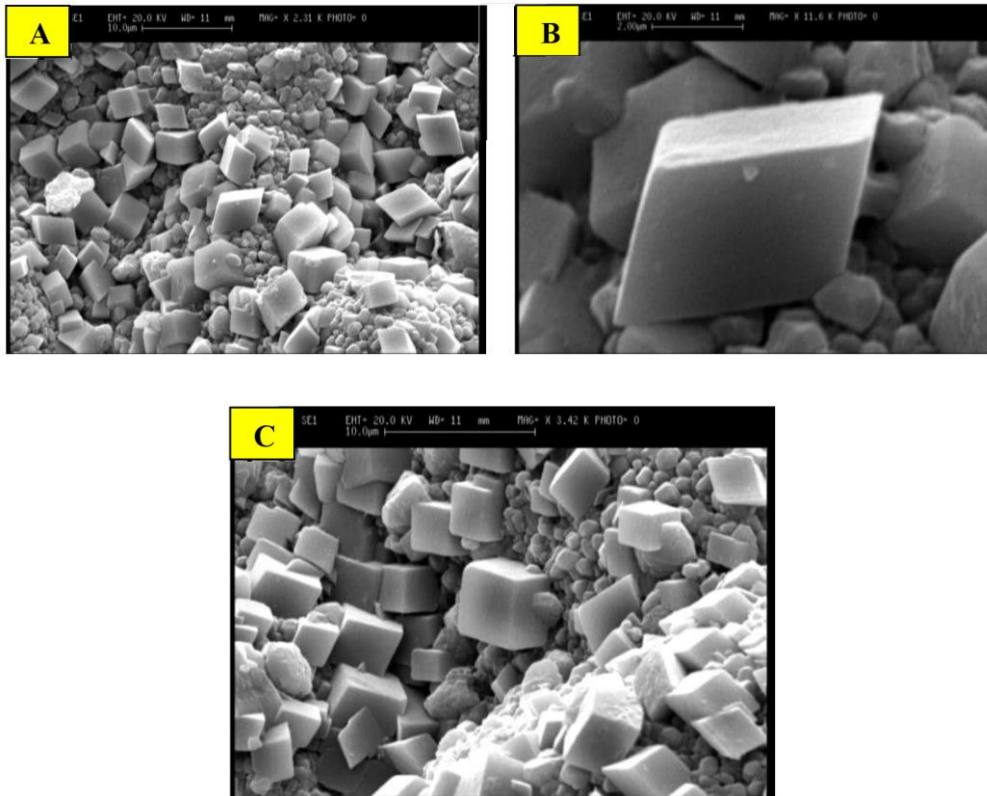
بافتاری قابل رویت در نمونه‌های منطقه مطالعاتی

می‌توان به زیست بافتار (Biofabric)، دانه‌های

پوششی، تخلخل، نازک لایگی (Lamination)،



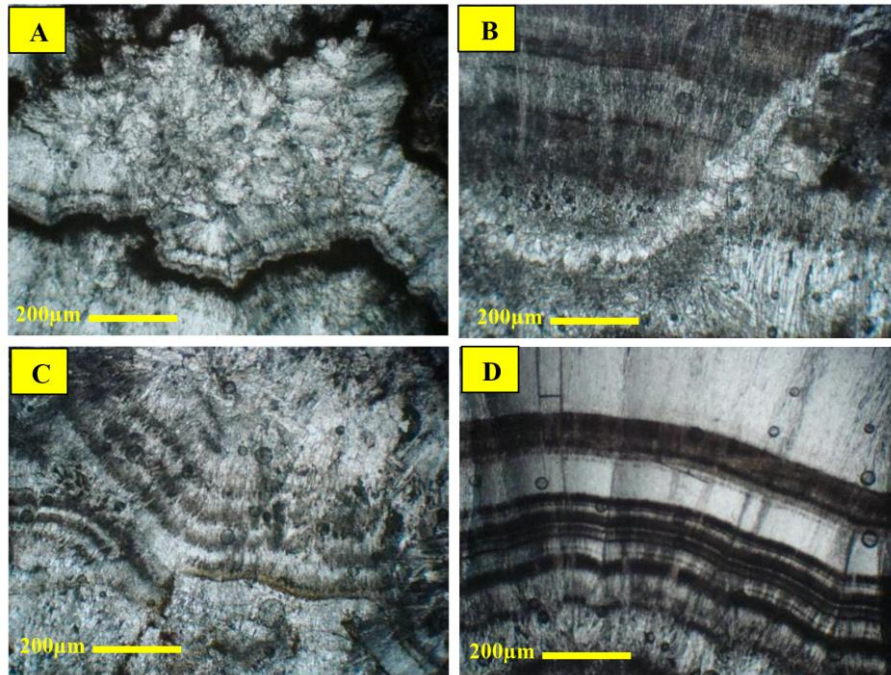
شکل ۷: (A) تراورتن‌های فشرده با بلورهای خودشکل کلسیت و دولومیت، (B) بلور دولومیت



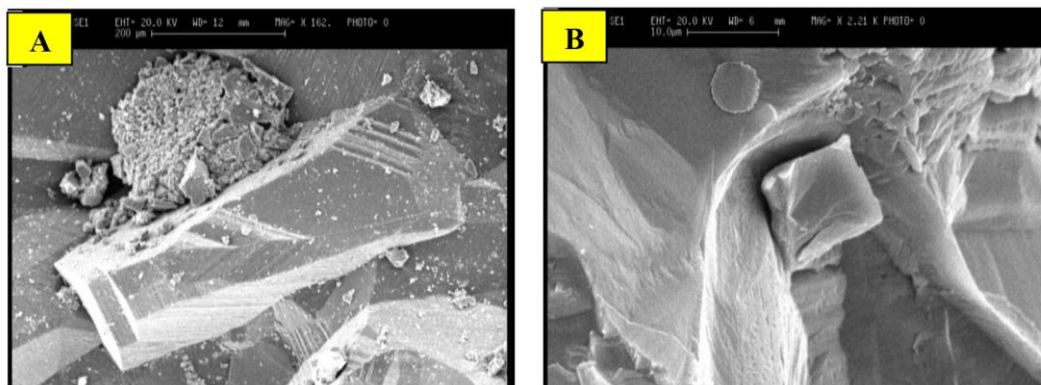
شکل ۸: تصاویر SEM از تراورتن‌های فشرده منطقه قروه، (A) بلورهای کلسیت و دولومیت، (B) بلور لوزوی کلسیت، (C) بلورهای کلسیت و هالیت (مکعب مرکز تصویر)

فشرده، فاقد دولومیت‌های خوش‌وجه می‌باشد. بافت استیلولیتی اکسیدهای آهن نیز در این رده دیده می‌شوند (شکل ۹). در تصاویر SEM این تراورتن‌ها، دانه‌های کلسیت بلوکی و آراگونیت دیده می‌شود (شکل ۱۰). طبق نتایج XRD، در این نمونه‌ها حدود ۹۰ درصد کانی‌ها را کلسیت تشکیل می‌دهد.

تراورتن‌های لایه‌ای: شاخص‌ترین ویژگی این گروه، نواربندی‌های تیره و روشن کلسیت با اکسیدهای آهن یا آراگونیت است. لایه‌بندی در تراورتن‌ها عمدتاً یک جفت نازک لایه تیره، متراکم و اسپاری کلسیت است که به صورت متناوب با لایه‌های نازک، سبک‌تر و با تخلخل بیشتر از میکرواسپاریت و میکریت تشکیل شده‌اند. این گروه از تراورتن‌ها دارای رنگ روشن بوده و بر خلاف تراورتن‌های



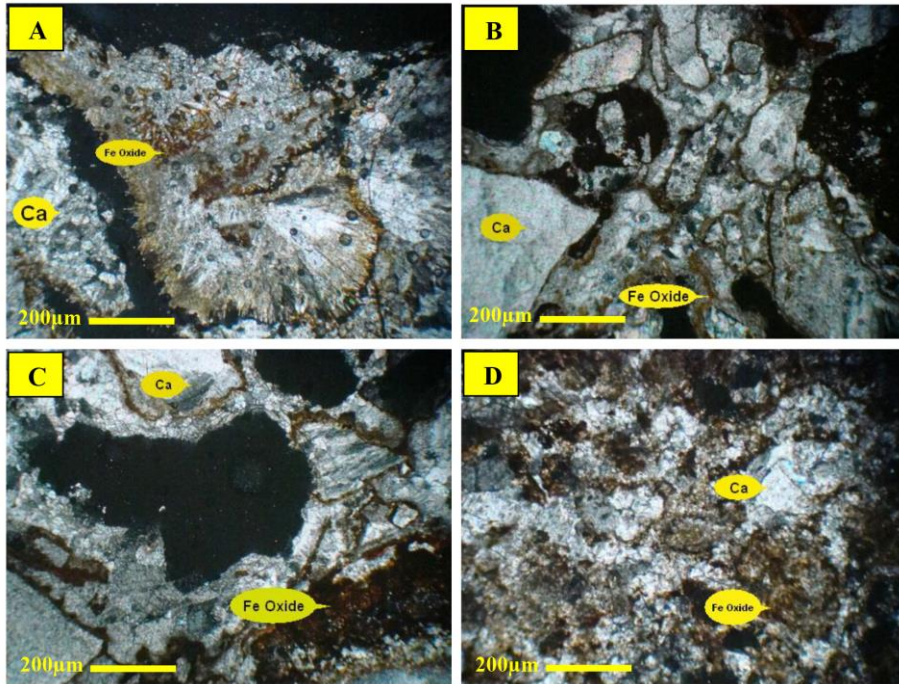
شکل ۹: (A) بافت استیلولیتی اکسیدهای آهن، (B) کلسیت ثانویه در شکستگی و تناوب لایه‌های اسپاری کلسیت با میکریت، (C) بلورهای شعاعی آراگونیت و بافت استیلولیتی اکسیدهای آهن، (D) لایه‌بندی متناوب کلسیت با اکسید آهن



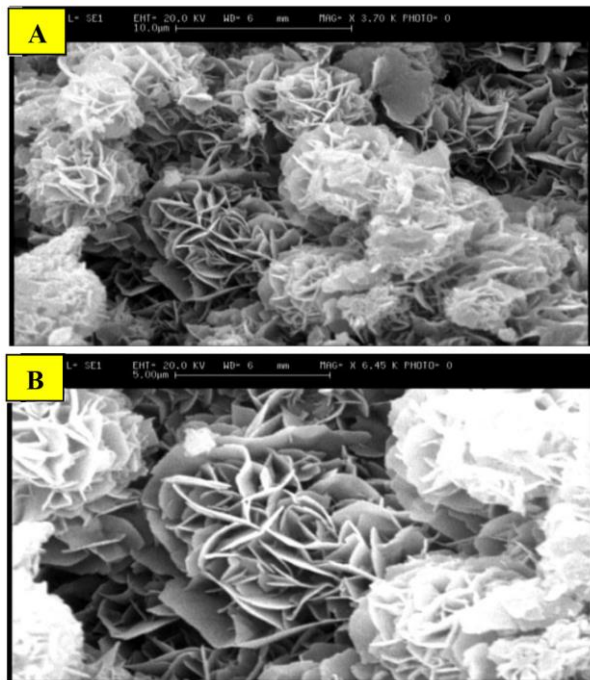
شکل ۱۰: تصاویر SEM از تراورتن‌های لایه‌ای (کلسیت بلوکی)

گروه از تراورتن‌ها، دانه‌های بلوری کلسیت، آراگونیت و عمدتاً اکسیدهای آهن با بافت گل کلمی کاملاً قابل مشاهده است (شکل ۱۲). این رده از تراورتن‌ها نیز در تجزیه XRD، دارای مقدار زیادی کانی کلسیت هستند.

تراورتن‌های اکسید آهن دار: ویژگی اصلی این رده از تراورتن‌ها، وجود اکسیدهای آهن است. این نمونه‌ها عمدتاً فاقد لایه‌بندی منظم بوده و حاوی بلورهای درشت کلسیت هستند. اکسیدهای آهن نیز بافت استیلولیتی دارند (شکل ۱۱). در تصاویر SEM این



شکل ۱۱: (A) بافت استیلولیتی اکسیدهای آهن، (B) کلسیت درشت بلور، (C) اکسیدهای آهن در اطراف بلورهای کلسیت، (D) اکسید آهن و کلسیت



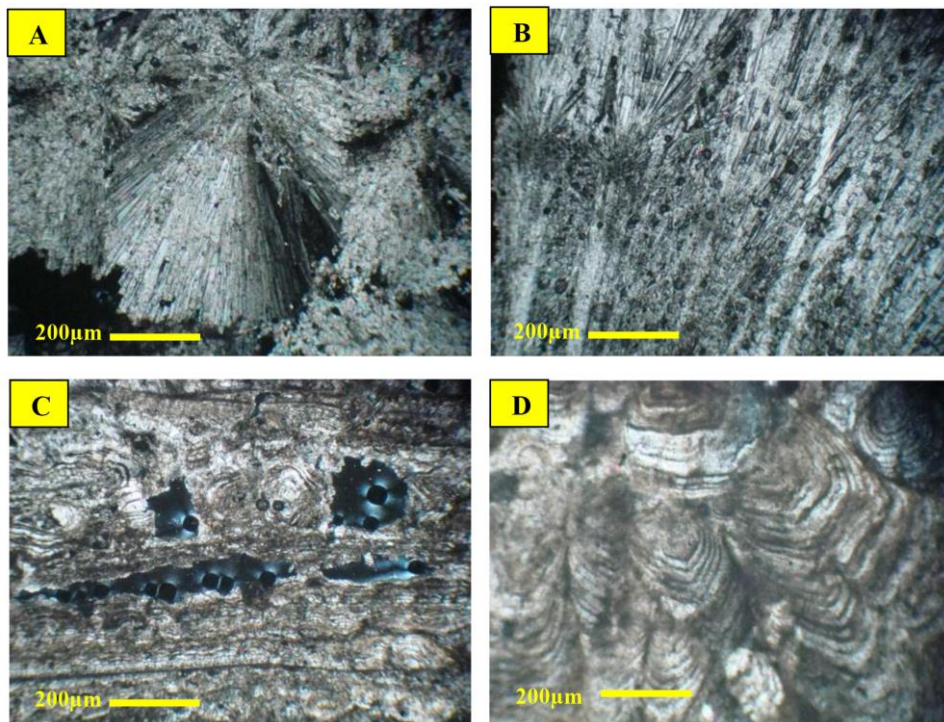
شکل ۱۲: تصاویر SEM از تراورتن‌های اکسید آهن دار (بافت گل کلمی اکسیدهای آهن)

اسکلت موجودات صدف‌دار، نظیر حلزون و رسوبات چشمه‌های آب گرم یافت می‌شود. سامانه تبلور آراگونیت اورتورومبیک است و بلورهای آن بیشتر به اشکال سوزنی یا دوک مانند دیده می‌شوند،

تراورتن‌های آراگونیت دار: آراگونیت، چندریخت (Polymorph) ناپایدار کربنات، معمولاً در محیط‌های آبی توسط عوامل زیست‌شناختی یا فیزیکی در دما، فشار و pH مناسب رسوب می‌کند و در

دارند. در برخی نمونه‌ها گل‌های آلی تیره رنگ فضای بین بلورها را پر کرده است. آراگونیت‌ها بیشتر دارای بافت خوشه‌ای (Botryoidal texture) و به شکل بلورهای کشیده و سوزنی حضور دارند (شکل ۱۳).

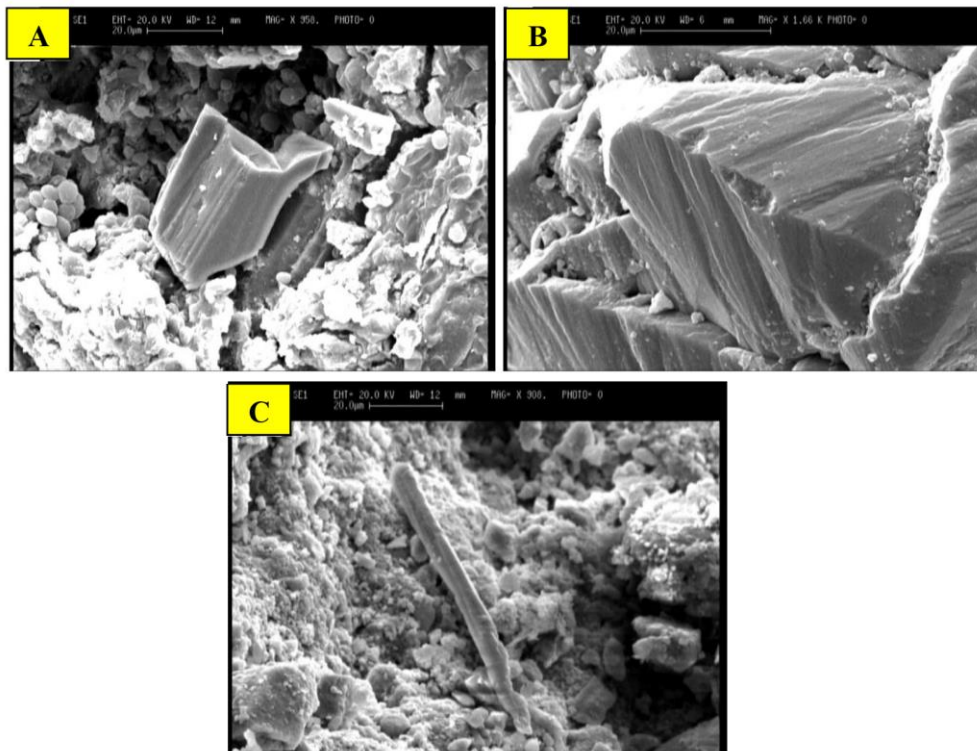
اگرچه بلورهای گل کلمی و پوسته پوسته‌ای نیز مشاهده شده است (ژئو و همکاران، ۲۰۰۴؛ رای و همکاران، ۲۰۱۰). در نمونه‌های منطقه، تراورتن‌های آراگونیت‌دار دارای مقدار زیادی کانی آراگونیت هستند و فقط اندکی کلسیت و دولومیت



شکل ۱۳: (A) بافت خوشه‌ای آراگونیت، (B) بلورهای سوزنی آراگونیت، (C) تناوب لایه‌های میکریت و میکرواسپارایت، (D) آراگونیت با میان لایه‌های گل‌های آلی

و بلورهای منشوری کاملاً قابل مشاهده است (شکل ۱۴).

بر اساس نتایج XRD، بیش از ۵۰ درصد این تراورتن‌ها را آراگونیت تشکیل می‌دهد. در تصاویر SEM این گروه از تراورتن‌ها، آراگونیت‌های سوزنی



شکل ۱۴: تصاویر SEM تراورتن‌های آراگونیت‌دار، A و B) بلورهای منشوری، C) بلور سوزنی آراگونیت

نتیجه‌گیری

همچنین این تراورتن‌ها از نظر سنگ‌رخساره در سه رده قلوهای، انکوئیدی و قشرهای بلورین جای می‌گیرند. بر اساس نتایج XRD، کانی کلسیت، فاز غالب کانیایی در اکثر نمونه‌های منطقه مطالعاتی است و آراگونیت و اکسیدهای آهن نیز به وفور یافت می‌شود. رسوب‌گذاری تراورتن‌ها در این مناطق تقریباً بصورت افقی بوده و سیمان موجود بین دانه‌های کلسیت و آراگونیت بیشتر اسپاریت و میکریت است. تغییر ترکیب آب و نرخ رسوب‌گذاری باعث تشکیل تراورتن‌های مختلفی در این نواحی شده است که با بررسی پتروگرافی مقاطع نازک و تصاویر SEM، تراورتن‌های محور قروه-تکاب از نظر ریز بافتاری به چهار رده فشرده، لایه‌ای، اکسید آهن-دار و تراورتن‌های آراگونیت‌دار تقسیم شدند.

در مناطق قروه، بیجار و تکاب در استان‌های کردستان و آذربایجان غربی، چشمه‌های تراورتن‌ساز زیادی فعالیت داشته‌اند که به تهنشین شدن تراورتن‌ها در این مناطق منجر شده‌است. در این مطالعه زمین‌شیمی، کانی‌شناسی و ترکیب ایزوتوپی تراورتن‌ها و نیز نقش ریزاندامگان‌ها در تشکیل این تراورتن‌ها با استفاده از نتایج ایزوتوپ کربن و تصاویر SEM، بررسی شد. $\delta^{13}\text{C}$ این تراورتن‌ها در گستره (+6.08 تا +9.84) و گستره $\delta^{18}\text{O}$ تراورتن‌ها بین (-0.68 تا -11.91) است. با استفاده از نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های ^{18}O و ^{13}C ، تراورتن‌های منطقه در رده گرم‌زاد (Thermogene) رده‌بندی، و منشاء CO_2 موجود در آب چشمه‌های تراورتن‌ساز، ماگمایی تعیین شد.

منابع

- آقاباتتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، تهران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- مُر، ف.، روشنگر، ر. و کشاورزی، ب.، ۱۳۹۰. بررسی ریخت‌شناسی و پتروگرافی تراورتن‌های اطراف قروه، بیجار و تکاب، شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۸ ص.
- Altermann, W., 2008. Accretion, trapping and binding of sediment in Archean stromatolites-morphological expression of the antiquity of life: Space Science Reviews, v. 135, p. 55-79.
- Atabey, E., 2002. The Formation of Fissure Ridge Type Laminated Travertine-Tufa Deposits Microscopical Characteristics and Diagenesis, Kirşehir Central Anatolia, Journal of Mineral Bulletin of The Mineral Research and Exploration, v. 123-124, p. 65-59.
- Bates, R.L. and Jackson, J.A., 1987. Glossary of Geology, 3rd Ed, American Geological Institute, Alexandria USA, 321 p.
- Chafetz, H. S. and Meredith, J. C., 1983. Recent travertine pisolites (pisoids) from southeastern Idaho, U.S.A. 450-455, In: Peryt TM (ed) Coated Grains, New York, Springer-Verlag, 655 p.
- Cohn, F., 1864. Uber die Entstehung des travertin in den Wasserfallen von Tivoli: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, v.3, p. 580-610.
- Crossey, L.J., Fischer, T.P., Patchett, P.J., Karlstrom, K.E., Hilton, D.R., Newell, D.L., Huntoon, P., Reynolds, A.C. and de Leeuw, G.A.M., 2006. Dissected hydrologic system at the Grand Canyon: interaction between deeply derived fluids and plateau aquifer waters in modern springs and travertine: Geology, v.34, p. 25-28.
- Drysdale, R. N., 1999. The sedimentological significance of hydropsychid caddis-fly larvae (Order: Trichoptera) in a travertine-depositing stream: Louie Creek, Northwest Queensland, Australia: Journal of Sedimentary Research, v. 69, p. 145-150.
- Ford, T.D. and Pedley, H.M., 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world: Earth-Science Reviews, v.41, p.117-175.
- Fouke, B.W., Farmer, J.D., Des Marais, D.J., Pratt, L., Sturchio, N.C., Burns, P.C. and Discipulo, M.K., 2000. Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, USA): Journal of Sedimentary Research, v.70, p. 565-585.
- Glime, J.M. and Vitt, D., 1977. Physiological Of Aquatic Music: Lindbergia, v.10, p. 41-52.
- GUO, L. and Riding, R., 1998. Hot-Spring Travertine Facies And sequences, late pleistocen, rapolano term, Italy: Journal of sedimentology, v.45, p. 163-180.
- Hoefs, J., 2004. Stable isotope geochemistry, 5th Edition, Springer, Berlin, 244 p.
- Hynes, H. B. N., 1978. The Ecology of Running Waters, university press Liverpool, 378 p.
- Melezhik, V.A. and Fallick, A.E., 2001. Palaeoproterozoic Travertines of Volcanic Affiliation from a ¹³ C-Rich

- Rift Lake Environment: Chemical geology, v. 173, p. 293-312.
- Ozkul, M., Varol, B. and Alçiçek, M.C., 2002. Depositional environments and petrography of Denizli travertines: Bulletin of the Mineral Research and Exploration, v. 125, p. 13-29.
- Pasvanoglu, S. and Chandrasekharam, D., 2011. Hydrogeochemical and isotopic study of thermal and mineralized waters from the Nevşehir (Kozakli) area, Central Turkey: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 202, p. 241-250.
- Peckmann, J., Reamer, A., Luth, C., Hansen, B.T., Heinicke, C., Hoefs, J. and Reitner, J., 2001. Methane-derived carbonates and authigenic the western black sea: Journal of Marine Geology, v. 177, p. 129-150.
- Pedley, M., 2009. Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments: Sedimentology, v. 56, p. 221-246.
- Pentecost, A., 2005. Travertine, Reader in Geomicrobiology School of Health and Life Sciences King's College London, Springer. 443 p.
- Pentecost, A. and Viles, H.A., 1994. A review and reassessment of travertine classification: geographie physique Quaternaire, v. 48, p. 305-314.
- Pevalek, I., 1935. Der Travertin und die Plitvice Seen, verhandlungen des internationalen verein limnologie, v. 7, p. 165-181.
- Rahmani Javanmard, S., Tutti, F., Omidian, S. And Ranjbaran, M., 2012. Mineralogy And The Genesis Of Fissure-Ridge And Vein Type Travertine (In Ab-E Ask) Based On Petrographic Studies And Carbon And Oxygen Isotopes Analysis: Central European Geology, v. 55(2), p. 187-212.
- Ryu, M., Kim, H., Lim, M., You, K. and Ahn, J., 2010. Comparison of dissolution and surface reactions between calcite and aragonite in l-glutamic and l-aspartic acid solutions: Molecules, v. 15, p. 258-269.
- Sanders, J.E., Friedman, G.M., 1967. Origin and occurrence of limestones, in: Chilingar, G.V., Bissel, H.J., Fairbridge, R.W. (Eds.), Carbonate Rocks Developments in Sedimentology, v. 9., p. 169-265.
- Uysal, T., Feng, Y., Zhao, J., Isik, V., Nuriel, P. and Golding, S.D., 2009. Hydrothermal CO₂ degassing in seismically active zones during the late Quaternary: Chemical Geology, v. 265, p. 442-454.
- Veysey, J., Fouke, B.W., Kandianis, M.T., Schickel, T.J., Johnson, R.W. and Goldenfeld, N., 2008. Reconstruction of water temperature, pH and flux of ancient hot springs from travertine depositional facies: Journal of Sedimentary Research, v. 78, p. 69-76.
- Zhou, G.T., Yu, J.C., Wang, X.C., Zhang, L.Z., 2004. Sonochemical synthesis of aragonite-type calcium carbonate with different morphologies: New J. Chem., v. 28, p. 1027-1031.