

کانی‌شناسی و ژنز تراورتن‌های تیب پشته‌ای - شکافی و رگه‌ای آب اسک بر اساس مطالعات پetroگرافی و آنالیزهای ایزوتوپی کربن و اکسیژن

سمیه رحمانی جوانمرد^{۱*}، فرامرز طوطی^۲، صفیه امیدیان^۳ و محسن رنجبران^۲

۱. کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران

۳. دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشگاه ETH، زوریخ، سوئیس

تاریخ دریافت: ۹۰/۸/۲۲

تاریخ پذیرش: ۹۱/۲/۲۷

چکیده

چشمه‌های تراورتن‌ساز آب اسک در فاصله ۸۵ کیلومتری شمال شرقی تهران در دامنه شرقی آتشفشان دماوند واقع شده‌اند. نهشته‌های این چشمه‌ها، عمدتاً به صورت تراورتن‌های تیب پشته‌ای - شکافی و رگه‌ای تظاهر یافته است. با توجه به فعال بودن این منطقه از نظر تکتونیکی، گسل‌ها و شکستگی‌ها، مجراهایی را برای صعود سیالات گرمابی غنی از CO_2 به سطح فراهم نموده‌اند. تشکیل تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی و رگه‌های تراورتنی، در زون‌های شکستگی و سیستم‌های گسلی اصلی فعال، حاصل از گاز زدایی شدید دی‌اکسید کربن آب در این منطقه است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی و آنالیز XRD، تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی تقریباً از کلسیت خالص، با مقادیر ناچیزی کوارتز تشکیل شده‌اند. بررسی‌های انجام شده از طریق مقاطع نازک و آنالیز SEM نشان می‌دهد که در تشکیل این تراورتن‌ها، میکروارگانسیم‌های فتوسنتزی مانند جلبک‌های سبز - آبی و دیاتومه‌ها نقش به‌سزایی داشته‌اند. شکستگی‌های هیدرولیکی که در پاسخ به فشار درونی سیالات گرمابی غنی از CO_2 ایجاد شده‌اند، به صورت رگه‌هایی در داخل این تراورتن‌ها گسترش یافته‌اند. مطالعات میکروسکوپی و آنالیز XRD، نشان می‌دهد که برخی از این رگه‌ها از کلسیت با بافت بلوکی طویل و برخی دیگر از کلسیت، پیریت، ژپس، و مقادیر ناچیزی از کانی نادر رانسیت تشکیل شده‌اند. با توجه به مقادیر ایزوتوپی $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ منشأ تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی کربنات‌زدایی سنگ آهک و رگه‌های تراورتنی ماگمایی - کربنات‌زدایی تشخیص داده شده است. نمونه‌های مورد مطالعه از نظر مقدار $\delta^{13}C$ غنی‌شدگی قابل توجهی نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی به کربنات‌زدایی سنگ آهک، فعالیت‌های جلبکی و گاز زدایی سریع چشمه‌های آب گرم نسبت داده شده است.

واژه‌های کلیدی: آب اسک، تراورتن، دیاتومه‌ها، سیالات گرمابی، گاز زدایی، گسل خوردگی.

مقدمه

سطح محسوب می‌شود وجود دارد. تراویتونیک^۱ اصطلاحی است که به منظور تأکید بر ارتباط بین رسوبگذاری تراورتن و فرآیند گسلش به کار می‌رود (Hancock et al., 1999) و نشان می‌دهد

ارتباط نزدیکی بین تشکیل تراورتن و گسل خوردگی‌ها که یک مکانیسم اصلی برای انتقال چشمه‌های آب گرم از اعماق به

* نویسنده مرتبط somayeh.rahmani@khayam.ut.ac.ir

موقعیت زمین‌شناسی

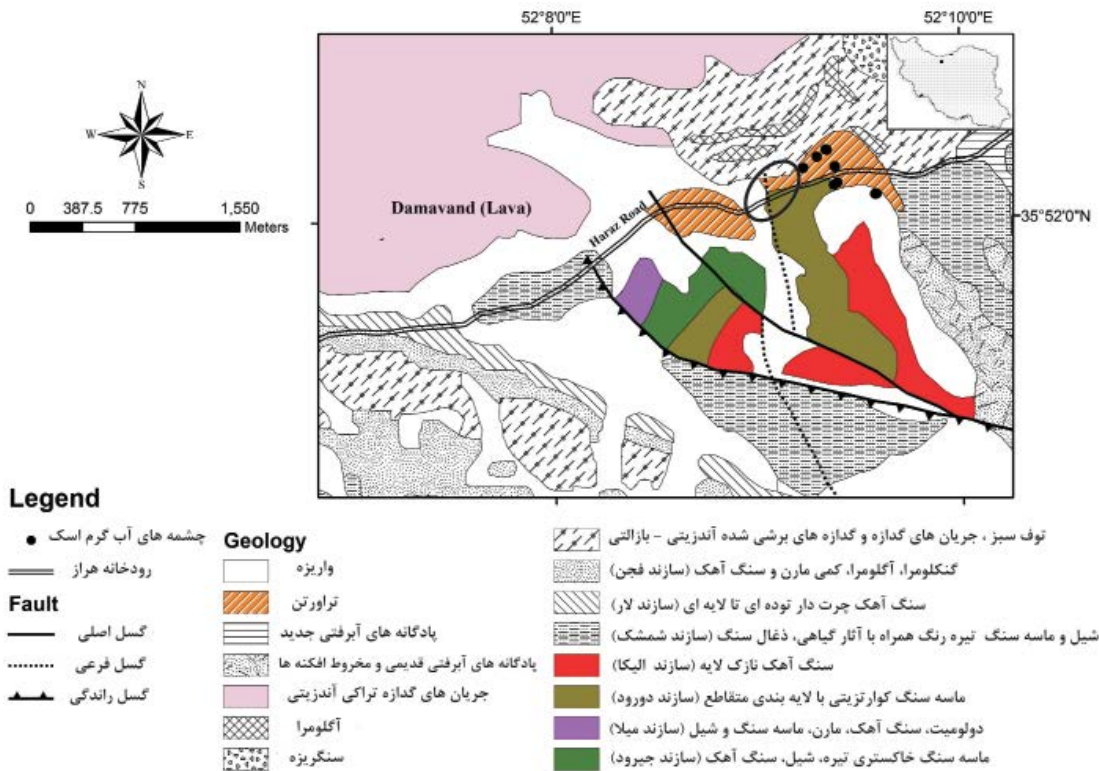
منطقه مورد مطالعه در ۸۵ کیلومتری شمال شرقی تهران، شرق آتشفشان دماوند و در نقطه‌ای به مختصات عرض جغرافیایی ۵۱° ۳۵' تا ۵۲° ۵۲' شمالی و طول جغرافیایی ۵۲° ۰۸' تا ۵۳° ۱۰' شرقی واقع شده است (شکل ۱). با توجه به تقسیمات زمین‌شناسی، این منطقه جزء زون البرز محسوب می‌شود. از نظر زمین‌شناسی، این محدوده در حد فاصل بین رسوبات دوران پالئوزوئیک، مزوزوئیک تا نهشته‌های آذرآواری و توده‌های آذرین قرار گرفته است (شکل ۱). سازندهای پالئوزوئیک موجود در منطقه متشکل از سنگ آهک میلا و سنگ آهک دورود هستند. از جمله سازندهای مزوزوئیک موجود در منطقه می‌توان به سنگ آهک الیکا، ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های سازند شمشک و سنگ آهک لار اشاره نمود. بر اساس شواهد متعدد زمین‌شناسی، این منطقه از نظر تکتونیکی فعال بوده، و در اثر فعالیت گسل‌های موجود (گسل اسک) در منطقه به ویژه در جنوب آب اسک سازندهای دوران اول در مقابل شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک قرار گرفته‌اند. این سازندها احتمالاً متعلق به فوقانی‌ترین قسمت سازند میلا، آهک‌های مبارک کربنیفر زیرین و همچنین قسمت زیرین سازند الیکا می‌باشند (حبیب‌زاد و شریعتمدار، ۱۳۷۱). از سوی دیگر، بر اساس لایه اطلاعاتی عوارض خطی شاخص گسل؛ که از مطالعات دورسنجی انجام گرفته در این منطقه حاصل شده نیز روندهای جالبی برای پدیده‌های خطی مشکوک به گسل به دست آمده است (شکل ۲). روند کلی شرق- جنوب شرق برای خطواره‌های بزرگتر و شرق- شمال شرق برای خطواره‌های کوچکتر که در منطقه آب اسک بیشترین برخورد و تمرکز را با یکدیگر دارند و ظاهراً به صورت شکستگی‌های متقاطع مسیر مناسبی را برای خروج چشمه‌های تراورتن‌ساز این منطقه فراهم نموده‌اند شناسایی گردیدند. هر چند لازم است صحت وجود کلیه خطواره‌های مورد نظر در صحرا تأیید گردد تا بتوان به طور قطعی راجع به این نظریه، اعلام قطعی نمود (رحمانی جوانمرد، ۱۳۹۰). رانندگی‌ها و گسل‌های مذکور باعث خردشدگی‌های عمومی ناحیه و تراوا شدن هر چه بیشتر سنگ‌ها و سازندهای منطقه شده است.

روش مطالعه

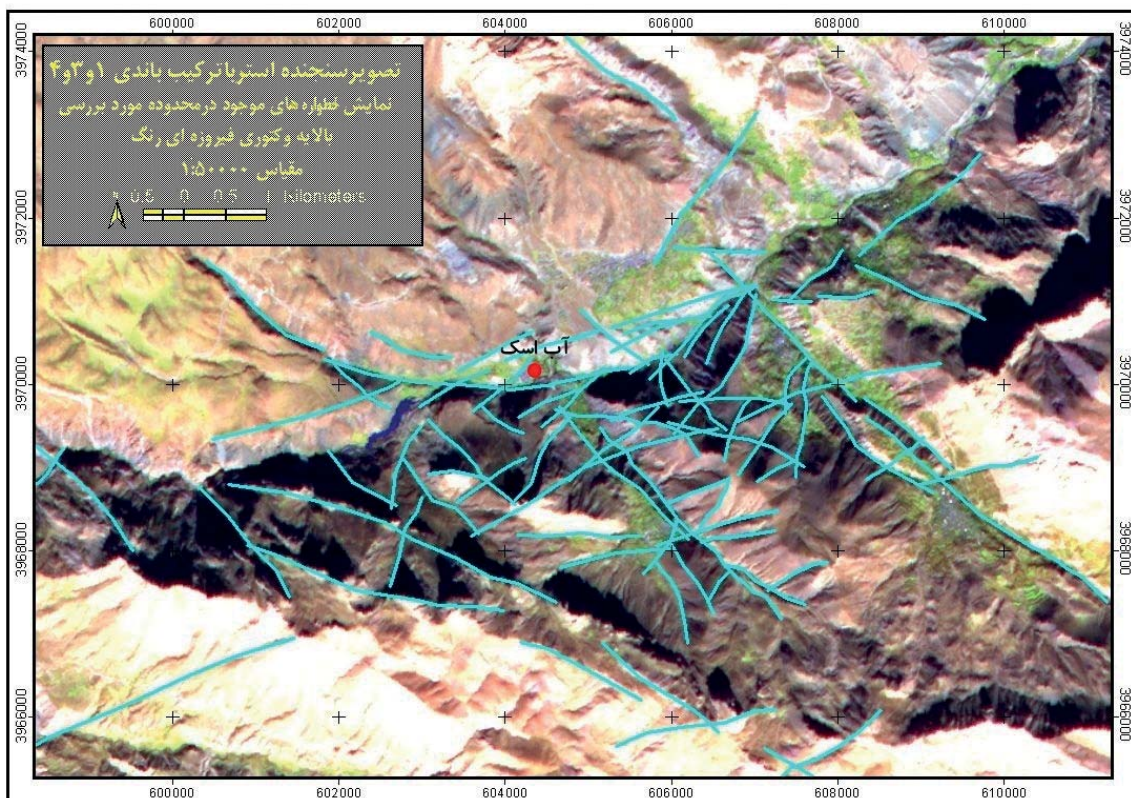
با توجه به این که در این پژوهش نقش عوامل متعدد در زایش تراورتن‌های پشته‌ای- شکافی و رگه‌های تراورتنی منطقه آب اسک مدنظر بود بررسی‌های هدف‌دار بر روی نمونه‌های سنگی برداشت شده مورد توجه قرار گرفت. جهت تحقق این امر از تراورتن‌ها در امتداد مسیر جریان چشمه‌های آب گرم نمونه‌برداری انجام شد. به طوری که بر اساس مشاهدات صحرائی و نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی در دهانه چشمه‌های آب گرم، توفان و با دور شدن از چشمه‌ها به ترتیب، تراورتن‌های نسبتاً جوان با مورفولوژی (پشته‌ای- شکافی، استالاکتیت، آبشاری، سدی)، و سپس تراورتن‌های قدیمی یا لامینه‌ای قابل رؤیت هستند. بعد از تشخیص انواع مختلف تراورتن‌ها، سطوح بالایی و هوازنده

که سن تراورتن‌ها می‌تواند تا اندازه زیادی شاخص سن گسل خوردگی باشد. تراورتن یک سنگ آهک قاره‌ای رسوب کرده در اطراف چشمه‌های آب گرم موجود در مناطق ولکانیکی جوان و سیستم‌های ژئوترمالی می‌باشد، که از کلسیت یا آراگونیت با تخلخل بین بلورین پایین تا متوسط و تخلخل قالبی یا داربستی بالا تشکیل شده است. این سنگ‌ها در محیط وادوز یا اساساً فراتیک تشکیل می‌شوند و رسوبگذاری آنها از طریق انتقال دی‌اکسیدکربن از منابع زیرزمینی که منجر به فوق اشباع شدن کربنات کلسیم می‌شود صورت می‌گیرد (Pentecost, 2005). عواملی مانند افزایش درجه حرارت، کاهش فشار، آشفستگی فیزیکی مانند تلاطم آب، فتوسنتز توسط گیاهان آبی (Lorah and Herman, 1988)، شکستگی و گسل خوردگی (رحیم‌پور، ۱۳۸۴) یا فعالیت‌های میکروبی (Pedley and Rogerson, 2010) با خارج کردن گاز CO₂ از آب باعث رسوب تراورتن می‌شوند. تراورتن‌ها را می‌توان بر اساس منشأ گاز CO₂ واکنش دهنده با آب‌های زیرزمینی به دو گروه ترموزن و متوزن تفکیک کرد (Pentecost, 2005). در تراورتن‌های متوزن منشأ گاز CO₂ سطحی است و به وسیله فعالیت‌های ارگانیکی در خاک تشکیل می‌شود. در صورتی که در تراورتن‌های ترموزن منشأ CO₂ عمقی است و حاصل از فرایندهای هیدرولیز، اکسیداسیون، احیا کربن، کربنات‌زدایی سنگ آهک و یا مستقیماً از گوشته بالایی (کربنات‌ها) می‌باشد. تراورتن‌های ترموزن اساساً در مناطق آتشفشانی و گسلی و همراه با کانی‌های هیدروترمالی یافت می‌شوند. نوسانات دوره‌ای فعالیت‌های گرمایی زمین و اوج و فرود آتشفشان‌ها، تغییرات سالانه دوره‌ای و فصلی جو و نیز تنوع سنگ‌های مسیر آب‌های گرم خروجی از جمله عوامل مؤثر در تنوع محصولات تراورتنی چشمه‌ها هستند. لایه‌بندی‌های موجود، تغییرات تدریجی یا آنی در رنگ و ترکیب تراورتن‌ها ناشی از تغییرات عوامل کنترلی اخیر است (مؤمن زاده و حیدری، ۱۳۶۷، Kele et al., 2008 و Burn-side, 2010). چشمه‌های معدنی آب اسک (در دو طرف بستر رودخانه هراز) نیز از جمله چشمه‌های تراورتن‌ساز می‌باشند. آب این چشمه‌ها از نوع بیکربناته کلسیم با pH کم و بیش اسیدی (pH=6) و حاوی گازهای H₂S و CO₂ می‌باشند. تراورتن‌هایی که از این چشمه‌ها نهشته می‌شوند دارای مقدار زیادی گوگرد هستند به حدی که بوی گوگرد شدیدی از آن‌ها متصاعد می‌شود. ظهور و بروزند این تراورتن‌ها به وسعت زیاد در محدوده شرق آتشفشان دماوند در تقاطع با گسل‌های رورانده منطقه آب اسک، تاکنون به نحو مقتضی و شایسته بررسی نشده است. هنوز به طور واضح مشخص نیست که زایش این تراورتن‌ها ناشی از سیالات هیدروترمالی آتشفشان دماوند هستند یا نه؟

هدف از ارائه این مقاله بررسی کانی‌شناسی، تعیین منشأ CO₂ در آب‌های رسوب دهنده تراورتن‌های پشته‌ای- شکافی، رگه‌های تراورتنی و عوامل مؤثر بر نهشته شدن آن‌ها در منطقه مورد بررسی است.



شکل ۱. نقشه زمین شناسی خلاصه شده (بر گرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دماوند، آلباخ و اشتایگر، ۱۹۶۶) که در آن موقعیت زمین شناسی، موقعیت تراورتن ها و چشمه های تراورتن ساز مشخص شده است. محل اصلی نمونه برداری از تراورتن های پشته ای - شکافی در محدوده بیضی انجام شده است.



شکل ۲. تصویر ماهواره ای منطقه مورد مطالعه با ترکیب رنگی کاذب ۱، ۳، ۴ که در آن موقعیت خطواره ها با رنگ آبی فیروزه ای نشان داده شده است. در این ترکیب باند پوشش گیاهی با رنگ سبز مشخص است.

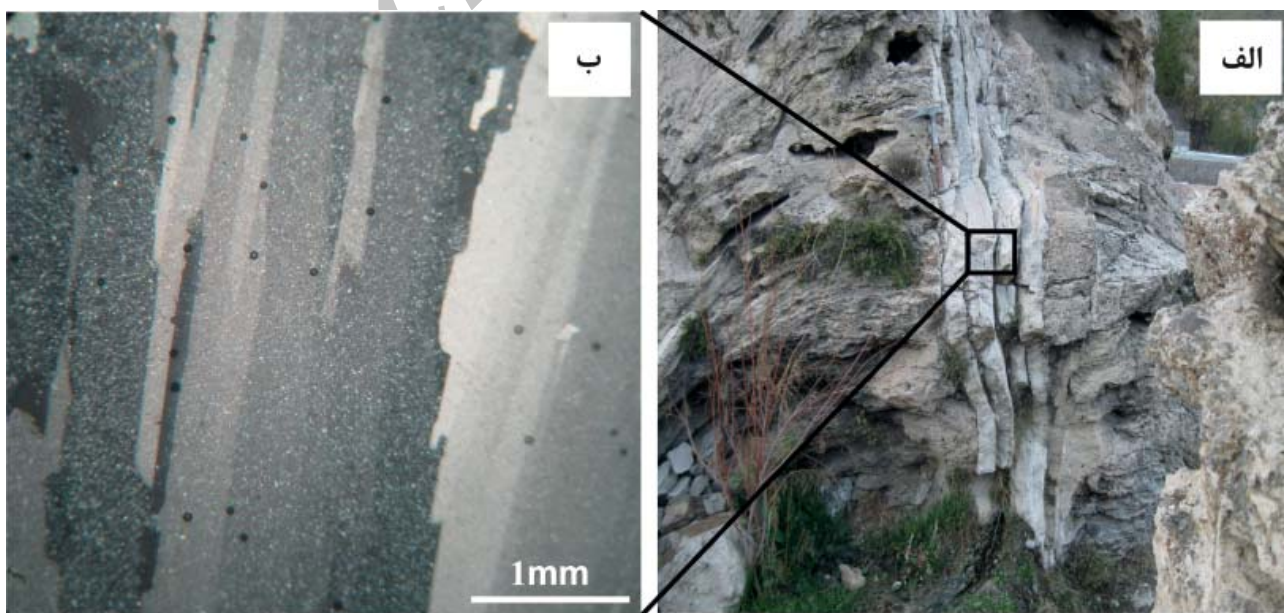
کانی‌شناسی و بررسی عوامل مؤثر در تشکیل تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی

در منطقه مورد مطالعه سه نمونه غیر فعال از تراورتن‌های تیپ پشته‌ای - شکافی در امتداد شکستگی‌های کششی با روند N20-30W دیده می‌شود (شکل ۳، الف).

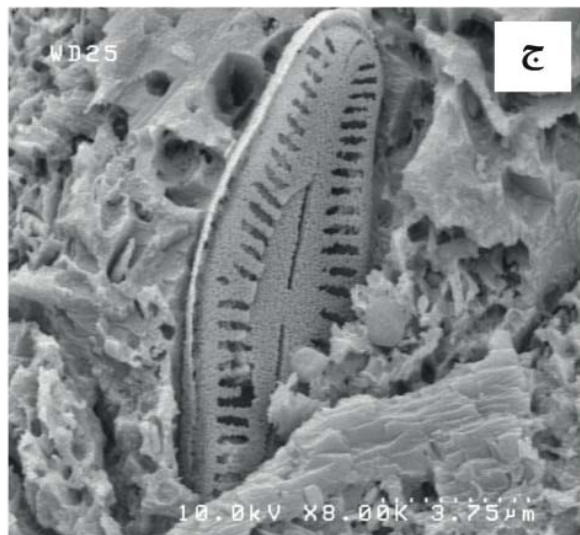
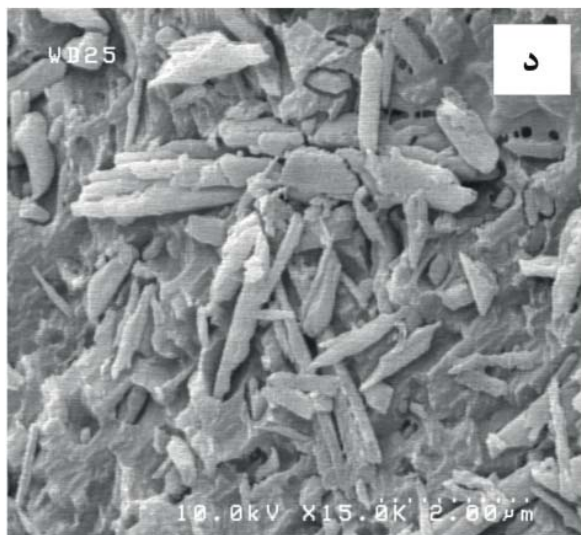
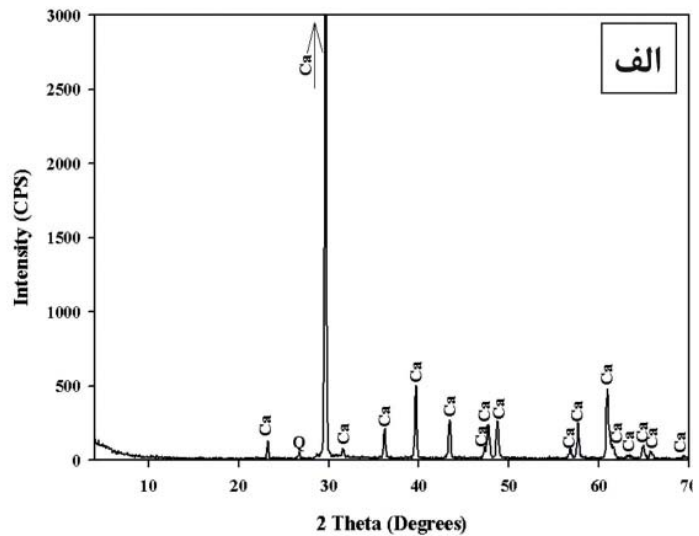
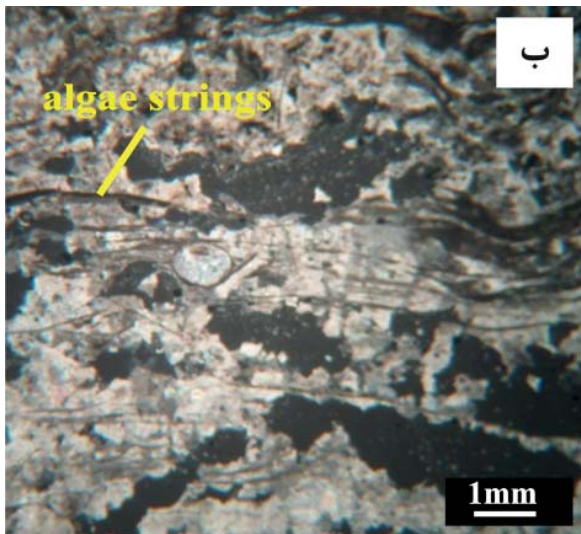
به موازات تراورتن‌های مورد مطالعه شکاف‌هایی از پوسته‌های کریستالین کلسیتی لایه لایه با بافت بلوکی طویل، سخت، و فشرده تشکیل شده است (شکل ۳، الف و ب). بنابراین نمونه‌های مورد مطالعه شامل تراورتن‌های لایه لایه و شکاف‌های کششی مرکزی پر شده با تراورتن‌های نواری قائم می‌باشند.

بررسی‌های پتروگرافی و نتایج حاصل از آنالیز XRD (نمونه SR A60) نشان می‌دهد که این تراورتن‌ها متشکل از ۹۵ درصد کلسیت و ۵ درصد کوارتز می‌باشند (شکل ۴، الف). بر اساس مطالعات میکروسکوپی، کلسیت سازنده این تراورتن‌ها دارای آثاری از جلبک‌های رشته‌ای می‌باشند (شکل ۴، ب). بررسی‌های انجام شده با آنالیز SEM نیز نشان می‌دهد که فعالیت‌های بیولوژیکی مانند دیاتومه‌ها و باکتری‌های فتوسنتزی ارتباط مستقیمی با رسوب آن‌ها داشته‌اند (شکل ۴، ج و د). توزیع این میکروارگانیسم‌ها در چشمه‌های آب گرم ارتباط نزدیکی با پارامترهای محیطی مانند درجه حرارت آب، pH·Eh و یا سموم موجود در آب دارد که از بین این عوامل، درجه حرارت آب از اهمیت بیشتری برخوردار است. دیاتومه‌ها در بین اولین جلبک‌هایی قرار دارند که بر روی تراورتن‌ها شناسایی شده‌اند (Porter, 1861) و با انجام عمل فتوسنتز موجب حذف دی‌اکسیدکربن از آب، حالت فوق اشباعی چشمه‌های آب گرم نسبت به کربنات کلسیم و در نهایت رسوب تراورتن می‌شوند. این جلبک‌ها می‌توانند سطح بالایی از گاز H₂S را تحمل کنند و به ندرت در چشمه‌های آب گرم با دمای بیش از ۴۵ درجه سانتیگراد یافت می‌شوند. پوسته‌ی دیاتومه‌ها

تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی که دارای تخلخل ظاهری و میزان آلودگی کمتری بودند جهت انجام مطالعات کانی‌شناسی، پتروگرافی و آنالیزهای ژئوشیمیایی، انتخاب و به دنبال آن از رگه‌هایی که در داخل این تراورتن‌ها گسترش یافته بودند نمونه‌برداری به عمل آمد. در طی مراحل آماده‌سازی به منظور حذف آلودگی‌ها، نمونه‌های جمع‌آوری شده با آب مقطر شستشو داده شدند. بعد از خشک شدن نمونه‌ها، مقاطع نازکی از آن‌ها تهیه شد و جهت انجام مطالعات پتروگرافی با میکروسکوپ قطبشی بررسی شدند. برای تشخیص میکروارگانیسم‌های فتوسنتزی، نمونه‌ها با استفاده از میکروسکوپ الکترونی (SEM) مورد مطالعه قرار گرفتند. همچنین جهت تعیین ترکیب کانی‌شناسی تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی و رگه‌های تراورتنی، آنالیز XRD بر روی نمونه‌های پودر شده سنگ کل انجام شد. با توجه به اینکه این تراورتن‌ها از زمانی که شروع به رسوبگذاری کرده‌اند به طور مستقیم در معرض آب‌های متتوریک قرار گرفته‌اند بنابراین پتانسیل لازم برای تحمل فرایندهای دیاژنزی را پیدا کرده‌اند. بر اساس مطالعات پتروگرافی، دیاژنز در این تراورتن‌ها به وسیله وجود کلسیت ثانویه یا کلسیت تبلور یافته قابل شناسایی است. به همین منظور با استفاده از دستگاه Craftsman Rotary مدل EX 22 M 22000 RPM، کلسیت ثانویه جدا شد و آنالیزهای ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ بر روی تراورتن‌های مورد مطالعه انجام شد. همچنین با این دستگاه بخش‌های کلسیتی رگه‌هایی که در داخل این تراورتن‌ها رخنمون یافته بودند جهت مطالعات ایزوتوپی جدا شدند. انجام آنالیزهای ایزوتوپی در آزمایشگاه ETH زوریخ در کشور سوئیس، آنالیز XRD در مرکز تحقیقات حالت جامد دانشگاه دامغان و آنالیز SEM در دانشکده برق دانشگاه تهران محقق گردید.



شکل ۳. الف) شکاف‌های کششی مرکزی پر شده با تراورتن‌های نواری قائم در منطقه مورد مطالعه، ب) کلسیت با بافت بلوکی طویل (نور پلاریزه).



شکل ۴. الف) پراش پرتو ایکس تراورتن‌های تپ پشته‌ای - شکافی (نمونه SR A60) در منطقه مورد مطالعه، Ca: (کلسیت)، Q: (کوارتز). ب) رشته‌های جلبکی، نور پلاریزه، ج) دیاتومه در تصویر SEM، د) باکتری‌های فتوسنتزی در تصویر SEM.

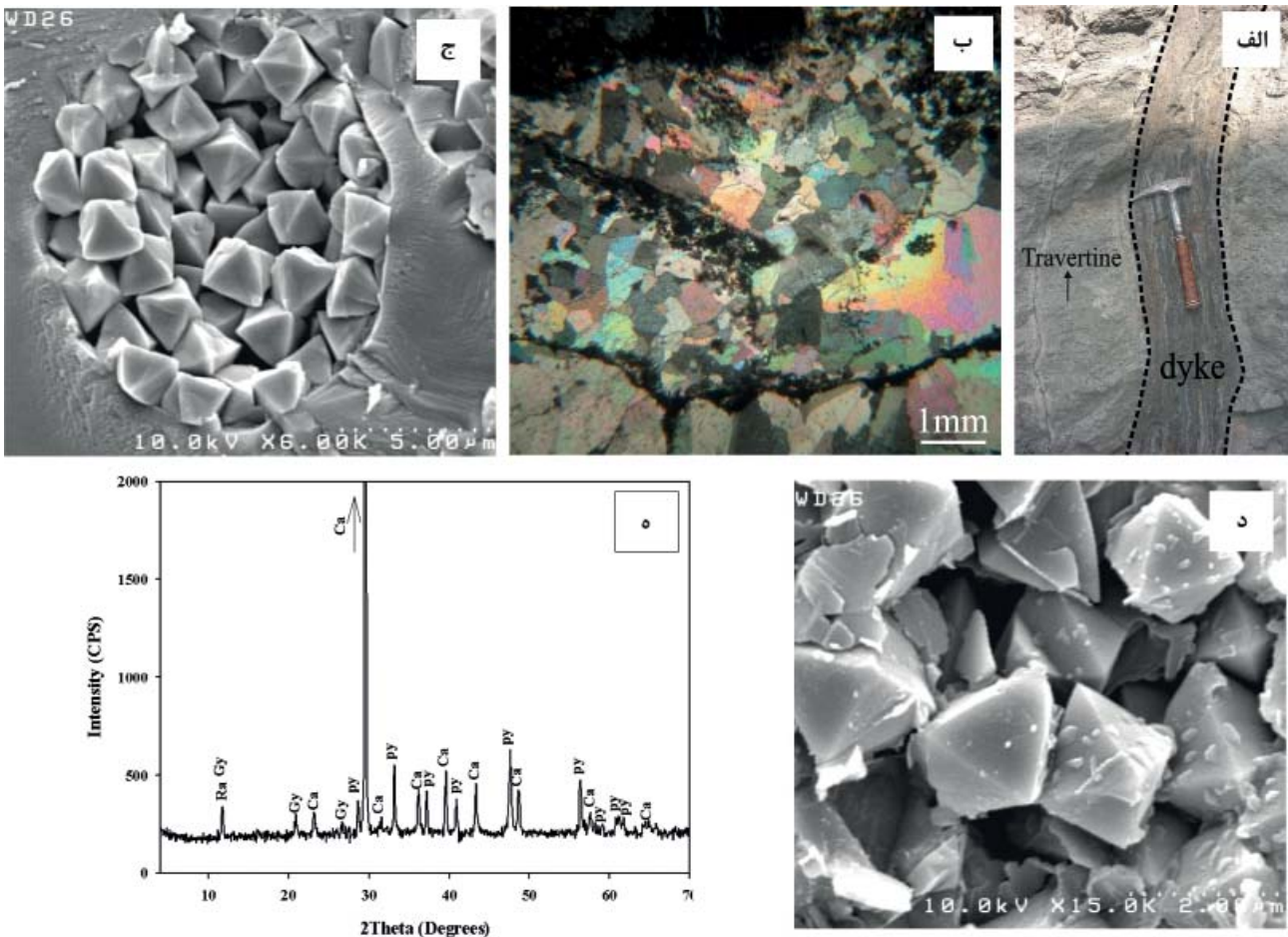
ناشی از آن سیالات هیدروترمال غنی از CO_2 به صورت رگه‌هایی به داخل تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی رخنمون یافته‌اند. همان طور که قبلاً ذکر شد، برخی از این رگه‌ها از کلسیت با بافت بلوکی طویل تشکیل شده‌اند (شکل ۳، الف و ب).

بعضی دیگر از این رگه‌ها نیز توسط شکستگی‌های نسبتاً قائم (دایک مانند) به داخل این تراورتن‌ها تزریق شده‌اند (شکل ۵، الف). مشابه این رگه‌ها در تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی منطقه Pamukkale در ترکیه گزارش شده است (Uysal et al., 2009). بر اساس مطالعات میکروسکوپی و نتایج حاصل از آنالیز XRD (نمونه SR A40) از کلسیت، پیریت، ژپس و احتمالاً مقادیر جزئی از یک کانی نادر به نام رانسیت تشکیل شده‌اند (شکل ۵، ب و ه). بر اساس آنالیز SEM، بلورهای پیریت به شکل اکتاها در این رگه‌ها دیده می‌شود (شکل ۵، ج و د). با توجه به اینکه بزرگ‌ترین پیک رانسیت (۱۰۰) (۷/۵۶) با پیک (۰۲۰) (۷/۵۶) ژپس هم‌پوشانی دارد، لذا در الگوی پراش پرتو ایکس قابل

سیلیسی بوده، بنابراین چشمه‌های رسوب دهنده تراورتن باید از مقادیر کافی سیلیس محلول برخوردار باشند. سیلیس در آب‌های گرم اسک به دلیل بالا نبودن درجه حرارت و قلیائیت، نسبتاً کم می‌باشند (غفوری، ۱۳۶۶). مقدار کم سیلیس که به صورت کوارتز در طیف XRD مشاهده شده در حقیقت بقایایی از دیاتومه‌هایی است که در چشمه‌های آب گرم و آهکی اسک به طور محدود وجود دارند. اعتقاد بر این است که، بالا آمدن آب‌های اشباع از کربنات کلسیم از شکاف مرکزی، به فرآیند رسوبگذاری تراورتن در دیواره شکاف و نیز در طرفین آن منجر شده و در نتیجه آن تراورتن‌های مذکور ایجاد شده‌اند.

کانی‌شناسی رگه‌های تراورتنی بر اساس مطالعات میکروسکوپی و آنالیز XRD

با توجه به اینکه منطقه آب اسک یک منطقه فعال تکنونیک و لرزه‌خیز محسوب می‌شود، در اثر شکستگی‌ها و گسل خوردگی‌های



شکل ۵. الف) رگه‌هایی که به صورت دایک در میان تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی تزریق شده است، ب) کلسیت، پیریت، ژپس و رانسیت در مقطع نازک (نور پلاریزه)، ج و د) کانی پیریت در تصاویر SEM، ه) پراش پرتو ایکس این رگه‌ها (نمونه SR A40).

تعیین می‌شود. با توجه به اینکه منشأ دی‌اکسیدکربن آزاد و کربن آب‌های زیرزمینی نقش بسیار مهمی را در تشکیل تراورتن‌ها ایفا می‌کنند، به این دلیل در این کار پژوهشی از روش ایزوتوپی کربن استفاده شده است. اندازه‌گیری‌ها نسبت به نمونه‌های استاندارد به نام PDB که از تشکیلات کرتاسه‌ی پیدی در کارولینای جنوبی است، صورت می‌گیرد که با نماد $\delta^{13}C$ نشان داده می‌شود. مقادیر $\delta^{18}O$ بر اساس استاندارد PDB و SMOW گزارش شده است. یکی از متداول‌ترین روش‌ها برای تعیین منشأ اولیه گاز CO_2 آزاد شده از آب در طی رسوب تراورتن‌ها و رگه‌های تراورتنی، استفاده از فرمول زیر می‌باشد (Panichi and Tongiorgi, 1976):

$$\delta^{13}C (CO_2) = 2/1 \delta^{13}C (travertine) - 5/10 \quad (1)$$

بر اساس فرمول شماره یک، مقدار $\delta^{13}C$ گاز CO_2 اولیه برای تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی در حدود $-1/452$ تا $-0/996$ و مقدار پارامتر فوق برای رگه‌هایی که به داخل این تراورتن‌ها تزریق شده در حدود $-4/308$ تا $-3/36$ محاسبه شده است (جدول ۱).

تفکیک نمی‌باشند ولی با توجه به شواهد ماکروسکوپی (رنگ سیاه) و در نظر گرفتن این نکته که رانسیت نیز در رگچه‌های فقیر از منگنز زمانی که منگنز به وسیله سیالات هیدروترمالی از سنگ میزبان حرکت کرده باشد وجود دارد، بنابراین تشکیل این کانی در این رگه‌ها دور از انتظار نیست.

ژنز و مکانیسم تشکیل تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی و رگه‌های تراورتنی بر اساس آنالیزهای ایزوتوپی

بر اساس آنالیزهای ایزوتوپی کربن و اکسیژن انجام شده، مقدار $\delta^{13}C$ موجود در تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی در حدود $+7/54$ تا $+7/92$ و مقدار $\delta^{18}O$ آن‌ها در حدود $-10/13$ تا $-9/57$ پرمیل بر اساس استاندارد PDB تعیین شده است. رگه‌هایی که در بین این تراورتن‌ها تزریق شده است، دارای مقادیر $\delta^{13}C$ در حدود $+5/8$ تا $+5/95$ و مقادیر $\delta^{18}O$ در حدود $-14/38$ تا $-11/68$ پرمیل بر اساس استاندارد PDB می‌باشند (جدول ۱). در نتیجه این تراورتن‌ها و رگه‌های تراورتنی از نظر مقادیر $\delta^{13}C$ غنی‌شدگی نشان می‌دهند و دارای مقادیر منفی $\delta^{18}O$ می‌باشند. ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن موجود در کربنات‌ها از روی CO_2 آزاد شده از واکنش بین کربنات و اسید فسفریک ۱۰۰ درصد

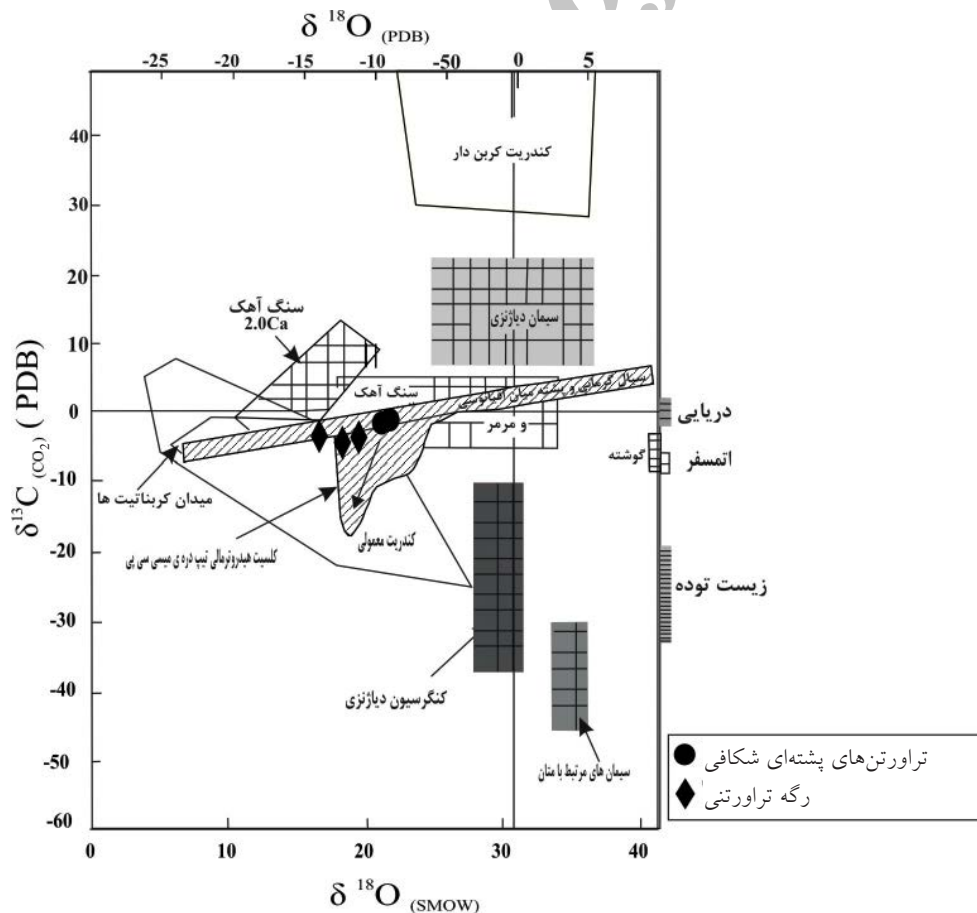
جدول ۱. مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ در تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی و رگه‌های تراورتنی.

شماره نمونه	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (CO ₂)(VPDB)	شرح
SR A15	-۱۰/۱۳	۷/۵۴	۲۰/۴۱	-۱/۴۵۲	تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی
SR A60	-۹/۵۷	۷/۹۲	۲۰/۹۹	-۰/۹۹۶	تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی
SR A40	-۱۱/۶۸	۵/۸	۱۸/۸۱	-۳/۵۴	رگه‌های تراورتنی
SR A4	-۱۲/۸	۵/۱۶	۱۷/۶۶	-۴/۳۰۸	رگه‌های تراورتنی
SR A36	-۱۴/۳۸	۵/۹۵	۱۶/۰۳	-۳/۳۶	رگه‌های تراورتنی

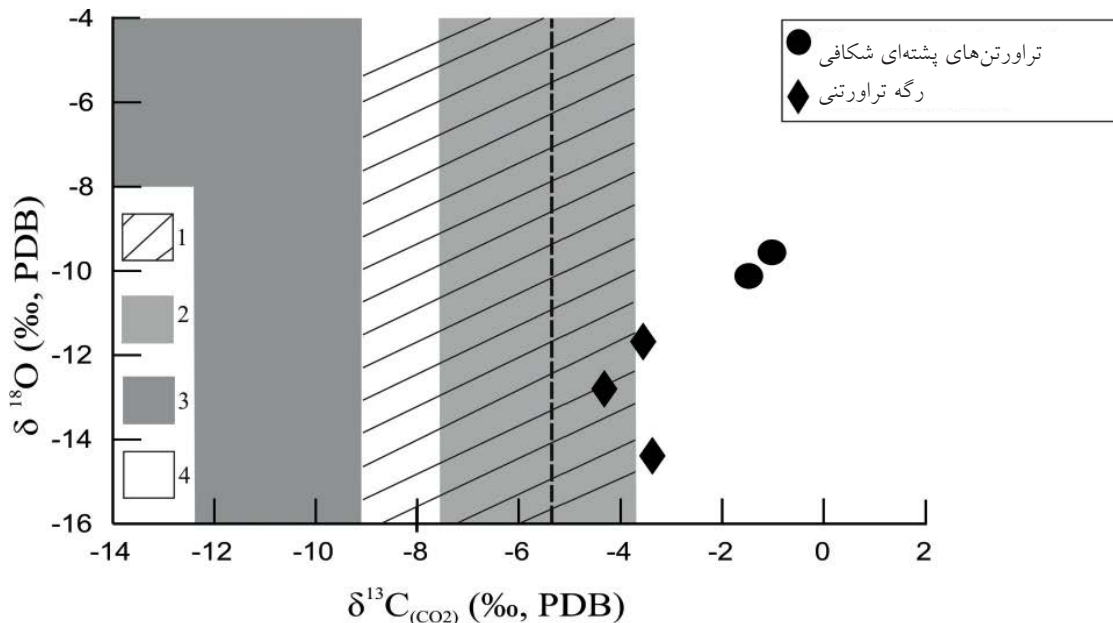
عمقی است و از واکنش‌های کربنات‌زدایی حاصل می‌شود. کارستی شدن هیدروترمال دارد در ارتباط با افزایش گرادیان ژئوترمال ناشی از فعالیت‌های ولکانیکی جوان باشد (Christoph et al., 2009).

بنابراین بر اساس مقادیر پایین $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ و با توجه به اینکه مقادیر CO_2 حاصل از منابع ماگمایی معمولاً دارای مقادیر بسیار پایینی $\delta^{13}\text{C}$ (در حدود ۷٪ تا ۵٪-) می‌باشد (Hoefs, 1997)، بعضی از رگه‌های تراورتنی دارای منشأ ماگمایی هستند. در صورتی که مقادیر $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ در تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی

با توجه به نمودار رولینسون (Rollinson, 1993) که ترکیب ایزوتوپی $\delta^{13}\text{C}$ گاز CO_2 اولیه در برابر $\delta^{18}\text{O}$ بر روی آن مشخص شده است، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سیال گرمایی قرار گرفته‌اند (شکل ۶). ترکیب شیمیایی یک سیال گرمایی می‌تواند در طی حمل به دلیل واکنش بین سنگ - سیال و اختلاط سیالات تغییر کند و منجر به کانی‌سازی هیدروترمال شود که گواه این کانی‌سازی وجود رگه‌هایی است که به شکل دایک در بین تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی تزریق شده است. در مخازن کارستی هیدروترمال بر عکس مخازن کارستی عادی منشأ CO_2



شکل ۶. نمودار $\delta^{18}\text{O} - \delta^{13}\text{C}$ محدوده‌های کربنات با منشأ مختلف (Rollinson, 1993). نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سیال گرمایی قرار گرفته‌اند.



شکل ۷. مقادیر $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ محاسبه شده با استفاده از $\delta^{13}\text{C}$ تراورتن‌ها (Milivojevic, 1989).

(۱) CO_2 ماگماتیک - اندوژنیک (Fournier, 1989)

(۲) CO_2 ماگماتیک - اندوژنیک (Blavoux et al., 1982)

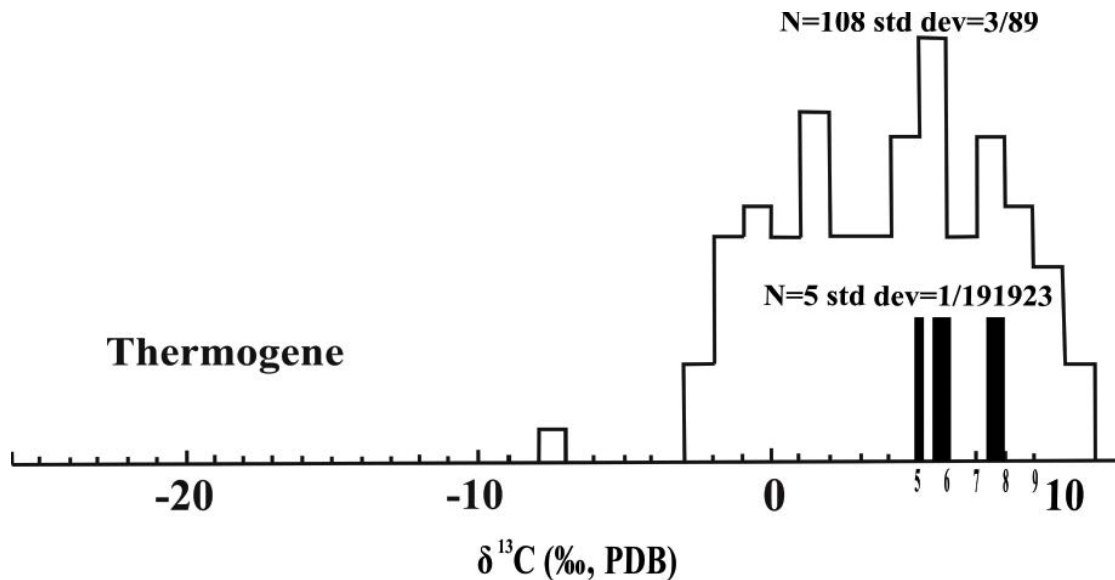
(۳) CO_2 آلی و ارگانیکی

(۴) CO_2 تولید شده به وسیله هیدرولیز سنگ‌های کربناته

و ضمن حرکت به سطح زمین با سنگ‌های کربناته واکنش داده و کربنات‌زدایی صورت گرفته است. این سیال در ادامه، گاز CO_2 حاصل از هیدرولیز سنگ‌های کربناته را با خود حمل کرده است. در طی مسیر حرکت خود به سطح زمین به صورت چشمه‌های آب گرم در سطح ظاهر شده، و در نهایت در اثر گاز زدایی سریع و فعالیت‌های بیولوژیکی، تراورتن‌ها از آن رسوب کرده‌اند. رگه‌های تراورتنی نیز بر اثر تبخیر این سیالات که غنی از گاز CO_2 هستند در زون‌های شکستگی موجود در منطقه و در پاسخ به فشار بیش از اندازه درون آن‌ها ایجاد شده‌اند (Gudmundsson and Brenner, 2001; Gudmundsson et al., 2002). این فشار بالا از شناوری^۱ زیاد این سیالات که به عنوان یک نیروی محرک برای گسترش شکستگی‌ها به سطح محسوب می‌شود ناشی شده است (Zhang, 1996). نمونه‌های مود مطالعه از نظر مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ به طور قابل توجهی غنی‌شدگی نشان می‌دهند. مقادیر بالای $\delta^{13}\text{C}$ به عدم تعادل بین گاز CO_2 و سیال اشاره دارد. این عدم تعادل در اثر گاز زدایی سریع گاز CO_2 حل شده (غنی از ^{12}C) از سیستم‌های ژئوترمال ناشی شده است (Liu et al., 2003; Pen-^۲tecost, 2005). گاز زدایی به علت از دست دادن کربن سبک (^{12}C) و غنی‌شدگی کربن باقیمانده در محلول (^{13}C) تأثیر زیادی بر روی ترکیب ایزوتوپی کربن این نمونه‌ها داشته است. اما گاز زدایی سریع به تنهایی نمی‌تواند مسئول مقادیر بسیار بالای $\delta^{13}\text{C}$ در تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی منطقه باشد. به نظر می‌رسد که نقش فعالیت فتوسنتزی میکروارگانیسم‌ها بر روی ترکیب

و بعضی دیگر از رگه‌های تراورتنی نسبت به مقدار $\delta^{13}\text{C}$ گاز CO_2 اولیه مشتق شده از منشأ آذرین نسبتاً افزایش نشان می‌دهند. افزایش در مقدار CO_2 اولیه می‌تواند از طریق واکنش‌های کربنات‌زدایی سنگ‌های کربناته ناشی شده باشد (Shieh and Taylor, 1969). از طرف دیگر همان طوری که در دیاگرام شکل ۷ نشان داده شده، تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی در محدوده سنگ‌های کربناته هیدرولیز شده و رگه‌های تراورتنی در مرز بین محدوده ماگمایی و سنگ‌های کربناته هیدرولیز شده قرار گرفته‌اند. در نهایت مطمئن‌ترین روش برای تشخیص CO_2 با منشأ گوشته‌ای استفاده از داده‌های ایزوتوپی $^3\text{He}/^4\text{He}$ است. به این دلیل که در مناطق ولکانیسمی جوان و تکتونیک فعال، هلیوم به تنهایی از گوشته خارج نمی‌شود بلکه به همراه آن گاز CO_2 و دیگر مواد فرار خارج می‌شوند. ^3He دارای منشأ اولیه است و معمولاً در گوشته یافت می‌شود. در صورتی که ^4He در اثر واپاشی رادیواکتیویته U و Th به وجود می‌آید و در پوسته یافت می‌شود. با توجه به نسبت بالای $^3\text{He}/^4\text{He}$ در چشمه‌های آب گرم اسک، منشأ گاز هلیوم آنها گوشته‌ای گزارش شده است (Omidian and Kipfer, 2011). بنابراین می‌توان یکی از منشأهای تأمین‌کننده CO_2 اولیه در تراورتن‌های پشته‌ای - شکافی منطقه را منشأ ماگمایی در نظر گرفت.

بر اساس نتایج ایزوتوپی به دست آمده در بالا، مکانیسم تشکیل این تراورتن‌ها و رگه‌های تراورتنی بدین صورت می‌باشد که سیال گرمایی، ابتدا گاز CO_2 منشأ گرفته از ماگما را با خود حمل کرده



شکل ۸. هیستوگرام مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در تراورتن‌های ترموژن مناطق مختلف جهان که در آن مقدار $\delta^{13}\text{C}$ تراورتن‌های پشته‌ای- شکافی و رگه‌های تراورتنی منطقه مورد مطالعه (با رنگ سیاه) نشان داده شده است (Pentecost, 2005).

تراورتنی و مقدار $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ اولیه، سیال رسوب دهنده آن‌ها، یک سیال گرمابی غنی از CO_2 بوده است. با در نظر گرفتن این نکته که در مناطق ولکانیسمی جوان و تکتونیکی فعال، هلیم به تنهایی از گوشته خارج نمی‌شود و همراه آن گاز CO_2 و دیگر مواد فرار خارج می‌شوند و با توجه به اینکه منشأ گاز هلیم چشمه‌های آب گرم اسک، گوشته‌ای تشخیص داده شده است، بنابراین احتمالاً این سیال ابتدا با گاز CO_2 منشأ گرفته از گوشته اختلاط یافته و در مسیر حرکت به ترازهای فوقانی با سنگ‌های کربناته واکنش داده و شروع به کربنات‌زدایی کرده است. در ادامه CO_2 حاصل از کربنات‌زدایی را با خود حمل کرده است. در نهایت سیال مذکور، به صورت چشمه‌های آب گرم در سطح ظاهر شده، و در اثر گاززدایی سریع و فعالیت‌های بیولوژیکی تراورتن‌ها از آن رسوب کرده‌اند. رگه‌های تراورتنی نیز در پاسخ به فشار بیش از اندازه درون این سیالات و تبخیر آن‌ها در زون‌های شکستگی موجود در منطقه ایجاد شده‌اند.

نمونه‌های مورد مطالعه دارای مقادیر بالایی $\delta^{13}\text{C}$ هستند که این غنی‌شدگی به سه عامل نسبت داده شده است: (۱) حضور CO_2 سنگین (غنی از ^{13}C) در طی کربنات‌زدایی سنگ‌های کربناته میزبان، (۲) تفریق غیر تعادلی در طی گاز زدایی سریع گاز CO_2 حل شده (غنی از ^{12}C) و (۳) فعالیت‌های بیولوژیکی. اما گاز زدایی سریع به تنهایی نمی‌تواند مسئول مقادیر بسیار بالای $\delta^{13}\text{C}$ در تراورتن‌های پشته‌ای- شکافی منطقه باشد. به نظر می‌رسد که نقش فعالیت فتوسنتزی میکروارگانیسم‌ها بر روی ترکیب ایزوتوپی تراورتن‌های رسوب کرده در مقایسه با گاززدایی افزایش یافته و مسئول اصلی غنی‌شدگی ایزوتوپ کربن آن‌ها تا حدود ۸٪+ باشد. با توجه به مقدار بالای ایزوتوپ کربن منشأ آنها ترموژنیک یا عمقی تشخیص داده شده است.

ایزوتوپی این تراورتن‌ها در مقایسه با گاز زدایی افزایش یافته و مسئول اصلی غنی‌شدگی ایزوتوپ کربن آن‌ها تا حدود ۸٪+ باشد (Guo et al., 1996). تأثیر جلبک‌ها بر این غنی‌شدگی بدین صورت است که با انجام عمل فتوسنتز، دی‌اکسیدکربن با ایزوتوپ کربن سبک را برای تولید مواد آلی بافت‌های نرم خود مصرف کرده و منجر به غنی‌شدگی دی‌اکسیدکربن باقیمانده در آب از نظر ایزوتوپ کربن سنگین شده‌اند. بر اساس مقادیر بسیار بالای $\delta^{13}\text{C}$ منشأ CO_2 این تراورتن‌ها، ترموژن یا عمقی تشخیص داده شده است (شکل ۸). آب رسوب‌دهنده‌ی تراورتن‌های ترموژن، اساساً گرم و حمل‌کننده گاز CO_2 ناشی از واکنش بین سیالات غنی از CO_2 و سنگ میزبان است (Ohmoto and Rye, 1979).

نتیجه‌گیری

بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که گسل‌خوردگی و شکستگی‌های موجود در منطقه آب اسک مکانیسم مهمی در صعود سیالات گرمابی غنی از CO_2 به سطح و تشکیل تراورتن‌های پشته‌ای- شکافی و رگه‌های تراورتنی بوده است. تراورتن‌های پشته‌ای- شکافی در امتداد شکستگی‌های کششی با روند N20-30W تشکیل شده‌اند و بر مبنای مطالعات پتروگرافی و نتایج حاصل از آنالیز XRD در حدود ۹۵ درصد از کلسیت و مقادیر ناچیزی کوارتز با منشأ زیستی تشکیل شده‌اند. وجود رشته‌های جلبکی در مقاطع نازک و آنالیز SEM نشان می‌دهد که فعالیت‌های بیولوژیکی در تشکیل این تراورتن‌ها نقش قابل توجهی داشته‌اند. مطالعات میکروسکوپی و آنالیز XRD، صورت گرفته بر روی رگه‌های تراورتنی نشان می‌دهد که بعضی از آن‌ها از کلسیت با بافت بلوکی طویل و بعضی دیگر از کلسیت، پیریت، ژیبس، و احتمالاً رانسیت تشکیل شده‌اند. بر اساس آنالیزهای ایزوتوپی کربن و اکسیژن انجام شده بر روی تراورتن‌ها و رگه‌های

منابع

- er, Q., 1996. Possible microbial effects on stable carbon isotopes in hot-spring travertines. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 468-473.
- Hancock, P.L., Chalmers, R.M.L., Altunel, E. and Cakir, Z., 1999. Travitronics: using travertines in active fault studies. *Journal of Structural Geology*, 21, 903-916.
- Hoefs, J., 1997. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, 201.
- Kele, S., Demeny, A., Siklosy, Z., Nemeth, T., Maria, T. and B. Kovacs, M., 2008. Chemical and stable isotope compositions of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalók, Hungary: depositional facies and non-equilibrium fractionations. *Sedimentary Geology*, 211, 53-72.
- Liu, Z., Zhang, M., Li, Q. and You, S., 2003. Hydrochemical and isotope characteristics of springwater and travertine in the Baishuitai area (SW China) and their meaning for paleoenvironmental reconstruction. *Environmental Geology*, 44, 698-704.
- Lorah, M.M., and Herman, J.S., 1988. The chemical evolution of a travertine-depositing stream: Geochemical processes and mass transfer reactions. *Water Resources Research*, 24, 1541-1552.
- Milivojevic, M., 1989. Assessment of geothermal resources of Serbia excluding autonomous provinces. Doctoral thesis, University of Belgrade, 459 (in Serbian).
- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydro Thermal Ore Deposits*, 2nd edition. Wiley and Sons, New York, 509-567.
- Omidian, S., and Kipfer, R., 2011. Noble gases dissolved in hot water springs on Damavand volcano, most reliable signature to estimate the probable eruption, *Journal of Geology*, under revision.
- Panichi, C., and Tongiorgi, E., 1976. Carbon isotopic composition of CO₂ from springs, fumaroles, mofettes and travertines of central and southern Italy: a preliminary prospection method of geothermal area, Proc. 2nd UN Symp. on the Develop. and Use of Geotherm. Energy, 20-29 May 1975, San Francisco, U.S.A, 815-825.
- Pedley, H.M., and Rogerson, M., 2010. Introduction to tufas and speleothems. In: Pedley, H.M., and Rogerson, M., (Editors) 2010. *Tufas and Speleothems: unravelling the microbial and physical controls*. Geological Society of London Special Publication 336, 1-5.
- آلباخ، پ. و اشتایگر، ر.، ۱۹۶۶. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دماوند، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات زمین‌شناسی کشور.
- حبیب نژاد، ع. و شریعتمدار، ا.، ۱۳۷۱. بررسی نهشته‌های تراورتن و چشمه‌های تراورتن‌ساز در ناحیه اسک - مسیر جاده هراز، پایان‌نامه کارشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۸۷.
- رحمانی جوانمرد، س.، ۱۳۹۰. مطالعه زایش و ژنز تراورتن‌های آب اسک در شرق آتشفشان دماوند با بهره‌گیری از نسبت‌های ایزوتوپی، پتروگرافی و دورسنجی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۵۸.
- رحیم‌پور بناب، ح.، ۱۳۸۴. سنگ‌شناسی کربناته، ارتباط دیازنز و تکامل تخلخل، انتشارات دانشگاه تهران، ۴۸۷.
- غفوری، م.، ۱۳۶۶. شناخت آب معدنی و چشمه‌های معدنی ایران، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۸۸.
- مؤمن‌زاده، م. و حیدری، ا.، ۱۳۶۷. گسترش جغرافیایی - استراتیگرافی سنگ‌های نما و تزئینی ایران. اولین سمینار بررسی معادن سنگ‌های ساختمانی "تزئینی و نما"، وزارت معادن و فلزات، شورای هماهنگی سنگ‌های تزئینی، دانشگاه امیر کبیر.
- Blavoux, B., Dazy, J. and Sarrot-Reynauld, J., 1982. Information about the origin of thermomineral waters and gas by means of environmental isotopes in eastern Azerbaijan, Iran, and southeast France. *Journal of Hydrology*, 56, 23-38.
- Burnside, N.M., 2010. U-Th dating of travertines on the Colorado Plateau: implications for the leakage of geologically stored CO₂. University of Glasgow, unpublished Ph.D thesis, 290.
- Christoph, S., Yuri, D., Michael, M. and Augusto, M., 2009. Identifying low-temperature hydrothermal karst and palaeowaters using stable isotopes: a case study from an alpine cave, Entrische Kirche, Austria. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 98, 665-676.
- Fournier, R.O., 1989. Geochemistry and dynamics of the Yellowstone National Park hydrothermal system. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 17, 13-53.
- Gudmundsson, A., Fjeldskaar, I. and Brenner, S.L., 2002. Propagation pathways and fluid transport of hydrofractures in jointed and layered rocks in geothermal fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116, 257-278.
- Gudmundsson, A., and Brenner, S.L., 2001. How hydrofractures become arrested. *Terra Nova*, 13, 456-462.
- Guo, L., Andrews, J., Riding, R., Dennis, P. and Dress-

- Pentecost, A., 2005. Travertine. Berlin, Heidelberg. Springer-Verlag, 446.
- Porter, H., 1861. The geology of Peterborough and its vicinity. UK (T. Chadwell), Peterborough, 24-28.
- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data, Longman Scientific and Technical, 420.
- Shieh, Y.N. and Taylor Jr., H.P., 1969. Oxygen and carbon isotope studies of contact metamorphism of carbonate rocks. *Journal of Petrology*, 10, 307–331.
- 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*, 265, 442–454.
- Zhang, Y.X., 1996. Dynamics of CO₂-driven lake eruptions. *Nature*, 379, 57–59.

Archive of SID