

## ریخت‌شناسی، ژئوشیمی و پیدایش تراورتن‌های وابسته به گسل در تاقدیس آران، آوج، جنوب استان قزوین

بهرورزرفیعی<sup>۱\*</sup>، حسن محسنی<sup>۲</sup>، سعیده رحمانی<sup>۳</sup> و سمیه غضنفری<sup>۴</sup>

۱ و ۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

۳- دانش‌آموخته دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

۴- دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

نویسنده مسئول: behrouzrafiei47@gmail.com

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۹۹/۴/۷

دریافت: ۹۹/۲/۲۷

### چکیده

نهشته تراورتنی بی‌آب و پلاروان در محل تاقدیس آران، شمال شهرستان آوج و در جنوب استان قزوین قرار دارند. یک برش از توده تراورتنی در حال ساخت پلاروان و دو برش از تراورتن بی‌آب مورد بررسی قرار گرفت. ریخت‌شناسی نهشته‌ها در هر دو منطقه از نوع آبشاری بوده که تحت تاثیر گسل‌های منطقه قرار دارند. بر پایه ویژگی‌های ظاهری چهار لیتوتایپ لامینه‌ای، حباب پوشش‌دار، گیاهی و درختواره‌ای (دندرتی) در منطقه شناسایی شد. فابریک میکریتی با آلوکم‌های پلوتیدی مهم‌ترین فابریک بوده و انحلال و سیمانی شدن از مهم‌ترین فرایندهای دیانزنی تراورتن در منطقه می‌باشد. بر پایه یافته‌های آزمایش *XRD* از ۵ نمونه تراورتنی منطقه، کلسیت در منطقه بی‌آب، و کلسیت و آراگونیت در پلاروان کانی اصلی تشکیل‌دهنده می‌باشند. کانی‌های آواری ایلیت، کلریت و هماتیت نیز به مقدار کمی مشاهده می‌شود که خاستگاه آن‌ها از لایه‌های میوسن بالایی و پلیوسن موجود در زیر توده تراورتن می‌باشد. با توجه به یافته‌های *ICP-OES* از ۱۶ نمونه تراورتنی، کلسیم دارای بیش‌ترین غلظت و منیزیم، سدیم، آهن و استرانسیم به مقدار کمتر در نمونه‌های تراورتن وجود دارند. مقدار این عناصر در تراورتن پلاروان بیش‌تر از منطقه بی‌آب است و به حضور سیانوباکتری‌ها، فعال بودن چشمه تراورتن‌ساز و رسوب آراگونیت مرتبط است. یافته‌های هیدروژئوشیمی آب چشمه‌ها نشان از عبور آب چشمه از لایه‌های نمکی در منطقه و نهشته شدن کربنات کلسیم از آب شور می‌باشد. گسل‌ها و شکستگی‌ها نقش مهمی در نفوذ آب به اعماق بیش‌تر و تعامل آب با لایه‌های زیرزمینی منطقه ایفا می‌کنند. تیپ آب هر دو چشمه از نوع کلرورکلسیک می‌باشد، این موضوع اختلاط آب‌های بی‌کربناته و آب‌شور و تبادل کاتیونی معکوس بین آب‌های شور و کربنات سنگ‌های اطراف را نشان می‌دهد. هدف این پژوهش مقایسه نهشته تراورتنی بی‌آب و پلاروان در دو سوی تاقدیس آران و نقش محیط‌رسوبی در تعیین ویژگی‌های نهشته تراورتنی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: تراورتن، لیتوتایپ، هیدروژئوشیمی، منطقه آوج، استان قزوین

### پیشگفتار

بی‌کربنات به کربنات نهشته می‌شود و از نظر کانی‌شناسی متشکل از کلسیت و آراگونیت است. عواملی مانند کاهش فشار، آشفتنگی جریان و فعالیت‌های زیستی موجب خروج گاز  $CO_2$  از آب و رسوب کربنات کلسیم برای تشکیل تراورتن می‌شود (فورد و پدلی، ۱۹۹۶؛ بروگی و کاپتزولی، ۲۰۰۹). ویژگی‌های ژئوشیمیایی رسوبات تراورتنی غالباً تابع شیمی آب چشمه تراورتن‌ساز بوده و هیدروژئوشیمی آب نیز تحت تاثیر ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه خاستگاه، فرایندهای هیدروژئوشیمی مانند انحلال، تبادل یونی و مسیر عبور آب می‌باشد (تاد و میز، ۲۰۰۴). ارتباط نزدیکی بین تشکیل تراورتن و گسل‌خوردگی که عامل اصلی انتقال آب به سطح زمین است، وجود دارد.

تراورتن، نهشته کربناته غیردریایی است که از آب‌های اشباع و فوق‌اشباع از کربنات و در مجاورت چشمه‌ها، دریاچه‌ها، غارها و سیستم‌های کارستی تشکیل می‌شود (پنتکاست و وایل، ۱۹۹۴؛ فورد و پدلی، ۱۹۹۶). تופا معمولاً همراه تراورتن وجود دارد. تراورتن و تופا را می‌توان دو عضو انتهایی در این نوع از رسوبات کربناته قاره‌ای در نظر گرفت (کلایس و همکاران، ۲۰۱۵). تופا به سنگ‌های آهکی تشکیل شده در چشمه‌های آب سرد یا دمای نزدیک به محیط اشاره می‌کند و با مقدار زیاد ارگانسیم‌ها و گیاهان مشخص می‌شود (فورد و پدلی، ۱۹۹۶). تراورتن در اثر خروج گاز  $CO_2$  از آب و تبدیل

ساختاری و رسوبی متفاوت، آن را به هشت زون ساختاری تقسیم کرده‌اند (اشتوکلین، ۱۹۶۸). منطقه مورد بررسی (اوج) در زون ایران مرکزی قرار دارد و به وسیله گسل‌های بزرگ (مانند گسل اوج و گسل حسن‌آباد) شکسته شده و به صورت هورست و گرابن درآمد است. این گسل‌ها باعث ایجاد گسل‌های فرعی و شکستگی شدید در منطقه شده‌اند به طوری که همبری اکثر سازندها گسله می‌باشد. گسل اوج در قسمت جنوبی منطقه با امتداد شمال باختر- جنوب خاور و گسل حسن‌آباد در قسمت شمالی منطقه عمل نموده‌اند (بلورچی، ۱۹۷۹). چندین گسل در منطقه بی‌آب قابل شناسایی می‌باشد که نهشته‌های تراورتنی در اطراف آن‌ها تشکیل شده است (شکل ۱). سنگ‌های پرکامبرین تا عهد حاضر در شمال منطقه حضور دارند و سنگ‌های اسلیتی (سازند کهر) به سن پرکامبرین پسین از قدیمی‌ترین توالی سنگ‌های رسوبی رخنمون یافته در این زون می‌باشند. رسوبات میوسن بالایی به نام سازند سرخ بالایی گسترش زیادی در منطقه دارد. این سازند دارای دو عضو زیرین لایه‌های سرخ رنگ اوج ( $M1$ ) و عضو بالایی به نام کنگلومرای بی‌آب ( $M2$ ) است (بلورچی، ۱۹۷۹). واحد  $M1$  از ماسه‌سنگ، گل‌سنگ آهکی به همراه رسوبات تبخیری و گنبد‌های نمکی می‌باشد. واحد کنگلومرای  $M2$  با سیمانی از جنس کربناته و رسی، گسترش زیادی در بخش شمالی منطقه مورد مطالعه دارد (قبادی و همکاران، ۱۳۹۰). بر پایه یافته‌های تازه که توسط احمدی‌قمی و همکاران (۱۳۹۷) انجام شد دگرشیبی زاویه‌دار در مرز بین این دو عضو وجود داشته و واحد بی‌آب از لایه‌های سرخ بالایی جدا و به پلیوسن نسبت داده شده است. حضور گنبد نمکی (کوه نمک) در باختر منطقه نیز از دیگر عوارض زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۱). حضور این توده نمکی در نزدیکی گسل‌های منطقه سبب شوری آب برخی از چشمه‌های موجود در منطقه، از جمله چشمه پل‌اروان شده است. بازالت‌های جوان متعلق به کواترنر همراه با آبرفت‌های سازنده تراست‌ها قدیمی‌تر، تراورتن و آبرفت‌های جوان (در دشت‌ها و بستر رودخانه‌ها) از جوان‌ترین سنگ‌ها و رسوبات منطقه می‌باشند. چشمه‌های آب گرم و تراورتن‌ساز در منطقه فعال هستند، بنابراین نهشته‌های تراورتنی را می‌توان هم‌ارز بخش‌های

تراویتونیک واژه‌ای است که به مطالعه این ارتباط می‌پردازد (هنکوک و همکاران، ۱۹۹۹) و نشان می‌دهد که سن نهشته‌های تراورتن می‌تواند شاخصی برای تعیین سن گسل‌خوردگی در منطقه باشد (هنکوک و همکاران، ۱۹۹۹؛ آلتونل، ۲۰۰۵؛ بروگی و کاپتزلوی، ۲۰۰۹). مطالعه پتروگرافی و ژئوشیمی تراورتن پل‌اروان (خدابخش و همکاران، ۱۳۹۱) و بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی تراورتن اوج (غضنفری و همکاران، ۱۳۹۴) از مهم‌ترین پژوهش‌های انجام شده در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. سیستم رسوب‌گذاری تراورتن محیط ویژه‌ای است که بر پایه ویژگی‌های ظاهری، شیمیایی و بیولوژیکی می‌توان آن را بررسی کرد. پژوهش پیش رو به بررسی‌های میدانی و آزمایشگاهی دو توده تراورتن معدن بی‌آب و نهشته در حال تشکیل پل‌اروان و دو چشمه تراورتن‌ساز این رسوبات، واقع در دو یال تاقدیس آران (شمال اوج) در شمال‌باختر ایران می‌پردازد. در هر برش به بررسی ویژگی‌های ریخت‌شناسی<sup>۱</sup>، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی تراورتن، نحوه تشکیل و مشخصات هیدروژئوشیمی آب چشمه‌ها پرداخته شده است. شناخت فاکتورهای اصلی کنترل‌کننده محیطی (گسل و دیرینه تنش<sup>۲</sup>)، نقش عوامل زیستی و واسطه‌های میکروبی در سیستم رسوب‌گذاری تراورتن، طبقه‌بندی ریخت‌شناسی و لیتوتایپ نهشته تراورتن و مقایسه این عوامل در دو سوی تاقدیس آران، از اهداف این پژوهش می‌باشند.

### جایگاه جغرافیایی و زمین‌شناسی

در این پژوهش دو توده تراورتنی بی‌آب و پل‌اروان و دو چشمه تراورتن‌ساز مرتبط با این دو توده، در منطقه اوج مورد بررسی قرار می‌گیرد. جایگاه جغرافیایی این دو برش به قرار زیر می‌باشد. معدن بی‌آب در ۱۰ کیلومتری شمال شهرستان اوج و در طول جغرافیایی  $۴۹^{\circ} ۱۱' ۰۶''$  و عرض جغرافیایی  $۳۵^{\circ} ۴۰' ۰۳''$  قرار دارد. توده تراورتنی پل‌اروان در ۶ کیلومتری شمال شهر اوج واقع شده است و دارای طول جغرافیایی  $۴۹^{\circ} ۱۲' ۱۱''$  و عرض جغرافیایی  $۳۵^{\circ} ۳۷' ۵۶''$  می‌باشد (شکل ۱).

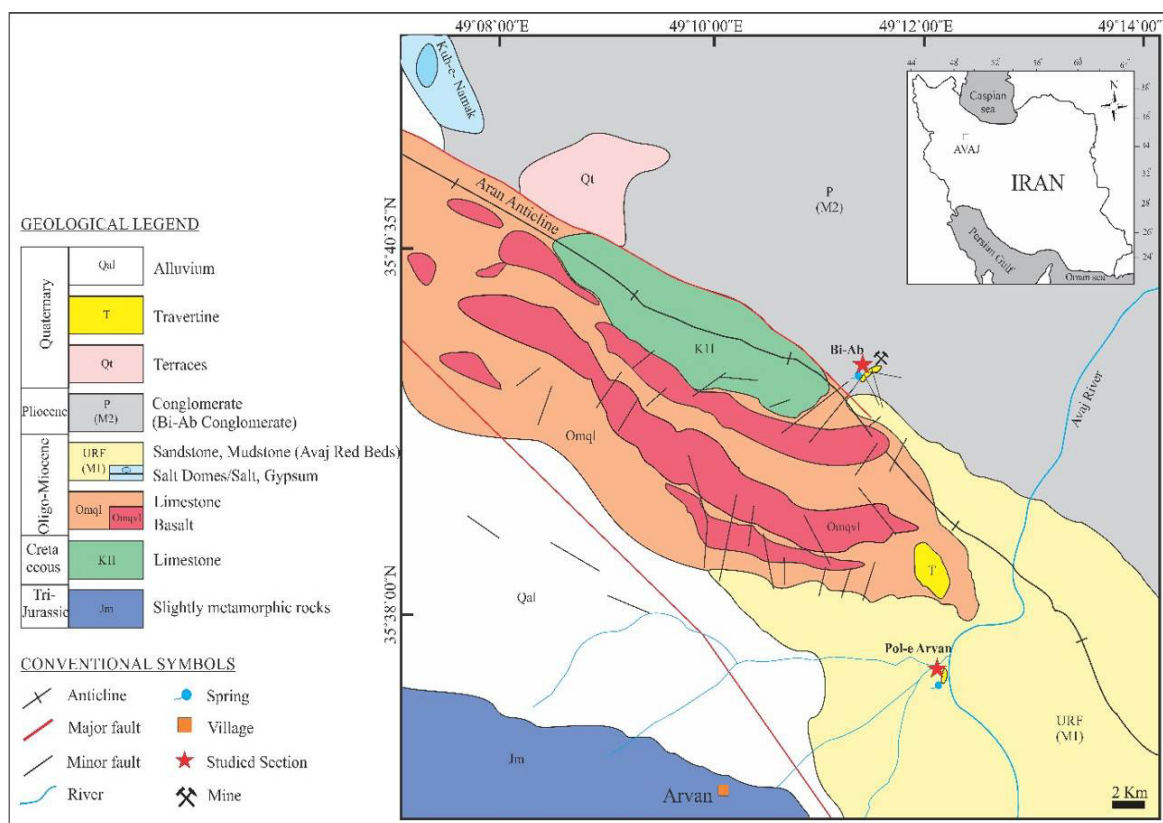
از نظر زمین‌شناسی فلات ایران بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا است که بر پایه تاریخچه

<sup>1</sup> Morphology

<sup>2</sup> Palaeostress

منطقه از واحدهای تراوا تشکیل شده است. واحدهای آهکی کرتاسه به دلیل عملکرد شدید تکتونیک دارای درز و شکاف زیاد با تراوایی بالا هستند. اشکال کارستی و تشکیل آبخوان در این واحد فراوان دیده می‌شود. رسوبات کواترنری با تراوایی بالا و واحدهای رسوبی سرخ بالایی و کنگلومرای پلیوسن با تراوایی متوسط گسترش زیادی در منطقه دارند (قبادی و همکاران، ۱۳۹۰).

چون تر رسوبات آبرفتی در نظر گرفت (بلورچی، ۱۹۷۹). تراورتن‌های پلاروان و معدن بی‌آب به ترتیب بر روی لایه‌های سرخ بالایی و کنگلومرای پلیوسن قرار دارند (شکل ۱). هیدروژئولوژی واحدهای سنگی به خصوصیات سنگ‌شناسی، فعالیت تکتونیک، میزان شکستگی و تخلخل ثانویه بستگی دارد. به دلیل عملکرد شدید تکتونیک و شرایط لیتولوژیکی، بخش‌های وسیعی از



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (با اندکی تغییرات از بلورچی، ۱۹۷۹ و احمدی‌قمی و همکاران، ۱۳۹۷).

سانتی‌متر یک نمونه دستی (مجموعاً ۲۰ نمونه) برداشت گردید. برای مطالعات سنگ‌شناسی و پتروگرافی از نمونه‌های برداشت شده ۲۵ عدد برش نازک تهیه شد. بر پایه بررسی‌های میدانی و پتروگرافی ویژگی‌های ماکروسکوپی (لیتوتایپ) و میکروسکوپی (میکروفاسیس) تراورتن‌ها تعیین شد. نمونه‌های میکروسکوپی، به کمک میکروسکوپ پلاریزان نور عبوری Zeiss Axioscope 40 عکس‌برداری و بر اساس تقسیم‌بندی پنتاکست (۲۰۰۵) و کلایس (۲۰۱۵) توصیف شد. میزان تخلخل میکروسکوپی نیز در برش نازک به روش چشمی برآورد شد. آزمایش XRD (تعداد ۴ نمونه از تراورتن بی‌آب و ۱ نمونه از

## مواد و روش‌ها

بر پایه بررسی‌های میدانی دو برش در معدن بی‌آب (یک برش از توده تراورتن A (ستبرای ۱۹۰ سانتی‌متر) و یک برش از توده تراورتن B (ستبرای ۱۵۰ سانتی‌متر) و یک برش از پلاروان انتخاب و نمونه‌برداری از واحد تراورتنی و آب چشمه‌های تراورتن‌ساز صورت گرفت. توده تراورتنی کوچک در منطقه پلاروان در حال تشکیل می‌باشد که ستبرای آن کمتر از ۲۰ سانتی‌متر است. از رسوبات سطحی این توده کوچک نمونه‌برداری صورت گرفت. با توجه به ستبرای واحدهای تراورتنی و تغییرات ظاهری در برش‌های موجود در معدن بی‌آب، حدوداً از هر ۲۰

ریخت‌شناسی نهشته‌های تراورتنی در هر دو منطقه مورد مطالعه از نوع آبخاری می‌باشد (شکل ۲). اگر سطح آب زیرزمینی در ارتفاع و یا در راس دره‌ها باشد، چشمه‌هایی بر روی شیب‌های تند به وجود می‌آید. این موضوع موجب نهشته شدن سریع رسوبات تراورتنی و تشکیل نهشته‌های آبخاری می‌شود. با ادامه فرآیند رسوب‌گذاری، سری‌هایی از رخساره تراورتن به طول چندین کیلومتر می‌تواند در امتداد دره ایجاد گردد (پنتکاست و وایلز، ۱۹۹۴). به طور کلی مکان‌های شیب‌دار محل مناسبی برای تشکیل تراورتن آبخاری هستند و بر اساس نظر پنتکاست (۱۹۹۳) و پدلی (۱۹۹۰) در جایی که شیب زمین بیش از  $10^\circ$  باشد، ریخت‌شناسی آبخاری تشکیل می‌شود. این رسوبات به شکل توده آبخاری و به صورت لایه‌بندی نیمه افقی در امتداد دره گسترش می‌یابند.

توده آبخاری تراورتن پل‌اروان در بخش جنوبی تاقدیس آران قرار دارد. طول و عرض آن به ترتیب ۳ متر و ۱ متر است (شکل ۲ الف). بخش‌های فعال توده آبخاری دارای میکروارگانیسم‌ها می‌باشد و مظهر چشمه شکاف گسلی است. معدن بی‌آب در یال شمالی تاقدیس آران قرار دارد که دو توده تراورتن (A) و (B) از نوع آبخاری قابل شناسایی است. چشمه‌های تراورتن‌ساز منطقه تحت تاثیر غسل بوده و غسل‌های اصلی خاستگاه چشمه، روند خاوری-باختری و شمالی-جنوبی دارد (شکل ۲ ب). محور طولی دو توده آبخاری (A) و (B) در جهت شیب و مخالف جهت غسل اصلی می‌باشد. این توده‌ها عدسی شکل بوده و ریخت‌شناسی آن‌ها تابع گرادیان هیدرولیکی است و به سمت پایین دره و با کاهش شیب، رخساره‌ها دارای لایه‌بندی و کمی شیب‌دار می‌شوند (شکل ۲ پ، ت، ث). شواهد ریخت‌زمین‌ساختی نشان می‌دهد که دو توده تراورتن تحت تاثیر غسل‌های فرعی دچار انحراف و جابه‌جایی شده‌اند. توده آبخاری (A)، ۱۲۰ متر طول دارد که به دلیل عملکرد غسل فرعی از نوع امتداد لغز، به سمت خاور چرخیده و خمیدگی در بخش مرکزی توده تراورتنی ایجاد شده است. توده آبخاری (B)، ۱۵۰ متر طول دارد و توسط غسل فرعی با روند خاوری-باختری از توده آبخاری (A) جدا شده است. نسبت طول به عرض دو توده (A) و (B) به ترتیب  $3/4$  و  $2/5$  است.

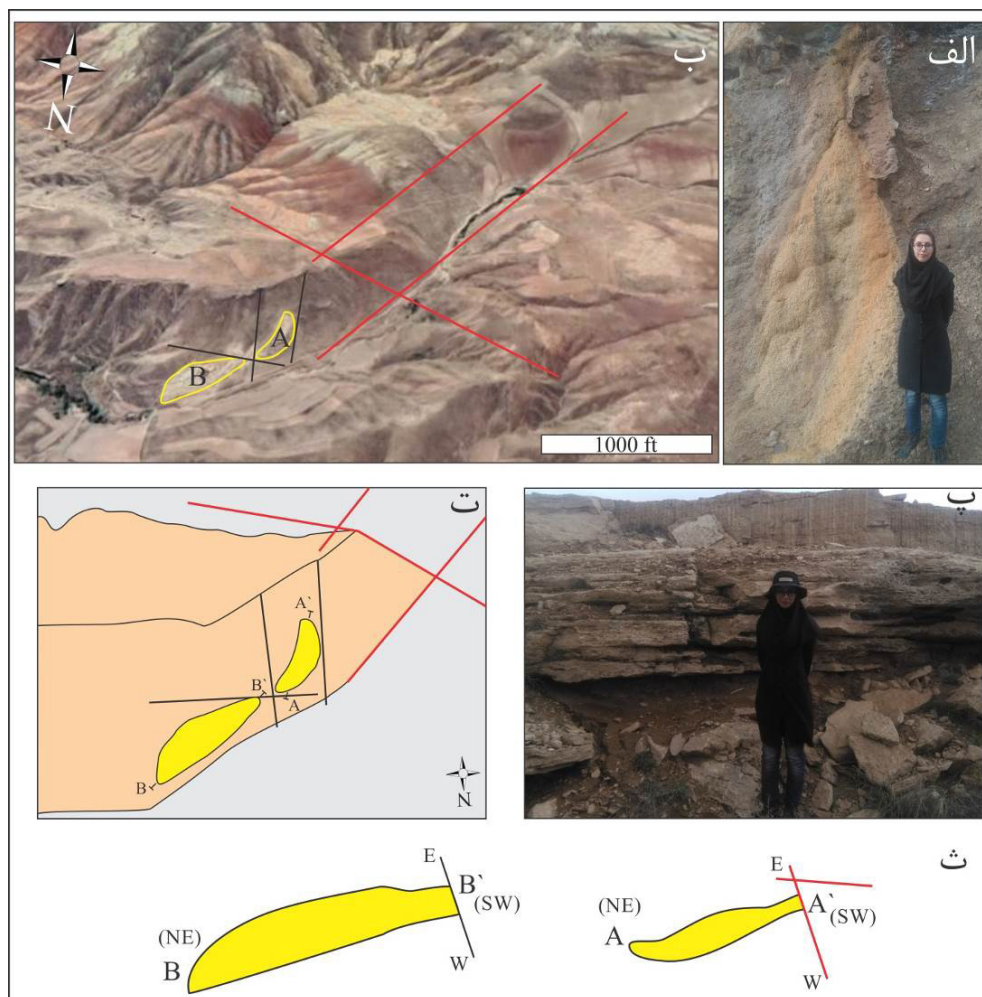
تراورتن پل‌اروان، برای تعیین انواع کانی‌های همراه موجود و نیز تشخیص نوع کانی کربناتی (کلسیت و آراگونیت) توسط دستگاه *Italstructures* (30mA, 40kV, ) در دانشگاه بوعلی‌سینا صورت گرفت. به منظور تعیین کانی‌های رسی و مواد آواری در معدن بی‌آب، ابتدا کربنات کلسیم نمونه‌ها توسط اسید استیک حذف گردید و سپس آزمایش *XRD* انجام شد. برای تعیین ترکیب شیمیایی سنگ تراورتن، آزمایش *ICP-OES* بر روی تعداد ۱۵ نمونه از تراورتن بی‌آب و ۱ نمونه از تراورتن پل‌اروان، توسط دستگاه *Perkin Elmer Optima 5300 DV* در شرکت زرآما تهران انجام شد. تعداد ۸ نمونه تراورتنی از تراورتن بی‌آب توسط میکروسکوپ الکترونی (*SEM-EDX*) در دانشگاه بوعلی‌سینا مورد تصویربرداری و آزمایش نقطه‌ای نیمه‌کمی قرار گرفت. برای تعیین مقدار کربنات کلسیم (و مواد غیر کربناتی)، ۲۳ نمونه به روش تیتراسیون (کارور، ۱۹۷۱) کربنات‌سنجی شدند. از چشمه‌های فعال تراورتن‌ساز موجود در هر منطقه دو نمونه آب در اواخر بهار (پایان سال آبی) و اوایل پاییز (شروع سال آبی بعدی) برداشت شد. متغیرهای میدانی شامل دما، *pH* و هدایت الکتریکی در محل اندازه‌گیری شد. غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌های آب در مدت کمتر از ۲۴ ساعت از زمان نمونه‌برداری در شرکت تجزیه شیمی راک همدان اندازه‌گیری شد.

### یافته‌ها و بحث

از سه معیار اصلی موفولوژی، فابریک و ژئوشیمی برای مطالعه و طبقه‌بندی تراورتن استفاده گردید که در ادامه هر بخش به طور جداگانه مورد بررسی قرار می‌گیرد.

### ریخت‌شناسی تراورتن

ریخت‌شناسی رسوبات تراورتنی در مقیاس ماکروسکوپی و در بررسی‌های میدانی مورد بررسی قرار می‌گیرد. محل تقاطع گسل‌ها مکان مناسبی برای ظهور چشمه‌ها می‌باشد و بسیاری از تراورتن‌ها در نزدیکی محل چشمه‌ها نهشته می‌شوند، بنابراین نهشته تراورتن نشان‌دهنده راس غسل فعال است (تمیز و ساواس، ۲۰۱۵). ریخت‌شناسی تراورتن در منطقه مورد مطالعه توسط دو فاکتور توپوگرافی و محل ساختاری چشمه تراورتن‌ساز تعیین می‌شود. بر پایه تقسیم‌بندی پنتکاست و وایلز (۱۹۹۴)



شکل ۲. الف) ریخت‌شناسی آبشاری رسوبات تراورتن در منطقه پلاروان؛ ب) تصویر ماهواره‌ای منطقه بی‌آب که توده تراورتنی (A) و (B)، گسل‌های اصلی (خط‌های سرخ) و فرعی (خطوط سیاه) در آن مشخص شده است؛ پ) لایه‌بندی رسوبات تراورتن در بخش انتهایی توده تراورتن آبشاری؛ ت) نمای شماتیک تراورتن آبشاری در معدن بی‌آب؛ ث) برش طولی از توده آبشاری تراورتن (A) و (B) که نسبت به گسل‌های منطقه ترسیم شده است.

**تراورتن لامینه‌ای<sup>۲</sup>:** لامیناسیون مهم‌ترین ویژگی ظاهری در نهشته‌های تراورتن است. لامیناسیون‌ها نتیجه تغییرات فصلی و روزانه رسوب‌گذاری در ارتباط با فعالیت‌های زیستی و اقلیمی می‌باشند. آن‌ها بر اساس تغییر در رنگ، تخلخل و اندازه آلوکم قابل شناسایی هستند و به دو نوع صفحه‌ای و موجی تقسیم می‌شوند (پنتاکاست، ۱۹۹۵ و ۲۰۰۵). گرچه هر دو نوع لامیناسیون در منطقه بی‌آب و پلاروان قابل شناسایی است، اما لامیناسیون صفحه‌ای هم در نمونه دستی و هم در برش میکروسکوپی منطقه مورد مطالعه به وضوح مشاهده می‌شود. در شکل ۳ الف و ب لایه‌های تراورتن

### لیتوتایپ تراورتن<sup>۱</sup>

رسوب‌گذاری تراورتن تحت تاثیر شرایط خاص محیطی صورت می‌گیرد. رخساره‌های تراورتن را می‌توان بر پایه ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی مورد بررسی قرار داد (پنتاکاست، ۲۰۰۵). لیتوتایپ‌ها بر مبنای ویژگی‌های ظاهری مانند رنگ، لایه‌بندی، لامیناسیون و حضور فسیل در نمونه دستی یا دیواره‌های معدن (سینه‌کار معدن) مشخص می‌شوند (تاگر و همکاران، ۲۰۱۵). با بررسی میدانی در سینه‌کار معدن و نمونه دستی تراورتن‌های منطقه مورد مطالعه، ۴ لیتوتایپ شناسایی شد.

<sup>2</sup> Laminated travertine

<sup>1</sup> Travertine lithotype

سریع کربنات در ستون آب دارای حباب‌های گازی است. حباب‌های گازی از به دام افتادن هوا در جریان آب می‌تواند تشکیل شود (پنتکاست، ۲۰۰۵) اما خاستگاه اصلی این گازها فعالیت میکروبی در رسوبات زیرین است (گوا و رایدینگ، ۱۹۹۸). این لیتوتایپ در هر دو منطقه وجود دارد اما حداکثر ستبرای آن در منطقه بی‌آب و با ستبرای ۵۰ سانتی‌متر مشاهده شده است (شکل ۳ الف، پ). این لیتوتایپ در ارتباط با لیتوتایپ تراورتن نی مانند می‌باشد و در بخش بالایی و مرکزی توده تراورتنی قرار دارد. شکل حباب‌ها کروی تا بیضوی و با اندازه چند میلی‌متر می‌باشد. این حباب‌ها در منطقه بی‌آب تحت تاثیر انحلال دیاژنزی قرار گرفته و حفرات بزرگ (تا ۴ سانتی‌متر) را تشکیل داده‌اند (شکل ۳ ت).

بر پایه تغییر رنگ (حتی تغییر مقدار تخلخل) به صورت موازی و با ستبرای ۲ متر در منطقه بی‌آب مشخص شده است. رنگ لایه‌ها از قهوه‌ای روشن تا کرم تغییر می‌کند. لایه‌های تیره مواد آلی بیش‌تری دارند که نشان از حضور میکروارگانیسم‌ها می‌باشد.

**تراورتن با حباب پوشش‌دار<sup>۱</sup>:** منافذ کروی، نیمه کروی و استوانه‌ای موجود بر سطح تراورتن را می‌توان به ایجاد حباب‌های گازی پوشش‌دار در ارتباط با اجزای گیاهی یا لیتوتایپ نی مانند<sup>۲</sup> نسبت داد (تاکر و همکاران، ۲۰۱۵). این منافذ به نام حباب‌های سنگی شده<sup>۳</sup> و یا سنگ کف<sup>۴</sup> نیز شناخته می‌شوند (گوا و رایدینگ، ۱۹۹۸؛ جونز و ریناوت، ۲۰۱۰). لیتوتایپ تراورتن با حباب‌های پوشش‌دار در تراورتن متداول بوده و نتیجه رسوب‌گذاری



شکل ۳. الف) لیتوتایپ‌های مشاهده شده بر روی دیواره معدن تراورتن بی‌آب؛ ب) لیتوتایپ تراورتن لامینه‌ای از نمای نزدیک که لامیناسیون ایجاد شده بر پایه تغییر رنگ می‌باشد؛ پ) نمونه دستی از لیتوتایپ تراورتن دارای حباب پوشش‌دار در ارتباط با لیتوتایپ نی مانند؛ ت) لیتوتایپ تراورتن دارای حباب پوشش‌دار که در نتیجه انحلال دیاژنزی حباب پوشش‌دار از بین رفته و حفرات بزرگ تشکیل شده است (طول مقیاس ۱۴ cm).

<sup>1</sup> Coated bubble travertine

<sup>2</sup> Reed travertine

<sup>3</sup> Lithified bubble

<sup>4</sup> Foam rock

نسبتاً سریع، خروج  $CO_2$  ناشی از آشفنگی و رخساره‌های *sloping* یافت می‌شود (ارتال و همکاران، ۲۰۱۷؛ کلابتس و همکاران، ۲۰۱۷) و در ارتباط با میکروارگانسیم‌ها می‌باشد (چیفتس و فولک، ۱۹۸۴). اندازه و شکل درختواره‌ها متفاوت است و با افزایش سرعت جریان آب، فعالیت میکروبی کاهش و درختواره‌های کوچک‌تری تشکیل می‌شود. لیتوتایپ تراورتن درختواره‌ای را در منطقه پل‌اروان می‌توان مشاهده کرد. هر درختواره دارای چند شاخه است که از یک نقطه منشعب می‌شود و شاخه‌های فرعی عمدتاً وجود ندارد. این لیتوتایپ غنی از مواد آلی است و درختواره‌ها ممکن است میکربیتی و یا اسپاریتی باشند. طول درختواره به ارتفاع آب بستگی دارد (کلابتس و همکاران، ۲۰۱۷) و در منطقه پل‌اروان از یک تا ۵ میلی‌متر متغیر است که نشان از ارتفاع کم آب و نهشت سریع کلسیت است. حداکثر ستبرای لیتوتایپ تراورتن درختواره‌ای در منطقه، ۳ سانتی‌متر می‌باشد (شکل ۴ت).

#### فابریک تراورتن (میکروفاسیس)

مهم‌ترین مولفه‌های بافتی در تراورتن شامل میکربیت، اسپاریت و آلوکم می‌باشد. واژه میکربیت اغلب برای کلسیت‌های ریزبلور با قطر  $5 \mu m >$  بکار می‌رود. بلورهایی با اندازه  $5-35 \mu m$  و  $35 \mu m >$  به ترتیب میکرواسپار و ماکرواسپار (اسپاریت) نامیده می‌شود (پنتکاست، ۲۰۰۵). میکربیت تیره‌رنگ و غنی از مواد آلی است و زمینه اصلی بسیاری از سنگ‌های آهکی به ویژه تراورتن بوده و فابریک غالب در منطقه می‌باشد؛ در حالی که اسپاریت اغلب در نتیجه فرایند دیاژنزی سیمانی‌شدن ایجاد می‌شود و رنگ روشنی دارد (شکل ۵ الف). سیمان اسپاری پرکننده منافذ، شکستگی‌ها و تخلخل‌های موجود در تراورتن است. مطالعات میکروسکوپی و تصاویر SEM برای بررسی فابریک تراورتن در منطقه مورد استفاده قرار گرفت. شایان ذکر است که فابریک‌های مشابه ممکن است در لیتوتایپ‌های مختلف قرار بگیرند.

**میکربیت (دانه‌های پوشش‌دار):** این فابریک با توجه به نوع آلوکم‌های موجود در زمینه میکربیتی نام‌گذاری می‌شود و میزان تخلخل بر پایه اندازه ذرات متغیر است.

**تراورتن گیاهی<sup>۱</sup>:** این لیتوتایپ تخلخل قالبی فراوانی دارد و بر پایه نقش و فعالیت‌های باکتریایی، جلبکی و گیاهی در شکل‌گیری تراورتن و حضور آن‌ها در رسوبات تراورتن نام‌گذاری می‌شود (کلابس و همکاران، ۲۰۱۵). این لیتوتایپ همان رخساره سنگی<sup>۲</sup> توفا بوده که با نام بیوفابریک نیز شناخته می‌شود (یانسن و همکاران، ۱۹۹۹، پنتکاست، ۲۰۰۵). بر پایه نوع گیاهان شرکت‌کننده در رسوب تراورتن، انواع مختلفی از تراورتن گیاهی وجود دارد (تاگر و همکاران، ۲۰۱۵، کلابس و همکاران، ۲۰۱۵). لیتوتایپ تراورتن گیاهی علفی<sup>۳</sup> در منطقه پل‌اروان و لیتوتایپ‌های تراورتن گیاهی نی مانند<sup>۴</sup> و تراورتن گیاهی علفی در منطقه بی‌آب شناسایی شد. لیتوتایپ تراورتن گیاهی علفی تجمع‌ی از گیاهان با حداکثر ستبرای ۱۵ سانتی‌متر در منطقه بی‌آب بوده و قالب‌های میکربیتی تا اسپاریتی در اطراف ساقه و ریشه گیاهان تشکیل شده است (شکل ۴ الف، ب). لیتوتایپ تراورتن گیاهی نی مانند با مجموعه‌ای از نی و یا قالب‌های نی که به صورت عمودی و جهت‌دار در کنار یکدیگر قرار گرفته و گاهی توسط حباب‌های پوشش‌دار به هم متصل می‌شوند، قابل شناسایی می‌باشد. ستبرای این لیتوتایپ در منطقه بی‌آب ۱۰ سانتی‌متر بوده و دارای تخلخل قالبی و پناهگاهی در مقیاس بزرگ است (شکل ۴ الف، پ).

**تراورتن درختواره‌ای (درختچه‌ای)<sup>۵</sup>:** تعادل بین سرعت رشد میکروبی و سرعت رسوب‌گذاری کلسیت، انواع مختلفی از لیتوتایپ درختچه‌ای را تشکیل می‌دهد. هر یک از انواع لیتوتایپ درختچه‌ای منعکس‌کننده میزان مشارکت عوامل محیطی (سرعت جریان آب، تبخیر، رسوب‌گذاری غیرزیستی کانی‌ها) و فعالیت میکروبی هستند (چیفتس و فولک، ۱۹۸۴؛ ارتال و همکاران، ۲۰۱۷). لیتوتایپ تراورتن درختواره‌ای یکی از انواع لیتوتایپ درختچه‌ای است که به صورت شاخه منشعب یا همان درختواره است که در مقیاس ماکروسکوپی قابل شناسایی می‌باشند. این لیتوتایپ اغلب در شرایط جریانی انرژی بالا تا متوسط و در مکان‌هایی با رسوب‌گذاری

<sup>1</sup> Phyto travertine

<sup>2</sup> Lithofacies

<sup>3</sup> Grass phyto travertine

<sup>4</sup> Reed phyto travertine

<sup>5</sup> Dendrite (Shrub) travertine

<sup>6</sup> Coated grain

حضور دارند مرتبط با میکروارگانیزم‌ها می‌باشند (ارتال و همکاران، ۲۰۱۷).

**میکریت پیژوئیدی:** آلوکم موجود در این فابریک، پیژوئید (گاهی جلبک‌ها) است که در زمینه میکریتی و یا میکرواسپاری قرار گرفته است. این فابریک تخلخل کمی دارد و اغلب از نوع درون‌دانه‌ای می‌باشد (شکل ۵ پ و ۶ ب). این فابریک در چشمه‌های اشباع و تغذیه شده از آب‌های قاره‌ای تشکیل می‌شود (ارتال و همکاران، ۲۰۱۷).

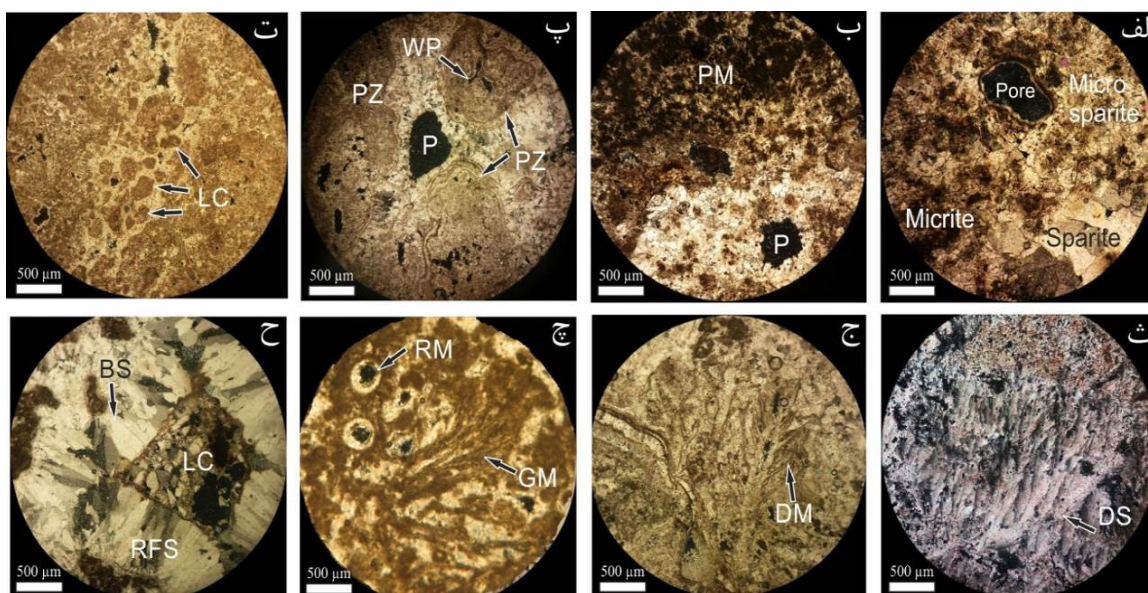
تخلخل ممکن است توسط ماتریکس یا سیمان پر شود و مقدار آن کاهش یابد. در منطقه مورد مطالعه نمونه‌های میکروسکوپی دارای ذرات پلوئید، پیژوئید و مقدار کمی ذرات لیتوکلستی می‌باشند (شکل ۵ ب، پ، ت).

**میکریت پلوئیدی:** ذرات پلوئیدی در زمینه میکریتی یا میکرواسپاری قرار دارد. در این فابریک تخلخل روزنه‌ای، کانالی و بین ذرات پلوئیدی حضور دارد. ساختار لخته‌ای حاصل تجمع پلوئیدها بوده و در بعضی از برش‌های نازک دیده می‌شود (شکل ۵ ب و ۶ الف). پلوئیدهایی که در فضای بین درختواره‌ها در لیتوتایپ تراورتن درختواره‌ای



شکل ۴. الف) لیتوتایپ تراورتن گیاهی نی مانند در بخش زیرین و مجموعه‌ای از گیاهان و نی در بخش بالایی (رخساره تופا) در منطقه بی‌آب؛ ب) کلسیتی شدن گیاهان و ارگانیزم‌ها و تشکیل لیتوتایپ تراورتن گیاهی علفی (رخساره تופا) در منطقه بی‌آب؛ پ) لیتوتایپ تراورتن گیاهی نی مانند از نمای نزدیک که تخلخل پناهگاهی به وضوح قابل شناسایی است؛ ت) وجود درختواره (پیکان) در لیتوتایپ تراورتن درختواره‌ای منطقه پل‌اروان (طول درختواره‌ها حداکثر ۵ میلی‌متر می‌باشد و لامیناسیون موجی در نمونه مشاهده می‌شود).





شکل ۵. تصویر میکروسکوپی از فابریک‌های منطقه مورد مطالعه. الف) تفاوت در اندازه و رنگ میکریتم، میکرواسپار و اسپارایتم در معدن پل‌اروان. (P: تخلخل)؛ ب) فابریک پلوئید میکریتم (PM) که تجمع پلوئیدها بافت لخته‌ای را در برش ایجاد کرده است (معدن بی‌آب)؛ پ) فابریک پیزوئید میکریتمی (PZ). پیزوئید از نوع جلبک می‌باشد و دارای تخلخل درون‌دانه‌ای (WP) می‌باشد (معدن بی‌آب)؛ ت) فابریک لیتوکلاستی (LC) که شامل قطعات لیتوکلاستی کربناته در مرکز برش می‌باشد (معدن بی‌آب)؛ ث) درختواره اسپارایتمی (DS) در معدن پل‌اروان؛ ج) درختواره میکرواسپاری (DM) در معدن بی‌آب که با لایه‌های میکریتمی احاطه شده است؛ چ) فابریک میکریتم گیاهی در معدن بی‌آب. قالب‌های نی (RM) توسط اسپار پر شده است. طول گیاهان میکریتمی (GM) بیش از  $500 \mu m$  می‌باشد؛ ح) فابریک کریستالین که در نتیجه فرایند دیاژنزی تشکیل شده است. بلورهای کلسیتی به صورت فیبری-شعاعی (RFS) و تیغه‌ای (BS) قرار گرفته‌اند. لیتوکلاست تراورتن (LC) به صورت مجموعه‌ای از قطعات کوچک‌تر کلسیتی در زمینه اسپارایتمی مشاهده می‌شود (معدن بی‌آب).

شناسایی می‌باشند اما طول درختواره میکریتمی در نمونه‌های میکروسکوپی مورد مطالعه حدود  $800 \mu m$  است. تخلخل درون درختواره و یا بین درختواره‌ها است و پلوئید میکریتمی ممکن است در بین شاخه‌های درختواره‌ای وجود داشته باشد. تبخیر و خروج  $CO_2$  در سرعت جریان بالا موجب رسوب‌گذاری تراورتن می‌شود. در این شرایط ساختار و فعالیت زیستی فابریک درختواره‌ای را در نهشت تراورتن ایجاد می‌کند (کلاپتس و همکاران، ۲۰۱۷).

**میکریتم گیاهی<sup>۲</sup>:** این فابریک در لیتوتایپ تراورتن گیاهی نی مانند، تراورتن گیاهی علفی و یا همان رخساره سنگی تופا قرار می‌گیرد. قطعات آواری و کلاست‌ها در فضای بین گیاهان می‌توانند به دام افتاده باشند (شکل ۶ ت). تخلخل فراوان از نوع تخلخل قالبی و پناهگاهی از ویژگی‌های این فابریک است به طوری که تخلخل در نمونه میکروسکوپی نیز به راحتی قابل شناسایی می‌باشد. تخلخل قالبی حاصل از بین رفتن گیاهان (نی) می‌باشد

لیتوکلاست<sup>۱</sup> اسپارایتم (میکریتم): این فابریک اگر در مقیاس ماکروسکوپی قابل مشاهده باشد لیتوتایپ تراورتن لیتوکلاستی نامیده می‌شود. قطعات لیتوکلاستی اغلب در زمینه میکریتمی قرار می‌گیرند. شکل ۵ ت یک نمونه از فابریک لیتوکلاستی در منطقه بی‌آب را نشان می‌دهد. در این فابریک قطعات کربناته (تراورتن) در زمینه میکرواسپارایتمی قرار گرفته است.

**میکریتم درختواره‌ای (اسپارایتم):** درختواره ممکن است میکریتمی و یا اسپارایتمی باشد که هر دو نوع آن در برش‌های مورد مطالعه مشاهده شد (شکل ۵ ث، ج). درختواره‌ها اغلب توسط لایه‌های میکرواسپار یا اسپارایتمی احاطه شده‌اند. لایه‌های میکرواسپارایتمی می‌توانند در اثر فعالیت میکروبی ایجاد شده باشند (کلاپتس و همکاران، ۲۰۱۷)، به طوری که اسید تشکیل شده توسط میکروبیها موجب انحلال کربنات و تشکیل میکرواسپارایتم می‌شود (ارتال و همکاران، ۲۰۱۷). درختواره‌ها در مقیاس ماکروسکوپی به وضوح قابل

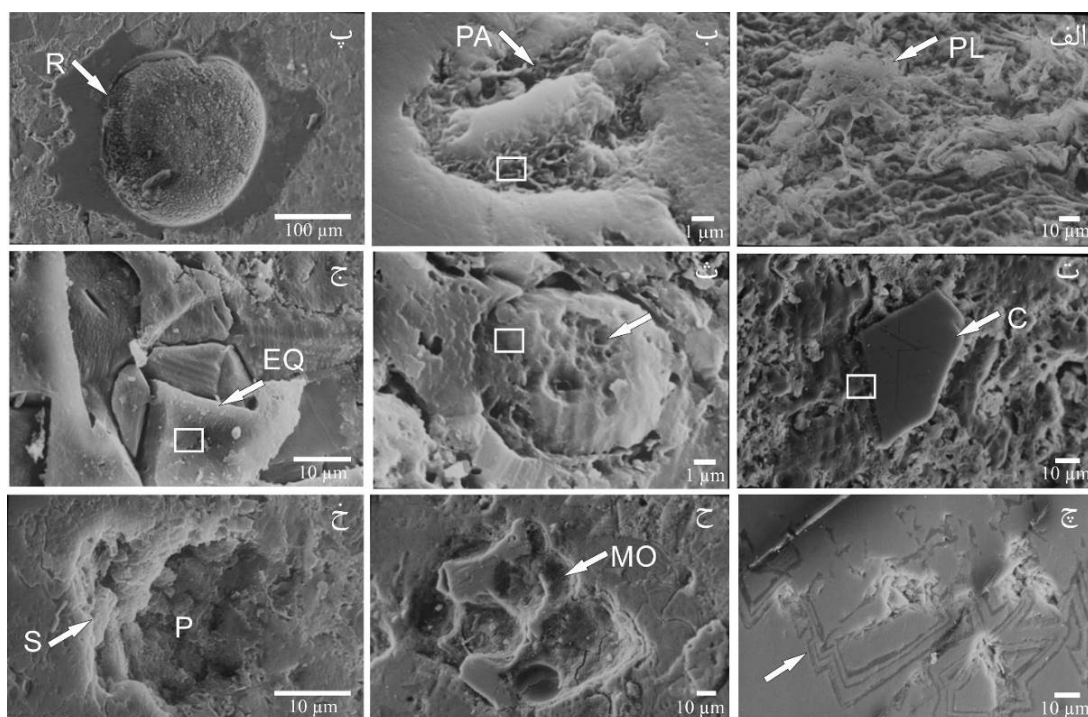
<sup>2</sup> *Phyto micrite*

<sup>1</sup> *Lithoclast*

متبلور را ایجاد کند. تصاویر SEM اندازه، شکل، گیاهان و ارگانسیم‌های موجود در تراورتن، تداخل احتمالی بلورهای کلسیت و نحوه‌ی پرشدن تخلخل در فابریک‌ها را به خوبی نشان می‌دهد. نمونه مشخصی از تشکیل بلور یوهدرال کلسیت در نمونه SEM دیده می‌شود (شکل ۶ ت). سیالات به دام افتاده توسط ارگانسیم‌ها، موجب تشکیل بلور کلسیت شده است. الگوی زون‌بندی شده در کلسیت فیبری به صورت لامینه‌های رشدی در منطقه بی‌آب قابل شناسایی است (شکل ۶ ج). این الگو نشان از تغییرات دوره‌ای ترکیب آب نهشت کربنات است که معمولاً در چشمه‌های تراورتنی امروزی ثبت می‌شود (کیتانو، ۱۹۶۳؛ سانتانا و همکاران، ۲۰۰۴). حضور مواد آواری و کلسیت در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان توسط آزمایش نیمه کمی EDX اثبات کرد (شکل ۷).

(شکل ۶ ح) و با میکریتم غنی از مواد آلی و یا اسپاریت پر شده است. در بعضی از برش‌های نازک، گیاهان در زمینه شبیه به درختواره می‌باشند به طوری که می‌توانند علاوه بر فابریک میکریتم گیاهی، در فابریک درختواره میکریتمی نیز قرار بگیرند (شکل ۵ ج).

**متبلور<sup>۱</sup>:** این فابریک به صورت کاملاً کریستالی، متراکم و سفیدرنگ دیده می‌شود و در توالی با لایه‌های میکریتمی، لامیناسیون تراورتن را تشکیل می‌دهد. بلورهای فیبری تا تیغه‌ای کلسیت در بخش‌های متبلور ممکن است به صورت لایه‌ای، شعاعی و یا درختواره‌ای قرار گرفته باشند. این فابریک فاقد تخلخل بوده یا تخلخل بسیار کمی دارد (شکل ۵ ح و ۶ ج). سیمانی‌شدن که مهم‌ترین فرایند دیاژنزی در تراورتن می‌باشد (پنتکاست، ۱۹۹۴ و ۲۰۰۵)، ممکن است در ذرات، فضاهای خالی و یا ماتریکس ایجاد و موجب تغییر فابریک اولیه تراورتن شده و فابریک



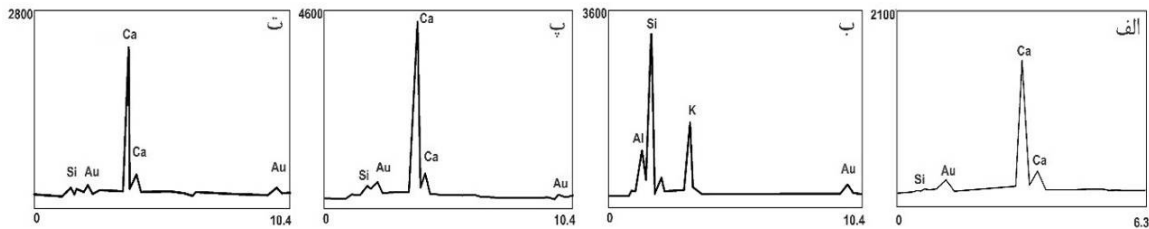
شکل ۶. تصاویر میکروسکوپ الکترونی از فابریک‌های موجود در تراورتن معدن بی‌آب. الف. پلوئیدها (PL) (بافت لخته‌ای) در فابریک میکریتم پیزونیدی؛ ب) رشته‌های جلبکی (PA) در فابریک میکریتم پیزونیدی؛ پ) آثار نی (R) پرشده با کلسیت میکریتمی در فابریک میکریتم گیاهی نی مانند؛ ت) تشکیل بلور یوهدرال کلسیت (C) در ارتباط با فعالیت ارگانسیم‌ها (فابریک میکریتم گیاهی)؛ ث) انحلال بافت گیاهی (پیکان) در فابریک میکریتم گیاهی علفی؛ ج) بلورهای کلسیت هم‌بعد (EQ) در فابریک کریستالین؛ چ) لامینه‌های رشدی کلسیت اسپاری (پیکان) در فابریک کریستالین؛ ح) تشکیل تخلخل قالبی (MO) بر اثر انحلال میکروارگانسیم‌ها؛ خ) کاهش فضای خالی (P) به دلیل پرشدگی تخلخل با اسپاریت (S). (چهارگوش‌ها محل آزمایش EDX را نشان می‌دهد).

<sup>1</sup> Crystalline

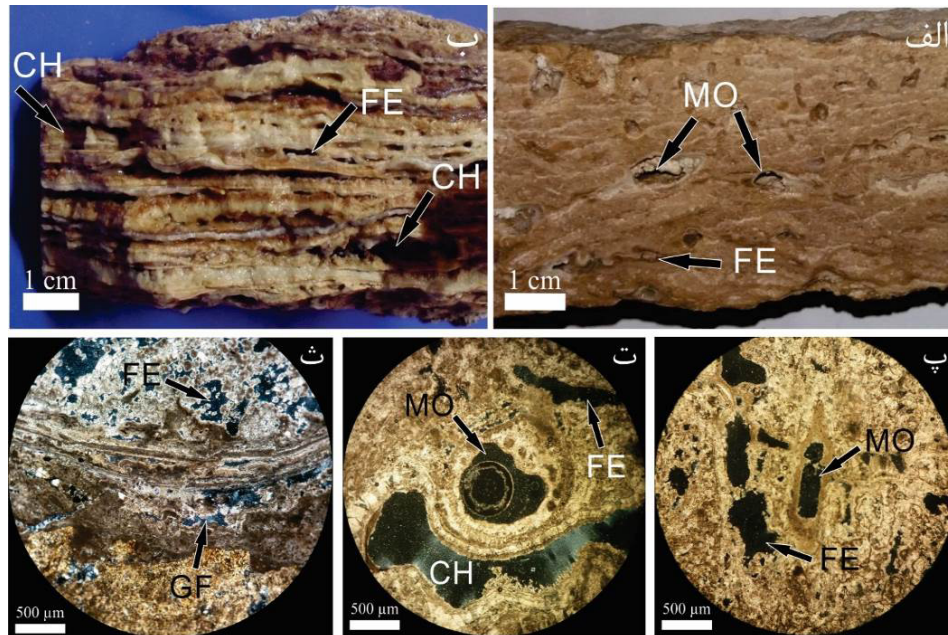
## دیاژنز

لایه‌های غنی از مواد آلی مستعد پوسیدگی بوده و منجر به ایجاد منافذی در رسوبات می‌شوند. در نتیجه این پوسیدگی، اسیدهای آلی تشکیل و انحلال بعدی در رسوبات ایجاد می‌شود (چیفیتس و فولک، ۱۹۸۴). انحلال و از بین رفتن گیاهان و ارگانوسم‌های همراه با تراورتن اولین فرایند دیاژنزی در تراورتن‌های منطقه مورد مطالعه است. این فرایند موجب تشکیل حفره‌های انحلالی و تخلخل ثانویه می‌شود و تغییرات شیمیایی آب را نیز موجب می‌گردد. تخلخل در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی قابل شناسایی است. تخلخل در منطقه بی‌آب متغیر و بیش‌تر از نوع قالبی و روزنه‌ای است. در منطقه پل‌اروان تخلخل بیش از ۲۵ درصد است و از نوع روزنه‌ای، رشدی و کانالی می‌باشد (شکل ۸، جدول ۱).

دومین و مهم‌ترین پدیده دیاژنزی در تراورتن، سیمانی شدن است (پنتکاست، ۱۹۹۴ و ۲۰۰۵). سیمانی شدن در سنگ‌های کربناته یک فرایند پس از رسوب‌گذاری و ثانویه است و در سنگ تراورتن می‌تواند از اجزا تشکیل‌دهنده تراورتن باشد (کلایتس و همکاران، ۲۰۱۵). اندازه و شکل سیمان‌های مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه بسیار متغیر می‌باشد. غالب‌ترین سیمان‌ها در معدن بی‌آب شامل سیمان تیغه‌ای، دروزی، هم‌بعد و میکریتی است که عمدتاً از نوع کلسیت پرمینیم می‌باشند. سیمان خوشه‌ای مهم‌ترین سیمان منطقه پل‌اروان بوده که در توده تراورتن در حال تشکیل دیده می‌شود و شاهدهی برای اثبات آراگونیت در منطقه است (شکل ۹).



شکل ۷. آزمایش نیمه کمی عنصری (EDX) چهار نمونه تراورتن منطقه بی‌آب بر پایه شکل ۶. الف) رشته جلبکی (تصویر ۶ب)؛ ب) کانی فلدسپات (تصویر ۶ت)؛ پ) بافت گیاهی (تصویر ۶ث) بلورهای کلسیت (تصویر ۶ج).



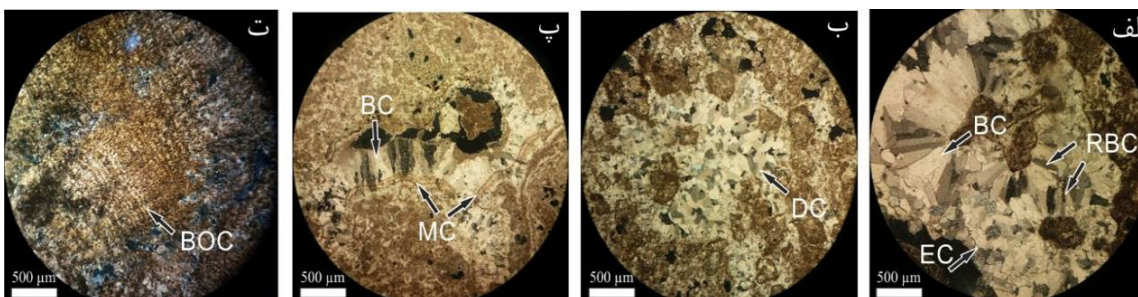
شکل ۸. انواع تخلخل در منطقه مورد مطالعه. الف) تخلخل ماکروسکوپی قالبی (MO) و روزنه‌ای (FE) در منطقه بی‌آب؛ ب) تخلخل ماکروسکوپی روزنه‌ای (FE) و کانالی (CH) در منطقه پل‌اروان؛ پ، ت) تخلخل میکروسکوپی قالبی (MO)، روزنه‌ای (FE) و کانالی (CH) در منطقه بی‌آب؛ ث) تخلخل میکروسکوپی رشدی (GF) و روزنه‌ای (FE) در منطقه پل‌اروان.

جدول ۱. میزان تخلخل میکروسکوپی نمونه‌ها بر حسب درصد ( $BiAb (A)$ ): توده A بی‌آب، ( $BiAb (B)$ ) توده B بی‌آب)

$BiAb (A)$											
Sample	BA1	BA2	BA3	BA4	BA5	BA6	BA7	BA8	BA9	BA10	BA11
Porosity	12	7	5	10	4	7	5	6	10	15	10

$BiAb (B)$									$Arvan$	
Sample	BB1	BB2	BB3	BB4	BB5	BB6	BB7	BB8	BB9	AR
Porosity	15	15	6	10	15	5	15	7	7	25



شکل ۹. فراوان‌ترین سیمان‌ها در منطقه مورد مطالعه. الف) سیمان‌های تیغه‌ای - شعاعی ( $RBC$ )، تیغه‌ای ( $BC$ ) و هم‌بعد ( $EC$ ) که در منطقه بی‌آب از غالب‌ترین سیمان‌ها می‌باشند؛ ب) سیمان دروزی ( $DC$ ) در منطقه بی‌آب؛ پ) سیمان میکریتی ( $MC$ ) و سیمان تیغه‌ای ( $BC$ ) در منطقه بی‌آب؛ ت) سیمان خوشه‌ای ( $BOC$ ) در نهشته‌های تازه کربناته در منطقه پل‌اروان که نشان از حضور آراگونیت در رسوبات تراورتن است.

تراورتن‌های معدن بی‌آب حضور دارند (شکل ۱۰، پ، ت). وجود کانی‌های مختلف در تراورتن را می‌توان به سنگ‌های قدیمی‌تر و زمین‌شناسی منطقه نسبت داد.

### کربنات‌سنجی

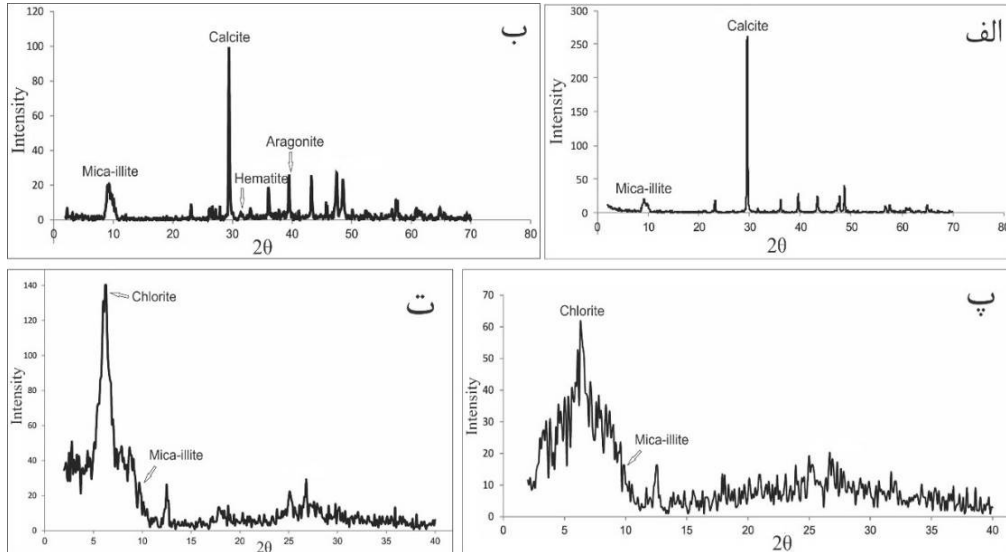
نمونه‌های تراورتنی منطقه بی‌آب و پل‌اروان خالص نبوده و علاوه بر کربنات کلسیم دارای مقداری مواد آواری مانند کانی‌های رسی، هماتیت و حتی کوارتز می‌باشند. به منظور بررسی تغییرات میزان کربنات کلسیم در برش‌های مورد مطالعه، مقدار کربنات موجود در نمونه‌های تراورتنی اندازه‌گیری شد که درصد کربنات نمونه‌های تراورتن در جدول ۲ آورده شده است. مقدار کربنات کلسیم در همه‌ی نمونه‌ها بیش از ۷۰٪ است و با تعریف پنتاکاست ( $۲۰۰۵$ ) از سنگ‌آهک‌ها که بیش از ۵۰٪ وزن خشک آن کربنات کلسیم است، مطابقت دارد. بر پایه داده‌های کربنات‌سنجی سه لایه را در رسوبات تراورتنی معدن بی‌آب می‌توان مشخص کرد. ابتدای هر لایه مقدار کلسیم کمتری دارد که به دلیل تاثیر عوامل مختلف محیطی (مانند حضور مواد آواری) در رسوب‌گذاری کربنات کلسیم است. میزان کربنات کلسیم منطقه بی‌آب متغیر است و در محدود ۹۵٪-۷۰٪ قرار دارد. این موضوع به خاستگاه و تیپ آب تراورتن‌ساز بستگی دارد و

### کانی‌شناسی

کربنات کلسیم کانی اصلی تشکیل‌دهنده تراورتن‌های این منطقه است. علاوه بر مطالعه میکروسکوپی، آزمایش  $XRD$  نیز برای شناسایی کانی‌های همراه تراورتن در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفت. یافته‌های حاصل از آزمایش  $XRD$  نمونه‌ها نشان داد که کربنات کلسیم موجود در تراورتن معدن بی‌آب کلسیت بوده اما در منطقه پل‌اروان کانی‌های کلسیت و آراگونیت همراه با هم مشاهده می‌شوند (شکل ۱۰، الف، ب). این موضوع می‌تواند به دلیل تفاوت در شوری آب چشمه، تغییرات فصلی و یا جوان‌تر بودن توده تراورتنی (خدابخش و همکاران، ۱۳۹۱)، در منطقه پل‌اروان (در حال تشکیل) نسبت به منطقه بی‌آب باشد. از سوی دیگر حضور گیاهان در منطقه بی‌آب موجب رسوب‌گذاری سریع کربنات کلسیم و تشکیل کانی کلسیت (زیستی) در منطقه شده است. کانی‌های رسی (ایلپیت و کلریت) و هماتیت از کانی‌های همراه با کلسیت در تراورتن پل‌اروان می‌باشد (شکل ۱۰، پ). این کانی‌ها به صورت محصولات ناشی از فرسایش یا هوازدگی سنگ‌های منطقه و حاصل حمل ذرات آواری در آب هستند که در زمان نهشته شدن وارد تراورتن شده‌اند. بعد از حذف کربنات کلسیم، یافته‌های آزمایش  $XRD$  نشان داد که کانی‌های ایلپیت و کلریت در

فراوانی مواد آواری، خرده‌سنگ‌های آتشفشانی، فلدسپات و کوارتز موجود در نمونه‌های معدن بی‌آب که خاستگاه آن‌ها از سنگ‌های قرار گرفته در زیر توده تراورتنی است، دلیلی دیگر بر کم بودن میزان درصد خلوص کربنات کلسیم در این نمونه‌ها می‌باشد.

نشان‌دهنده عبور آب زیرزمینی از سنگ‌شناسی‌های مختلف، تشکیل تیپ‌های مختلف آب و در نهایت رسوب تراورتن از تیپ آب مختلط می‌باشد. هم‌چنین در آب‌های شور با مقدار سدیم بالا، جانشینی سدیم به جای کلسیم در رخساره‌های رسوبی موجب کاهش میزان کربنات کلسیم می‌شود (ماری و ونگوش، ۲۰۰۱؛ کلاتیر، ۲۰۰۴).



شکل ۱. آزمایش *XRD* نمونه‌های تراورتن منطقه مورد مطالعه. الف) کلسیت کانی اصلی تراورتن در معدن بی‌آب است؛ ب) کربنات کلسیم از نوع کلسیت و آراگونیت در تراورتن منطقه پلاروان و حضور کانی‌های هماتیت و کانی رسی همراه با کلسیت؛ پ، ت) کانی‌های موجود در تراورتن بعد از حذف کلسیت (تراورتن معدن بی‌آب).

جدول ۲. درصد کربنات کلسیم در نمونه‌های تراورتن منطقه مورد مطالعه. مقادیر کربنات دو برش به تفکیک از یکدیگر و از پایین به بالای هر برش مرتب شده‌اند.

Sample (BiAb (A))	Carbonate (%)	Sample (BiAb (B))	Carbonate (%)	Sample (Arvan)	Carbonate (%)
BA1	79.8	BB1	79.6	AR	88.7
BA2	85.8	BB2	86.6		
BA3	88.1	BB3	85.4		
BA4	79.8	BB4	95.6		
BA5	81.2	BB5	84.3		
BA6	90	BB6	70.8		
BA7	86.6	BB7	81.9		
BA8	77	BB8	85.4		
BA9	94.3	BB9	77.1		
BA10	81.8	-	-		
BA11	88.7	-	-		
MAX	90	MAX	95.6		
MIN	77	MIN	70.8		
MEAN	83.9	MEAN	83		
S.D.	4.5	S.D.*	6.9		

S.D.: standard deviation

## ژئوشیمی تراورتن

نهشته‌های تراورتنی از لایه‌هایی با مقادیر متغیر کربنات کلسیم تشکیل شده‌اند که از نظر ژئوشیمی تحت تاثیر فرایندهای شیمیایی، فیزیکی، بیولوژیکی و شیمی آب چشمه‌های تراورتن‌ساز می‌باشند. عناصر اصلی و فرعی ۱۶ نمونه تراورتنی توسط آزمایش ICP-OES انجام شد

که یافته‌های آن در جدول ۳ نشان داده شده است. با توجه به یافته‌های ژئوشیمیایی، مقادیر کلسیم بیش‌تر از ده درصد بوده (حد تفکیک دستگاه) و عنصر اصلی در تراورتن منطقه می‌باشد. عناصر فرعی منیزیم، استرانسیم، پتاسیم، آهن و منگنز هستند که بیش‌ترین میزان آن‌ها در منطقه پل‌اروان مشاهده شده است.

جدول ۳. یافته‌های آزمایش شیمیایی (ICP-OES) منطقه مورد مطالعه. (غلظت Ca برحسب (%، سایر عناصر برحسب (mg/kg) می‌باشد).

Section	Element	Ca	Mg	Na	K	Sr	Fe	Al	Cu	Mn	Ni
	D.L.	100	100	100	100	2	100	100	1	5	1
BiAb1	BA1	>10%	3511	787	572	1624	1427	2289	4	33	9
	BA2	>10%	4139	871	919	1635	2369	3895	4	54	9
	BA5	>10%	3721	625	227	1872	679	1192	4	20	6
	BA6	>10%	3948	741	347	1901	857	1282	5	20	5
	BA8	>10%	3794	667	318	1949	641	903	4	30	9
	BA9	>10%	2956	583	237	1681	591	868	4	17	5
	BA10	>10%	2918	589	196	1501	667	718	3	21	6
	BA11	>10%	2568	577	113	1623	1786	460	5	23	15
	MAX		4139	871	919	1949	2369	3895	5	54	15
	MIN		2568	577	113	1501	591	460	3	17	5
	MEAN			3521.6	680	366.1	1723.2	1127.1	1450.9	4.1	27.3
S.D.			563.5	109	261.8	161.9	662.8	1129.5	0.6	12.1	3.3
BiAb2	BB1	>10%	3474	880	800	1560	2879	3497	10	68	9
	BB2	>10%	2803	667	146	1673	499	503	3	14	10
	BB3	>10%	2937	803	385	1680	943	1427	3	19	5
	BB4	>10%	2868	621	130	1640	374	442	3	10	6
	BB6	>10%	2814	704	422	1555	974	1579	5	24	7
	BB8	>10%	4148	1209	1165	1666	3246	4854	6	75	9
	BB9	>10%	4283	1270	1321	1607	3480	5863	8	80	8
	MAX		4283	1270	1321	1680	3480	5863	10	80	10
	MIN		2803	621	130	1555	374	442	3	10	5
	MEAN		3332.4	879.1	624.1	1625.9	1770.7	2595	5.4	41.4	7.7
	S.D.		646.8	261.3	479.6	52.7	1367.1	2160.4	2.8	31.3	1.8
Arvan	AR	>10%	4698	7221	1232	2937	8125	3122	9	215	62

S.D.: standard deviation, D.L.: detection limit

معدن بی‌آب و نیز حضور سیمان‌های تیغه‌ای و میکریتی در منطقه که نشان از نهشته شدن کلسیت پرمینیزیم می‌باشد، دلیلی دیگر بر افزایش مقدار منیزیم در تراورتن‌های منطقه می‌باشد. خاستگاه آب چشمه تراورتن‌ساز نیز بر روی مقدار منیزیم تاثیر می‌گذارد. مقدار این عنصر در آب‌های شیرین به ندرت از mmol/L ۱۰ تجاوز می‌کند، به جز در مواردی که آب تحت تاثیر تبخیری‌ها قرار گرفته باشد (پنتکاست، ۲۰۰۵). مقدار

منیزیم: مقدار منیزیم در تراورتن به عوامل مختلفی بستگی دارد. بالا بودن میزان منیزیم در تراورتن‌های معدن بی‌آب و منطقه پل‌اروان بیش‌تر تحت تاثیر حضور جلبک‌ها و سیانوباکتری‌ها است که عمدتاً از نوع کلسیت منیزیم‌دار می‌باشند (شکل ۱۱ الف). غلظت زیاد منیزیم و رسوب‌گذاری سریع توسط ارگانیزم‌ها موجب تشکیل آراگونیت می‌شود (پنتکاست، ۲۰۰۵). حضور آراگونیت به همراه کلسیت در منطقه پل‌اروان و وجود کانی کلریت در

**سدیم و پتاسیم:** فلزات قلیایی ممکن است جانشین کلسیم در کانی کلسیت شوند. در آب‌های متئوریک این فلزات تمرکز کمی دارند بنابراین در سنگ‌های کربناته که تحت تاثیر فرآیند دیاژنتیکی هستند مقدار این فلزات پایین است (پنتکاست، ۲۰۰۵). با مقایسه مقدار سدیم و کلسیم (حاصل از کربنات‌سنجی) در نمونه‌های معدن بی‌آب مشخص شد که نمونه‌های *BA8* و *BB6* که کمترین مقدار کلسیم را دارند دارای سدیم بالایی هستند. این موضوع می‌تواند نشان از نهشته شدن کربنات کلسیم از تیپ آب مختلط (بی‌کربنات و کلور (شور)) و جانشینی سدیم به جای کلسیم در آب‌های شور و با رخساره غالب سدیک باشد (ماری و ونگوش، ۲۰۰۱؛ کلاتیر، ۲۰۰۴). مقدار بسیار زیاد سدیم در تراورتن منطقه پل‌اروان ( $7221 \text{ ppm}$ ) نیز نشان‌دهنده عبور آب چشمه تراورتن‌ساز از گنبد‌های نمکی مدفون (و یا دارای رخنمون) در منطقه و نهشته شدن رسوب تراورتن از آب شور می‌باشد. مقدار پتاسیم در منطقه پل‌اروان و تعدادی از نمونه‌های معدن بی‌آب (*BA2*, *BB8*, *BB9*) زیاد می‌باشد که به حضور مواد آواری به ویژه ایلیت در نمونه‌ها می‌توان نسبت داد. هم‌چنین با افزایش مواد آواری و مقدار پتاسیم در نمونه‌ها (*BB8*, *BB9*)، درصد کربنات کلسیم کاهش یافته است. مقدار سدیم و پتاسیم دو منطقه در شکل (۱۱ ج و د) نشان داده شده است.

**آهن و منگنز:** آهن و منگنز توسط آب چشمه‌ها در امتداد گسل حمل می‌شوند اما به طور جداگانه رسوب می‌کنند. آب‌های زیرزمینی و جوی در هنگام عبور از واحدهای سنگی منطقه، آهن را با خود حمل کرده و در سطح زمین با توجه به تغییرات *Eh* و *pH* به همراه تراورتن به صورت ناخالصی ته‌نشین می‌کنند. در واقع بیش‌ترین آهن موجود در تراورتن برجا بوده و در نتیجه تماس آب چشمه با جو زمین، آهن محلول (فرو) به آهن فریک غیرمحلول (مانند هماتیت و لیمونیت) تبدیل می‌شود. تجمع بیولوژیکی و فعالیت زیست توده دلیل دیگر بر مقادیر زیاد آهن است که می‌تواند به طور مستقیم (جذب متابولیکی برای تولید انرژی) و یا غیر مستقیم (جذب و تغییرات میکرو-محیطی) باشد (کاسانوا و همکاران، ۱۹۹۹). در جایی که نهشته‌های تراورتن با مواد ارگانیکی تمرکز یافته‌اند، آهن ممکن است

منیزیم در منطقه پل‌اروان بیش‌تر از منطقه بی‌آب است، بنابراین خاستگاه آب‌شور برای رسوبات تراورتنی در منطقه مورد مطالعه و نیز افزایش مقدار منیزیم به دلیل افزایش شوری آب در منطقه پل‌اروان محتمل است.

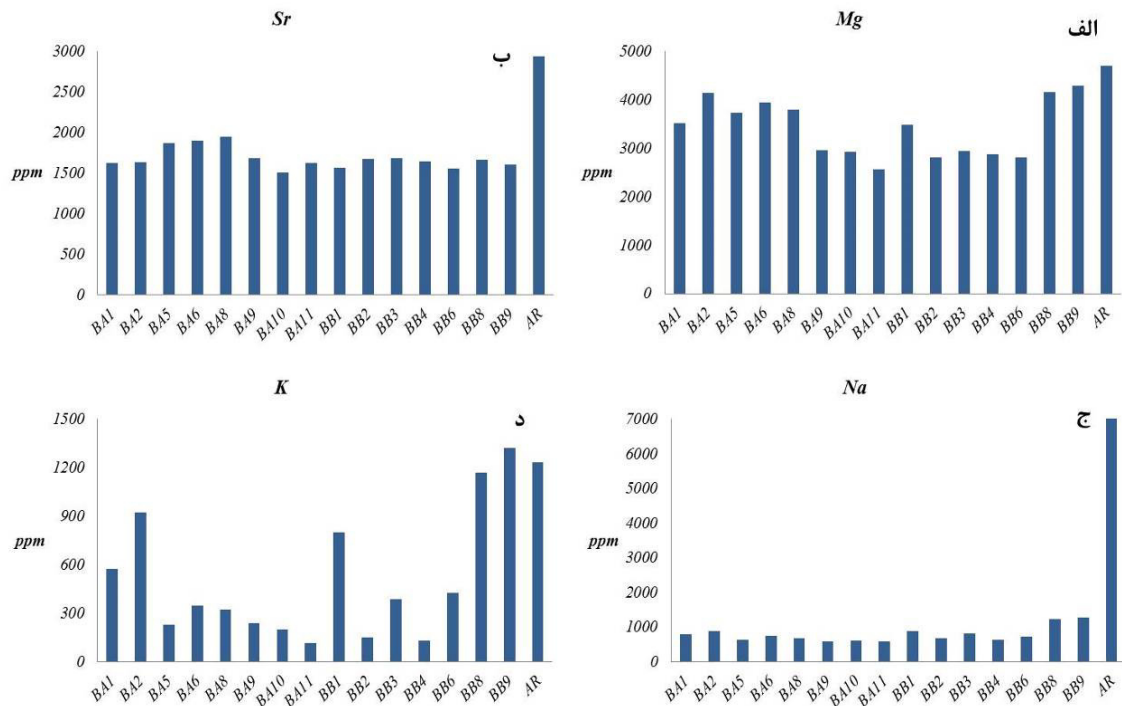
**استرانسیم:** مقدار استرانسیم در آراگونیت بیش‌تر از کلسیت است. تغییر آراگونیت به کلسیت به علت چرخش آب‌های متئوریک و فرایند دیاژنتزی، منجر به ته‌نشینی کلسیت با درصد استرانسیم پایین‌تر می‌شود (وایزر، ۱۹۸۳؛ پنتکاست، ۲۰۰۵). حضور ارگانسیم‌ها، فعال بودن چشمه‌های تراورتن‌ساز و رسوب آراگونیت در منطقه پل‌اروان موجب افزایش میانگین مقدار استرانسیم در این منطقه ( $2937 \text{ ppm}$ ) شده است. میانگین مقدار استرانسیم در معدن بی‌آب نیز بالا بوده و به بیش از  $1700 \text{ ppm}$  می‌رسد (شکل ۱۱ ب). بعضی از ارگانسیم‌های تراورتن‌ساز در شرایط آب شور فعالیت می‌کنند به طوری که با افزایش شوری فعالیت ارگانسیم‌ها و سرعت رسوب‌گذاری تراورتن و در نهایت مقدار استرانسیم افزایش می‌یابد (پنتکاست، ۲۰۰۵). به همین دلیل مقدار زیاد استرانسیم در تراورتن‌های منطقه پل‌اروان را می‌توان به شوری زیاد آب چشمه پل‌اروان نیز نسبت داد.

تراورتن منطقه بی‌آب از نوع کلسیت زیستی است و بیش‌تر تحت تاثیر گیاهان و ارگانسیم‌ها تشکیل شده است. میانگین سرعت رسوب‌گذاری کلسیت زیستی بسیار بالا ( $1500 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{h}$ ) است (کارپنتر و لومان، ۱۹۹۲)، بنابراین مقدار زیاد استرانسیم در منطقه بی‌آب نتیجه دخالت ارگانسیم‌ها و گیاهان در رسوب کربنات کلسیم و افزایش سرعت رسوب‌گذاری کلسیت است. مقدار استرانسیم در منطقه بی‌آب از  $1949-1501 \text{ ppm}$  متغیر است که این موضوع علاوه بر تاثیر فرایندهای رسوب‌گذاری و دیاژنتزی، می‌تواند به دلیل اختلاط و یا تغییر تیپ آب چشمه تراورتن‌ساز در منطقه (سانتانا و همکاران، ۲۰۰۴) و کاهش شوری آب باشد.

از عوامل کنترل‌کننده دیگر در مقدار استرانسیم می‌توان به تخلخل اشاره کرد (سیپریانی، ۱۹۷۷). این موضوع در تراورتن منطقه پل‌اروان که بیش‌ترین مقدار تخلخل (۲۵٪) و استرانسیم ( $2937 \text{ ppm}$ ) را دارد، به وضوح قابل مشاهده است.

رنگ تراورتن‌ها با مقدار آهن ارتباط مستقیمی دارد. تشکیل کانی‌های آهن همراه با نهشت تراورتن و حضور هیدروکسید و اکسیدهای آهن در فرایند سیمانی شدن، موجب رنگین شدن لایه‌های تراورتن می‌شود. بیش‌ترین مقدار آهن در منطقه پل‌اروان مشاهده شده که تراورتن آن رنگ نارنجی تا قهوه‌ای دارد، اما تراورتن‌های معدن بی‌آب در هر دو برش نمونه‌برداری شده آهن کمتری (میانگین حدود  $1700-1100$  ppm) نسبت به پل‌اروان ( $8125$  ppm) دارد و کرم رنگ تا قهوه‌ای روشن است.

احیا شود و در زمان دیاژنز وارد کلسیت شود. منگنز نیز در شرایط اکسیدان جانشین کلسیم می‌شود (پنتاکاست، ۲۰۰۵). بیش‌ترین میزان آهن در معدن بی‌آب و پل‌اروان به ترتیب  $3480$  ppm و  $8125$  ppm است. باکتری‌ها می‌توانند شروع کننده و یا حداقل تاثیر مثبت و نقش کاتالیزوری بر نهشت کانی‌ها داشته باشند (کاسانوا و همکاران، ۱۹۹۹) و مقدار زیاد آهن در تراورتن‌های منطقه پل‌اروان را می‌توان به دلیل حضور کانی هماتیت دانست که خاستگاه آن سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی منطقه و تحت تاثیر فعالیت‌های باکتریایی می‌باشد.



شکل ۱ الف) دامنه تغییرات منیزیم در تراورتن‌های منطقه پل‌اروان (AR) و بی‌آب (BA, BB). (بیش‌ترین میزان منیزیم در منطقه پل‌اروان دیده شده است) که به دلیل حضور ارگانوسم‌ها و آراگونیت می‌باشد. وجود ارگانوسم و مواد آواری در تعدادی از نمونه‌های تراورتن بی‌آب (BA2, BA6) موجب افزایش مقدار منیزیم شده است. ب) نمودار میله‌ای استرانسیم در منطقه پل‌اروان (AR) و بی‌آب (BA, BB) (بیش‌ترین میزان در منطقه پل‌اروان دیده می‌شود). ج) نمودار میله‌ای سدیم در منطقه مورد مطالعه (بیش‌ترین مقدار در پل‌اروان دیده شده است)؛ د) نمودار میله‌ای پتاسیم در منطقه پل‌اروان (AR) و بی‌آب (BA, BB).

### هیدروژئوشیمی

در هر دو چشمه کلسیم است و بر پایه نمودار پایپر، نمونه آب چشمه‌های پل‌اروان و بی‌آب از نوع کلرورکلسیک می‌باشد. در بخش لوزی نمودار پایپر، نمونه آب منطقه بی‌آب در قسمت بدون تیپ غالب بوده و حدواسط آب‌های شور و بی‌کربنات (منطقه اختلاط) قرار می‌گیرد. در این نوع از آب‌ها هیچ زوج آنیون- کاتیونی غالب

در جدول ۴ آزمایش هیدروژئوشیمیایی به همراه متغیرهای میدانی اندازه‌گیری شده، ارائه شده است. با استفاده از نمودار پایپر می‌توان تیپ آب و تبادل یونی و نیز مسیر تکامل هیدروژئوشیمیایی منابع آب یک منطقه را مورد مطالعه قرار داد (هانسلو، ۱۹۹۵). رخساره غالب

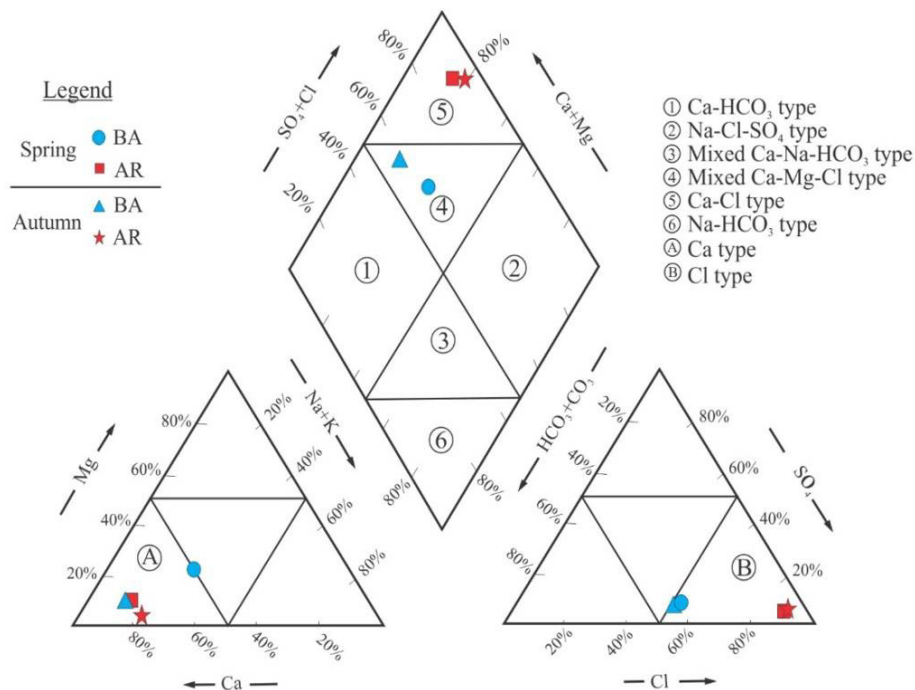


که این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده‌ی اختلاط آب و تحت تاثیر قرار گرفتن آب خاستگاه با آب‌های سطحی در منطقه بی‌آب باشد. در منطقه پلاروان نیز مقادیر زیاد یون‌ها، افزایش یون‌های سدیم و کلراید و کاهش کلسیم در فصل پاییز، احتمال ارتباط آب چشمه تراورتن‌ساز با تبخیری‌ها و گنبد نمکی را افزایش می‌دهد.

نمی‌باشد (شکل ۱۲). در منطقه مورد مطالعه مقدار آنیون‌ها در نمونه‌های برداشتی دو فصل بهار و پاییز، تغییر چشم‌گیری را نشان نمی‌دهند، در حالی که مقدار کاتیون‌ها (به ویژه یون  $Ca$  در منطقه بی‌آب) در نمونه برداشتی فصل پاییز افزایش یافته است. تغییرات یونی در منطقه پلاروان اندک و در منطقه بی‌آب بسیار زیاد است

جدول ۴. داده‌های آزمایش ژئوشیمیایی آب مناطق مورد مطالعه در فصل‌های بهار و پاییز (سال ۱۳۹۶). (داده‌های یونی و  $TDS$  بر حسب  $(mg/l)$ ،  $EC$  بر حسب  $(\mu s/cm)$  و دما بر حسب  $(^{\circ}C)$  می‌باشد).

	Spring		Autumn	
	BiAb	Arvan	BiAb	Arvan
$Mg^{2+}$	43.15	208.4	27.1	30.6
$Ca^{2+}$	48.96	856.8	171	742
$K^{+}$	8.68	83.48	76.7	78.1
$Na^{+}$	84	644.7	79.4	663.7
$Cl^{-}$	212.7	16840	205	17371
$CO_3^{2-}$	0	0	0	0
$HCO_3^{-}$	360	3050	570	3260
$SO_4^{2-}$	75.3	2196	114.8	2276
Temp.	23	35	23	35
pH	6.81	7.04	6.68	7.25
EC	1495	4330	1783	44800
Total Hardness	300	3000	540	1860
TDS	971.75	2814.5	1158.95	29120



شکل ۱۲. نمودار پایپر (۱۹۴۴): نوع (تیپ) و رخساره نمونه آب چشمه‌های پلاروان (AR) و بی‌آب (BA) در دو فصل بهار و پاییز (تیپ آب هر دو چشمه از نوع کلرورکلسیک می‌باشد با این تفاوت که در چشمه بی‌آب از تیپ مختلط کلرورکلسیک می‌باشد).

هدایت الکتریکی ( $EC$ ) با افزایش یون‌های محلول افزایش می‌یابد. انحلال و هوازگی در واحدهای رسوبی با تراوایی بالا تا متوسط در منطقه موجب افزایش هدایت الکتریکی شده است. آب چشمه پل‌اروان با مقدار سدیم و کلر بیشتر، هدایت الکتریکی زیادتری نسبت به آب چشمه بی‌آب دارد. با بالا رفتن میزان  $pH$  غلظت  $TDS$  و در پی آن هدایت الکتریکی افزایش می‌یابد. هدایت الکتریکی بالا و میزان کلراید زیاد آب در چشمه‌های کلرور کلسیم به دلیل وجود گنبد‌های نمکی مدفون و دارای رخنمون (نزدیک روستای سعید آباد، باختر منطقه) در منطقه و تبادل یونی معکوس می‌باشد (شکل ۱۳ ب).

**کلسیم و منیزیم:** انحلال رسوبات و سنگ‌های آهکی در آب‌های زیرزمینی و غلظت بالای یون کلسیم و منیزیم در آب چشمه به دلیل فشار بالای  $CO_2$ ،  $pH$  پایین، اختلاط آب‌های جوئی و کاهش دما، واکنش  $CO_2$  با کلسیت و دولومیت می‌باشد (آپلو و پوستما، ۲۰۰۵). غلظت کلسیم در آب چشمه منطقه مورد مطالعه بیشتر از غلظت سولفات است که این موضوع با توجه به نظر گرلز و مکنزی (۱۹۷۱) نشان از میزان هوازگی و انحلال بیشتر کلسیت (سنگ‌آهک کرتاسه و رسوبات آهکی الیگومیوسن) است.

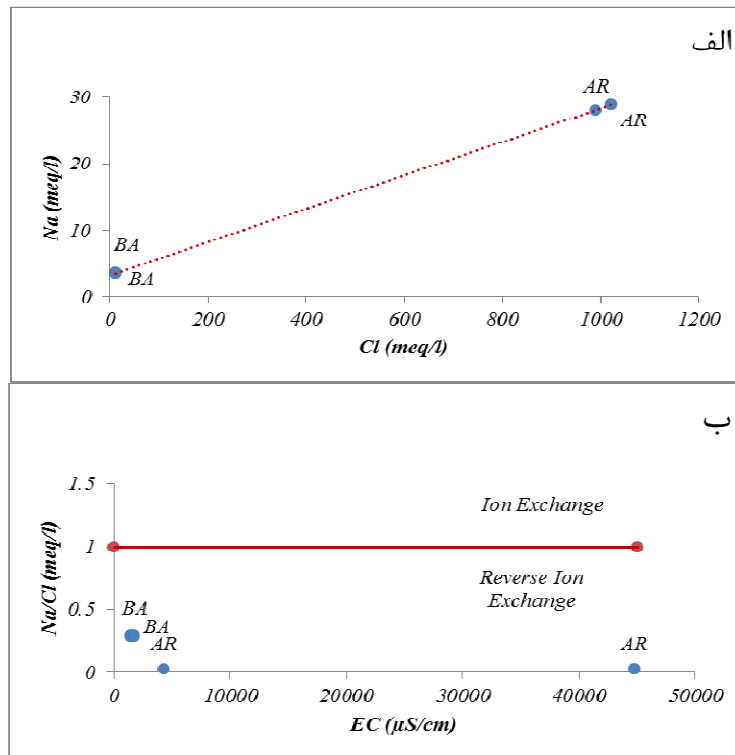
سختی آب نیز ناشی از غلظت کلسیم و منیزیم است. بر پایه داده‌های هیدروژئوشیمی منطقه مورد مطالعه، سختی آب هر دو چشمه بیش از ۳۰۰ (میلی‌گرم کربنات کلسیم) است که در دسته‌بندی سازمان حفاظت از محیط زیست ( $EPA^1$ ) (۲۰۰۱) از نوع آب سخت و خیلی سخت می‌باشد. سختی زیاد آب نیز دلیل دیگر بر انحلال کانی‌های کربناته می‌باشد. با استفاده از نمودار مولفه‌ای داتا و تاجی (۱۹۹۶) داده‌های آزمایش هیدروژئوشیمی منطقه مورد مطالعه در بالای خط تعادل قرار می‌گیرند که این موضوع نشان‌دهنده هوازگی کربنات و تبادل یونی معکوس کاتیونی است. در این نمودار داده‌ها هر چقدر به خط تعادل نزدیک‌تر باشند نشان از انحلال همزمان رسوبات تبخیری و کربنات در آب‌های زیرزمینی و تبادل کاتیونی است (شکل ۱۴).

با توجه به گسترش زیاد سازندهایی با تراوایی زیاد (سنگ آهک کرتاسه و رسوبات کواترنری) تا متوسط (لایه‌های رسوبی سرخ بالایی و کنگلومرای پلیوسن)، عملکرد شدید تکتونیک و حضور آبخوان‌های کارستی در منطقه آوج (قبادی و همکاران، ۱۳۹۰)، آب جوئی به اعماق زمین نفوذ کرده و بر پایه نظر گونای (۲۰۰۶) جهت حرکت آب تابع گرادبان هیدرولیکی حداکثر و الگوی سیستم‌های شکستگی و زمین‌ساختی واحدهای سنگی می‌باشد. غلظت‌های مشابه و همبستگی زیاد بین زوج یون‌های کاتیونی و آنیونی آب چشمه‌های پل‌اروان و بی‌آب نیز نشان می‌دهد که این آب‌ها با سازندهای منطقه در تعامل بوده و ارتباط نزدیکی با تکتونیک فعال منطقه دارند.

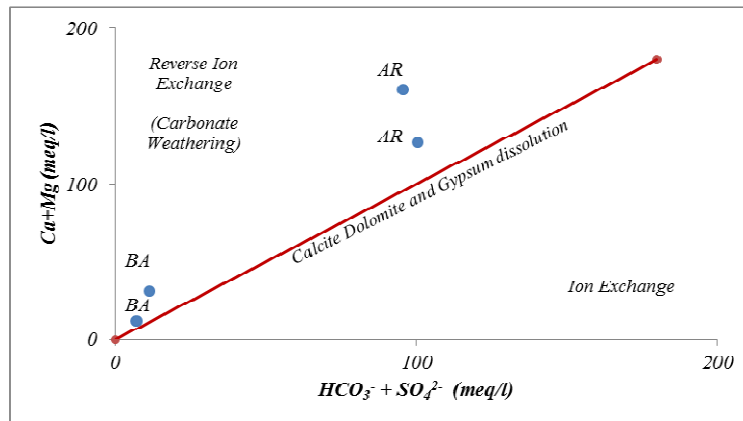
**سدیم و کلراید:** هالیت ( $NaCl$ ) مهم‌ترین خاستگاه برای یون‌های سدیم و کلراید در آب است و وجود همبستگی بالا بین یون‌های سدیم و کلراید می‌تواند بیانگر خاستگاه مشترک این دو یون و انحلال هالیت باشد (میزور، ۲۰۰۴؛ ساپا راثو، ۲۰۰۸). ضریب همبستگی بین یون‌های سدیم و کلراید در نمونه‌های آب چشمه‌های مورد مطالعه، نزدیک به یک (۰/۹۹۹) است که یک منبع مشترک برای تغییرات این دو یون و انحلال هالیت در منطقه را تأیید می‌کند (شکل ۱۳ الف).

در داده‌های هیدروژئوشیمی آب چشمه‌های پل‌اروان و بی‌آب، غلظت یون کلراید بیش از سدیم است که این موضوع نشان می‌دهد که ترکیب آب از نوع شورابهایی است که در آن تبادل یونی معکوس روی داده است. در این فرایند، یون کلسیم موجود در کانی‌های رسی و واحدهای سنگی کربناته توسط یون سدیم موجود در آب جانشین می‌شود که در این حالت غلظت یون کلراید نسبت به یون سدیم در آب بیشتر می‌گردد. بر پایه نمودار پایپر مقدار زیاد کلراید و افزایش کلسیم دلیلی بر خاستگاه آب شور و تبادل یونی معکوس سدیم آب با کلسیم واحد سنگی کربناته می‌باشد. مجموع مواد جامد محلول ( $TDS$ ) نمونه‌های مورد مطالعه بیش از ( $ppm$ ) ۱۰۰۰ است که بر پایه طبقه‌بندی هیم (۱۹۷۰) آب چشمه‌ها از نوع نسبتاً شور می‌باشد. از سوی دیگر با توجه به نظر هانسلو (۱۹۹۵) مقدار  $TDS$  اگر بیش از  $mg/l$  ۵۰۰ باشد تبادل یونی معکوس در آب‌های منطقه رخ داده است.

<sup>1</sup> Environmental Protection Agency



شکل ۱۳. الف) نمودار سدیم در مقابل کلراید برای نمونه‌های آب چشمه پل اروان (AR) و بی‌آب (BA)؛ ب) نمودار  $Na/Cl$  در مقابل  $EC$  داده‌ها در زیر خط  $Na/Cl = 1$  قرار دارند که نشان می‌دهد آب چشمه پل اروان (AR) و بی‌آب (BA) در بخش‌های زیرزمینی دچار تبادل یونی معکوس شده است.



شکل ۱۴. نمودار مولفه‌های داتا و تاجی (۱۹۹۶) برای داده‌های هیدروژئوشیمی آب چشمه پل اروان (AR) و بی‌آب (BA). داده‌ها در بالای خط تعادل قرار دارند که نشان از تعویض یونی معکوس در آب است.

فراوانی یون بی‌کربنات در آب چشمه‌ها را می‌توان به مقادیر  $pH$  کم آب نسبت داد. بنا به نظر دومینگز-ویلار (۲۰۱۷) و رنجبران و همکاران (۲۰۱۹) غلظت زیاد بی‌کربنات، کلسیم و منیزیم نشان‌دهنده انحلال سنگ آهک در منطقه است.

یون‌های کربنات و بی‌کربنات: آب‌های زیرزمینی مقدار  $pH$  کمتری نسبت به نمونه‌های آب سطحی دارند و یون کربنات تنها در شرایط (بسیار) قلیایی در آب‌های زیرزمینی می‌تواند وجود داشته باشد (واینر، ۲۰۰۷). میزان  $pH$  آب در نمونه‌های مورد مطالعه نزدیک به خنثی تا خنثی می‌باشد بنابراین عدم حضور یون کربنات و

کنگومرایی پلیوسن) به سمت چشمه پل‌اروان در بخش جنوبی تاقدیس آران (واقع بر روی سازند قم و گنبد‌های نمکی و لایه‌های تبخیری) افزایش می‌یابد. حرکت آب تابع الگوی زمین‌ساختی واحدهای سنگی است و با حضور گسل، آب به ژرفای بیش‌تر نفوذ کرده و شوری آن افزایش یافته؛ بنابراین تیپ آب از نوع بی‌کربناته به سوی آب‌های نوع کلروره تغییر کرده است. در بخش جنوبی تاقدیس آران نیز وجود شکستگی و گسل‌های فراوان و حضور گنبد‌های نمکی (در لایه‌های سرخ بالایی) موجب نفوذ آب به ژرفای بیش‌تر، اختلاط و شوری بیش‌تر آب شده است. بر پایه بررسی‌های میدانی و نقشه زمین‌شناسی، گنبد‌های نمکی رخنمون یافته (نزدیک روستای سعید آباد) در امتداد و نزدیک گسل‌های اصلی منطقه بی‌آب و گنبد‌های نمکی مدفون در منطقه می‌تواند موجب تشکیل آب‌های شور (تیپ کلروره) شده باشد. وجود کلسیم به همراه کلراید و راستای داده‌ها در لوزی میانی نمودار پایپر، احتمال حضور و اختلاط دو نوع آب با تیپ بی‌کربناته و کلروره در منطقه بی‌آب را افزایش می‌دهد. ترکیب شیمیایی آب بر روی تراورتن‌های منطقه نیز تاثیر گذاشته است، به طوری که اختلاط و کاهش شوری آب منطقه بی‌آب موجب کاهش عناصری مانند سدیم، منیزیم و استرانسیم در تراورتن‌های این منطقه نسبت به منطقه پل‌اروان (با شوری آب بیش‌تر) شده است.

#### نتیجه‌گیری

توده تراورتنی و چشمه‌های تراورتن‌ساز معدن بی‌آب و منطقه پل‌اروان به ترتیب بر روی سازند کنگومرایی پلیوسن و لایه‌های سرخ بالایی قرار دارند و در ارتباط با گسل‌های منطقه هستند. نهشته شدن تراورتن در این منطقه‌ها را می‌توان به دلیل خروج گاز  $CO_2$  از آب این چشمه‌ها، فوق‌اشباع شدن و تأثیرات زیستی دانست. بر پایه مشاهدات میدانی ریخت‌شناسی نهشته‌های تراورتن در منطقه بی‌آب و پل‌اروان از نوع آبشاری است. مدل رسوبی توده تراورتن منطقه بی‌آب، نقش گسل در تشکیل چشمه تراورتن‌ساز، تغییر در رسوب‌گذاری و ریخت‌شناسی تراورتن را به خوبی نشان می‌دهد. محور طولی توده آبشاری در جهت گرادبان هیدرولیکی و مخالف جهت گسل اصلی می‌باشد. ریخت‌شناسی منطقه

تفسیر هیدروژئوشیمیایی: با مقایسه یافته‌های هیدروژئوشیمیایی دو چشمه پل‌اروان و بی‌آب در دو فصل خشک و تر (پاییز و بهار) تغییر قابل‌ملاحظه‌ای در تیپ و رخساره آب مشاهده نشد، که این موضوع نشان می‌دهد که آب این مناطق بیش‌تر تحت تاثیر سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی منطقه هستند.

آب چشمه تراورتن‌ساز می‌تواند خاستگاه هیدروترمالی یا جوئی (در اثر نفوذ آب‌های جوئی و سطحی در زمین) داشته باشند. آب‌های جوئی در شبکه گسل‌ها و شکستگی‌ها نفوذ می‌کند و پس از مهاجرت و تعامل با سنگ‌های زیرزمینی به عنوان آب‌های گرم زیرزمینی در امتداد گسل‌ها پدید می‌آید. رسوبات تراورتن در حاشیه این شبکه گسلی نهشته می‌شود (الدسوک و همکاران، ۲۰۱۵؛ کلاتس، ۲۰۱۵). فرایندهای تبخیر، هوازدگی و انحلال سنگ‌ها و تعویض یونی از جمله عواملی هستند که باعث تغییرات فیزیکی و شیمیایی آب می‌شوند. این تغییرات وابسته به شرایط و سنگ‌شناسی منطقه خاستگاه و مسیر عبور آب است (پنتکاست، ۲۰۰۵). شیمی آب ارتباط مستقیمی با دما دارد و میزان رسوب را نسبت به چشمه کنترل می‌کند و رشد باکتری‌ها، جلبک‌ها و ماکروفیت‌ها را افزایش می‌دهد (گوا و رایدینگ، ۱۹۹۸). سرعت نهشته شدن رسوبات در چشمه آهکی سرد و گرم سریع است اما این نهشته‌های رسوبی تفاوت‌هایی قابل‌توجهی دارند. دمای آب در چشمه‌های آب گرم بیش از  $20^{\circ}C$  و معمولاً بین  $25-40^{\circ}C$  است. آب گرم در سرچشمه سرد می‌شود و دی‌اکسید کربن به سرعت آزاد می‌گردد و رسوب‌گذاری در اطراف مجرا افزایش می‌یابد. خروج دی‌اکسید کربن در چشمه‌های سرد به آهستگی است به طوری که نهشته شدن کربنات در فاصله کمی از دهانه چشمه ایجاد می‌شود. دمای پایین و نسبت‌های کم مواد محلول باعث رشد انواع گیاهان مانند خزه‌ها و علف‌ها می‌شود (گوا و رایدینگ، ۱۹۹۸).

آب در تمام نمونه‌های مورد مطالعه، از نوع آب گرم بوده و کاتیون و آنیون غالب به ترتیب کلسیم (از خاستگاه بی‌کربنات) و کلراید (از خاستگاه آب‌شور) است. در منطقه آوج مقدار این دو یون و شوری آب از چشمه بی‌آب در بخش شمالی تاقدیس آران (واقع بر روی سازند

منطقه پل‌اروان حضور آب‌های کلروره و شور به دلیل انحلال‌هالیت از گنبد‌های نمکی مدفون در سازند سرخ بالایی می‌باشد. آب هر دو چشمه شور بوده اما شوری آب چشمه پل‌اروان بیش‌تر از چشمه بی‌آب است. شوری آب باعث جان‌سپاری یون سدیم آب به جای یون کلسیم در رسوبات تراورتن (تعویض یونی معکوس) شده است که بر پایه آن می‌توان یافته‌های آزمایش ژئوشیمیایی (ICP-OES) و کربنات‌سنجی توده تراورتن در مورد افزایش سدیم و کاهش مقدار کلسیم در نمونه‌های رسوبی تراورتن را توجیه کرد. میزان کربنات کلسیم در منطقه بی‌آب متغیر است که نشان‌دهنده عبور آب زیرزمینی از سنگ‌شناسی‌های مختلف، تشکیل تیپ‌های مختلف آب و در نهایت رسوب تراورتن از تیپ آب مختلط می‌باشد.

### سیاسگزاری

نگارندگان از دانشگاه بوعلی‌سینا برای تامین هزینه‌های مالی پژوهش و در اختیار گذاشتن امکانات لازم برای انجام این پژوهش سیاسگزاری می‌نمایند.

### منابع

- احمدی‌قمی، ف.، رفیعی، ب.، صدر، ا. ح (۱۳۹۷) بازنگری سازند قرمز بالایی به سن میوسن در منطقه آوج-آبگرم، غرب ایران. مجله رسوب‌شناسی کاربردی. دوره ۶. شماره ۱۲. ص ۴۰-۶۱.
- خدابخش، س.، رحمانی، س.، محسنی، ح.، کاظمی، ش.، قائمی، ع (۱۳۹۱) پتروگرافی و ژئوشیمی تراورتن‌های کواترنری در برش‌هایی از شمال و غرب ایران. مجله رخساره‌های رسوبی. دوره ۶. شماره ۱. ص ۳۱-۴۸.
- غضنفری، پ.، طاهری، م (۱۳۹۴) ریخت‌شناسی و ویژگی‌های سنگ‌شناسی تراورتن آوج، قزوین. نوزدهمین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران و نهمین همایش ملی زمین‌شناسی. دانشگاه پیام نور، تهران.
- قبادی، م. ح.، طالب بیدختی، ع.، مومنی، ع. ا (۱۳۹۰) نقش لیتولوژی و ساختارهای تکتونیکی در گسترش کارست، تغییر آبدی و کیفیت چشمه‌های کارستی منطقه آبگرم قزوین. مجله انجمن زمین‌شناسی مهندسی ایران. جلد سوم. شماره ۳ و ۴، ص ۱-۱۲.
- Altunel, E (2005) Travertines: neotectonic indicators. In: Ozkul M, Yagiz S, Jones B (eds) *Travertine, Proceedings of 1st international*

حتی بعد از نهشته شدن نیز تحت تاثیر تنش‌های بعد از رسوب‌گذاری قرار گرفته و باعث تغییر در ریخت‌شناسی رسوبات شده است. تراورتن‌های منطقه در چهار لیتوتایپ تراورتن لامینه‌ای، حباب پوشش‌دار، گیاهی و درختواره‌ای قرار می‌گیرند. این لیتوتایپ‌ها بیش‌تر در اثر فعالیت میکروارگانیسم‌ها و حضور گیاهان تشکیل می‌شوند. وجود بلورهای کوچک در لیتوتایپ تراورتن درختواره‌ای، ریخت‌شناسی منظم، حضور میکریٹ پلوئیدی و ریزتخلخل<sup>۱</sup> در بخش مرکزی درختواره نشان از خاستگاه میکروبی لیتوتایپ تراورتن درختواره‌ای است. در مقیاس میکروسکوپی، لیتوتایپ‌ها دارای فابریک‌های مشخصی بوده اما فابریک‌های مشابه ممکن است در لیتوتایپ‌های مختلف قرار گیرند. فابریک میکریتی، میکروفاسیس غالب در منطقه است. اسپارایت به صورت اولیه و یا در نتیجه فرآیند دیانزنی سیمانی شدن در برش حضور دارد و یکی از اجزا تشکیل‌دهنده تراورتن‌های منطقه می‌باشد. سیمانی شدن موجب تغییر فابریک اولیه تراورتن شده و فابریک کریستالین را ایجاد می‌کند. توده تراورتنی منطقه پل‌اروان جوان و هم‌چنان در حال تشکیل می‌باشد که این امر دلیلی بر حضور آراگونیت به همراه کلسیت در آزمایش XRD است. میکروارگانیسم‌ها به عنوان کاتالیزور موجب تشکیل کانی‌ها شده و رسوب‌گذاری کربنات را تسهیل می‌کنند. نقش میکروارگانیسم‌ها در تجمع عنصری و تشکیل کانی‌هایی مانند کلسیت بر پایه تصاویر SEM و آزمایش عنصری مشخص گردید. آزمایش ژئوشیمیایی نمونه‌های تراورتن نشان داد که علاوه بر کلسیم، عناصری مانند منیزیم، استرانسیم و آهن مقادیر بالایی را دارند که این موضوع به دلیل فعال بودن چشمه تراورتن‌ساز، وجود میکروارگانیسم‌ها و نیز حضور کانی‌های همراه کلسیت مانند همتایت، ایلیت و کلریت در منطقه می‌باشد. خاستگاه این کانی‌ها از لایه‌های کنگلومرایی و لایه‌های رسوبی واقع در زیر توده تراورتنی منطقه می‌باشد. یافته‌های آزمایش هیدروژئوشیمی، تیپ کلرورکلسیک را برای هر دو چشمه نشان داد. در این آب‌ها کلسیم کاتیونی غالب بوده و از انحلال واحدهای رسوبی کربناته به وجود آمده است. وجود کلسیم به همراه آنیون کلراید و بیکربنات نشان‌دهنده اختلاط دو تیپ آب بی‌کربناته و کلروره در منطقه بی‌آب می‌باشد. در

<sup>1</sup> Microporosity

- carbonate-sulphate karst system. *Earth surface processes and landforms*. Volume 42, Issue 2: 245-258.
- El Desouky, H. Soete, J. Claes, H. Özkul, M. Vanhaecke, F. Swennen, R. 2015. Novel applications of fluid inclusions and isotope geochemistry in unravelling the genesis of fossil travertine systems. *Sedimentology*, 62: 27-56.
- Environmental Protection Agency (EPA). 2001. *Parameters of Water Quality: Interpretation and Standards*, Ireland, 133 p.
- Erthal, M.M., Capezzuoli, E., Macini, A., Claes, H., Soete, J., Swennen, R. 2017. Shrub morphotypes as indicator for the water flow energy - Tivoli travertine case (Central Italy). *Sedimentary Geology*. 347: 79-99.
- Ford, T.D., Pedley, H.M. 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, 41: 117-175.
- Garrels R.M., Mackenzie F.T. 1971. *Evolution of Sedimentary Rocks*. 1st. Ed. Norton, New York, xvi, 397 p.
- Gunay, G. 2006. *Hydrology and hydrogeology of Sakaryabasi Karstic springs, Cifteler, Turkey*. *Environ Geology* 51: 229-240.
- Guo, L., Riding, R. 1998. Hot-spring travertine facies and sequences, late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology* 45:163-180.
- Hancock, P.L., Chalmers, R.M.L., Altunel, E.C., Akir, Z. 1999. Travertines: using travertines in active fault studies. *J Struct Geol* 21:903-916.
- Hem, J.D. 1970. *Study and interpretation of the chemical characteristics natural water*. U.S Geological Survey Water Supply Paper, 1473.
- Hounslow, A. 1995. *Water quality data: analysis and interpretation*, CRC press. 416 p.
- Janssen, A., Swennen, R., Podoor, N., Keppens, E. 1999. Biological and diagenetic influence in recent and fossil tufa from Belgium. *Sed. Geol.*, 126: 74-95.
- Jones, B., Renaut, R.W. 2010. Impact of Seasonal Changes on the Formation and Accumulation of Soft Siliceous Sediments on the Discharge Apron of Geysir, Iceland. *Journal of Sedimentary Research* 80 (1): 17-35.
- Kitano, Y. 1963. Geochemistry of calcareous deposits found in hot springs. *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 11: 68-100.
- Marie, A., Vengosh A. 2001. Sources of Salinity in Ground Water from Jericho Area, Jordan Valley. *Ground Water*, 39: 240-248.
- Mazor, E. 2004. *Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology*, Marcel Dekker Incorporation, New York, 470 p.
- Pedley, H.M. 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedim. Geol.*, 68: 143-154.
- symposium on travertine, Denizli-Turkey Kozan Ofset, Ankara. 120-127.
- Apello, C.A., Postma, D. 2005. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, 2nd Edition, A.A. Balkema Publishers, Amsterdam, the Netherlands, 647 p.
- Bolourchi, M.H. 1979. Explanatory text of the Kabudar Ahang quadrangle map, 1:250000, Geol. Surv. Iran, Rep. No. D5.
- Broggi, A., Capezzuoli, E. 2009. Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissure-ridge at Terme S. Giovanni, Rapolano Terme (Italy). *Int J Earth Sci Geol Rundsch* 98: 931-947.
- Carpenter, S.J., Lohmann, K.C. 1992. Sr/Mg ratios of modern marine calcite: empirical indicators of ocean chemistry and precipitation rate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 1817-1849.
- Carver, R.E. 1971. *Procedures in Sedimentary Petrology*. New York, Wiley, 653 p.
- Casanova, J., Bodéan, F., Négrel, P., Azaroual, M. 1999. Microbial control on the precipitation of modern ferrihydrite and carbonate deposits from the Ce'zallier hydrothermal springs (Massif Central, France). *Sedimentary Geology* 126: 125-145.
- Chafetz, H., Folk, R. 1984. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *J. Sediment. Pet.* 54 (1): 289-316.
- Cipriani, N., Malesani, P., Vannucci, S. 1977. Travertine dell'Italia central. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, 98: 85-115.
- Claes, H., Soete, J., Van Noten, K., El Desouky, H., Erthal, M.M., Vanhaecke, F., Özkul, M., Swennen, R. 2015. Sedimentology, three-dimensional geobody reconstruction and carbon dioxide origin of Pleistocene travertine deposits in the Ballık area (south-west Turkey). *Sedimentology* 62: 1408-1445.
- Claes, H., Erthal, M.M., Soete, J., Özkul, M., Swennen, R. 2017. Shrub and pore type classification: Petrography of travertine shrubs from the Ballık-Belevi area (Denizli, SW Turkey). *Quaternary International* xxx: 1-17.
- Cloutier, V., Lefebvre, R., Therrien, R., Savard, M.M. 2008. Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system. *Journal of Hydrology* 353(3): 294-313.
- Datta, P.S., Tyagi, S.K. 1996. Major ion chemistry of groundwater in Delhi area: Chemical weathering processes and groundwater regime. *Journal of the Geological Society of India*, 47: 179-188.
- Dominguez-Villar, D., Vázquez-Navarro, J.A., Krklec, K. 2017. The role of gypsum and/or dolomite dissolution in tufa precipitation: lessons from the hydrochemistry of a

- Pentecost, A. 1993. *British travertines: a review. Proc. Geol. Ass.*, 104: 23-39.
- Pentecost, A. 1995. *The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor, Quaternary Sciences Review*, 14: 1005-1028.
- Pentecost, A. 2005. *Travertine. Springer-Verlage Amsterdam, Netherland*, 445 p.
- Pentecost, A., Viles, H.A. 1994. *A review and reassessment of travertine classification. Geogr. Phys. Quaternary*, 48: 305-314.
- Piper, A.M. 1944. *A graphical interpretation of water analysis. Transactions of the American Geophysical Union*, 25(6): 914 -928.
- Ranjbaran, M., Rahmani Javanmard, S., Sotohian, F. 2019. *Petrography and geochemistry of Quaternary travertines in the Ab-e Ask region, Mazandaran Province- Iran. Geopersia* 9 (2): 351-365.
- Sant'Anna, L.G., Riccomini, C., Rodrigues-Francisco, B.H., Sial, A.N., Carvalho, M.D., Moura, C.A.V. 2004. *The Paleocene travertine system of the Itaboraí basin, Southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences* 18: 11-25.
- Stocklin, J. 1968. *Structural history and tectonics of Iran. A review A.A.P.G. Bulletin*, 52: 1221-1258.
- Subba Rao, N. 2008. *Factors controlling the salinity in groundwater in parts of Guntur district, Andhra Pradesh, India. Environmental Monitoring and Assessment*, 138: 327 -341.
- Temiz, U., Savas, F. 2015. *Relationship between Akhüyük fissure ridge travertines and active tectonics: their neotectonic significance (Ereğli-Konya, Central Anatolia). Arab J Geosci* 8: 2383-2392.
- Todd, D. K., Mays, L.W. 2004. *Groundwater Hydrology, John Wiley & Sons, United States of America*, 537 p.
- Toker, E., Sezgül Kayseri-Özer, M., Özkul, M., Kele, S. 2015. *Depositional system and palaeoclimatic interpretations of Middle to Late Pleistocene travertines: Kocabas, Denizli, south-west Turkey. Sedimentology* 62: 1360-1383.
- Veizer, J. 1983. *Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. Rev. in Mineral.*, 11: 265-300.
- Weiner, R. E. 2007. *Applications of Environmental Aquatic Chemistry: A Practical Guide, CRC Press, Taylor and Francis Group, United States of America*, 360 p.