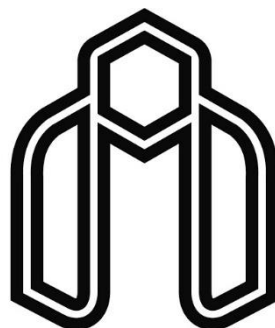


بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد

گرایش زمین شیمی

بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی، نحوه تشکیل و منشأ چشمه‌ها و نهشته‌های
تراورتن جنوب غرب آذرشهر (شمال غرب ایران)

نگارنده: بهنام ابراهیم زاده

استاد راهنما:

دکتر مهدی جعفرزاده

استاد مشاور:

دکتر رحیم باقری

اردیبهشت ۱۳۹۸

شماره: ۹۸.۲۱۸۳
تاریخ: ۹۸/۲/۱۶

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای بهنام ابراهیمزاده با شماره دانشجویی ۹۵۰۰۶۴۴ رشته زمین شناسی گرایش زمین شیمی تحت عنوان بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی، نحوه تشکیل و منشأ چشمه‌ها و نهشته‌های تراورتن جنوب غرب آذرشهر (شمال غرب ایران) که در تاریخ ۱۳۹۸/۲/۱۹ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

قبول (با درجه: ...)				<input type="checkbox"/>	مردود	<input type="checkbox"/>	
نوع تحقیق:				<input type="checkbox"/>	نظری	<input type="checkbox"/>	عملی
عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء				
۱- استاد راهنمای اول	دکتر مهدی جعفرزاده	استادیار					
۳- استاد مشاور	دکتر رحیم باقری	استادیار					
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر فرج الله فردوست	استادیار					
۵- استاد ممتحن اول	دکتر غلامحسین کرمی	دانشیار					
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر معصومه کردی	استادیار					

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: پرویز امیدی
تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می‌تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).



تقدیم به

مقدس ترین واژه ها در لغت نامه دلم، مادر مهربانم که زندگیم را

مدیون مهر و عطوفت آن می دانم.

برادرانم همراهان همیشگی و پشتوانه های زندگیم.

تشکر و قدردانی

تشکر و سپاس بی پایان مخصوص خدایی است که بشر را آفریده و به او قدرت اندیشیدن داده و توانایی‌های بالقوه را در وجود انسان قرار داده و او را امر به تلاش و کوشش نموده و راهنمایی‌هایی را برای هدایت بشر فرستاده است.

پس از ارادت خاضعانه به درگاه خداوند بی‌همتا لازم است از استاد ارجمندم جناب آقای دکتر جعفرزاده که مرا در طی مراحل مختلف این پژوهش، صبورانه و مشفقانه راهنمایی کرده و از محضر علمیشان مستفیض گردانیده‌اند تشکر و قدردانی نموده، همچنین از جناب آقای دکتر باقری به خاطر سعه صدر و رهنمودهای دلسوزانه که در تهیه این پژوهش مرا مورد لطف خود قرار دادند تشکر و قدردانی نموده و موفقیت همگان را از درگاه احدیت خواهانم.

از دوستان عزیزم مهندس پیمان جعفرزاده و مهندس ملکپور به خاطر همراهی در فیلدهای صحرایی نهایت تشکر و قدردانی را دارم، امیدوارم در تمام مراحل زندگیشان سربلند و سرافراز باشند.

بهنام ابراهیم‌زاده

اردیبهشت ۹۸

تعهد نامه

اینجانب بهنام ابراهیمزاده دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی، نحوه تشکیل و منشأ چشمه‌ها و نهشته‌های تراورتن جنوب غرب آذرشهر (شمال غرب ایران) تحت راهنمایی جناب آقای دکتر مهدی جعفرزاده متعهد می شوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ: ۱۳۹۸/۲/۹

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

تراورتن‌ها، منطقه وسیعی در جنوب غرب آذرشهر (استان آذربایجان شرقی) را پوشش می‌دهند که در قسمت‌هایی نیز در حال حاضر چشمه‌هایی فعال در حال ته‌نشست تراورتن هستند. بر اساس مطالعات صحرایی، سه نوع ریخت شناسی پشته‌ای-شکافی، تپه‌ای-مخروطی و آبشاری در این تراورتن‌ها مشاهده شده است. مطالعات صحرایی باعث تشخیص سه نوع لیتوفاسیس تراورتنی قشرهای متبلور، حباب‌گاز پوشیده شده، و کلسیت شناور روی آب و همچنین دو نوع لیتوفاسیس تופا شامل میکروهرم باکتریایی و فریمستون فیتوهرمی شده است. مطالعات صورت گرفته بر روی مقاطع نازک، تصاویر SEM و آنالیز XRD باعث تشخیص بافت پلوئیدی، بافت ترومبولیتی، بافت دندریتی و بافت کلسیتی اسپارایتی و همچنین کانی‌هایی همچون کلسیت، آراگونیت و کوارتز در اکثر نمونه‌ها شده است اما فاز غالب در تمامی نمونه‌ها کلسیت می‌باشد. مطالعات هیدروشیمیایی نشان داده است که از لحاظ اسیدیته، آب چشمه‌ها در حد خنثی، مقدار EC آنها بالاتر از حد استاندارد شرب و تیپ آب چشمه‌های تراورتن‌ساز منطقه بی‌کربناته است. منشأ یون‌های اصلی موجود در آب چشمه‌ها نیز انحلال کربنات‌ها و تا حدودی تبخیری‌ها مشخص شده است. مطالعات ایزوتوپی چشمه‌ها نشان‌دهنده منشأ اولیه جوی و عمق چرخش زیاد آب این چشمه‌ها است. مقدار عناصر آهن، سدیم و پتاسیم در نهشته‌های تراورتنی، به طور مشخص بر درون‌زاد (ترموژن) بودن آنها تأکید دارد. مقادیر استرانسیوم و باریوم و بریلیم نیز بر ترموژن بودن و سنگ منشأ آهکی، تبخیری و یا دولومیتی آنها دلالت دارد. مقادیر تهی شده ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) و غنی‌شده ایزوتوپ کربن ($\delta^{13}\text{C}$) نیز ترموژن بودن و سنگ منشأ کربناته و یا آذرین را برای این نهشته‌ها نشان می‌دهد. بر اساس مطالعات صورت گرفته، به نظر می‌رسد که سیالات گرمایی احتمالاً ابتدا گاز CO_2

منشأ گرفته از ماگما را با خود حمل و در حین حرکت رو به بالا با برخورد با سنگ‌های کربناته، کربنات-زدایی صورت گرفته است. این سیالات CO₂ حاصل از هیدرولیز کربنات‌ها را با خود حمل و به صورت چشمه‌های آب‌گرم در سطح ظاهر می‌شوند، و در اثر خروج سریع CO₂ به صورت تراورتن رسوب می‌کنند. کلمات کلیدی: ژئوشیمی، هیدروژئوشیمی، چشمه‌های تراورتن‌ساز، ایزوتوپ‌های پایدار، آذربایجان، آذرشهر

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

- ۱- ابراهیم‌زاده، بهنام؛ جعفرزاده، مهدی؛ باقری، رحیم (۱۳۹۶)، هیدروژن‌وشیمی چشمه‌های تراورتن-ساز آذرشهر، شمال غرب ایران، سی و ششمین گردهمایی علوم زمین، تهران.
- ۲- ابراهیم‌زاده، بهنام؛ جعفرزاده، مهدی؛ باقری، رحیم؛ صالحی، محمد علی (۱۳۹۸) ژئوشیمی و منشأ عناصر تشکیل‌دهنده نهشته‌های تراورتن آذرشهر (آذربایجان شرقی)، پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی.

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۲	۱-۱- بیان مسئله
۳	۲-۱- ضرورت انجام تحقیق
۴	۳-۱- موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به منطقه
۴	۴-۱- سابقه موضوع
۶	۱-۴-۱- مطالعات تراورتن در ایران
۷	۲-۱-۴-۱- تراورتن آب اسک
۷	۳-۱-۴-۱- تراورتن قطور
۸	۴-۱-۴-۱- تراورتن محور قروه تکاب
۸	۵-۱-۴-۱- تراورتن باداب سورت
۹	۲-۴-۱- مطالعات تراورتن در آذرشهر
۱۰	۵-۱- روش مطالعه
۱۰	۱-۵-۱- مطالعات کتابخانه ای
۱۰	۲-۵-۱- مطالعات صحرایی
۱۱	۳-۵-۱- مطالعات آزمایشگاهی
۱۱	۱-۳-۵-۱- مطالعات پتروگرافی
۱۱	۲-۳-۵-۱- آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD)
۱۲	۳-۳-۵-۱- میکروسکوپ الکترونی (SEM)
۱۳	۴-۳-۵-۱- آنالیزهای ژئوشیمیایی
۱۳	الف) آنالیز عنصری
۱۳	ب) آنالیز ایزوتوپی
۱۶	۲-۱- بیان مسئله
۱۶	۲-۲- پهنه ی البرز غربی-آذربایجان
۱۸	۳-۲- ویژگی های زمین شناسی منطقه آذرشهر
۱۸	۱-۳-۲- ویژگی های چینه شناسی منطقه آذرشهر

- ۱۹ پالتوزوئیک ۱-۱-۳-۲
- ۲۰ مزوزوئیک ۲-۱-۳-۲
- ۲۲ سنوزوئیک ۳-۱-۳-۲
- ۲۳ کواترنری ۴-۱-۳-۲
- ۲۴ مجموعه آتشفشانی سهند ۲-۳-۲
- ۲۴ دریاچه ارومیه ۳-۳-۲
- ۲۸ بیان مسئله ۱-۳
- ۲۸ نمونه برداری ۲-۳
- ۳۰ ویژگی های بزرگ مقیاس (ریخت شناسی) ۳-۳
- ۳۲ ریخت شناسی نوع تپه ای-مخروطی ۱-۳-۳
- ۳۳ ریخت شناسی نوع شکاف-پشتهای ۲-۳-۳
- ۳۵ ریخت شناسی نوع آبشاری ۳-۳-۳
- ۳۶ ویژگی های متوسط و کوچک مقیاس ۴-۳
- ۳۶ ویژگی های متوسط مقیاس (لیتوفاسیس) ۱-۴-۳
- ۳۷ لیتوفاسیس های تراورتنی ۱-۱-۴-۳
- ۳۷ الف) لیتوفاسیس قش های متبلور
- ۳۷ ب) لیتوفاسیس حباب گاز پوشش داده شده
- ۳۸ ج) لیتوفاسیس کلسیت شناور روی آب
- ۳۹ لیتوفاسیس های تופا ۲-۱-۴-۳
- ۳۹ الف) میکروهرم باکتریایی
- ۴۰ ب) فریمستون فیتوهرمی
- ۴۲ ویژگی های کوچک مقیاس ۲-۴-۳
- ۴۲ انواع ساخت در تراورتن های منطقه آذرشهر ۱-۲-۴-۳
- ۴۲ انواع بافت در نهشته های تراورتن آذرشهر ۲-۲-۴-۳
- ۴۴ الف) میکروفابریک
- ۴۸ ب) بیوفابریک
- ۵۱ ژئوشیمی

- ۱-۴- هیدروژنوشیمی چشمه های تراورتن ساز منطقه آذرشهر ۵۲
- ۱-۱-۴- بیان مسئله ۵۲
- ۲-۱-۴- بررسی خصوصیات هیدرووشیمیایی و هیدروژنوشیمیایی ۵۳
- ۱-۲-۱-۴- ارزیابی مقادیر pH در منطقه مورد مطالعه ۵۳
- ۲-۲-۱-۴- بررسی تغییرات دما ۵۶
- ۳-۲-۱-۴- بررسی تغییرات هدایت الکتریکی EC ۵۷
- ۴-۲-۱-۴- تعیین تیپ و رخساره های ژئوشیمیایی منابع آب منطقه آذرشهر ۵۸
- ۵-۲-۱-۴- بررسی منشأ مواد محلول در آب چشمه ها با استفاده از نمودار شولر ۶۰
- ۶-۲-۱-۴- شاخص اشباع شدگی کانی های اصلی در آب چشمه ها ۶۱
- ۷-۲-۱-۴- بررسی تکامل ژئوشیمیایی چشمه های منطقه ۶۵
- الف) واکنش های آب و سنگ در چشمه ها ۶۵
- ب) تبادل یونی در چشمه های مورد مطالعه ۶۹
- ۸-۲-۱-۴- مطالعات ایزوتوپی ۷۰
- ۳-۱-۴- بررسی ارتباط بین عناصر سنگین در نمونه های آب ۷۵
- ۱-۳-۱-۴- ضریب همبستگی پیرسون ۷۶
- ۲-۳-۱-۴- تحلیل خوشه ای ۷۷
- ۲-۴- ژئوشیمی نهشته های تراورتن آذرشهر ۷۹
- ۱-۲-۴- بیان مسئله ۷۹
- ۲-۲-۴- نمونه برداری ۷۹
- ۳-۲-۴- مطالعات عنصری ۸۰
- ۱-۳-۲-۴- ترکیب عناصر اصلی ۸۳
- الف) کلسیم (Ca) و منیزیم (Mg) ۸۳
- ب) آهن (Fe) - منگنز (Mn) ۸۵
- ج) سدیم (Na) و پتاسیم (K) ۸۹
- د) آلومینیوم (Al) ۹۱
- ۲-۳-۲-۴- ترکیب عناصر فرعی و کمیاب ۹۲
- الف) استرانسیوم (Sr) ۹۲
- ب) گوگرد (S) ۹۴

۹۵ (Ba) باریم (ج)
۹۶ (P) فسفر (د)
۹۷ (Zn) روی (هـ)
۹۸ (Pb) سرب (و)
۹۹ (Ni) نیکل (ز)
۱۰۰ (Cu) (ح)
۱۰۱ (Cr) کروم و کادمیوم (Cd)
۱۰۲ (U) اورانیوم و توریم (Th)
۱۰۳ ۳-۳-۲-۴ بررسی عناصر نادر خاکی (REE) در نمونه های منطقه
۱۰۵ ۴-۳-۲-۴ بررسی تأثیر سنگ منشأ و رژیم هیدرولیکی بر ترکیب عناصر تراورتن منطقه
۱۰۸ ۴-۲-۴ مطالعات ایزوتوپی
۱۰۹ ۱-۴-۲-۴ بررسی نتایج تجزیه ایزوتوپی نمونه های تراورتن آذرشهر
۱۱۳ ۲-۴-۲-۴ رده بندی تراورتن های منطقه آذرشهر بر اساس ژئوشیمی دی اکسید کربن
۱۱۵ ۳-۴-۲-۴ تعیین منشأ دی اکسید کربن و منشأ عناصر نهشته های تراورتن آذرشهر
۱۲۳ نتیجه گیری و پیشنهاد ها
۱۲۴ ۱-۵ نتیجه گیری
۱۲۷ ۲-۵ پیشنهاد ها
۱۲۹ منابع

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱: الف) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن ۵
- شکل ۲-۱: تصاویری از چشمه‌ها و منطقه مورد مطالعه ۵
- شکل ۳-۱: الف) پوشش دهی نمونه‌ها با دستگاه COATING ۱۲
- شکل ۱-۲: پهنه بندی رسوبی-ساختاری ایران، (با تغییرات از نبوی، ۱۳۵۵) ۱۷
- شکل ۲-۲: نقشه زمین‌شناسی ورقه آذرشهر (با تغییرات از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آذرشهر، قدیرزاده ۱۳۸۱) ۱۹
- شکل ۱-۳: نقاط نمونه برداری از تراورتن‌های چشمه تاپتاپان، قزلداغ و معدن اطراف چشمه قزلداغ (تصویر برگرفته از Google Map) ۲۹
- شکل ۲-۳: الف) چشمه با ریخت‌شناسی تپه‌ای نزدیک چشمه تاپتاپان با دبی پایین ۳۴
- شکل ۳-۳: الف) امتداد شکاف در محل چشمه فعال قزل داغ ۳۵
- شکل ۴-۳: الف) لیتوفاسیس قشر متبلور، کلسیت و آراگونیت ۳۸
- شکل ۵-۳: الف) کلسیت شناور روی آب چشمه کلوانق ۴۰
- شکل ۶-۳: لیتوفاسیس توفا از نوع فریمستون فیتوهرمی ۴۱
- شکل ۷-۳: انواع ساخت در تراورتن‌های منطقه آذرشهر ۴۳
- شکل ۸-۳: انواع بافت در نمونه‌های تراورتن آذرشهر ۴۶
- شکل ۹-۳: الف) بلور منشوری کلسیت ۴۷
- شکل ۱۰-۳: نمودار آنالیز XRD برای نمونه‌های M-4 و T-1 ۴۷
- شکل ۱۱-۳: الف) بلورهای سوزنی آراگونیت در مقاطع نازک ۴۸
- شکل ۱۲-۳: الف) جلبک موجود در دهانه چشمه تراورتن ساز پایین دست تاپتاپان ۴۹
- شکل ۱-۴: نمودار تغییرات pH در چشمه‌های منطقه آذرشهر ۵۵
- شکل ۲-۴: نمودار تغییرات دما در چشمه‌های منطقه آذرشهر ۵۷
- شکل ۳-۴: نمودار تغییرات EC در چشمه‌های منطقه آذرشهر ۵۸

- شکل ۴-۴: نمودار پایپر (Piper, 1953) ترسیم شده برای چشمه های تراورتن ساز و غیر تراورتن ساز آذرشهر ۵۹
- شکل ۵-۴: نمودار شولر (Schoeller, 1965) رسم شده برای چشمه های منطقه آذرشهر ۶۲
- شکل ۶-۴: شاخص اشباع شدگی (SI) کانی های مختلف در چشمه های منطقه مورد مطالعه ۶۴
- شکل ۷-۴: نمودار نسبت مولار Ca/Na در مقابل HCO_3 و Mg/Na (Halim et al., 2010) برای چشمه های منطقه آذرشهر ۶۵
- شکل ۸-۴: غلظت نسبی عناصر Cs و Li, Rb (Giggenbach and Goguel, 1989) در نمونه های آب چشمه های آذرشهر ۶۶
- شکل ۹-۴: نمودار کلسیم در مقابل بیکربنات و نمودار کلسیم در مقابل سولفات برای چشمه های آذرشهر ۶۸
- شکل ۱۰-۴: نمودار نسبت سدیم به کلر در مقابل کلر ۶۹
- شکل ۱۱-۴: نمودار مجموع کلسیم و منیزیم در مقابل مجموع سولفات و بیکربنات ۷۰
- شکل ۱۲-۴: رابطه بین نسبت Na/Cl در مقابل $\text{Ca}+\text{Mg}/\text{SO}_4+\text{HCO}_3$ ۷۱
- شکل ۱۳-۴: تغییرات ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و دوتریم ۷۳
- شکل ۱۴-۴: نمودار کلر در مقابل اکسیژن ۱۸ برای چشمه های منطقه مورد مطالعه ۷۴
- شکل ۱۵-۴: نمودار تغییرات اکسیژن ۱۸ در مقابل درجه حرارت برای چشمه های منطقه آذرشهر .. ۷۵
- شکل ۱۶-۴: نمودار دندریتی تحلیل خوشه ای نمونه های آب چشمه های آذرشهر ۷۸
- شکل ۱۷-۴: نمودار تغییرات غلظت کلسیم در مقابل سیلیسیم و آلومینیوم در نمونه های منطقه آذرشهر ۸۵
- شکل ۱۸-۴: نمودار غلظت منیزیم در نمونه های تراورتن منطقه آذرشهر ۸۵
- شکل ۱۹-۴: نمودار میانگین غلظت منیزیم در نمونه های تراورتن ۸۶
- شکل ۲۰-۴: نمودار غلظت Fe در نمونه های تراورتن منطقه آذرشهر ۸۷
- شکل ۲۱-۴: نمودار میانگین غلظت Fe در نمونه های تراورتن ۸۷
- شکل ۲۲-۴: نمودار غلظت منگنز در نمونه های تراورتن منطقه آذرشهر ۸۸

- شکل ۴-۲۳: نمودار میانگین غلظت منگنز در نمونه های تراورتن ۸۹
- شکل ۴-۲۴: نمودار تغییرات غلظت آلومینیوم در مقابل پتاسیم ۹۰
- شکل ۴-۲۵: نمودار غلظت سدیم در نمونه های تراورتن منطقه آذرشهر ۹۱
- شکل ۴-۲۶: مقادیر غلظت Sr در نمونه های تراورتن منطقه آذرشهر ۹۴
- شکل ۴-۲۷: نمودار میانگین غلظت گوگرد در نمونه های تراورتن ۹۷
- شکل ۴-۲۸: نمودار میانگین غلظت باریوم در نمونه های تراورتن ۹۷
- شکل ۴-۲۹: نمودار میانگین غلظت روی در نمونه های تراورتن ۹۸
- شکل ۴-۳۰: نمودار میانگین غلظت سرب در نمونه های تراورتن ۹۹
- شکل ۴-۳۱: نمودار میانگین غلظت نیکل در نمونه های تراورتن ۱۰۰
- شکل ۴-۳۲: نمودار میانگین غلظت مس در نمونه های تراورتن عهد حاضر ۱۰۱
- شکل ۴-۳۳: الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در نمونه های تراورتن منطقه آذرشهر ۱۰۴
- شکل ۴-۳۴: نمودار لگاریتمی Ba (پیپیم) در مقابل Sr ۱۰۹
- شکل ۴-۳۵: نمودار لگاریتمی Be و Cr ۱۱۰
- شکل ۴-۳۶: تغییرات ایزوتوپ کربن $\delta^{13}C$ در طبیعت ۱۱۲
- شکل ۴-۳۷: تغییرات ایزوتوپ کربن $\delta^{18}C$ در طبیعت ۱۱۲
- شکل ۴-۳۸: نمودار مقادیر $\delta^{13}C$ تراورتن های ترموزن جهانی ۱۱۴
- شکل ۴-۳۹: نمودار مقادیر $\delta^{13}C$ تراورتن های ترموزن جهانی ۱۱۵
- شکل ۴-۴۰: نمودار $\delta^{13}C(CO_2)$ در مقابل $\delta^{18}O$ ۱۱۷
- شکل ۴-۴۱: نمودار $\delta^{18}O$ (%PDB) و $\delta^{13}C$ (%PDB) برای تراورتن و توفاهای کلسیتی-آراگونیتی ۱۲۰
- شکل ۴-۴۲: مدل شماتیک ترسیم شده برای تکامل تراورتن های منطقه آذرشهر ۱۲۱

فهرست جدول‌ها

- جدول ۳-۱: نمونه های بررسی شده توسط روشهای XRD و SEM ۳۰
- جدول ۳-۲: رده بندی ریخت شناسی تراورتن ها (Pentecost, 2005). ۳۱
- جدول ۴-۱: خصوصیات فیزیکوشیمیایی چشمه های تراورتن ساز و غیرتراورتن ساز منطقه آذرشهر. ۵۴
- هستند معمولاً تراورتن های نوع ترموژن و چشمه های بازی معمولاً تراورتن های نوع متئوژن را تشکیل می دهند (Pentecost, 2005). ۵۵
- جدول ۴-۲: ترکیب هیدروشیمیایی چشمه های تراورتن ساز و غیرتراورتن ساز منطقه آذرشهر (غلظت برحسب پیپام). ۵۵
- جدول ۴-۳: تیپ غالب آب در چشمه های منطقه آذرشهر ۶۰
- جدول ۴-۴: شاخص اشباع شدگی کانی های مختلف در چشمه های منطقه آذرشهر ۶۳
- جدول ۴-۵: غلظت ایزوتوپ های پایدار اکسیژن ۱۸ و دوتریم اندازه گیری شده در چشمه های آذرشهر ۷۲
- جدول ۴-۶: غلظت عناصر سنگین در نمونه های آب چشمه های آذرشهر ۷۶
- جدول ۴-۷: ماتریس همبستگی پیرسون (Pearson, 1896) بین عناصر در نمونه های آب منطقه مورد مطالعه ۷۷
- جدول ۴-۸: موقعیت نقاط نمونه برداری از تراورتن های منطقه آذرشهر ۸۰
- جدول ۴-۹: غلظت عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و عناصر نادر خاکی نمونه های تراورتنی منطقه آذرشهر (غلظت بر حسب ppm) ۸۱
- جدول ۴-۱۰: مقادیر حداقل، حداکثر و میانگین برخی عناصر اندازه گیری شده ۸۲
- جدول ۴-۱۱: ماتریس ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر اصلی و فرعی و کمیاب در نمونه های تراورتن آذرشهر ۸۳
- جدول ۴-۱۲: نتایج روش مقایسه چندگانه هولم با ضریب اطمینان ۰/۰۵ (Teboul et al., 2016). ۱۰۶
- جدول ۴-۱۳: نتایج تجزیه ایزوتوپی تراورتن های آذرشهر ۱۱۱

فصل اول: مقدمه

۱-۱- بیان مسئله

کربنات‌های قاره‌ای شامل طیف وسیعی از لیتولوژی‌ها (اسپلئوتم، کالکرت، آهک دریاچه‌ای، تراورتن و تופا) می‌شود که اساساً تحت شرایط جوی و از طریق آب‌های غنی از بیکربنات کلسیم در محیط‌های ته‌نشستی و دیاژنزی متنوعی تشکیل می‌شوند (Pentecost, 2005; Jones and Renault, 2010). این کربنات‌ها معمولاً به وسیله یکسری ویژگی‌های سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی، از معادل‌های دریایی خود متمایز می‌گردند (Jones and Renault, 2010; Capezzuoli et al., 2014; Ibrahim et al., 2017). هرچند اصطلاح تופا و تراورتن اغلب به‌صورت غیرمتمایز برای سنگ آهک‌های آب شیرین بکار برده می‌شود، با اینحال، اکثر محققین، تراورتن را به عنوان ته‌نشست‌های مرتبط با آب‌های چشمه‌های هیدروترمال گرم و تופا را به عنوان ته‌نشست‌های مرتبط با آب‌های سردتر (هم‌دمای سطح زمین) می‌دانند (Capezzuoli et al., 2014). تفکیک این دو نوع نهشته، معمولاً به وسیله اندازه‌گیری درجه حرارت آب در تراورتن‌های در حال ته‌نشست عهد حاضر، و یا از طریق ارگانوسم‌ها و فسیل‌های همراه نهشته‌ها، تعیین می‌شود (Pedley, 2009; Jones and Renault, 2010). این چشمه‌ها، نهشته‌های کلسیتی و آراگونیتی را در اطراف چشمه‌ها یا پایین دست چشمه‌ها ته‌نشست می‌نمایند که فاکتورهای زیستی، فیزیکی و شیمیایی از جمله درجه حرارت و ترکیب شیمیایی، در ته‌نشست این دو نوع پلی‌مورف کربنات کلسیم نقش مهمی را ایفا می‌نمایند (Pentecost, 2005; Jones and Renault, 2010). شرایط عمومی برای تشکیل تراورتن‌ها، معمولاً نرخ ته‌نشست بالا، لایه‌بندی و لامیناسیون منظم و ریز و فابریک بلوری غیرزیستی است (Capezzuoli et al., 2014). بدلیل وجود شرایط نامساعد (به عنوان مثال، نرخ بالای رسوب‌گذاری و میزان بالای سولفور) محتوای زیستی در این نهشته‌ها معمولاً به باکتری‌ها و سیانوفیت‌ها محدود می‌شود (Jones and Renault, 2010; Capezzuoli et al., 2014). باکتری‌ها و جلبک‌های همراه تراورتن، اغلب فعالیت‌های فتوسنتزی و رسوب‌گذاری کربنات کلسیم را شدت می‌بخشند (Pentecost, 1990; Jones and Renault, 2010). ترکیب ایزوتوپی ($\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$) نهشته‌های

تراورتنی نیز توسط نرخ از دست دادن گاز CO₂ و همچنین فرایند تبخیر تغییر می کند. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن نمونه‌های تراورتن می‌تواند در تعیین دمای قدیمه چشمه‌های تشکیل‌دهنده تراورتن‌ها نقش داشته باشد (Kele et al., 2008). ایزوتوپ کربن نیز در تعیین منشأ گاز دی اکسید کربن مورد استفاده قرار می‌گیرد. در هنگام آنالیز نهشته‌های تراورتن، بکارگیری یکسری روش‌ها از جمله تعیین بافت، کانی-شناسی و ژئوشیمی نهشته‌های تراورتنی، بررسی شیمی آب‌هایی که این نهشته‌ها از آنها ته‌نشست یافته‌اند، مطالعات ژئومورفولوژیکی، هیدرولوژیکی و زمین‌ساختی منطقه ته‌نشست تراورتن بسیار اهمیت دارد (Jones and Renaut, 2010; Capezzuoli et al., 2014).

تراورتن‌ها، منطقه وسیعی در جنوب غرب آذرشهر (استان آذربایجان شرقی) را پوشش می‌دهند که در قسمت‌هایی نیز در حال حاضر به صورت فعال در حال تشکیل هستند. این منطقه در حاشیه غربی مجموعه آتشفشانی سهند و حاشیه شرقی دریاچه ارومیه قرار گرفته است. در این مطالعه سعی می‌شود، با استفاده از داده‌های رسوب‌شناسی، ژئوشیمیایی و هیدروژئوشیمیایی به بررسی ساختار تشکیل و شرایط ته‌نشست این نهشته‌های کربناته از چشمه‌های تراورتن‌ساز پرداخته شود.

۱-۲- ضرورت انجام تحقیق

عمده‌ترین ذخایر معدنی سنگ‌های تزئینی آذربایجان در منطقه آذرشهر واقع شده است. تعداد معادن تراورتن در این ناحیه و نیز فراوانی و تنوع محصولات تراورتن آذرشهر به این بخش از کشور، شهرت جهانی بخشیده است (حسینی و آقابابایی، ۱۳۸۵). با توجه به چشمه‌های متنوع و متعدد و تشکیل نهشته‌های تراورتنی در این منطقه، این منطقه قابلیت تبدیل شدن به عنوان یک ژئوپارک را داراست (مهدی‌پورقازی و همکاران، ۱۳۹۳). با این حال تاکنون مطالعات زیادی در زمینه زمین‌شناسی و نحوه تشکیل این نهشته‌ها در منطقه آذرشهر صورت نگرفته است. با توجه به این مسئله، انجام مطالعات

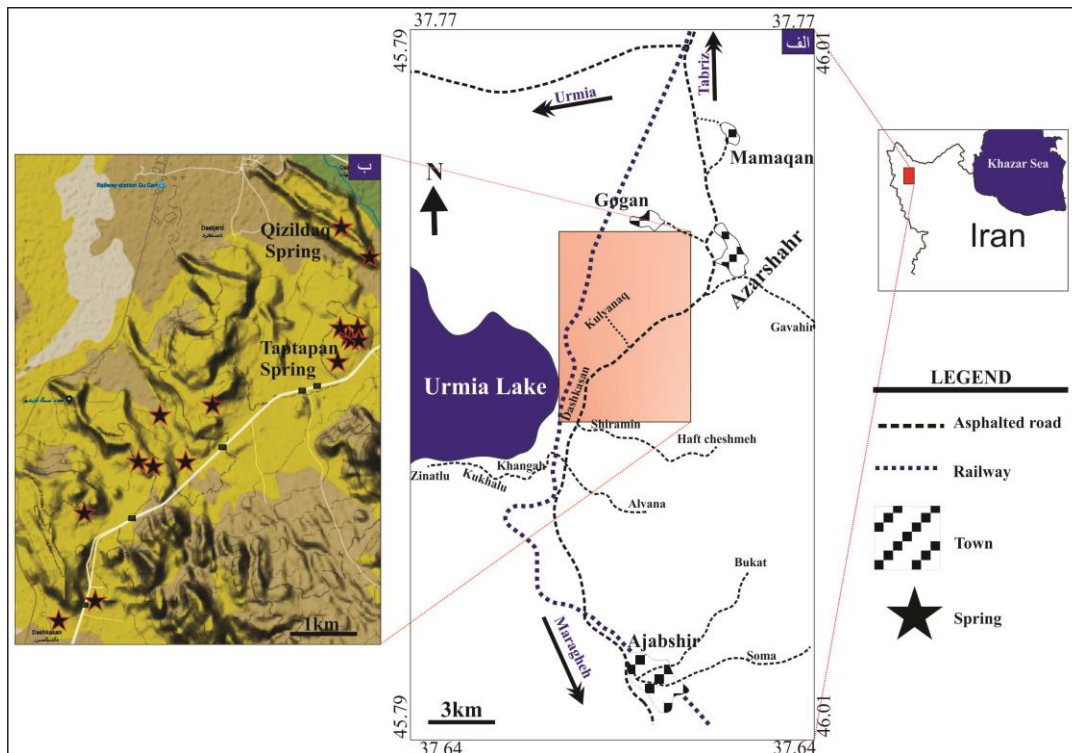
زمین‌شناسی، سنگ‌شناختی، ژئوشیمیایی و هیدروژئوشیمیایی این نهشته‌ها و چشمه‌های تراورتن‌ساز در راستای شناخت سازوکار تشکیل، محیط‌تشنستی و اطلاعات محیطی قدیمه ضروری بنظر می‌رسد.

۱-۳- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه

منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی $30^{\circ} 45'$ تا $00^{\circ} 46'$ طول شرقی و $30^{\circ} 37'$ تا $00^{\circ} 38'$ عرض شمالی، در شمال غرب ایران و در حاشیه غربی مجموعه آتشفشانی سهند در جنوب آذرشهر قرار دارد (قدیرزاده، ۱۳۸۱). منطقه از طرف غرب به دریاچه اورمیه و از شرق به کوه سهند و دشت بناب محدود می‌شود (شکل ۱-۱). ارتفاعات سهند واقع در شرق محدوده مورد مطالعه، دارای مورفولوژی خشن و پر شیب می‌باشد که به سمت جنوب غرب از شیب آن کاسته شده و هموارتر می‌گردد. مرتفع‌ترین منطقه دارای ارتفاع حدود ۳۶۹۵ متر در ارتفاعات کوه سهند و پست‌ترین نقطه در مجاورت دریاچه ارومیه در حدود ۱۲۸۰ متر از سطح دریا می‌باشد. بزرگترین ناحیه مسکونی موجود در این محدوده، شهر آذرشهر در فاصله ۲۵ کیلومتری جنوب غربی تبریز است. از راه‌های ارتباطی موجود در محدوده مطالعاتی می‌توان به راه‌آهن مراغه - تبریز که از غرب محدوده می‌گذرد و جاده آسفالتی آذرشهر - عجب‌شیر که امکان دسترسی به محدوده مورد مطالعه را فراهم می‌سازد، اشاره کرد (شکل ۱-۱). در این مطالعه، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی نهشته‌های تراورتنی دو چشمه قزل‌داغ و تاپتاپان و معدن تراورتنی در نزدیکی چشمه قزل‌داغ در محدوده روستای نادینلو و غله‌زار مورد بررسی قرار گرفته است اما در مطالعات هیدروشیمی ۱۶ چشمه منطقه آذرشهر مورد مطالعه قرار گرفته و ویژگی‌های هیدروشیمیایی آنها بررسی شده است. در شکل (۱-۱) موقعیت هرکدام از چشمه‌های مورد مطالعه و بویژه چشمه تاپتاپان و قزل‌داغ مشخص شده است. شکل (۱-۲) نیز تصاویری از چشمه‌های منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

۱-۴- سابقه موضوع

تراورتن یکی از گسترده‌ترین سنگ‌های کربناته قاره‌ای است که هرچند از جهات اقتصادی و تزئینی



شکل ۱-۱: الف) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن ب) نقشه توپوگرافی و موقعیت چشمه-های مورد مطالعه



شکل ۱-۲: تصاویری از چشمه‌ها و منطقه مورد مطالعه، الف) دهانه چشمه تاپتاپان، ب) حوضچه پایین دست چشمه تاپتاپان، ج) دهانه چشمه قزل‌داغ، د) دهانه چشمه بالا دست روستای کلوانق

بسیار معروف است اما از لحاظ ویژگی‌های لیتولوژیکی و پتروژنتیکی هنوز بخوبی شناخته نشده است (Gandin and Capezuoli, 2014). نام تراورتن از سنگ‌های کربناته‌ای که معماران رومی در قدیم به آنها *lapis tiburtinum* (سنگ Tivoli در نزدیکی رم) می‌گفتند، گرفته شده است. این منطقه هنوز هم معدن کاری می‌شود و چشمه‌های فعالی دارد. علاقه به بررسی بر روی نحوه تشکیل و محیط ته‌نشستی نهشته‌های تراورتن تقریباً از حدود سی سال قبل افزایش چشمگیری داشته است. این علاقه‌مندی می‌تواند ابتدا به دلیل توزیع بسیار گسترده آنها در محیط‌های قاره‌ای باشد و در مرحله بعد به دلیل اطلاعاتی که تراورتن‌ها در مورد شرایط محیط قدیمه بدست می‌دهند (Capezuoli et al., 2014). مطالعات زیادی اخیراً در زمینه تعاریف ژنتیکی تراورتن‌ها از جمله دمای آب و منشأ دی اکسید کربن تمرکز داشته‌اند که از آن جمله می‌توان به مطالعه پدلی (Peddly, 1990)، پنتکاست و وایلز (Pentecost and Viles, 1994)، جونز و رنات (Jones and Renaut, 2010) و کاپزولی و همکاران (Capezuoli et al., 2014) اشاره نمود. همچنین مطالعات زیادی نیز در زمینه ژئوشیمی تراورتن‌ها در چند سال اخیر صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان به پنتکوست (Pentecost, 2005)، که‌له و همکاران (Kele et al., 2008) و تبول و همکاران (Teboul et al., 2016) اشاره نمود.

۱-۴-۱- مطالعات تراورتن در ایران

ذخایر عظیم تراورتن و مرمر ایران در طول یک نوار طولانی به طول ۳۰۰۰ کیلومتر و عرض متوسط ۱۰۰۰ کیلومتر با روند بسیار آشکار از گوشه شمال کشور (ماکو) تا مرز پاکستان کشیده شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). مطالعات رسوب شناسی، ژئوشیمیایی و هیدروژئولوژیکی بر روی نهشته‌های تراورتن در ایران نیز مورد توجه کمتری در بین رسوب شناسان و آب شناسان بوده است. در ادامه، مطالعات انجام شده بر روی چند نمونه از تراورتن‌ها در ایران آورده شده است:

۱-۴-۱-۱- تراورتن محلات

محدوده محلات دارای ذخایر عظیم تراورتن می‌باشد. این منطقه بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی است. این نهشته‌ها با اشکال تپه‌ای در اطراف محلات برون‌زد داشته و معادن متعددی را تشکیل داده‌اند. بر اساس مطالعات محمدی سیانی و صالحی (۱۳۹۲)، دامنه تغییرات ایزوتوپ کربن $\delta^{13}C$ در این نهشته‌ها از ۱/۶۹ تا ۹/۷۰ ‰ متغیر بوده و بر این اساس تراورتن‌های محلات از نوع تراورتن‌های ترموزن تشخیص داده شده‌اند. در این مطالعه همچنین منشأ دی‌اکسید کربن آب در زمان ته‌نشست تراورتن، از فرآیندهای درونی زمین بخصوص فرآیند گاززدایی گوشته در نظر گرفته شده است و سیال غنی از دی‌اکسید کربن پس از برخورد به واحدهای آهکی، آنها را حل کرده و یون بی‌کربنات لازم برای تشکیل تراورتن فراهم شده است. رضایی و همکاران (۱۳۹۱) با استفاده از داده‌های سنجش از دور مشخص کردند که سیستم چشمه‌های آبگرم محلات از نوع سیستم ترکیبی سینترهای تراورتنی با سیستم‌های اسید سولفات است.

۱-۴-۱-۲- تراورتن آب اسک

مطالعات رحمانی جوانمرد و همکاران (۱۳۹۱) در منطقه آب اسک نشان داده است که گسل خوردگی و شکستگی‌های موجود در منطقه آب اسک مکانیسم مهمی در رسیدن سیالات گرمابی غنی از CO_2 به سطح و تشکیل تراورتن بوده است. بر مبنای این مطالعات، این تراورتن‌ها از ۹۵ درصد کلسیت و مقادیر ناچیز کوارتز با منشأ زیستی، پیریت و ژیپس تشکیل شده‌اند. آنالیزهای ایزوتوپ کربن ۱۳ و اکسیژن ۱۸ بر روی تراورتن‌ها و رگه‌های تراورتنی، مشخص نمود که سیال رسوب‌دهنده آنها یک سیال گرمابی غنی از CO_2 بوده است که با توجه به مقدار بالای ایزوتوپ کربن، تراورتن‌های آب اسک از نوع تراورتن‌های ترموزن تشخیص داده شده است (رحمانی جوانمرد و همکاران، ۱۳۹۱).

۱-۴-۱-۳- تراورتن قطور

منطقه قطور در شمال غربی ایران، شهرستان خوی و با توجه به تقسیمات واحدهای ساختمانی رسوبی

ایران (Stocklin, 1968)، بخشی از کمربند دگرگونی و افیولیتی زون سنندج-سیرجان است. مقادیر آنالیز ایزوتوپ‌های اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) در این تراورتن‌ها مقادیر مثبتی از حدود ۲۳/۵۰ تا ۲۴/۴۳ پرمیل را نشان می‌دهند و ایزوتوپ‌های کربن ($\delta^{13}\text{C}$) نمونه‌های منطقه، مقادیر مثبتی از حدود ۸/۰۹ تا ۱۱/۸۳ پرمیل را نشان می‌دهند و بر این اساس، این تراورتن‌ها از نوع ترموزن تشخیص داده شده‌اند (عاشقی و همکاران، ۱۳۹۶). در این مطالعه، تمرکز بالای کربن غیرآلی، نرخ بالای رسوب‌گذاری، محلول اولیه با درجه حرارت بالا و گاز زدایی سریع، را بیشتر به فعالیت‌های ماگمایی نسبت داده شده است.

۱-۴-۱- تراورتن محور قروه تکاب

روشنک و همکاران (۱۳۹۱) به بررسی منشأ عناصر در محیط سنگ و رسوب، کانی‌شناسی، پتروگرافی و زمین ریخت‌شناسی نهشته‌های تراورتن در محور قروه-تکاب پرداختند. از لحاظ رده‌بندی، تراورتن‌های منطقه در رده ترموزن قرار گرفته‌اند و منشأ دی‌اکسید کربن موجود در آب چشمه‌های تراورتن‌ساز، از نوع ماگمایی تعیین شده است. یکی از علل افزایش مقدار ایزوتوپ کربن در این نهشته‌ها، وجود ریزموجوداتی نظیر جلبک‌ها می‌باشد. ریخت‌شناسی تراورتن‌های منطقه، از سه نوع پشته‌های شکافی، تپه‌ای و لایه‌ای جریانی همراه با آنکوئید می‌باشد (روشنک و همکاران، ۱۳۹۱).

۱-۴-۱-۵- تراورتن باداب سورت

تراورتن‌های ناحیه باداب سورت استان مازندران (۶۸ کیلومتری شمال شهر دامغان) در منطقه فعال تکتونیکی البرز قرار گرفته است. رنجبران (۱۳۹۰) مورفولوژی و پتروگرافی تراورتن‌های این منطقه را مورد مطالعه قرار داده است و آنها را بر اساس ویژگی‌های مورفولوژیکی در چهار رده، نهشته‌های تپه‌ای، شکاف پشته‌ای، آبشاری، سدی و لایه‌های جریانی با آنکوئید تقسیم نموده است. خروج گاز دی‌اکسید-کربن به طریق مکانیکی عامل اصلی نهشته شدن تراورتن‌های منطقه در مورفولوژی آبشاری می‌باشد. تراورتن‌های منطقه از نوع متئوزن هستند که بیشتر از پدیده‌های جوی متأثر شده‌اند و دی‌اکسید کربن

آن از منشأ جوی و فعالیت‌های زیستی در خاک حاصل شده است. باقری و همکاران (Bagheri et al., 2017)، شوری چشمه‌های منطقه را به انحلال هالیت و تبخیر نسبت داده‌اند و منشأ آب چشمه‌ها را آب‌های جوی با عمق چرخش زیاد دانسته‌اند.

۱-۴-۲- مطالعات تراورتن در آذرشهر

منطقه آذرشهر با وجود اینکه یکی از بزرگترین قطب‌های تولید تراورتن در ایران می‌باشد اما تاکنون مطالعه متمرکزی بر روی رسوب شناسی و ژئوشیمی نهشته‌ها و منشأ آب مرتبط با چشمه‌های تراورتن ساز آن صورت نگرفته است. مطالعات صورت گرفته نیز بیشتر به بررسی‌های زمین‌ساختی و ویژگی‌های زمین‌شناسی مهندسی نهشته‌های کربناته منطقه پرداخته‌اند. در زیر چند نمونه از مطالعات صورت گرفته بر روی تراورتن‌های آذرشهر آورده شده است.

- قدیرزاده (۱۳۸۱)، نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه آذرشهر را تهیه نموده‌اند.

- قدیرزاده و همکاران (۱۳۸۵) به بررسی و تجزیه و تحلیل علمی وجود حفرات انحلالی پنهان (غار) در منطقه آذرشهر پرداختند.

- تقی‌پور و محجل (۱۳۹۲) به بررسی زمین‌ساختی نحوه تشکیل پشته‌های تراورتن در منطقه آذرشهر پرداخته‌اند. بررسی‌های انجام گرفته مشخص نموده است که این پشته‌ها در ابعاد وسیعی با درازای ۲ کیلومتر و ارتفاع ۱۵۰ متر در امتداد شکاف‌های کششی بیرون آمده و به دو حالت رگه‌ای و لایه‌ای تشکیل شده‌اند. نتایج زمین‌شناسی ساختاری در این مطالعه روشن ساخت است که تراورتن‌های شکاف-پشته‌ای آذرشهر در حوضه کششی در محل پله‌شدگی گسل‌های فعال امتداد لغز شکل گرفته‌اند.

- شهین فر و همکاران (۱۳۹۴) به ارزیابی فرایند کارستی شدن در نهشته‌های تراورتنی آذرشهر پرداخته‌اند و با مطالعات هیدروشیمیایی، تیپ آب چشمه‌های منطقه را بی‌کربنات کلسیک تعیین کردند. نتایج

حاصل از آنالیز XRF تأثیر فرآیند دیاژنزی جوی را بیشتر از فرآیندهای دیگر در تراورتن‌های منطقه نشان داده است.

- روشنگر و همکاران (۱۳۹۶) تراورتن‌های منطقه آذرشهر را مورد بررسی قرار داده و با تراورتن‌های منطقه کردستان و آذربایجان غربی مقایسه کردند. با استفاده از مطالعات کانی‌شناسی و ایزوتوپ‌های پایدار ^{18}O و ^{13}C ، تراورتن‌های منطقه در رده ترموژن رده‌بندی شدند و از لحاظ لیتوفاسیس، بیشتر در رده قشرهای بلورین قرار گرفته‌اند.

۱-۵- روش مطالعه

برای انجام این تحقیق مطالعات کتابخانه‌ای، صحرایی و آزمایشگاهی به شرح زیر صورت گرفته است:

۱-۵-۱- مطالعات کتابخانه‌ای

در این مرحله اطلاعات مورد نیاز با مطالعات کتب، مقالات، نقشه‌ها، گزارش‌ها، رساله‌ها و کارهای پژوهشی در ارتباط با موضوع پژوهش و با استفاده از سایت‌های اینترنتی و مراجع دانشگاهی تهیه شد.

۱-۵-۲- مطالعات صحرایی

به منظور مطالعه زمین‌شناسی و برداشت نمونه در منطقه مورد مطالعه، دو بازدید صحرایی از منطقه در فصل پاییز سال ۱۳۹۶ و فصل بهار سال ۱۳۹۷ صورت گرفته است. این بازدیدها اهداف مشخصی داشت که در زیر به طور خلاصه بیان می‌شود.

الف: بررسی منطقه برای شناسایی چشمه‌های تراورتن‌ساز و تعیین دما، pH، eH در محل چشمه و نمونه‌برداری از آب این چشمه‌ها جهت انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی عنصری و ایزوتوپی.

ب: انجام نمونه‌برداری از سنگ‌ها و رسوبات اطراف چشمه‌ها به منظور مطالعات پتروگرافی و همچنین انجام آنالیزهای ژئوشیمی عنصری و ایزوتوپی.

۱-۵-۳- مطالعات آزمایشگاهی

پس از نمونه برداری آب و سنگ از چشمه‌ها، تعداد ۱۶ نمونه آب از چشمه‌های مختلف تراورتن‌ساز و غیرتراورتن‌ساز جهت مطالعات هیدروشیمیایی و ۲۰ نمونه سنگ و رسوب جهت انجام مطالعات پتروگرافی و آنالیزهای ژئوشیمیایی انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت.

۱-۵-۳-۱- مطالعات پتروگرافی

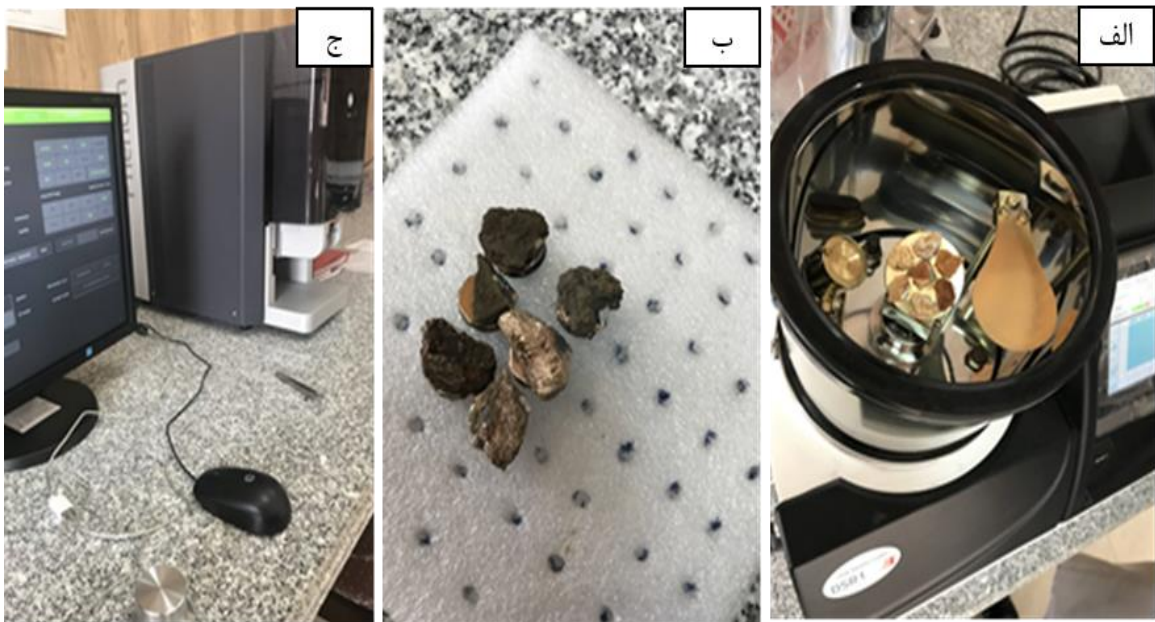
به منظور انجام مطالعات پتروگرافی از ۲۰ نمونه تراورتن برداشت شده، در کارگاه تهیه مقاطع نازک دانشگاه صنعتی شاهرود، مقطع نازک تهیه شد و نمونه‌ها پس از صیقل توسط اکسید آلومینیم با لامل پوشش داده شد. مطالعات پتروگرافی نمونه‌ها به کمک میکروسکوپ پلاریزان و بر اساس رده‌بندی پنتکاست (Pentecost, 2005) برای تعیین مورفوتایپ‌ها و توصیف اجزای تشکیل‌دهنده سنگ انجام گرفت.

۱-۵-۳-۲- آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD)

آنالیز XRD یا همان آنالیز پراش اشعه ایکس که به طیف سنجی پرتو ایکس نیز معروف است، اطلاعات جامعی درباره ترکیبات شیمیایی و ساختار کریستالی مواد طبیعی و صنعتی ارائه می‌دهد. هر ساختار کریستالی، الگوی اشعه X منحصر به فرد خود را داراست که ممکن است به عنوان اثر انگشت برای تعیین هویت آن استفاده شود. (Novelline and Robert, 1997). آنالیز XRD امکان تهیه الگوی پراش مواد و بررسی ویژگی‌هایی نظیر هندسه شبکه، تعیین کیفی مواد ناشناس، تعیین فاز کریستال‌ها، تعیین اندازه کریستال‌ها، جهت‌گیری تک کریستال و غیره را فراهم می‌نماید. تعداد ۱۰ نمونه از نهشته‌های تراورتنی جهت بررسی ترکیب کانی‌شناسی توسط XRD بعد از آماده سازی، به دانشگاه دامغان ارسال شد و نتایج حاصل، برای تکمیل داده‌های پتروگرافی استفاده شد.

۱-۵-۳-۳- میکروسکوپ الکترونی (SEM)

میکروسکوپ الکترونی روبشی که به آن به اختصار SEM می‌گویند، به خاطر محدودیت بزرگنمایی میکروسکوپ‌های نوری توسعه پیدا کرد (Goodhew et al., 2001). این میکروسکوپ‌ها بر اساس قوانین امواج الکترومغناطیس کار می‌کنند و مانند تمام میکروسکوپ‌ها از لنزهای شیئی و چشمی تشکیل شده‌اند، با این تفاوت که در میکروسکوپ‌های الکترونی به جای نور از پرتوی الکترونی استفاده می‌شود. از آن جایی که طول موج الکترون می‌تواند بسیار کوتاه باشد، پس در میکروسکوپ‌های الکترونی می‌توان به بزرگنمایی بسیار بالا دست یافت (تا حد یک میلیون برابر) (کرباسی، ۱۳۸۸). در این مطالعه ۷ نمونه از تراورتن‌های منطقه مورد مطالعه در اندازه قطعات ۱×۱ آماده شده و پس از پوشش دهی توسط طلا با استفاده از میکروسکوپ الکترونی (Phenom ProX) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه شهید مدنی آذربایجان تصویربرداری از آنها صورت گرفت (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۳: پوشش دهی نمونه‌ها با دستگاه COATING، (ب) نمونه‌ها بعد از پوشش دهی با طلا، (ج) میکروسکوپ الکترونی Phenom ProX

۱-۵-۳-۴- آنالیزهای ژئوشیمیایی

الف) آنالیز عنصری

در این مطالعه برای انجام آنالیز عنصری در نمونه‌های آب و سنگ، از روش ICP-MS (طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی) استفاده شده است. این روش برای ارزیابی و شناسایی فلزها و برخی نافلزها تا غلظت‌هایی در حد ppb کارایی دارد و دارای دقت، حساسیت و سرعت بیشتری است (Thompson, 1983). برای انجام آنالیز عنصری، ۱۰ نمونه از تراورتن‌های منطقه آذرشهر پس از آماده‌سازی به آزمایشگاه شرکت زرازا زنگان و ۶ نمونه از آب چشمه‌های منطقه به آزمایشگاه شرکت زرازا تهران ارسال شد. آنالیز یون‌های اصلی ۱۶ نمونه آب چشمه‌ها نیز به روش تیتراسیون در آزمایشگاه آبشناسی دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری شد.

ب) آنالیز ایزوتوپی

برای اندازه‌گیری نسبت ایزوتوپ‌های پایدار ^{13}C و ^{18}O در نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر، ۴ نمونه انتخاب و پس از آماده‌سازی به آزمایشگاه تحقیقات ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک ارسال شد. آنالیز به روش ورودی دوگانه انجام شده است به این صورت که نمونه‌ها پس از خردایش با اسید فسفریک واکنش داده و تولید گاز CO_2 می‌نماید. این گاز پس از خالص‌سازی و رطوبت‌گیری از طریق دستگاه ورودی دوگانه (Dual-Inlet) به دستگاه اسپکترومتر جرمی نسبت ایزوتوپی تزریق شده و از طریق تعیین نسبت جرم‌های $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ و $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرد.

ایزوتوپ‌های پایدار $\delta^{18}\text{O}$ و δD در ۶ نمونه از آب چشمه‌های منطقه نیز در آزمایشگاه شرکت مصباح انرژی، به روش اسپکتروسکوپ لیزری اندازه‌گیری شد. این روش برپایه تکنولوژی OA-ICOS عمل می‌نماید که اساس کار آن بر جداسازی طیف‌های منعکس شده از آینه‌هایی با قدرت انعکاس بالا است که درون حفراتی تعبیه شده‌اند.

فصل دوم: زمین شناسی عمومی منطقه

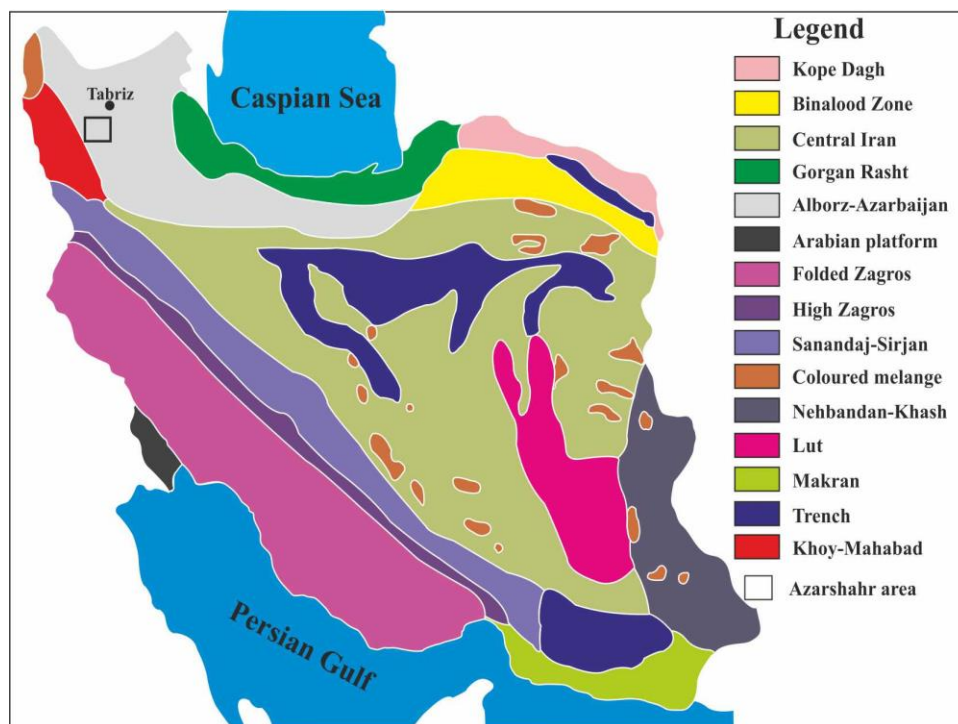
۱-۲- بیان مسئله

عملکرد فرآیندهای درونی و بیرونی زمین در زمان و مکان‌های مختلف باعث پیامدهای مختلفی در الگوی ساختاری، تکتونیکی و رسوبی کشور ایران شده است تا جایی که زمین‌شناسان ایرانی و غیرایرانی در طی سالیان مختلف، ایران را به پهنه‌های رسوبی-ساختاری گوناگونی تقسیم کرده‌اند. نخستین بار، اشتوکلین (Stocklin, 1968) با توجه به پیچیدگی‌های ساختاری و شرایط متفاوت رسوب‌گذاری، ایران را به ده حوضه رسوبی-ساختاری جداگانه تقسیم نمود. این مناطق شامل صفحه عربستان، زاگرس خارجی، زاگرس داخلی، منطقه سنندج-سیرجان، منطقه ماگمائی ارومیه دختر، ایران مرکزی، البرز، کپه داغ، بلوک لوت و رشته کوه‌های شرق ایران و مکران هستند. این تقسیم بندی بنیادین بوده به طوری که اساس دیگر تقسیم بندی‌ها شده است. پس از ایشان، پژوهشگران زیادی با توجه به معیارهای مختلف، سرزمین ایران را به زیر پهنه‌ها یا مناطق گوناگونی تقسیم کرده‌اند که از آن میان می‌توان به نبوی (۱۳۵۵)، علوی (Alavi, 1991) و آفانباتی (۱۳۸۳) اشاره نمود. در تقسیم بندی نبوی (۱۳۵۵)، که یکی از مهمترین تقسیم بندی‌های رسوبی-ساختاری ایران است، ناحیه آذرشهر در پهنه البرز-آذربایجان قرار می‌گیرد. در این فصل مروری بر زمین‌شناسی ساختاری و چینه‌شناسی منطقه آذرشهر و جایگاه تراورتن‌های مورد مطالعه صورت می‌گیرد.

۲-۲- پهنه‌ی البرز غربی-آذربایجان

زون البرز-آذربایجان از شمال به بلوک فروافتاده کاسپین و از جنوب به فلات ایران مرکزی محدود می‌شود. روند بخش غربی آن شمال‌غربی-جنوب‌شرقی بوده و از روند زاگرس و امتداد ساختمانی قفقاز کوچک و بزرگ تبعیت می‌کند. روند بخش شرقی آن شمال‌غربی-جنوب‌غربی بوده و موازی امتداد گسل درونه است. ساختمان این زون نتیجه دو کوهزایی مهم پرکامبرین و آلپی است که سخت شدن

پی‌سنگ مربوط به فاز کوهزایی پرکامبرین است (Ambersis and Melville, 1982). حوضه رسوبی البرز غربی - آذربایجان در طی زمان‌های مختلف زمین‌شناسی دستخوش تغییرات زیادی گردیده است. این حوادث معلول تأثیر فازهای کوهزایی و حرکات خشکی‌زایی ناشی از فازهای کوهزایی مختلف بوده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰)، به طوری که این حرکات باعث ایجاد چین‌خوردگی، دگرشکلی، دگرگونی، ماگماتیسیم (ولکانیسم و پلوتونیسم)، پیش‌روی و پس‌روی دریا، نبوده‌های چینه‌شناسی و ناپیوستگی‌های رسوبی شده است. منطقه آذربایجان از نظر زمین‌شناسی متنوع بوده و همچنین از نظر تکتونیک و فعالیت‌های آتشفشانی نیز جزء زون‌های فعال پوسته ایران می‌باشد. در این منطقه عموماً تأثیر دو فعالیت عمده کوهزایی دیده می‌شود: اولین فعالیت مربوط به حرکات پرکامبرین پایانی می‌باشد، که بالا آمدگی - های مهمی در آذربایجان بوجود آورده است و به طور محلی سبب ایجاد دگرشیبی زاویه‌دار در نواحی تکاب و قره‌داغ شده است و دوم عملکرد فاز کالدونین است که در این زون به صورت اپیروژنیک بوده و موجب نبود چینه‌شناسی سیلورین و دونین زیرین در آن شده است (آق‌آبانی، ۱۳۸۳).



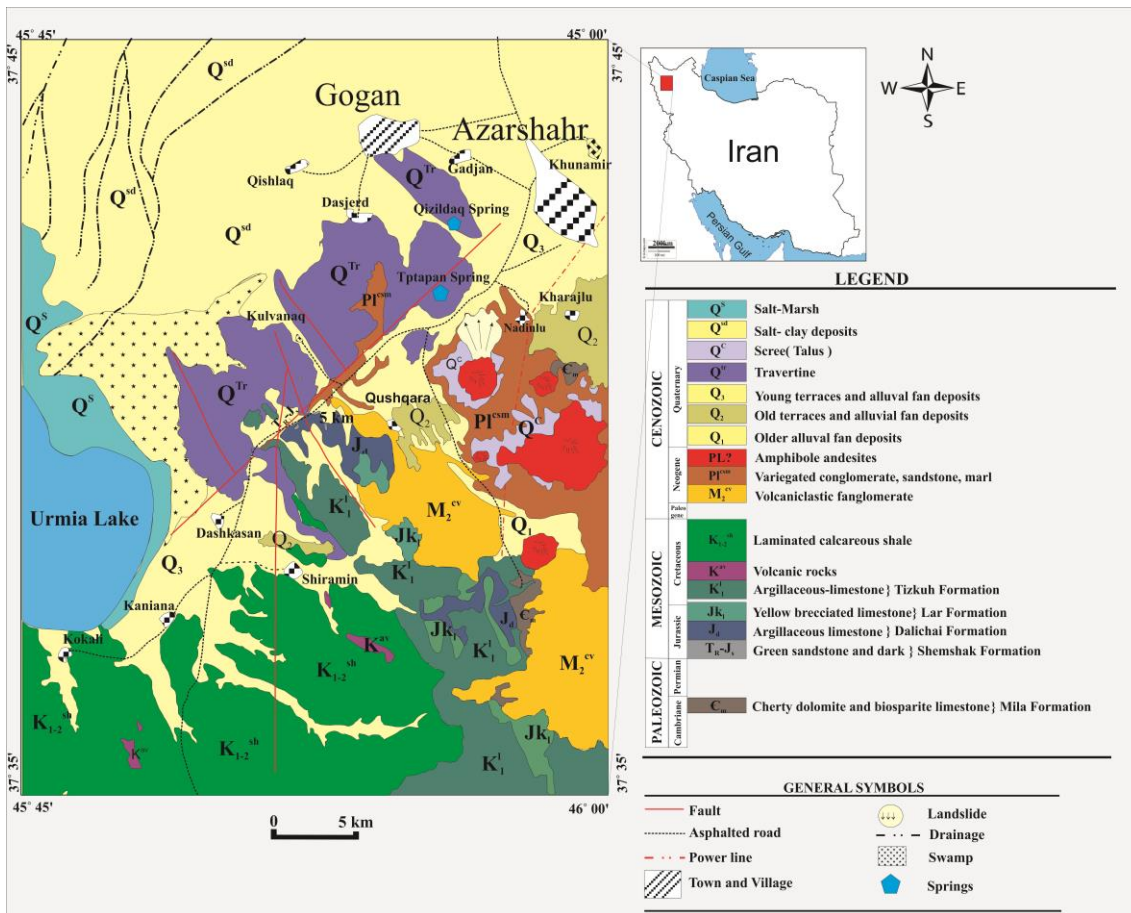
شکل ۱-۲: پهنه بندی رسوبی-ساختاری ایران، (با تغییرات از نبوی، ۱۳۵۵)

۲-۳- ویژگی های زمین شناسی منطقه آذرشهر

منطقه مورد مطالعه در حاشیه غربی مجموعه آتشفشانی سهپند در جنوب آذرشهر قرار دارد (شکل ۲-۲). این منطقه بین دو کمربند تراستی قفقاز در شمال و زاگرس در جنوب قرار گرفته و تحت تأثیر دگرشکلی و لرزه خیزی شدید قرار دارد (Jackson, 1992). مکانیزم زلزله‌ها و مطالعات GPS نشان می‌دهند که همگرایی بین ورق عربی و اوراسیا، موجب حرکت گسل‌های با روند شمال غربی - جنوب شرقی در این ناحیه، به صورت امتداد لغز راستگرد شده است (Masson et al., 2005). روند این گسل‌های امتدادلغز، با ساختارهای عمیق پی‌سنگی دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی همخوانی دارد. در مورد سنگ بسترهای تراورتن منطقه، به اعتقاد رهبر و نبوی (۱۳۶۷) در ناحیه معدنی آذرشهر سنگ‌های آهکی کرتاسه و ژوارسیک گسترش وسیعی داشته و روی سنگ‌های یاد شده را فرآورده‌های آتشفشانی کوه سهپند که در میوسن - پلیوسن فعالیت داشته، به صورت گدازه‌های آندزیتی، خاکستر آتشفشانی و توف پوشانده است. قدیرزاده (۱۳۸۱) نیز به وجود سنگ‌های آهکی کرتاسه، ژوارسیک و دیگر کربنات‌های قدیمی در مسیر آب‌های تراورتن‌ساز منطقه اشاره کرده و عملکرد آنها را در تشکیل تراورتن‌های منطقه مورد بحث قرار داده است (شکل ۲-۲). در کواترنری و هم‌زمان با فعالیت‌های آتشفشانی، رسوب‌گذاری واحدهای تراورتن آغاز شده است. پی‌سنگ نهشته‌های تراورتن واحدهای به سن نئوژن است. فرآیند رسوب‌گذاری تراورتن هم اکنون نیز به طور محدود، در تعدادی از چشمه‌های فعال، از جمله چشمه‌های تاپتاپان، قزل‌داغ، کولوانق و داشکسن ادامه دارد.

۲-۳-۱- ویژگی های چینه شناسی منطقه آذرشهر

چینه شناسی منطقه آذرشهر شامل واحدهای گوناگون با ترکیب و سن متنوع از پالئوزوئیک تا کواترنری می‌باشد که این نهشته‌ها به طور عمده شامل نهشته‌های آذر آواری سهپند، خاکسترهای آتشفشانی همراه با سنگ آذر آواری، کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل، آندزیت و برش ولکانیکی، داسیت و سنگ‌های فلسیک



شکل ۲-۲: نقشه زمین شناسی ورقه آذرشهر (با تغییرات از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آذرشهر، قدیرزاده ۱۳۸۱)

همراه آن، تراورتن، پادگانه‌های آبرفتی جوان و باتلاق‌های نمکی هستند. در ادامه به اختصار به بررسی این واحدها پرداخته می‌شود.

۲-۳-۱-۱- پالئوزوئیک

الف) کامبرین

سازند میلا: سازند میلا از سازندهای زمین‌شناسی ایران در البرز با سن کامبرین پسین تا اردوئیسین پیشین است. نام این سازند از میلاکوه در جنوب سمنان گرفته شده است. برش الگوی این سازند ۵۸۵ متر ضخامت دارد (درویش‌زاده، ۱۳۷۰) و شامل دولومیت‌های خاکستری و برشی شده، سنگ آهک‌های سیاه رنگ حاوی گرهک‌های فراوان چرتی تیره رنگ و استروماتولیت و همچنین سنگ آهک‌های

خاکستری با لایه‌بندی متوسط تا ضخیم حاوی ماکروفسیل‌های فراوان براکیوپود و تریلوبیت است. این واحد به صورت هم‌شیب و پیوسته بر روی کوارتز آرنایت سفید رنگ قرار گرفته است ولی مرز بالایی آن با نبود چینه‌ای و با دگرشیبی زاویه‌دار توسط واحدهای جوان‌تر زمین‌شناسی پوشیده شده است. در رخنمون واقع در جنوب شرق روستای نادینلو (شمال شرق گنبد قلعه جیق) یک باند آهکی لوماشلی (پر از فسیل‌های براکیوپود) در بخش انتهایی این سازند یافت می‌شود، رخنمون‌های موجود در این منطقه احتمالاً با عضوهای ۱ و ۲ و ۳ مقطع تیپ میلا هم ارز هستند. با توجه به موقعیت چینه‌نگاری و فسیل‌های موجود، این سازند به سن کامبرین زیرین تا میانی نسبت داده می‌شود (قدیرزاده، ۱۳۸۱).

۲-۳-۱-۲- مزوزوئیک

الف) ژوراسیک

سازند شمشک: سازند شمشک در سراسر ایران به ویژه در کوه‌های البرز در شمال ایران گسترش دارد (Fürsich et al., 2005) و چون قسمت اعظم آن از شیل ماسه‌ای تشکیل یافته است، بنابراین برجستگی‌های کم ارتفاعی به وجود می‌آورند که در روی زمین به آسانی قابل تشخیص است. این واحد شامل ردیفی از سنگ‌های آواری مانند ماسه سنگ و شیل میکادار به رنگ خاکستری تیره متمایل به سبز تیره با آثار فراوان فسیل گیاهی با میان لایه‌هایی از سنگ‌های آهکی تخریبی فسیل‌دار و عدسی‌های زغال‌دار است که به‌طور جانبی به ماسه سنگ‌ها و شیل‌های میکادار قرمز تیره با فسیل‌های بسیار بزرگ آمونیت به قطر ۵۰-۶۰ سانتیمتر با میان لایه‌هایی از عدسی‌های لاتریتی و بوکسیتی تبدیل می‌شوند. مرز زیرین این واحد به گونه دگرشیب زاویه‌دار و یا به صورت گسله بر روی واحدهای قدیمی‌تر (جنوب روستای بوکت بر روی دولومیت‌های کامبرین) جای گرفته و خود به گونه هم‌شیب پیوسته در زیر سنگ آهک‌های رسی سازند دلیچای جای گرفته است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). سازند شمشک در دو منطقه از گستره نقشه زمین‌شناسی آذرشهر به ترتیب در پیرامون روستای بوکت (جنوب و شمال روستا) و در پیرامون کارخانه

آهک‌سازی (شرق روستای کلوانق در سمت شرق جاده تبریز - مراغه) رخنمون‌هایی محدود را به نمایش گذاشته است.

سازند دلیچای: از سازندهای زمین‌شناسی ایران در البرز با سن ژوراسیک میانی است. این سازند معرف نخستین واحد سنگی از رسوب‌های دریایی ژوراسیک البرز است که به ویژه در دامنه جنوبی این کوه‌ها برونزد دارد. بُرش الگوی سازند دلیچای، در پهلوی راست رودخانه دلیچای (پل فردوسی)، در شرق شهرستان دماوند است که حدود ۱۰۷ متر ضخامت دارد ولی این ضخامت ثابت نیست و حتی ممکن است به صفر برسد (Stocklin, 1972). این سازند در اکثر نقاط البرز مرکزی تا کوه‌های سلطانیه و ساحل جنوب شرقی دریاچه‌ی ارومیه، قابل تعقیب و در روی زمین به آسانی قابل تشخیص است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). این واحد شامل سنگ آهک‌های آرژیلی و ماسه‌ای است با لایه‌بندی منظم و نازک به رنگ سبز روشن و سطح هوازدگی خاکستری روشن که به طور هم‌شیب و پیوسته بر روی سازند شمشک جای گرفته است. مرز زیرین این واحد به گونه‌ای هم‌شیب و پیوسته توسط سنگ آهک‌های برشی و توده‌ای و صخره‌ساز سازند لار پوشیده شده است (قدیرزاده، ۱۳۸۱). این واحد از شمال روستای بوکت تا شمال کارخانه آهک هیدراته آذرشهر با روند شمال غربی- جنوب شرقی امتداد می‌یابد و ضخامت متوسط رخنمون‌های آن نزدیک به ۱۰۰ متر است.

ب) کرتاسه

سازند تیزکوه: نام سازند تیزکوه از کوهی به همین نام واقع در جنوب غربی دماوند و در نزدیکی آبادی پلور گرفته شده است و ضخامت آن ۱۷۰ متر است (Assereto, 1963) ولی در سایر نقاط ضخامت آن بین صفر تا ۲۵۰ متر متغیر است (سید امامی، ۱۳۵۰). این سازند شامل کنگلومرا و ماسه سنگ‌های قرمز رنگ در قاعده کرتاسه است که بتدریج به لایه‌هایی از سنگ آهک‌های رسی نازک لایه به رنگ سبز روشن و حاوی فسیل‌های فراوان اربیتولین تبدیل می‌شوند و در نهایت به آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای

بیتومینوس به رنگ خاکستری تیره حاوی فسیل‌های فراوان دوکفه‌ای و براکیوپود تبدیل می‌شود (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). مرز زیرین این واحد با مجموعه نهشته‌های کرتاسه بالایی به صورت گسله و از نوع تراستی است. این سنگ آهک‌ها در جهت جنوب باختری و روی مجموعه نهشته‌های کرتاسه بالایی رانده شده‌اند.

شیل‌های خاکستری تیره و سنگ‌های آتشفشانی بازیک و اسیدی: این واحد سنگی شامل شیل‌های سیاه رنگ، ماسه سنگ، شیل‌های آهکی، آهک شیلی، گدازه‌های اسیدی در حد ریولیت، ریوداسیت و گدازه‌های بازیک (بازالت - دیاباز - بازالت اسپلیتی) است و بیشترین گستردگی را در جنوب و جنوب شرقی ورقه آذرشهر نشان می‌دهد. قاعده این مجموعه با شیل‌های آهکی و آهک شیلی و ماسه سنگ‌های آهکی تیره رنگ حاوی ماکروفسیل‌های فراوان از نوع گاستروپود آغاز می‌شود. مرز این مجموعه با نهشته‌های آهکی کرتاسه زیرین چندان آشکار و مشخص نیست و با یک گسل تراستی بزرگ (با روند شمال شرقی - جنوب شرقی) محدود شده است. این مجموعه ضخامتی قابل توجه دارد و به گونه دگرشیب توسط کنگلومرا با قطعات آتشفشانی مرتبط با آتشفشان سهند (جنوب روستای بوکت) پوشیده و به وسیله توده‌های نفوذی گابرویی بریده شده است (قدیرزاده، ۱۳۸۱).

۲-۳-۱-۳- سنوزوئیک

الف) نئوژن

کنگلومرای کوه‌پایه‌ای آذرآواری: این واحد از لحاظ سنگ‌شناسی شامل کنگلومراهای کوه‌پایه‌ای آذرآواری است که به صورت دگرشیب زاویه‌دار بر روی نهشته‌های قدیمی‌تر جای می‌گیرد. این واحد در گوشه‌ی جنوب غربی ورقه آذرشهر رخنمون دارد. ضخامت این واحد حدوداً ۱۰-۲۰ متر است و دورنمایی سفید رنگ و تقریباً صخره‌ساز دارد (قدیرزاده، ۱۳۸۱).

کنگومرای کوه‌پایه‌ای آذرآواری به طور محلی شامل نهشته‌های لاهار: این واحد به صورت هم‌شیب و پیوسته بر روی واحد M_1^{cv} قرار گرفته است و از نظر سنگ‌شناسی شامل کنگومراهای کوهپایه‌ای آذرآواری است. رنگ این واحد سنگی خاکستری متمایل به تیره است. گسترش نسبتاً خوب این واحد در نیمه شرقی و جنوب شرقی نقشه زمین‌شناسی آذرشهر از پیرامون روستای مهماندار تا شمال کوه قلعه‌جیق مشاهده می‌شود و به صورت هم‌شیب و ناپیوسته توسط نهشته‌های کنگومرایی، ماسه سنگ، مارن و سنگ آهک‌های آب شیرین پلیوسن پوشیده شده است (قدیرزاده، ۱۳۸۱).

کنگومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون و مارن رنگارنگ: این واحد در نیمه شرقی ورقه آذرشهر بسیار گسترده است و از لحاظ سنگ‌شناسی شامل کنگومرا، ماسه سنگ، سیلتستون، مارن و سنگ آهک‌های آب شیرین است که نهشته‌های کامبرین و ژوراسیک را به صورت دگرشیب و زاویه‌دار و نهشته‌های نئوژن را به صورت هم‌شیب و ناپیوسته می‌پوشانند (قدیرزاده، ۱۳۸۱).

۲-۳-۱-۴- کواترنری

واحدهای سنگی کواترنری شامل نهشته‌های آبرفتی و کوهپایه‌ای و تراس‌های جوان است که از نظر سنگ‌شناختی، کنگومرایی با سیمان بسیار سست‌اند که غالباً به صورت هم‌شیب و ناپیوسته بر روی واحدهای پلیوسن و به صورت دگرشیب زاویه‌دار بر روی سایر واحدهای کهن‌تر جای گرفته‌اند. دیگر بخش‌های واحد کواترنری شامل پهنه‌های رسی-نمکی است که در نتیجه تغییرات و نوسانات دریاچه ارومیه ایجاد شده‌اند و بیشترین گستردگی را در نیمه شمالی ورقه زمین‌شناسی آذرشهر نشان می‌دهند و سرزمین‌های مسطح و همواری را به تراورتن‌ها، مهم‌ترین سنگ‌های دوره کواترنری می‌باشند. این سنگ‌ها همزمان با فعالیت‌های جدید آتشفشان سهند تشکیل یافته‌اند و وجود درزها و شکاف‌ها در اثر خروج مواد مذاب و پیدایش آبهای بسیار گرم آتشفشانی و اثر آبها بر روی آهک‌های سازند لار می‌تواند دلیل تشکیل تراورتن باشد (قدیرزاده، ۱۳۸۱). در بخش شمال و جنوب غربی نواحی گوگان و اطراف

روستای کلوانق منطقه وسیعی از رسوبات کواترنری جوان وجود دارد که به صورت واریزه‌ها، آبرفت و در بعضی قسمت‌ها به صورت پادگانه‌های آبرفتی دیده می‌شود. مجموعه مخروط افکنه بزرگ آذرشهر و پادگانه‌های آبرفتی از اوایل کواترنر و همزمان با پیدایش تراورتن‌ها به وجود آمده‌اند. در منطقه مورد مطالعه فقط در بخش کوچکی از محدوده تراورتن‌ها برونزد آهک‌های لار دیده می‌شود و در بقیه مناطق، تراورتن‌ها مانع از بیرون‌زدگی سنگ‌های قدیمی‌تر از خود شده‌اند (قدیرزاده، ۱۳۸۱).

۲-۳-۲- مجموعه آتشفشانی سهند

مجموعه آتشفشانی سهند بخشی از کمان ماگمایی ارومیه-دختر می‌باشد (Alavi, 1991). این مجموعه بر روی پی‌سنگی از سنگ‌های رسوبی با سن‌های مختلف قرار گرفته است. این مجموعه، بیشتر از گدازه‌های ریولیتی، داسیتی و آندزیتی تشکیل شده که در بین آنها توف و خاکستر فراوان دیده می‌شود. وجود خاکستر با قطعات پامیس در فواصل بسیار دور از قله‌ها (تبریز، بستان آباد و مراغه) نشان می‌دهد که فوران‌های انفجاری سهند بسیار شدید بوده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). براساس سن‌سنجی صورت گرفته، سن گدازه‌های سهند بین ۱۰ تا ۱۲ میلیون سال تخمین زده شده است (معین وزیری و امین سبحانی، ۱۳۵۶). آخرین مراحل فعالیت نیز از نوع داسیت و ریوداسیت است که منجر به تشکیل مخروط آتشفشانی و قله‌های مرتفع سهند شده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

۲-۳-۳- دریاچه ارومیه

دریاچه ارومیه در سرزمین آذربایجان، بین مختصات جغرافیایی ۴۴ درجه و ۱۴ دقیقه تا ۴۷ درجه و ۵۳ دقیقه طول غربی و ۵۳ درجه و ۴۰ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۳۰ دقیقه عرض شمالی واقع شده است (محمدی و همکاران، ۱۳۸۹؛ درویشی خاتونی و همکاران، ۱۳۸۹). طول دریاچه بین ۱۲۰ تا ۱۵۰ کیلومتر (Sorgeloos, 1997; Azari Takami, 1989) و عمق آن بین ۶ تا ۱۶ متر متغیر است و میانگین ژرفای آن ۶ متر می‌باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳). در این دریاچه بیش از ۱۰۲ جزیره وجود دارد که شکل و اندازه

آنها با میزان بارش سالانه تناسب دارد. در بین این جزایر کوچک و بزرگ، جزیره‌ی اسلامی که هم‌اکنون به شبه جزیره تبدیل شده بزرگ‌ترین آنها است (آقانباتی، ۱۳۸۳). بر خلاف جزیره اسلامی که از سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن است، دیگر جزایر از جنس نهشته‌های فلیش گونه‌ی کرتاسه زیرین و یا سنگ آهک‌های ریفی زمان میوسن (سازند قم) هستند (درویشی خاتونی و همکاران، ۱۳۸۹). از دیدگاه زمین‌ساخت صفحه‌ای، (McKenzie, 1972) دریاچه‌ی ارومیه، در قسمتی از پهنه‌ی خرد شده‌ی بین صفحه‌های عربستان و ایران و ریزصفحه‌های ایران و ترکیه قرار گرفته و می‌توان آن را نوعی دریاچه زمین‌ساختی دانست که کوه‌های بلندی آن را در بر گرفته است. حدود ۳۵ تا ۴۰ متر نهشته‌های نرم دریاچه‌ای بر روی پی‌سنگ سخت شده کرتاسه زیرین و یا سنگ‌آهک‌های مارنی میوسن (سازند قم) قرار گرفته است. بر اساس پادگانه‌های دریاچه‌ای پیرامون آن، سن دریاچه را ۴۰۰ تا ۵۰۰ هزار سال برآورد می‌کنند (آقانباتی، ۱۳۸۳). نمونه‌های گرفته شده از رسوبات نرم بستر، نشانگر ردیفی از رسوبات هولوسن است که قسمت‌های زیرین آن بازگوی محیط‌های دیرینه (Paleoenvironment) از نوع کویری (Playa) و یا کفه‌گلی (Mud flat) است. بررسی دانه‌های گرده موجود در رسوبات دریاچه نشان می‌دهد که در طول عمر دریاچه، شرایط خشک اقلیمی نیز وجود داشته است. بیشتر نهشته‌های دریاچه از نوع شیمیایی است. وجود بعضی لایه‌های نازک تخریبی (کوارتز، کلسیت، پلاژیوکلاز و کائولینیت) نشانگر تغییر موقتی آب و هوا و شوری دریاچه است (آقانباتی، ۱۳۸۳). آب دریاچه ارومیه با pH از ۷/۲ تا ۷/۶ از نوع کلریدسدیم، منیزیم و سولفات سدیم و در حالت زیرقلیایی است (Shahrabi, 1981).

فصل ۳: ریخت‌شناسی و پتروگرافی

نهمین فصل: تراورتن آذرشهر

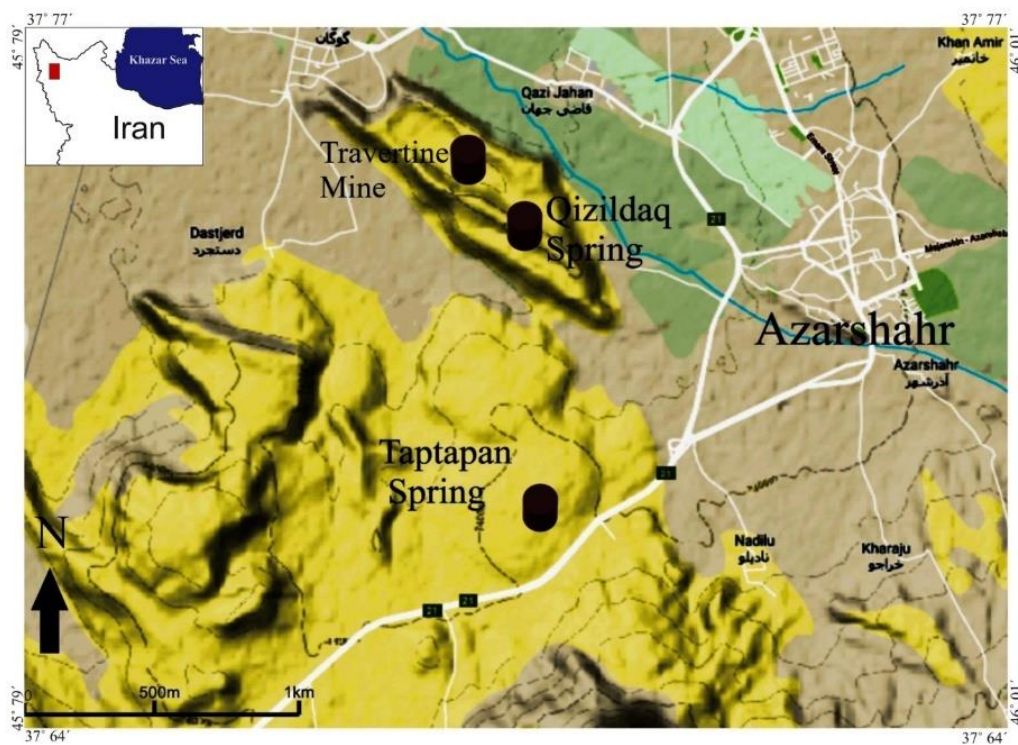
۳-۱- بیان مسئله

تراورتن‌ها دارای اشکال متنوعی هستند و بر اساس معیارهای مختلفی رده‌بندی می‌شوند (Riding, 1991; Pentecost, 1993; Guo and Riding, 1998). مهم‌ترین خصوصیتی که بر مبنای آن رده‌بندی تراورتن صورت می‌گیرد عبارت است از فرآیند ته‌نشست، ژئوشیمی دی‌اکسیدکربن، فابریک و ریخت-شناسی (Pentecost, 2005). تشکیل تופا و تراورتن در چشمه‌ها نتیجه رفتار ترکیبی فرایندهای بزرگ، متوسط و کوچک مقیاس می‌باشد (Pentecost and viles, 1994; Fouke et al., 2000; Jones and Renault, 2010). فرایندهای بزرگ مقیاس کنترل‌کننده ویژگی‌های بزرگ مقیاس در سیستم تופا و تراورتن هستند. موقعیت دهانه چشمه، کنترل‌کننده اصلی ساختارها در این مقیاس می‌باشد. بر این اساس می‌توان سیستم چشمه‌ها را به سیستم‌های آبخاری، دریاچه‌ای، مردابی، رودخانه‌ای و شکاف-پشته‌ای و تپه‌ای تقسیم‌بندی نمود (Ford and Pedley, 1996; Jones and Renault, 2010). در مقیاس متوسط، تمرکز اصلی بر روی نهشته‌ها و لیتوفاسیس‌هایی است که در بخش‌های مختلف سیستم چشمه تشکیل می‌شود که در قسمت‌های نزدیک، وسط و یا دور از دهانه چشمه ایجاد می‌شوند (Jones and Renault, 2010). بر این اساس گو و رای‌دینگ (Guo and Riding, 1998) رژیم‌های ته‌نشستی را در تراورتن‌های راپولانو در ایتالیا به سه بخش شیب، فروافتادگی و تپه تقسیم بندی نموده‌اند. در مقیاس کوچک، تمرکز اصلی بر روی بافت‌های مشاهده شده در نمونه‌های دستی و مقطع نازک و تصاویر میکروسکوپ الکترونی است. در این مقیاس تأکید بر چگونگی تشکیل بلور و کانی و نقش عوامل مختلف از جمله موجودات، در تشکیل آنها است (Jones and Renault, 2010). در این فصل به بررسی ویژگی‌های مربوط به این سه مقیاس در تراورتن‌های منطقه آذرشهر پرداخته می‌شود.

۳-۲- نمونه‌برداری

در طی مطالعات صحرایی، ریخت‌شناسی تراورتن‌های منطقه مورد بررسی قرار گرفت و نمونه‌برداری از

بخش‌های مختلف تراورتن‌ها در مناطق قزل‌داغ و تاپتاپان صورت گرفت. این نمونه‌ها عبارت از ۱۵ نمونه در دهانه و نزدیک دهانه چشمه‌ها در منطقه تاپتاپان و قزل‌داغ و نیز ۵ نمونه قدیمی از معدنی در نزدیکی چشمه قزل‌داغ می‌باشد که مقاطع نازک میکروسکوپی از این نمونه‌ها بمنظور مطالعات پتروگرافی تهیه شده است. بمنظور بررسی کانی‌شناسی ۷ نمونه از نمونه‌های در حال تشکیل در دهانه و اطراف چشمه تاپتاپان و قزل‌داغ و ۳ نمونه از معدن نزدیک چشمه قزل‌داغ برای تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD) به روش کمی، به آزمایشگاه XRD دانشگاه دامغان ارسال شد. همچنین تعداد ۴ نمونه از رسوبات در حال تشکیل و ۳ نمونه تراورتن قدیمی با استفاده از میکروسکوپ الکترونی (SEM) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه شهید مدنی آذربایجان تصویربرداری شد (جدول ۱-۳). رده‌بندی تراورتن‌ها بر اساس ریخت-شناسی و نیز با توجه به توصیف ماکروسکوپی و توصیف صحرایی استوار بوده است. مکان‌های نمونه‌برداری جهت مطالعات پتروگرافی در شکل ۱-۳ آورده شده است.



شکل ۱-۳: نقاط نمونه‌برداری از تراورتن‌های چشمه تاپتاپان، قزل‌داغ و معدن اطراف آن (تصویر برگرفته از Google Map)

جدول ۳-۱: نمونه‌های بررسی شده توسط روش‌های XRD و SEM

Location	Sample code	Methods	Mineralogy
Taptapan Spring	T-1	Xrd, SEM	Calcite, Quartz, Aragonite
	T-4	Xrd, SEM	Calcite, Quartz, Aragonite
	T-6	Xrd	Calcite, Quartz, Aragonite
	T-7	Xrd, SEM	Calcite, Quartz, Aragonite
Qezeldaq Spring	Q-1	Xrd, SEM	Calcite, Quartz, Aragonite
	Q-2	Xrd, SEM	Calcite, Quartz, Aragonite
	R-1	Xrd	Calcite, Quartz,
Travertine mine	M-1	Xrd, SEM	Calcite, Quartz
	M-4	Xrd, SEM	Calcite, Aragonite
	M-6	Xrd	Calcite, Quartz

۳-۳- ویژگی‌های بزرگ مقیاس (ریخت شناسی)

برخلاف اکثر رخساره‌های خشکی، تراورتن‌ها اغلب دارای ماهیت ریخت‌شناسی سازنده (در حال تشکیل و ته‌نشست) هستند (Pentecost, 2005). برای نام‌گذاری تراورتن‌ها، طبقه‌بندی‌های مختلفی بر اساس ریخت‌شناسی پیشنهاد شده است (Pentecost, 2005). اولین مورد، طبقه‌بندی کلاهن (Klahn, 1923) است که تراورتن‌های رودخانه‌های آلمان را بر مبنای شیب جریان به ۳ دسته طبقه‌بندی کردند. این طبقه‌بندی به وسیله‌ی استیرن (Stirn, 1964)، گرونینگر (Gruninger, 1965) و فری و همکاران (Frey and Probst, 1974) با ایجاد تغییراتی مورد استفاده قرار گرفت. در این تقسیم‌بندی، سه دسته پیشنهاد می‌گردد که عبارتند از: (۱) تراورتن‌های سدهای رودخانه‌ای که در مکان‌هایی با شیب کم به وجود می‌آیند (۲) نهشته‌های تراسی که در شیب ۲۵ تا ۴۰ درجه به وجود آمده، و (۳) بخش‌های برآمده‌ای که معمولاً در شیب‌های تندتر رشد می‌کنند. برای طبقه‌بندی تراورتن‌ها، مقیاس (میزان گستردگی) یک مشخصه‌ی مهم محسوب می‌شود. اردنز و همکاران (Ordonez et al., 1986) بر این اساس، تراورتن‌ها را به ۳ دسته

تقسیم بندی نمودند که عبارتند از: ۱) ماکرواستراکچر (Macrostructure) که به وسیله‌ی وضعیت قرار-گیری تراورتن نسبت به سطح آب زیرزمینی و توپوگرافی کنترل می‌شود ۲) مزواستراکچر (Mesostructure) که توسط اکولوژی کنترل می‌شود، و ۳) میکرواستراکچر (Microstructure) که توسط میزان خارج شدن گاز کنترل می‌گردد.

پنتکاست و وایلز (Pentecost and viles, 1994) و پنتکاست (Pentecost, 2005) تراورتن‌ها را بر اساس ریخت‌شناسی و محیط رسوبی تقسیم‌بندی نمودند که عبارتند از: تراورتن‌های برج (که خود به ۹ دسته تقسیم می‌شوند) و تراورتن‌های نابرجا (جدول ۳-۲).

جدول ۳-۲: رده‌بندی ریخت‌شناسی تراورتن‌ها (Pentecost, 2005).

Autochthonous	Hydrological position	Allochthonous	Hydrological position
Mound	Spring	Alluvial cone	Stream/river
Fissure ridge	Spring	Bar	Stream/river
Paludal	Spring	Lake and valley fill	Stream/river
Cascade	Seep/stream/river		
Dam	Seep/stream/river		
Fluvial crust	Seep/stream/river		
Cemented rudite/clast Lacustrine crust and reef	Seep/stream/river Lake		

تراورتن‌های برج به چشمه‌ها، رودها، دریاچه‌ها و مرداب‌ها مرتبط هستند و شامل تپه‌ها و مخروط‌ها (Mounds)، شکاف-پشته‌ای (Fissure-Ridges)، نهشته‌های آبشاری (Cascades)، نهشته‌های سدی

(Dam)، لایه‌های جریانی با آنکوئید (Stream crust with oncoids)، نهشته‌های دریاچه‌ای (Lake crust with oncoids)، نهشته‌های مردابی (Paludal deposit) و رودایت‌های سیمانی شده (Cemented rudite) می‌باشد (Ford and Pedley, 1996; Pentecost, 2005). با توجه به مشاهدات صحرائی صورت گرفته در منطقه آذرشهر، ریخت‌شناسی رایج در نهشته‌های تراورتنی آذرشهر از نوع برجا بوده و شامل: (۱- تپه‌ای و مخروطی، ۲- شکاف-پشته‌ای، و ۳- آبشاری می‌باشد.

۳-۳-۱- ریخت‌شناسی نوع تپه‌ای-مخروطی

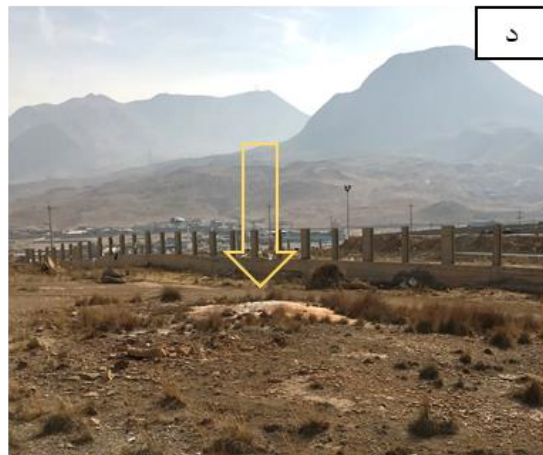
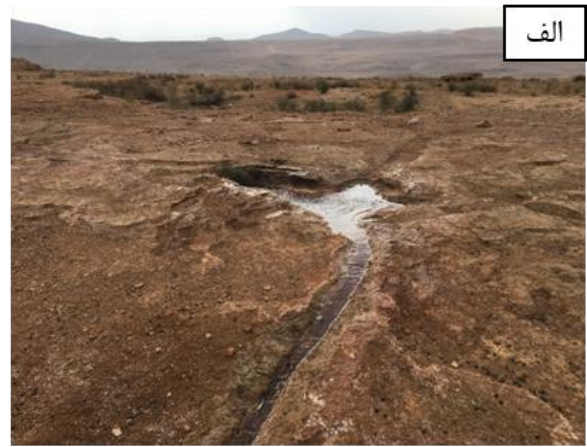
این نوع تراورتن‌ها به علت جریان آب چشمه‌ها بر روی سطوح شیب‌دار که فاقد مانع در سطح باشند ایجاد می‌شوند (Pentecost, 1995). این مخروط‌ها با اندازه کمتر از ۱ متر تا بیش از ۱۰۰ متر در بالای دهانه چشمه‌ها ایجاد می‌شوند. جزئیات نحوه تشکیل این مخروط‌ها مشخص نیست اما واضح است که اغلب آنها احتیاج به آب دائمی دارند (Pentecost, 2005). در شهرستان آذرشهر چشمه‌های تراورتن‌ساز زیادی مشاهده شده است که بیشتر آنها دارای ریخت‌شناسی نوع تپه‌ای-مخروطی هستند. چشمه تاپتاپان و چشمه‌های متعدد اطراف آن دارای ریخت‌شناسی تپه‌ای هستند. با توجه به ریخت‌شناسی چشمه‌های نزدیک چشمه تاپتاپان (شکل ۳-۲ الف) و توضیحات اهالی منطقه، چشمه تاپتاپان در ابتدا ریخت‌شناسی تپه‌ای داشته، اما در ادامه به خاطر فعالیت‌های مختلف انسانی برای استفاده از آب چشمه کاملاً تخریب شده و بافت مصنوعی به خود گرفته است (شکل ۳-۲ ب). تراورتن با ریخت‌شناسی مخروطی نیز در منطقه مشاهده شده که به صورت غیرفعال هستند و چشمه آنها خشک شده است. این مخروط‌ها اکثراً دارای ارتفاع نیم متر تا دو متر هستند (شکل ۳-۲ ج)، همچنین برخی از چشمه‌های فعال در حال تشکیل نیز ریخت‌شناسی مخروطی دارند (شکل ۳-۲ د). این نوع ریخت‌شناسی معمولاً در چشمه‌هایی که دبی پایین دارند و تبخیر در فصول گرم سال بالاست، با افزایش سرعت رسوب‌گذاری ایجاد می‌شوند

(Jones and Renaut, 2010). در بررسی‌های صحرایی در شمال غربی روستای کلوانق، تپه‌های تراورتنی به ارتفاع ۸۰ متر با چشمه‌های فعال مشاهده شده است (شکل ۳-۲ ه و).

۳-۲-۳- ریخت شناسی نوع شکاف-پشته‌ای

ریخت‌شناسی شکاف-پشته‌ای یکی از ویژگی‌های ریخت‌شناسی-تکتونیکی است که در توصیف نهشته‌های تراورتن از آب‌های گرمایی در امتداد شکستگی‌های سنگ بستر مشاهده می‌شود (Brogi and Capezzuoli, 2009). این ریخت‌شناسی از یک شکاف مرکزی که تراورتن‌های نواری در داخل آن و تراورتن‌های شیب‌دار در مجاور آن تشکیل شده‌اند، به وجود آمده است (Chafetz and Folk, 1984; Jones and Renaut, 2010). شکل‌گیری این مجموعه بدین صورت است که آب‌های اشباع از کربنات کلسیم از شکاف مرکزی بالا آمده و موجب رسوب تراورتن در دیواره شکاف و نیز در طرفین آن می‌شوند و در نتیجه یک پشته خطی ایجاد می‌شود (تقی‌پور و محجل، ۱۳۹۲). اگر نرخ جریان آبی که از شکاف مرکزی بالا می‌آید، زیاد باشد، پشته ایجاد شده ارتفاع کم ولی عرض زیاد خواهد داشت ولی اگر نرخ جریان آب کم باشد، رسوب‌گذاری تراورتن در اطراف شکاف مرکزی بیشتر شده و در نتیجه ارتفاع پشته زیاد و عرض آن کم خواهد بود (Brogi and Capezzuoli, 2009). در منطقه آذرشهر، این ریخت‌شناسی تنها در نهشته‌های قدیمی مجموعه قزل‌داغ مشاهده شده است که طول برخی از شکاف‌ها تا یک کیلومتر هم می‌رسد (شکل ۳-۳ الف، ب). ارتفاع زیاد و منحصر به فرد پشته‌های تراورتن در منطقه قزل‌داغ موجب شده است که این پشته‌ها به خوبی در تصاویر ماهواره‌ای دیده شود. مشخص است که اکثر تراورتن‌های شکاف-پشته‌ای در امتداد شکستگی‌های پوسته‌ای و در ارتباط با فعالیت‌های گسل‌های عادی یا معکوس هستند (Atabey, 2002) که در طول آن، سیال‌های گرمایی با فشار زیاد می‌توانند به بالا صعود کنند (Brogi and Capezzuoli, 2009). مطالعات زمین‌ساختی منطقه آذرشهر توسط تقی‌پور و محجل (۱۳۹۲) نشان داد که بین نهشته‌های شکاف-پشته‌ای تراورتن و پهنه‌های گسلی فعال، ارتباط

مشخصی وجود دارد. بدین صورت که با وجود توقف آبدهی چشمه‌های خطی، حرکات کششی در امتداد شکاف‌های مرکزی ادامه یافته و باعث بازشدگی آشکار در امتداد آنها شده است.



شکل ۳-۲: الف) چشمه با ریخت‌شناسی تپه‌ای نزدیک چشمه تاپتاپان با دبی پایین (ب) چشمه تاپتاپان با دبی بالا و ریخت‌شناسی مصنوعی، ج) چشمه فعال با دبی پایین در حال تشکیل ریخت‌شناسی مخروطی، د) ریخت‌شناسی مخروطی در بالا دست چشمه تاپتاپان با ارتفاع حدود ۱/۵ متر، ه) ریخت‌شناسی تپه‌ای با ارتفاع بیش از ۵۰ متر در روستای کلوانق، و) چشمه فعال با دبی بالا بر روی تپه‌های تراورتنی روستای کلوانق.

۳-۳-۳- ریخت شناسی نوع آبشاری

این نوع ریخت‌شناسی در منطقه آذرشهر به ندرت دیده می‌شود و تنها موردی که در بررسی‌های صحرایی مشاهده شده است، بر روی لبه‌ی شکاف نهشته‌های قدیمی در نزدیکی چشمه قزل‌داغ می‌باشد (شکل ۳-۳ ج). در این نوع ریخت‌شناسی، بخشی از رسوب‌گذاری تراورتن‌ها به شکل آبشارهای زیبا و پی‌درپی بر روی سطوح دارای شیب‌های تند، به واسطه افت سرعت جریان و فشار آب به وجود می‌آیند (Pentecost, 2005). گو و رایدینگ (Guo and Riding, 1998) ریخت‌شناسی آبشاری را نوعی از سیستم رسوب‌گذاری شیب‌دار (Slope) معرفی کرده‌اند. در واقع این آبشارها دیواره سدهایی هستند که با استمرار آب، توسعه یافته‌اند. در زیر نهشته‌های مرتبط با ریخت‌شناسی آبشاری، استلاکتیت‌هایی با اندازه‌های متفاوت نیز تشکیل شده است (شکل ۳-۳ د).



شکل ۳-۳: الف) امتداد شکاف در محل چشمه فعال قزل‌داغ ب) ریخت‌شناسی نوع شکاف-پشته‌ای با طول حدود ۱۳۰۰ متر در نهشته‌های قدیمی مجموعه قزل‌داغ، ج) ریخت‌شناسی نوع آبشاری که در لبه‌ی ریخت‌شناسی شکاف-پشته‌ای تشکیل شده است، د) استلاکتیت تشکیل شده در زیر نهشته‌های مرتبط با ریخت‌شناسی آبشاری

۳-۴- ویژگی های متوسط و کوچک مقیاس

در این بخش، تراورتن های منطقه مورد مطالعه بر اساس ویژگی های متوسط (لیتوفاسیس ها) و کوچک مقیاس (نمونه دستی، مقاطع نازک میکروسکوپی، XRD و SEM) مورد بررسی قرار می گیرد.

۳-۴-۱- ویژگی های متوسط مقیاس (لیتوفاسیس)

رسوبات تراورتن و تופا از مهمترین نهشته های قاره ای وابسته به آب و هوا هستند که کانی شناسی آنها از نوع کلسیت و آراگونیت بوده و با تأثیر از وضعیت متفاوت شیمی آب (James and Jones, 2015) دما و سرعت خروج گاز CO₂ و نیز افزایش pH و اشباع شدن سیالات (Okumura et al., 2012)، لیتوفاسیس یا رخساره سنگی متفاوتی از خود نشان می دهند و از این جهت قابل تفکیک اند (Pentecost, 2005). برای مثال اوزکول و همکاران (Özkul et al., 2002) تراورتن های دنیزلی در ترکیه را به ۸ گروه، (۱) قشرهای متبلور (Crystalline crust)، (۲) بوته ای (Shrub)، (۳) آنکوئیدها (Oncoids)، (۴) کلسیت شناور (calcite-raft)، (۵) حباب گاز پوشش داده شده (Coated gas bubbles)، (۶) نی مانند (Reed)، (۷) خاک قدیمه (Palaeosol) و (۸) لجن کلسیتی (Calcite mud) تقسیم نمودند. بر این اساس، در تراورتن های آذرشهر نیز ۳ نوع لیتوفاسیس، شناسایی شده است که عبارتند از: (۱) قشرهای متبلور، (۲) حباب گاز پوشش داده شده، و (۳) کلسیت شناور روی آب.

پدلی (Pedley, 1990)، تופا را به عنوان ته نشست کربناته حاصل از چشمه های آب سرد با چارچوب های متخلخل گیاهی شامل قالب های میکروفیت، ماکروفیت و برگ درختان در نظر می گیرد و آنها را در دو گروه برجا (Autochthonous) و نابرجا (Allochthonous) تفکیک کرده است. بیشتر رخساره های توفای مشاهده شده در اطراف چشمه های آذرشهر، از نوع برجا هستند. در ادامه به بررسی لیتوفاسیس های موجود در تراورتن ها و توفاهای منطقه آذرشهر پرداخته خواهد شد:

۳-۴-۱-۱- لیتوفاسی های تراورتنی

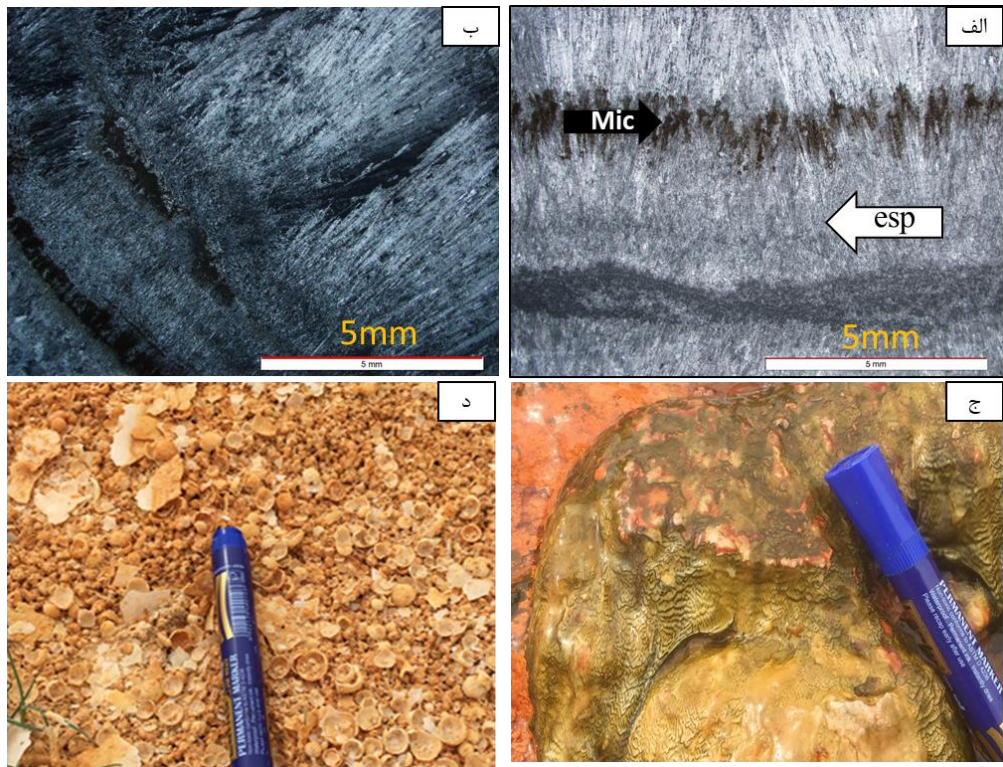
الف) لیتوفاسی قش های متبلور

این لیتوفاسی در تراورتن‌ها به طور معمول در نتیجه ته‌نشست سریع از جریان آب چشمه‌ها در بستر-هایی با شیب ملایم یا صاف، لبه‌ها و دیواره سدها، سطح پایین دیواره آبشارها و در شکاف-پشته‌ها (Chafetz and Folk, 1984; Riding, 2008)، همچنین به صورت تناوبی از لایه‌های روشن و تیره رنگ در دهانه چشمه‌ها تشکیل می‌شود (Atabey, 2002). ضخامت این لیتوفاسی از چند سانتی‌متر تا چند ده سانتی‌متر متغیر است (Özkul et al., 2002). در نمونه‌های دهانه و کناره کانال چشمه‌های تاپتاپان و قزل‌داغ این لیتوفاسی به صورت تناوب لایه‌های اسپارایتی و میکرایتی دیده می‌شود (شکل ۳-۴ الف). لایه‌های میکرایتی در تراورتن‌های آذرشهر معمولاً مقیاس میلیمتری دارند و اندازه آنها کمتر از ۳ میلیمتر می‌باشد. در برخی از نمونه‌های تراورتن چشمه قزل‌داغ، کلسیت به شکل پر مانند (بادبزی) در دهانه چشمه، دیواره آبشارها و داخل شکاف پشته‌ها مشاهده شده است (شکل ۳-۴ ب). بر اساس مطالعات اوزکول و همکاران (Özkul et al., 2002)، یکی از مشخصه‌های لیتوفاسی قشرهای متبلور، تزئین سطح پوسته بیرونی به صورت میکروتراس‌های سدی می‌باشد که از این نوع تزئینات در نمونه‌های دهانه چشمه تاپتاپان نیز مشاهده شده است (شکل ۳-۴ ج).

ب) لیتوفاسی حباب گاز پوشش داده شده

این حباب‌ها در اثر فعالیت میکروبی و یا توسط فشار دی‌اکسیدکربن یا بخار آب در حوضچه‌های رسوبی ایجاد می‌شوند. صرف نظر از منشأ آنها، این حباب‌ها بواسطه ارتفاع ستون آب، با کلسیت و یا آراگونیت پوشش داده می‌شوند. اگر چه این حباب‌ها بسیار ظریف‌اند و به راحتی شکسته می‌شوند، اما در برخی موارد توسط رسوبات بعدی پوشیده شده و حفظ می‌شوند (James and Jones, 2015). در بررسی‌های صحرائی، این حباب‌ها در کف کانال چشمه تاپتاپان به شکل لانه زنبوری مشاهده شده و به طور کامل

با کلسیت پوشیده شده‌اند. در برخی موارد، به خاطر تغییر مسیر آب در کانال و یا خشک شدن چشمه، این حباب‌ها از آب خارج شده و کلسیتی شده‌اند، اما با توجه به اینکه زمان کافی برای رسوب کلسیت بر روی این حباب‌ها وجود نداشته، بسیار ظریف و شکننده هستند (شکل ۳-۴ د). نمونه‌هایی که به طور کامل از کلسیت پوشیده شده‌اند در اطراف چشمه، بعد از خارج شدن از داخل آب به صورت کامل حفظ شده‌اند.



شکل ۳-۴: الف) لیتوفاسیس قشر متبلور، کلسیت و آراگونیت به صورت رشته‌ای عمود بر لایه میکرایت رشد کرده‌اند (کلسیت اسپاری esp، میکرایت mic)، ب) شکل باد بزنی بلورهای کلسیت در لیتوفاسیس قشر متبلور، ج) میکروتراس دهانه چشمه تاپتاپان د) حباب‌های خارج شده از آب چشمه تاپتاپان

ج) لیتوفاسیس کلسیت شناور روی آب

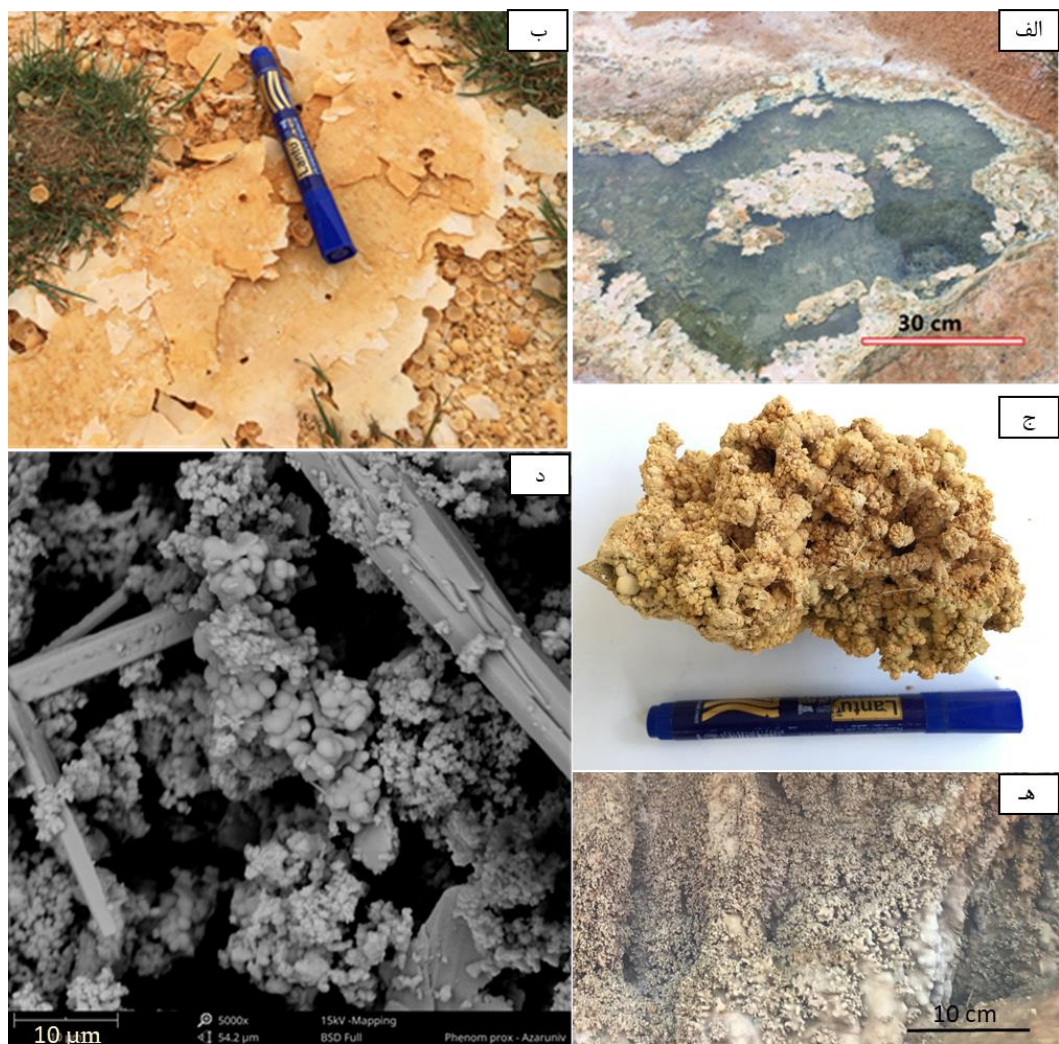
ته‌نشست کانی‌ها در تراورتن‌ها همیشه نیاز به یک بستر سخت ندارد و گاهی اوقات در سطح آب نیز کانی‌ها ته‌نشست می‌یابند. مثالی از این نوع رسوب‌گذاری ایجاد ورقه‌های نازک کلسیتی (Paper thin)

raft) است (Okumura et al., 2012) که زمانی تشکیل می‌شود که در سطح آب، به سرعت گاز CO₂ خارج می‌شود. در منطقه آذرشهر، این لیتوفاسیس به صورت ورقه‌های نازک کلسیتی شناور روی آب در چشمه‌های دارای دبی پایین کلوانق و تاپتاپان دیده می‌شود. همچنین این قطعات شناور کلسیت ممکن است توسط فعالیت‌های میکروبی پوشیده شوند و در نهایت در اثر افزایش وزن آب، غرق شده و در کف حوضه قرار بگیرند (Gandin and Capezzoli, 2014). این ورقه‌ها معمولاً ضخامت کمتر از ۱ میلی‌متر دارند که تقریباً به صورت عمود بر سطح آب رشد می‌کنند (Pentecost, 2005). سطح ورقه‌های کلسیت در دهانه چشمه کلوانق به صورت تکه‌های جدا از هم بوده و با کلنی‌های باکتریایی پوشیده شده و بعد از زمان کوتاه در آب غرق می‌شوند (شکل ۳-۵ الف)، اما در چشمه تاپتاپان فاقد پوشش باکتریایی هستند و ساختار یکپارچه خود را حفظ کرده‌اند (شکل ۳-۵ ب).

۳-۴-۱-۲- لیتوفاسیس های توفا

الف) میکروهرم باکتریایی

این لیتوفاسیس به شکل پوشش‌های کروی با ابعاد یکسان (۱ میلی‌متر) روی سطوح سایر رخساره‌های موجود و به فرم بوته‌های باکتریایی مشاهده می‌شوند. این ساختارها به صورت مجموعه‌های به هم پیوسته هستند و حداکثر ۴ تا ۵ سانتی‌متر ارتفاع دارند (Henchiri, 2014). در منطقه آذرشهر، نزدیک کانال چشمه تاپتاپان این نوع لیتوفاسیس بر روی گیاهان گسترش یافته و کل گیاه را پوشانده است و مجموعه به هم پیوسته‌ای در اندازه‌های بزرگ تا ۲۰ سانتی‌متر را تشکیل داده‌اند (شکل ۳-۵ ج). تصاویر SEM گرفته شده از این لیتوفاسیس ابعاد بسیار ریز این لیتوفاسیس که بر روی بلورهای آراگونیت شروع به رشد کرده‌اند را بخوبی نشان می‌دهد (شکل ۳-۵ د). در بخش‌های پایین دست ریخت‌شناسی آبشاری مربوط به چشمه قزل‌داغ، میکروهرم‌های باکتریایی در ابعاد یکسان (۱ میلی‌متر) نیز مشاهده شد (شکل ۳-۵ ه).



شکل ۳-۵: الف) کلسیت شناور روی آب چشمه کلوانق، ب) ورقه‌های کلسیت در محیط اطراف چشمه تاپتاپان ج) لیتوفاسیس میکروهرم باکتریایی د) تصویر SEM از لیتوفاسیس میکروهرم باکتریایی ه) لیتوفاسیس میکروهرم باکتریایی در اندازه‌های برابر.

ب) فریمستون فیتوهرمی

در این لیتوفاسیس اجزای مختلف گیاهی (ساقه و شاخه) به شکل کلنی‌های برج‌ها در محل اولیه رشد خود کلسیتی شده‌اند و پس از مدتی بافت آنها تجزیه و فضای باقی مانده میان آنها با رسوبات نابرجا پر می‌شود (Henchiri, 2014). در بررسی‌های صحرایی، لیتوفاسیس فریمستون فیتوهرمی در اطراف اکثر چشمه‌های منطقه آذرشهر مشاهده شده است. در پایین دست چشمه تاپتاپان در اثر تخریب کانال اصلی،

آب چشمه وارد پوشش گیاهی برجا شده و رشد بلورهای کلسیت این گیاهان را کاملاً پوشانده و سبب کلسیتی شدن آنها شده است (شکل ۳-۶ الف، ب). در برخی موارد اجزای نابرجا مانند تکه‌های کاغذ نیز به محیط ته‌نشست چشمه تاپتاپان وارد شده و در داخل رسوبات به صورت کلسیتی شده، دیده شده است (شکل ۳-۶ ج). در دهانه چشمه فرعی بالا دست چشمه قزل‌داغ، لیتوفاسیس فریمستون فیتوهرمی دیده شده است که ضخامت ساقه‌های گیاهی بین ۰/۱ تا ۱ سانتی‌متر متغیر است (شکل ۳-۶ د).



شکل ۳-۶: لیتوفاسیس تופا از نوع فریمستون فیتوهرمی در پایین دست چشمه‌های تراورتن‌ساز آذرشهر، الف) رشد بلورهای کلسیت و تشکیل تופا ب، ج) تکه‌های کاغذ در حال کلسیتی شدن، د) فریمستون فیتوهرمی تشکیل شده در دهانه چشمه فرعی قزل‌داغ.

۳-۴-۲- ویژگی های کوچک مقیاس

۳-۴-۲-۱- انواع ساخت در تراورتن های منطقه آذرشهر

رده‌بندی‌های مختلفی از لحاظ ساخت برای تراورتن‌ها ارائه شده است. طبق نظر حسینی و آقابابایی (۱۳۸۵) ساخت‌های خطی، پستانکی، نواری، نوار موجی، و ساده در نهشته‌های تراورتنی دیده می‌شود. ساخت در تراورتن‌ها براساس رده بندی گارسیا دل کورا و همکاران (García-del-Cura et al., 2012) به چهار رده توده‌ای، نواری، لایه‌ای و نهان‌لایه‌ای تقسیم می‌شود. از انواع ساخت مشاهده شده در تراورتن‌های منطقه آذرشهر در ریخت‌شناسی‌های متفاوت می‌توان به ساخت نواری، ساخت لایه‌ای و ساخت توده‌ای اشاره کرد. در این منطقه، اکثر تراورتن‌ها به دلیل وجود ناخالصی‌هایی از اکسید آهن عمدتاً رنگ کدر و قهوه‌ای پیدا کرده‌اند و این امر می‌تواند نشان‌دهنده مقادیر بالای آهن در آب چشمه‌های منطقه نیز باشد. ساخت نواری در نمونه‌های دستی معادن تراورتن (M-1، M-4 و M-6) اطراف چشمه قزل‌داغ به صورت نوارهایی از کانی‌های مختلف نظیر کلسیت، آراگونیت و کوارتز مشاهده شده است (جدول ۱-۱ و شکل ۳-۷ الف، ب). در ساخت‌های نواری مشاهده شده ضخامت اکثر نوارها بیش از ۱ سانتی‌متر است. ساخت لایه‌ای در نمونه‌های تراورتن‌های مطالعه شده به صورت لایه‌هایی با ضخامت کمتر از یک سانتی‌متر در معدن نزدیک چشمه قزل‌داغ وجود دارد (شکل ۳-۷ ج، د). ساخت توده‌ای در تراورتن‌های آذرشهر از جمله در معادن اطراف چشمه تاپتاپان به خصوص در معدن سنگاب که دارای تراورتن قرمز رنگ است به وفور مشاهده می‌شود (شکل ۳-۷ ه و). در ساخت تراورتن توده‌ای، لایه‌بندی مشخصی دیده نمی‌شود و کانی‌هایی نظیر کلسیت و آراگونیت با ضخامت بسیار زیاد دیده می‌شود (García-del-Cura et al., 2012).

۳-۴-۲-۲- انواع بافت در نهشته های تراورتن آذرشهر

تراورتن‌ها از لحاظ بافت در دو رده میکروفابریک و بیوفابریک بررسی می‌شوند (Pentecost, 2005).



شکل ۳-۷: انواع ساخت در تراورتن‌های منطقه آذرشهر الف، ب) ساخت نوع نواری ج، د) ساخت نوع لایه‌ای ه و) ساخت توده‌ای

بررسی خصوصیات میکروسکوپی اهمیت زیادی دارند و به عنوان راهنمایی برای درک ساختار، دیاژنز، ویژگی‌های فیزیکی و نحوه تشکیل تراورتن‌ها استفاده می‌شود (Pentecost, 2005). بسیاری از عوامل نظیر اشباع کانی‌های کربناته، سرعت گاززدایی CO₂، مکانیسم انتقال یون‌ها و درجه حرارت می‌توانند فابریک در تراورتن‌ها را کنترل کنند (Capezzuoli et al., 2014). در ادامه این بخش، ویژگی‌های بافتی موجود در تراورتن‌های آذرشهر را مورد بررسی قرار خواهیم داد.

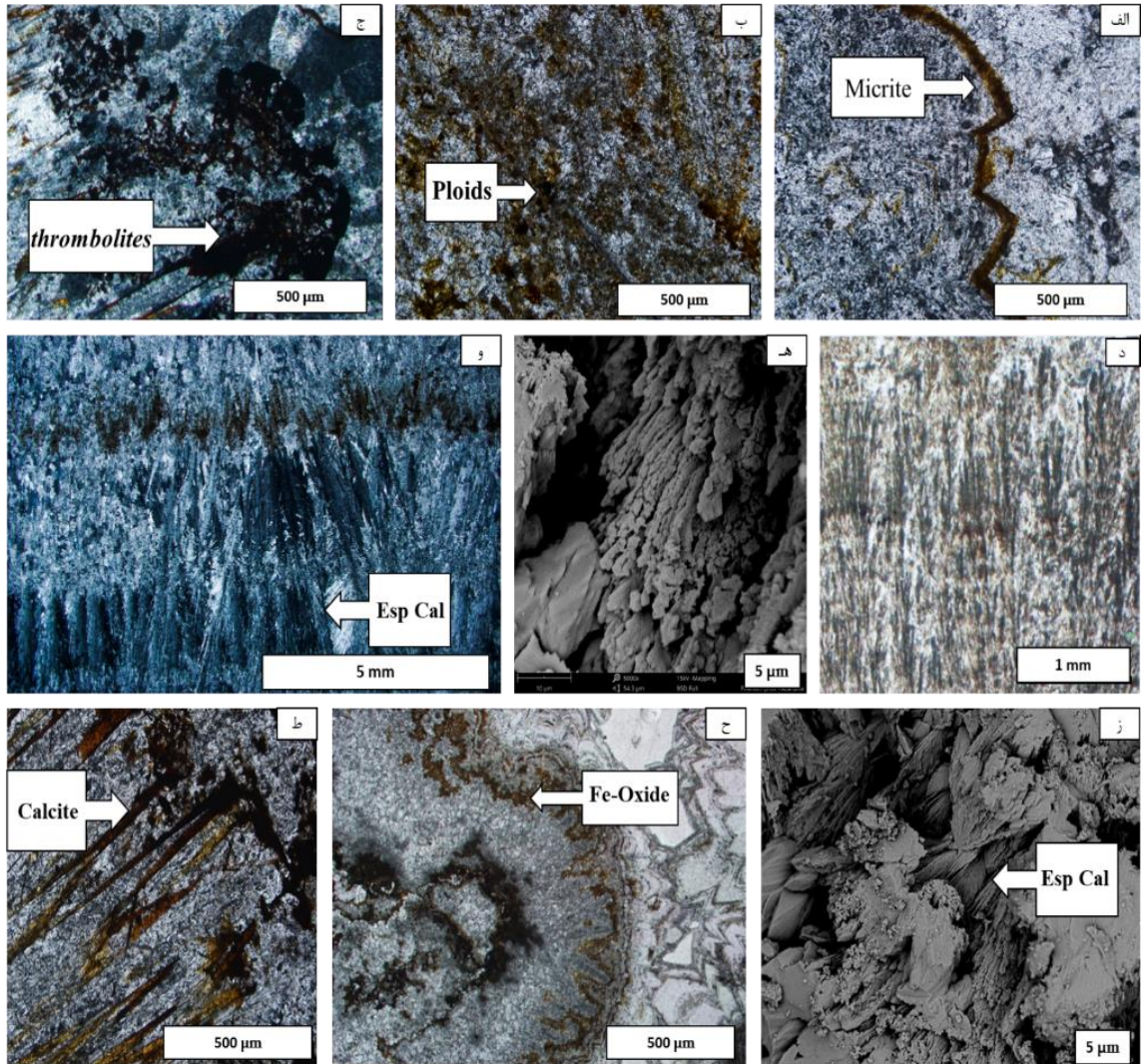
الف) میکروفابریک

بارزترین ویژگی مشاهده شده در تراورتن‌های آذرشهر، نوارهای تیره و روشن کلسیت و اکسید آهن است. بخش‌های تیره معمولاً از جنس میکرایت هستند که به صورت لایه‌های نازک و با مرزهای نامشخص مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۸ الف). میکرایت‌ها شکل‌هایی مانند خوشه‌ای، رگه‌ای و یا در لایه‌های متناوب همراه با دیگر بافت‌ها را تشکیل می‌دهند (Pentecost, 2005). نظم زیادتر ساختارهای نیمه کروی در محدوده‌ی قطر ۵ میکرومتر تا ۱ میلی‌متر را اصطلاحاً پلوئید (Peloids) گویند و معمولاً همراه با میکروارگانسیم‌ها دیده می‌شوند (Pedly, 1990; Riding, 2000). بافت پلوئیدی در بسیاری از نمونه‌های تراورتن منطقه از جمله قزل‌داغ و تاپتاپان مشاهده شده است (شکل ۳-۸ ب). تجمع پلوئید و ساختار لخته‌ای در بسیاری از انواع تراورتن‌ها به‌ویژه آنهایی که همراه با کلونی‌های باکتریایی یا سیانوباکتری هستند، گزارش شده است (Das and Mohanti, 1997). فابریک‌های لخته‌ای را اصطلاحاً ترومبولیت (Thombolites) می‌نامند (Riding, 2000; Pache et al., 2001) که در برخی از نمونه‌های تراورتن دهانه چشمه تاپتاپان، نیز دیده شده است (شکل ۳-۸ ج).

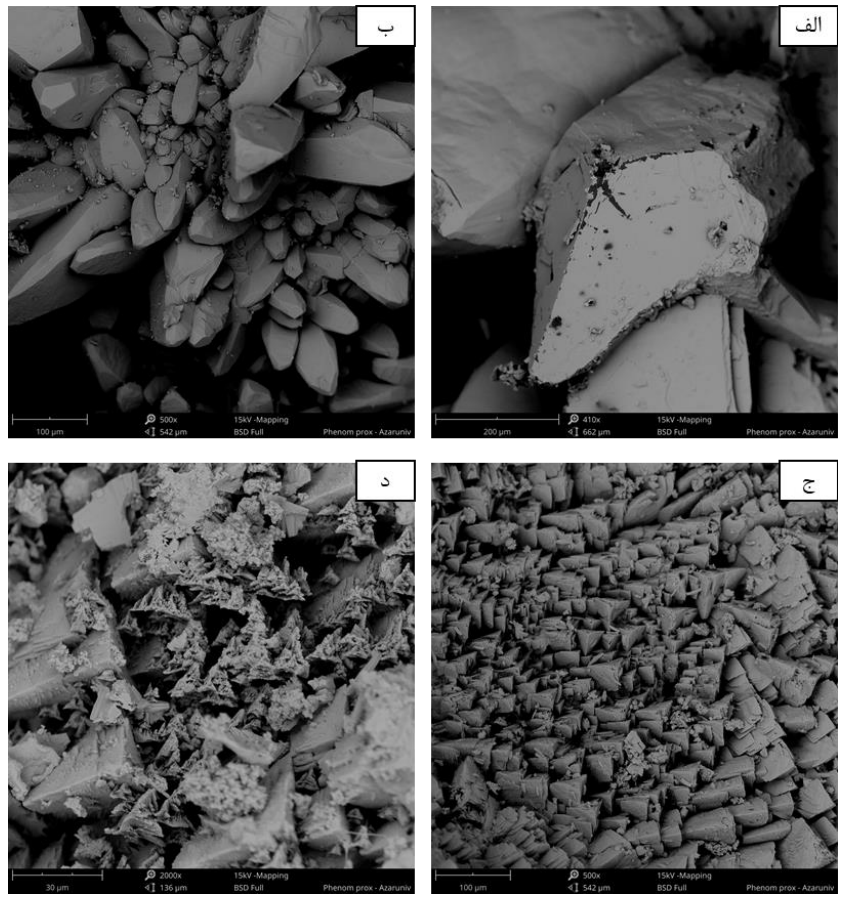
بافت دندریتی در تراورتن‌ها توسط گو و رای‌دینگ (Guo and Riding, 1998) به عنوان بلور پرماند (Feather crystal) و بلورهای بوته‌ای (Crystal shrubs) نام‌گذاری شده است. ته‌نشست بافت دندریتی توسط غلظت یون Ca²⁺ کنترل می‌شود (Jones and Renaut, 2010) و معمولاً در سطوح با شیب ملایم

تا تند و حاشیه دیواره آبشارها شکل می‌گیرد (Özkul et al., 2014). در تراورتن‌های آذرشهر بافت دندردیتی در اندازه ۱ تا ۵ میلیمتر در نزدیک دهانه چشمه تاپتاپان شکل گرفته که هم در مقاطع نازک (شکل ۳-۸ د) و هم در تصاویر SEM مشاهده شده است. (شکل ۳-۸ ه). اسپارایت معمولاً به صورت لایه‌های سفید و متراکم و در تناوب با لایه‌های نازک و با تخلخل بیشتر از میکرواسپارایت و میکرایت تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۸ و) (Folk, 1959) و در تصاویر SEM به صورت تیغه‌های نازک کلسیتی کوچکتر از ۱ میکرومتر دیده شده‌اند (شکل ۳-۸ ز). در مقاطع مطالعه شده از تراورتن‌های منطقه، اکسیدهای آهن به صورت استیلولیت نیز دیده شده است (شکل ۳-۸ ح). بلورهای سوزنی کلسیت نیز به طول ۱ میلیمتر و به صورت محدود در برخی نمونه‌ها دیده شده است (شکل ۳-۸ ط). بلورهای سوزنی کلسیت بسیار شبیه بلورهای آراگونیت هستند ولی به واسطه اندازه بزرگ و چند برابری بلورهای کلسیت می‌توان آنها را از آراگونیت شناسایی کرد (Chafetz and Folk, 1984). کلسیت در تراورتن‌های قدیمی آذرشهر همچنین با بلورهای منشوری در اندازه‌های بزرگتر از ۲۰۰ میکرومتر در تصاویر SEM مشاهده شده است (۳-۹ الف، ب). بلورهای رومبوهدرال و تری‌گونال کلسیت در این نمونه‌ها گسترش زیادی دارند و در اندازه‌های ۱۰ تا ۱۰۰ میکرومتر رشد کرده‌اند (شکل ۳-۹ ج). در نمونه‌های تراورتن عهدحاضر چشمه تاپتاپان، بلورهای کلسیت به صورت تری‌گونال نیز دیده شده‌اند (شکل ۳-۹ د). تراورتن‌های آذرشهر حاوی مقادیر متوسطی از کانی آراگونیت هستند (جدول ۱-۱ و شکل ۳-۱۰). بر خلاف کلسیت، آراگونیت بلورهای درشت ارتورومبیک تشکیل نمی‌دهد و معمولاً به صورت کریستال‌های زیبا و سوزنی شکل که اغلب اندازه آنها به چند ده میکرون می‌رسد دیده می‌شود (شکل ۳-۱۱ الف) و معمولاً در تراورتن‌های فشرده بافت خوشه‌ای تشکیل می‌دهند (شکل ۳-۱۱ ب) (Pentecost, 2005). نمونه‌های آراگونیت‌دار (M-4 و T-1) که توسط آنالیز XRD (جدول ۱-۱ و شکل ۳-۱۰) وجود آراگونیت در آنها ثابت شده است، توسط میکروسکوپ الکترونی تصویربرداری شده و بلورهای سوزنی آراگونیت به خوبی مشخص شده‌اند (شکل ۳-۱۱ ج، د). بیشتر نمونه‌های تراورتن آذرشهر دارای مقادیر کمی کانی آراگونیت

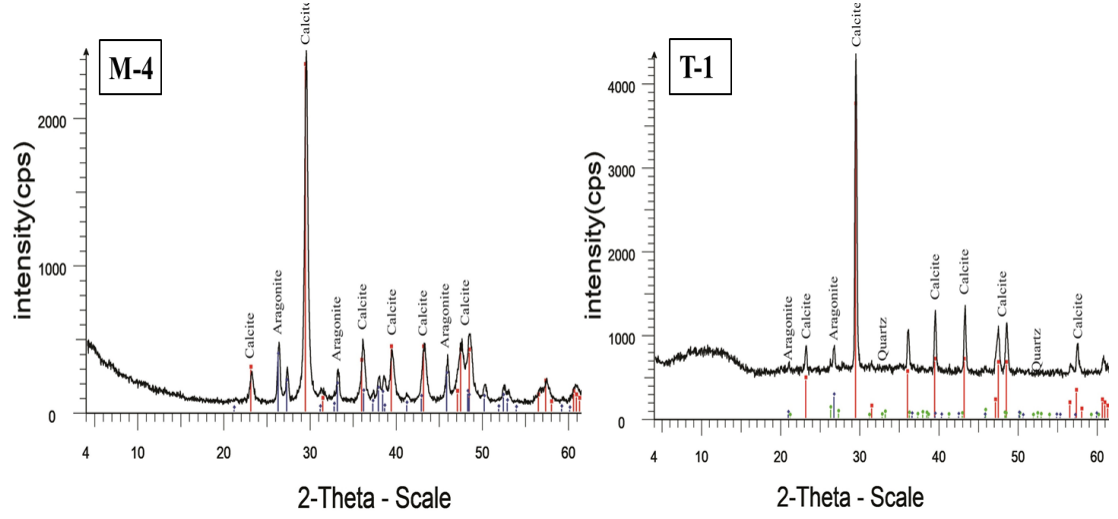
با ساختار بلوری اورتورومبیک هستند و فاز غالب در این نمونه‌ها عمدتاً کلسیت است (جدول ۱-۱ و شکل ۳-۱۰).



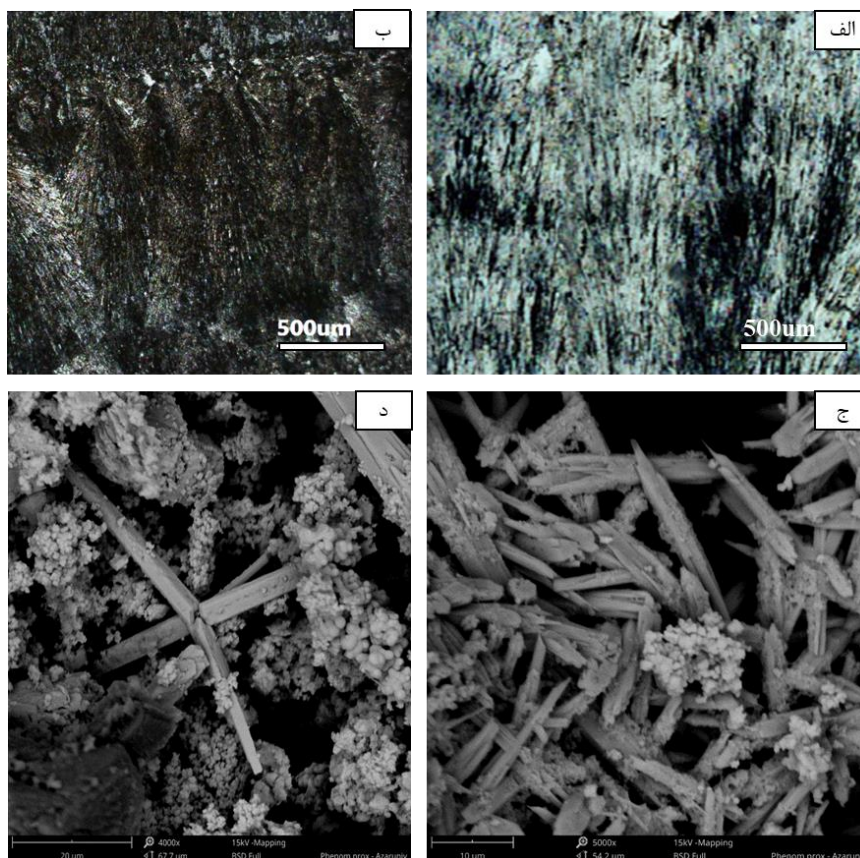
شکل ۳-۸: انواع بافت در نمونه‌های تراورتن آذرشهر، الف) میکرایت با لایه نازک، ب) بافت پلوئیدی، ج) بافت ترومبولیت یا لخته‌ای، د) اسپاریت دندریتی در مقاطع نازک، هـ) اسپاریت دندریتی در تصاویر SEM، و) تناوب لایه‌های اسپاری کلسیت با میکرایت، ز) بافت اسپاری کلسیت که به صورت تیغه‌ای دیده می‌شود، ح) بافت استیلولیتی اکسیدهای آهن، ط) بلورهای سوزنی کلسیت.



شکل ۳-۹: الف) بلور منشوری کلسیت در اندازه حدود ۲۰۰ میکرومتر (ب) بلورهای منشوری کلسیت که به داخل منافذ رشد کرده‌اند، ج) بلورهای هگزاگونال و تری‌گونال کلسیت، د) بلورهای تری‌گونال در حال تشکیل کلسیت



شکل ۳-۱۰: نمودار آنالیز XRD برای نمونه‌های M-4 و T-1

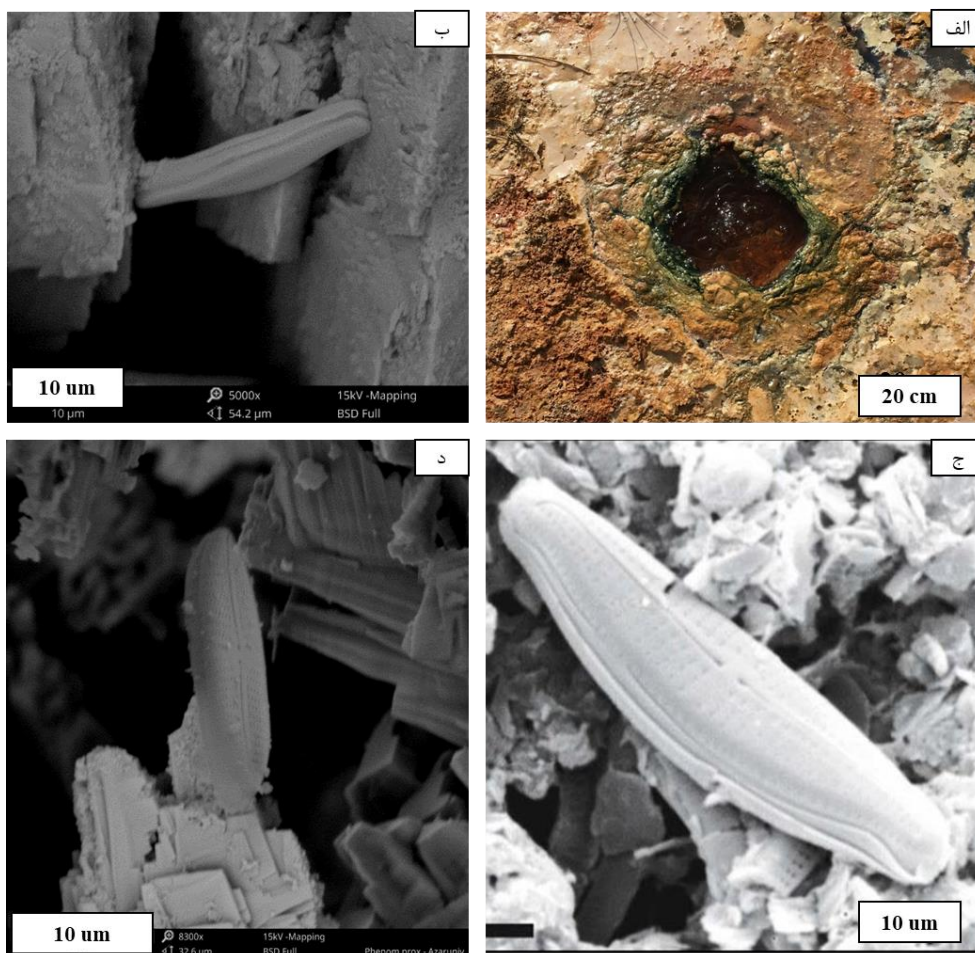


شکل ۳-۱۱: الف) بلورهای سوزنی آراگونیت در مقاطع نازک، ب) بافت خوشه‌ای آراگونیت، ج) تصاویر SEM تراورتن - های آراگونیت‌دار به صورت درهم رشد کرده‌اند، د) بلورهای سوزنی آراگونیت که در جهات مختلف رشد کرده‌اند.

ب) بیوفابریک

گیاهان اغلب نقش بسزایی در تشکیل تراورتن‌ها ایفا می‌کنند. بر این اساس پوالک (Pevalek, 1935) این نهشته‌ها را به دو رده خزهای (Moss) و جلبکی (Algal) تقسیم نموده است (Pevalek, 1935; Porter, 2005). در میان جلبک‌ها، دیاتوم‌ها اولین نوع شناخته شده در تراورتن‌ها هستند (Porter, 1861). در برخی از چشمه‌های تراورتن‌ساز آذرشهر، رشد جلبک‌ها در دهانه چشمه‌ها مشاهده شده است (شکل ۳-۱۲ الف). جلبک کارا (Chara) یکی از متداولترین جلبک‌های دریاچه‌ها و حوضچه‌های آب شیرین تا کمی شور است که همراه با کربنات‌های قاره‌ای یافت می‌شود. این جلبک از گروه جلبک‌های یوکاریوتی و دسته‌ی کلروفیتا (جلبک سبز) و زیر رده کاروفیت‌ها به شمار می‌رود که با عمل فتوسنتز

نقش بسیار مهمی در ته‌نشست آهک ایفا می‌کنند و در تشکیل میکرایت نقش دارند (Chafetz, 1984 and Folk). با استفاده از تصاویر SEM در نمونه‌های رسوبات و سنگ‌های تراورتن منطقه وجود ۲ نوع جلبک تک سلولی مانند دیاتوم‌ها اثبات شد. در شکل (۳-۱۲ ب) دیاتوم نوع *Achnanthes minutissima* که در سطح رسوبات دهانه چشمه تاپتاپان یافت شده است مشاهده می‌شود. این نوع دیاتوم در تراورتن‌های نوع آبشاری کشور اوکراین توسط (Pentecost, 2005) گزارش شده است (شکل ۳-۱۲ ج). شکل (۳-۱۲ د) نوع دیگر دیاتوم مشاهده شده در نمونه‌های پایین دست چشمه تاپتاپان را نشان می‌دهد که در مقایسه با نمونه‌های مشاهده شده در سایر تراورتن‌های جهانی متفاوت می‌باشد.



شکل ۳-۱۲: الف) جلبک موجود در دهانه چشمه تراورتن‌ساز پایین دست تاپتاپان، ب) دیاتوم نوع *Achnanthes minutissima* در تراورتن‌های جدید دهانه چشمه تاپتاپان، ج) دیاتوم نوع *Achnanthes minutissima* در تراورتن‌های کشور اوکراین (Pentecost, 2005)، د) دیاتوم ناشناخته دیگر در تراورتن‌های نزدیک کانال چشمه تاپتاپان

فصل ۴

ژئوشیمی

۴-۱- هیدروژنوشیمی چشمه های تراورتن ساز منطقه آذرشهر

۴-۱-۱- بیان مسئله

تراورتن‌ها، رسوبات کربناته حاصل از رسوب‌گذاری در چشمه‌های آب شیرین در دماهای متفاوت هستند (Jones and Renaut, 2010; Capezzuoli et al., 2014). این رسوبات از مهم‌ترین نهشته‌های قاره‌ای وابسته به آب و هوا هستند که کانی‌شناسی آنها اغلب از نوع کلسیت و آراگونیت است و با تأثیر از وضعیت متفاوت شیمی آب، دما، سرعت خروج گاز CO₂ و نیز افزایش pH و اشباع شدن سیالات تشکیل می‌شوند (Okumura et al., 2012; James and Jones, 2015). به طور کلی خصوصیات شیمیایی و ایزوتوپی به منظور تعیین منشأ، محل‌های تغذیه، تخلیه، طول مسیر جریان، حوضه آبریز، بررسی اختلاط بین آب‌ها، تأثیر سازندهای زمین‌شناسی بر روی کیفیت آب زیرزمینی و همچنین در چشمه‌های تراورتن‌ساز جهت تعیین مسیر جریان و شرایط و رسوبگذاری کاربرد دارند (Jones and Renaut, 2010; Bagheri et al., 2014). از جمله عوامل موثر بر ژئوشیمی چشمه‌ها می‌توان به ترکیب آب تغذیه کننده، کانی‌شناسی، واکنش‌پذیری واحدهای سنگ بستر چشمه‌ها و آبخوان، تأثیر فعالیت‌های انسان‌زاد، زمین‌زاد و همچنین به پارامترهای زیست محیطی که منجر به تحرک ژئوشیمیایی ترکیبات خاص می‌شود، اشاره کرد (Wanga et al., 2011). شاخص‌های هیدروژنوشیمیایی می‌توانند برای مطالعه روند تکامل انحلال مواد معدنی و رسوبات نیز مورد استفاده قرار گیرد (Capasso et al., 2001; Marie and Vengosh, 2001). برای ارزیابی منشأ آب و خصوصیات شیمیایی چشمه‌های کارستی، می‌توان از داده‌های هیدروژنوشیمیایی و ایزوتوپی‌های پایدار استفاده کرد (Bagheri et al., 2014). در این بخش، با استفاده از داده‌های هیدروژنوشیمیایی و ایزوتوپی به تعیین خصوصیات هیدرووشیمیایی، منشأ مواد محلول، منشأ آب چشمه‌ها، تیپ آب چشمه‌ها، اختلاط آب چشمه‌ها و غلظت فلزات سنگین در آب چشمه‌های تراورتن ساز منطقه پرداخته می‌شود. موقعیت چشمه‌های منطقه مورد مطالعه در شکل (۱-۱) ارائه شده است.

۴-۱-۲- بررسی خصوصیات هیدرووشیمیایی و هیدروژئوشیمیایی

به منظور تعیین یون‌های موجود در آب چشمه‌های منطقه آذرشهر، ۱۶ نمونه آب از چشمه‌های این منطقه انتخاب و در آزمایشگاه آب‌شناسی و زیست محیطی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود به روش تیتراسیون مورد بررسی قرار گرفتند. ۶ نمونه از آب چشمه‌های منطقه نیز به منظور آنالیزهای هیدروژئوشیمیایی به آزمایشگاه شرکت زرآما تهران ارسال گردیدند. خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و نتایج هیدرووشیمی و هیدروژئوشیمی چشمه‌های مورد مطالعه در جداول (۴-۱) و (۴-۲) ارائه شده است. چشمه‌های تراورتن‌ساز منطقه آذرشهر دارای مقادیر دبی کم بوده که بین ۰/۱ تا ۱۰ لیتر بر ثانیه و تعداد زیاد می‌باشد که می‌تواند دلیل بر جریان افشان در منطقه آبخوان باشد.

۴-۱-۲-۱- ارزیابی مقادیر pH در منطقه مورد مطالعه

pH یکی از خصوصیات فیزیکوشیمیایی آب بوده که نشانگر مقدار یون هیدروژن موجود در آب است که می‌تواند بر روی انحلال مواد و فعالیت بیولوژیکی آن تأثیر بگذارد. میزان pH به عواملی همچون مقدار دی‌اکسیدکربن محلول در آب، آنیون‌های کربنات و بیکربنات و درجه حرارت آب وابسته است. با افزایش دی‌اکسید کربن محلول در آب و حتی رسوب کانی‌های کربناته همچون تراورتن، pH کاهش می‌یابد ولی با افزایش غلظت کربنات و بی‌کربنات، مقدار pH افزایش می‌یابد (Bagheri et al., 2014). با توجه به شکل (۴-۱)، مقادیر pH آب چشمه‌های منطقه در بازه ۵/۷ تا ۷/۴ قرار دارد که در این میان آب چشمه SP13 (۵/۲۷) کمترین میزان pH و آب چشمه غیرتراورتن‌ساز SP5 (۷/۴) بیشترین میزان pH را دارا هستند. به طور متوسط مقدار pH در حدود ۶ می‌باشد که نشان می‌دهد مقدار pH در این منطقه همچون دیگر مناطق کارستی و تراورتنی (Pentecost, 2005) در حد خنثی می‌باشد. تغییرات pH به‌طور مستقیم و غیرمستقیم بر دی‌اکسیدکربن و بسیاری از مواد محلول دیگر تأثیر می‌گذارد. چشمه‌هایی که اسیدی

جدول ۴-۱: خصوصیات فیزیکوشیمیایی چشمه‌های تراورتن‌ساز و غیر تراورتن‌ساز منطقه آذرشهر

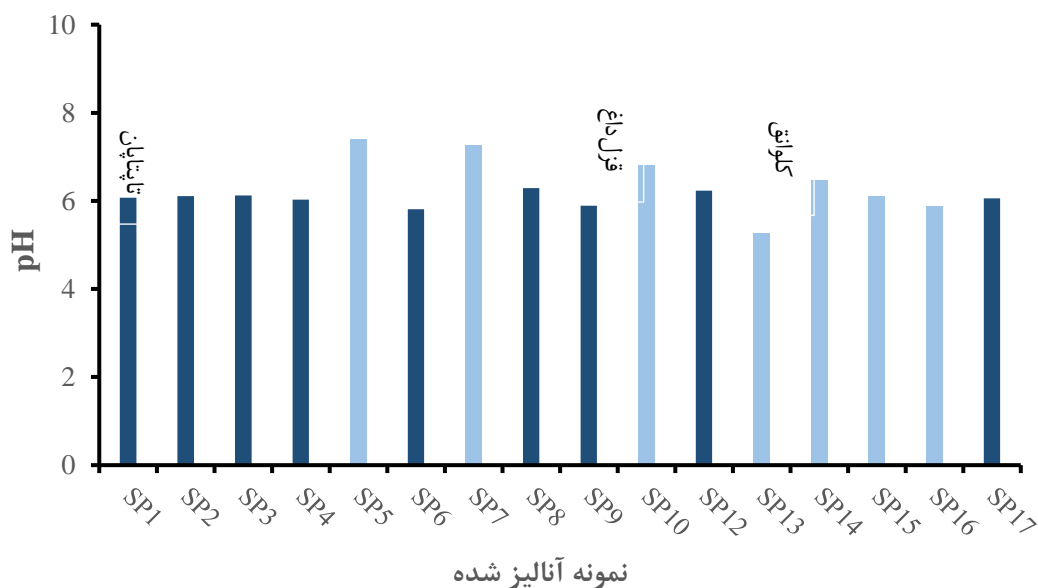
Springs Name	Code	Coordinates	Elevation (m)	T (°C)	pH	Q (Lit/s)	EC (µS/cm)	Eh (mV)	TDS (ppm)
چشمه تاپتاپان	SP1	37°43'39''N 45°56'02''E	1430	21	6.07	4	3820	74	2406
چشمه فرعی نزدیک تاپتاپان	SP2	37°43'39''N 45°56'02''E	1430	22	6.11	0.5	3850	72	2425
چشمه فرعی نزدیک تاپتاپان	SP3	45°43'56''N 45°56'20''E	1440	15	6.12	0.2	3390	72	2135
چشمه فرعی نزدیک تاپتاپان	SP4	37°43'53''N 45°56'17''E	1430	15	6.03	0.3	3910	75	2463
چشمه فرعی نزدیک تاپتاپان	SP5	37°44'08''N 45°56'02''E	1410	17	7.4	0.1	2965	9	1867
چشمه فرعی نزدیک تاپتاپان	SP6	37°47'48''N 45°56'24''E	1420	15	5.81	0.1	4010	84	2526
چشمه غیر تراورتن‌ساز	SP7	37°44'51''N 45°56'47''E	1340	11	7.26	0.5	2270	17	1430
چشمه قزل‌داغ	SP8	37°45'14''N 45°56'17''E	1400	26	6.29	2	4530	64	2853
چشمه غیر تراورتن‌ساز	SP9	37°42'47''N 45°53'22''E	1390	17	5.89	1	3500	81	2205
چشمه غیر تراورتن‌ساز	SP10	37°42'33''N 45°52'53''E	1405	16	6.8	0.2	1918	43	1208.34
چشمه کلوانق	SP12	37°42'56''N 45°52'36''E	1450	18	6.23	10	3840	67	2419.2
چشمه غیر تراورتن‌ساز	SP13	37°42'04''N 45°53'25''E	1410	14	5.27	0.5	2590	108	1631.7
چشمه غیر تراورتن‌ساز	SP14	37°41'39''N 45°51'38''E	1400	12	6.46	1	2550	58	1606.5
چشمه غیر تراورتن‌ساز	SP15	37°39'47''N 45°51'01''E	1390	14	6.1	5	4420	72	2784.6
چشمه غیر تراورتن‌ساز	SP16	37°40'18''N 45°51'18''E	1400	15	5.88	2	2390	82	1505.7
چشمه نزدیک کلوانق	SP17	37°41'59''N 45°52'30''E	1450	20	6.06	4	3820	74	2406.6

هستند معمولاً تراورتن‌های نوع ترموزن و چشمه‌های بازی معمولاً تراورتن‌های نوع متئوزن را تشکیل می‌دهند (Pentecost, 2005).

جدول ۴-۲: ترکیب هیدروشیمیایی چشمه‌های تراورتن‌ساز و غیرتراورتن‌ساز منطقه آذرشهر (غلظت برحسب پی‌پی‌ام)

Sample	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	HCO ₃	Rb	Li	Cs	As	Sr	Si	Li/Cs	Rb/Cs	Na/Cl	Na/K	¹⁸ O ‰	‰ ² H
SP1	304	135	275	42	287	346	2593	0.08	0.5	0.02	0.04	2	17	22	4	1.47	11	-10.4	-67.84
SP2	340	206	127	25	287	394	2343	-	-	-	-	-	-	-	-	0.68	8	-	-
SP3	300	157	132	26	276	377	2269	-	-	-	-	-	-	-	-	0.73	8	-	-
SP4	340	206	119	22	244	341	2666	-	-	-	-	-	-	-	-	0.75	9	-	-
SP5*	140	145	200	39	528	721	781	-	-	-	-	-	-	-	-	0.58	9	-	-
SP6	440	182	124	17	606	384	2465	-	-	-	-	-	-	-	-	0.31	12	-	-
SP7*	347	59	247	14	322	735	488	0.01	0.1	-	0.01	2.2	31	227	30	1.1	30	-8.27	-52.16
SP8	261	149	564	90	457	556	3002	0.15	1.1	0.04	0.04	2.3	9	27	3	1.9	10	10.21	-71.08
SP9*	861	145	106	23	95	317	2635	-	-	-	-	-	-	-	-	1.7	7	-	-
SP10*	220	72	116	22	127	359	872	-	-	-	-	-	-	-	-	1.4	9	-	-
SP12	275	134	382	61	237	428	2349	0.12	1	0.03	0.15	2.3	11	35	4	2.4	10	-9.85	-65.26
SP13*	400	69	313	14	375	499	781	0.06	0.1	-	0.01	2.2	54	400	252	1.2	38	-8.02	-61.08
SP14*	220	157	127	10	248	230	1317	-	-	-	-	-	-	-	-	0.79	21	-	-
SP15*	300	72	220	45	358	511	2654	-	-	-	-	-	-	-	-	0.94	8	-	-
SP16*	433	77	227	15	194	264	1208	0.03	0.2	-	0.40	1.4	16	30	4	1.8	25	-9.07	-61.47
SP17	380	170	163	28	280	440	3069	-	-	-	-	-	-	-	-	0.8	10	-	-

*. Non Travertine Springs



شکل ۴-۱: نمودار تغییرات pH در چشمه‌های منطقه آذرشهر

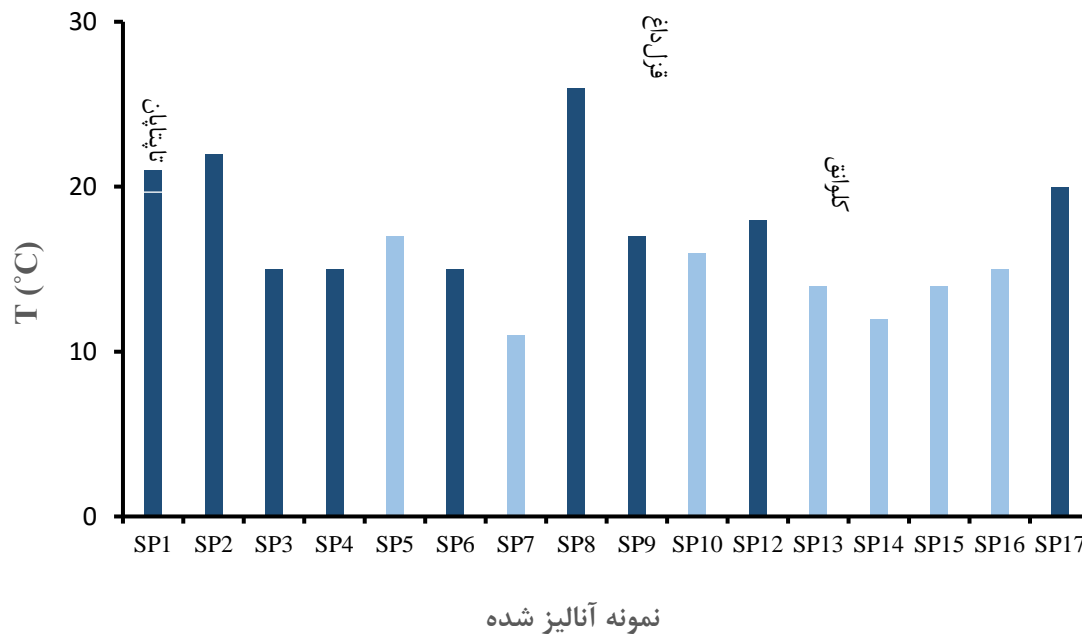
۴-۱-۲-۲- بررسی تغییرات دما

از نظر درجه حرارت نیز چشمه‌های منطقه مورد مطالعه، در دو گروه گرمایی و معمولی (سرد) قرار می‌گیرند. ملاک تقسیم بندی بر اساس معیارهای جهانی برای چشمه‌های آب گرم به دو روش کلی می‌باشد، در روش اول اگر میانگین دمای چشمه حدود ۵ تا ۶ درجه سانتی‌گراد بیشتر از دمای متوسط سالیانه محیط باشد، در گروه چشمه‌های آب گرم قرار گرفته و در روش دوم چشمه‌هایی که میانگین دمایی آنها بیشتر از ۳۶/۷ درجه سانتی‌گراد باشد در گروه چشمه‌های آب گرم تقسیم بندی می‌شوند (Pentecost, 2005).

در این مطالعه با توجه به میانگین دمای سالانه منطقه (11°C) و نیز میزان بالای بارش سالانه در این منطقه برای تقسیم بندی بهتر و تفکیک مناسب بین چشمه‌های سرد و گرم مورد بررسی، دمای ۲۰ درجه سانتی‌گراد به عنوان دمای معیار در نظر گرفته شده و چشمه‌هایی که میانگین دمایی آنها بیشتر از ۲۰ درجه سانتی‌گراد است به عنوان چشمه‌های آب گرم، و چشمه‌هایی که میانگین دمای آنها کمتر از ۲۰ درجه سانتی‌گراد است، به عنوان چشمه‌های آب سرد در نظر گرفته شده‌اند.

روند تغییرات دما برای چشمه‌های مورد مطالعه در شکل (۴-۲) نشان داده شده است. چشمه‌های (SP1, SP2, SP8, SP12 و SP17) دارای آب گرم هستند. کمترین دمای اندازه‌گیری شده مربوط به چشمه غیرتراورتن‌ساز (SP7) با دمای ۱۱ درجه سانتی‌گراد و بیشترین دمای اندازه‌گیری شده مربوط به چشمه تراورتن‌ساز قزل‌داغ (SP8) با دمای ۲۶ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. تغییرات دمایی در منطقه بر روی میزان تشکیل و انحلال کانی‌های کربناته تأثیر دارد (Pentecost, 2005; Bagheri et al., 2014). به طوری که نرخ رسوب‌گذاری تراورتن‌ها در دهانه چشمه‌ها در طول شبانه روز و با تغییر دما، تفاوت می‌کند. رسوب‌گذاری کلسیت در طول روز نسبت به شب، ۳۵ درصد بیشتر است (Chafetz and Folk, 1984; Pentecost, 2005). فوکه و همکاران (Fouke et al., 2000) نشان دادند که دمای آب بر روی نوع کربنات کلسیم نیز مؤثر است به این ترتیب که اگر دمای آب بیش از ۴۴ درجه سانتی‌گراد باشد

آراگونیت و در دمای بین ۳۰ تا ۴۳ درجه سانتی‌گراد کلسیت به همراه آراگونیت و در دمای پایین‌تر از ۳۰ درجه، کلسیت ته‌نشین می‌شود. دمای چشمه‌های تراورتن‌ساز آذرشهر کمتر از ۳۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد، به همین خاطر کلسیت کانی غالب با بیش از ۹۵ درصد می‌باشد با اینحال گراف‌های XRD وجود کانی آراگونیت را در نمونه‌های مربوط به چشمه قزل‌داغ و تاپتاپان اثبات نموده است.

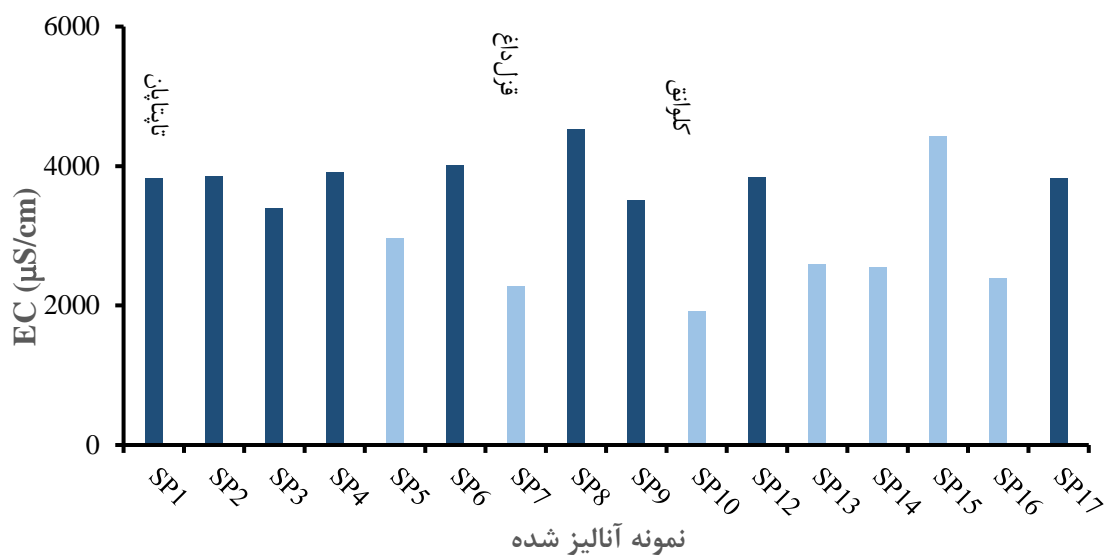


شکل ۴-۲: نمودار تغییرات دما در چشمه‌های منطقه آذرشهر

۴-۱-۲-۳- بررسی تغییرات هدایت الکتریکی EC

با اندازه‌گیری مقادیر EC که رابطه مستقیمی با مقدار مجموع نمک‌های محلول در آب دارد می‌توان به طور نسبی آلودگی معدنی آب را مشخص ساخت. عوامل بسیاری روی مقدار EC تأثیرگذار می‌باشند که از آن جمله می‌توان به لیتولوژی آبخوان و سازندهای مجاور، زمان ماندگاری آب در آبخوان، سرعت حرکت آب زیرزمینی، مقادیر نزولات جوی، میزان و نوع تغذیه آبخوان، آلودگی آبخوان و غیره اشاره کرد (Hounslow, 1995). شکل (۳-۴) مقادیر هدایت الکتریکی نمونه‌های برداشت شده از چشمه‌های منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

با توجه به شکل (۳-۴) مقدار EC چشمه‌ها در محدوده ۱۹۱۸ تا ۴۵۳۰ میکرو زیمنس بر سانتی‌متر قرار دارد. بیشترین مقدار EC مربوط به چشمه تراورتن‌ساز قزل‌داغ (SP8) و کمترین آن مربوط به چشمه غیرتراورتن‌ساز (SP10) است. مقدار EC تقریباً در تمام چشمه‌ها از حد استاندارد شرب بالاتر بوده و در محدوده لب‌شور تا شور می‌باشند. با توجه به زمین‌شناسی منطقه آذرشهر، افزایش مقدار EC در این منطقه می‌تواند، به دلیل انحلال لایه‌های تبخیری و یا از واحدهای شیلی مابین سازند نسن و روته در نقشه زمین‌شناسی منطقه (شکل ۲-۲) باشد. در ادامه این فصل به تعیین منشأ شوری نیز پرداخته می‌شود.

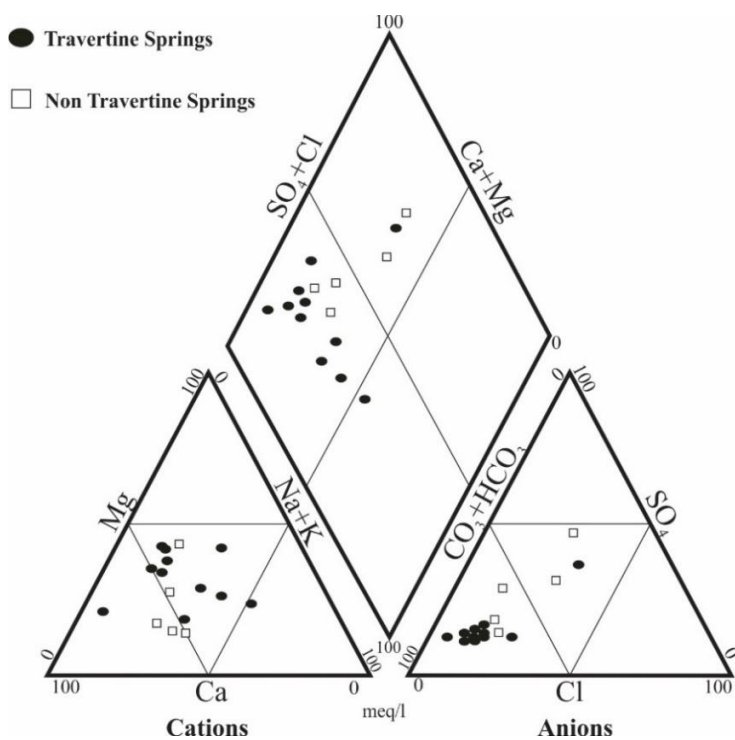


شکل ۳-۴: نمودار تغییرات EC در چشمه‌های منطقه آذرشهر

۴-۱-۲-۴- تعیین تیپ و رخساره های ژئوشیمیایی منابع آب منطقه آذرشهر

نمودارهای مختلفی جهت تجزیه و تحلیل داده‌های هیدروژئوشیمیایی وجود دارد که در بیشتر آن‌ها از کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی از جمله کلسیم، منیزیم، فلزات قلیایی، بیکربنات، سولفات، کلرید، کربنات استفاده می‌شود. یکی از نمودارهای متداول جهت بررسی هیدروژئوشیمی آب‌های زیرزمینی، نمودار پایپر (Piper, 1953) می‌باشد. در نمودار پایپر، مثلث سمت راست نشان‌دهنده درصد اکی‌والان آنیون‌ها و

مثلاً سمت چپ نشان‌دهنده درصد اکی‌والان کاتیون‌ها می‌باشد. در واقع از این نمودار برای تعیین رخساره‌های ژئوشیمیایی، مسیرهای تکامل ژئوشیمیایی در منطقه و ارزیابی زون‌های غالب کاتیونی و آنیونی و تیپ آب استفاده می‌شود. زون‌های غالب کاتیونی و آنیونی، بیانگر غالب بودن اسیدهای ضعیف و یا اسیدهای قوی، عناصر قلیایی و یا قلیایی‌خاکی هستند. شکل (۴-۴) نمودار پایپر مربوط به نمونه‌های آب چشمه‌های منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. همانطور که در این نمودار مشاهده می‌شود، در نمونه‌های آب مربوط به چشمه‌های SP7، SP5 و SP13 قلیایی‌خاکی‌ها بیشتر از قلیایی‌ها هستند و اسیدهای قوی بیشتر از اسیدهای ضعیف است. مقدار سولفات و کلرید در آنها بیشتر از بی‌کربنات است. بنابراین تیپ غالب برای آب این چشمه‌ها $Cl(SO_4)-Ca(Mg)$ است. برای سایر نمونه‌ها قلیایی‌های خاکی بیشتر از قلیایی‌ها و اسیدهای ضعیف بیشتر از اسیدهای قوی است، همچنین میزان بی‌کربنات بیشتر از کلر و سولفات است، بنابراین تیپ غالب برای آب این چشمه‌ها $HCO_3-Ca(Mg)$ است. در کل تیپ غالب در چشمه‌های منطقه در جدول (۳-۴) آمده است.



شکل ۴-۴: نمودار پایپر (Piper, 1953) ترسیم شده برای چشمه‌های تراورتن‌ساز و غیر تراورتن‌ساز آذرشهر

جدول ۴-۳: تیپ غالب آب در چشمه‌های منطقه آذرشهر

Sample	SO ₄ -Ca	HCO ₃ -Ca	SO ₄ -Mg	HCO ₃ - Ca(Mg)	HCO ₃ -Na
SP1		✓			
SP2				✓	
SP3		✓			
SP4				✓	
SP5			✓		
SP6		✓			
SP7	✓				
SP8					✓
SP9		✓			
SP10		✓			
SP12					✓
SP13	✓				
SP14				✓	
SP15		✓			
SP16		✓			
SP17		✓			

۴-۱-۲-۵- بررسی منشأ مواد محلول در آب چشمه‌ها با استفاده از نمودار شولر

به منظور تعیین منشأ یون‌ها می‌توان از روند تغییرات یون‌های اصلی توسط نمودار شولر (Schoeller, 1967) استفاده کرد. با استفاده از این نمودار می‌توان نمونه‌ها را گروه‌بندی کرد و منشأ اولیه آنها و یون‌های غالب در آب را تعیین نمود. در این نمودار اگر روند تغییر یون‌ها در نمونه‌ها مشابه بود نشانگر یکسان بودن منشأ آنها می‌باشد. با توجه به نمودار شولر (شکل ۴-۵)، نمونه‌های آب منطقه در سه گروه تقسیم‌بندی شدند.

۱- چشمه‌های گروه اول (HCO₃>SO₄>Cl, Ca>Mg>Na+K) S1, S2, S3, S4, S6, S14, S16, S17

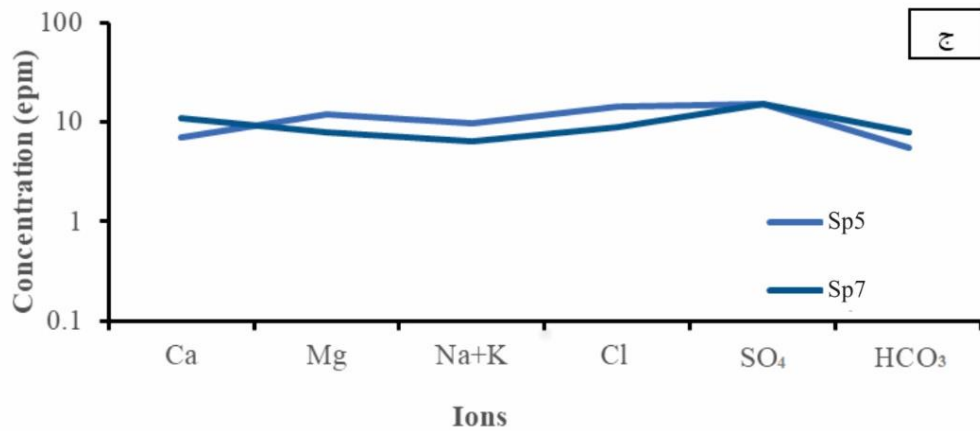
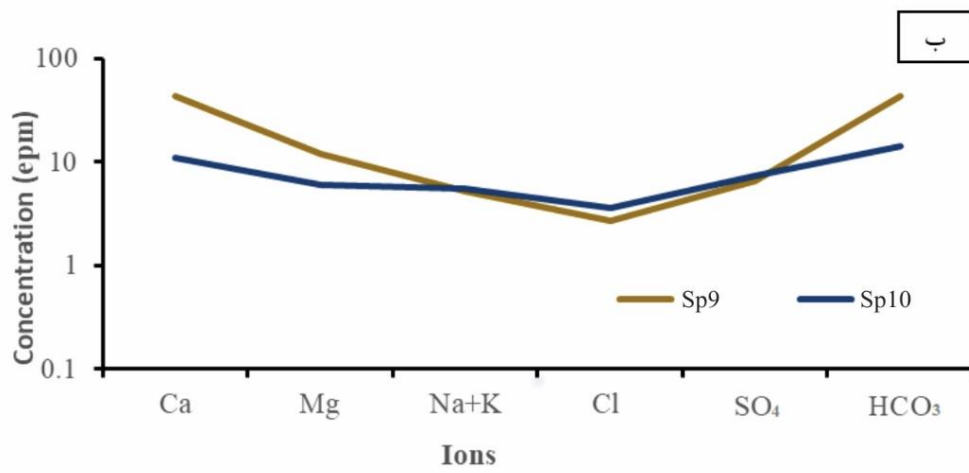
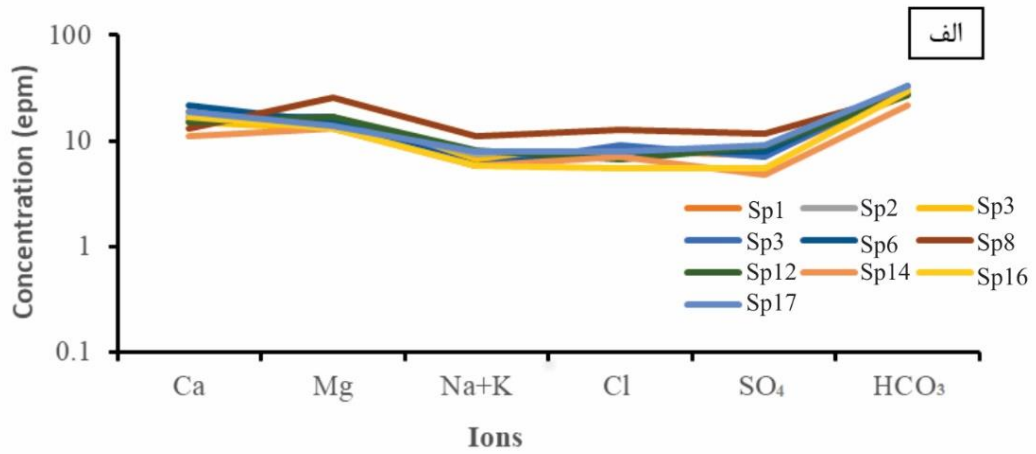
۲- چشمه‌های گروه دوم SP10 و SP9 ($Ca > Mg > Na+K, HCO_3 > SO_4 > Cl$)

۳- چشمه‌های گروه سوم SP5 و SP7 ($Mg > Ca > Na+K, SO_4 > HCO_3 > Cl$)

این تفاوت‌ها منعکس کننده منشأ متفاوت و مربوط به فرآیند اختلاط می‌باشد. با توجه به شکل (۴-۵ الف) مشخص می‌شود که چشمه‌های گروه اول دارای الگوی شیمیایی مشابهی هستند. شباهت‌های هیدروشیمیایی در آب چشمه‌ها که بسیار نزدیک به یکدیگر قرار دارند، نشان‌دهنده منشأ مشترک اولیه آنها می‌باشد. یون‌های غالب در این گروه شامل $Mg-Ca-HCO_3$ می‌باشند که می‌تواند نشانگر این باشد که انحلال کربنات‌ها و تا حدودی تبخیری‌ها (ژپیس و هالیت) عوامل اصلی تعیین کننده ترکیب شیمیایی آنها بوده است. شکل (۴-۵ ب) نمودار شولر گروه ۲ را نشان می‌دهد. این دو چشمه غیرتراورتن‌ساز بوده و تقریباً دارای روند مشابهی هستند. بیکربنات و کلسیم به ترتیب آنیون و کاتیون غالب در آب این چشمه‌ها هستند. دو چشمه گروه سوم هم غیرتراورتن‌ساز هستند و روند مشابهی را نشان می‌دهند (شکل ۴-۵ ج). این دو چشمه فصلی بوده و دبی کمی دارند. سولفات، کلر و منیزیم در این چشمه‌ها یون‌های غالب هستند.

۴-۱-۲-۶- شاخص اشباع شدگی کانی‌های اصلی در آب چشمه‌ها

شاخص اشباع کانی‌های کربناته، نشان‌دهنده میزان انحلال این کانی‌ها در محیط‌های آبی است و می‌تواند به عنوان شاهدی برای توانایی این آب‌ها برای انحلال کانی‌های مختلف در آب مورد استفاده قرار گیرد (Bagheri et al., 2017). شاخص اشباع شدگی نمونه‌ها با استفاده از نرم‌افزار PHREEQC (Parkhurst and Appelo, 2013) محاسبه شده است و در جدول (۴-۴) برای کانی‌های مختلف ارائه شده است. اگر شاخص اشباع شدگی مواد معدنی زیر صفر باشد، محلول تحت اشباع است و مواد معدنی همچنان در حال حل شدن هستند (Bagheri et al., 2017). شاخص اشباع یونی صفر نشان‌دهنده فعالیت یونی و انحلال‌پذیری برابر است و تعادل ترمودینامیک با فاز جامد وجود دارد (Gemici and Tarcan, 2002).



شکل ۴-۵: نمودار شولر (Schoeller, 1965) رسم شده برای چشمه‌های منطقه آذرشهر الف) گروه اول ب) گروه دوم ج) گروه سوم

همانطور که در جدول (۴-۴) مشاهده می‌شود، کانی‌های کربناته مانند کلسیت، دولومیت، و آراگونیت در تمام نمونه‌های آب چشمه‌های تراورتن‌ساز منطقه آذرشهر در حالت اشباع قرار دارند. کانی‌های سولفات نظیر ژیپس و انیدریت در حالت تحت اشباع هستند و شاخص اشباع کمتری نسبت به کانی‌های کربناته دارند. چشمه‌های مورد مطالعه نسبت به کانی‌های حالت تحت اشباع و نسبت به کانی‌های کوارتز و کلسدون فوق اشباع هستند (جدول ۴-۴). این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده انحلال کانی‌های سولفات و رسوب کانی‌های سیلیسی در سیستم زمین گرمایی منطقه باشد.

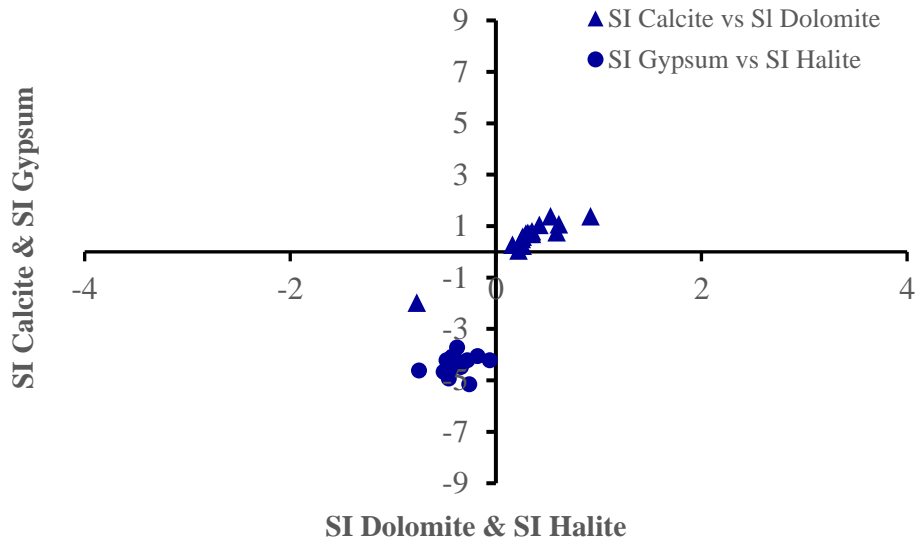
جدول ۴-۴: شاخص اشباع شدگی کانی‌های مختلف در چشمه‌های منطقه آذرشهر

Sample	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Chalcedony	Dolomite	Gypsum	Halite	Quartz
SP1	-0.79	0.11	0.25	0.94	0.50	-0.48	-4.22	1.37
SP2	-0.74	0.16	0.31	0.94	0.74	-0.44	-4.56	1.37
SP3	-0.76	0.12	0.26	0.82	0.59	-0.46	-4.56	1.24
SP4	-0.81	0.15	0.29	0.82	0.72	-0.51	-4.66	1.25
SP5*	-0.74	0.38	0.53	1.10	1.39	-0.43	-4.08	1.53
SP6	-0.67	0.01	0.16	0.82	0.28	-0.37	-4.26	1.25
SP7*	-0.36	0.77	0.92	1.20	1.39	-0.06	-4.21	1.63
SP8	0.68	0.21	0.35	0.67	0.80	-0.38	-3.72	1.10
SP9*	-0.57	0.45	0.59	1.17	0.77	-0.26	-5.15	1.60
SP10*	-0.76	0.47	0.61	1.14	1.07	-0.46	-4.92	1.57
SP12	-0.73	0.19	0.33	0.76	0.70	-0.43	-4.16	1.18
SP13*	-0.48	-0.92	-0.77	1.45	-1.98	-0.18	-4.05	1.88
SP14*	-1.05	0.28	0.42	1.14	1.05	-0.75	-4.61	1.57
SP15*	-0.58	0.12	0.26	1.04	0.24	-0.28	-4.22	1.47
SP16*	-0.74	0.08	0.22	0.92	0.05	-0.44	-4.47	1.45
SP17	-0.65	0.21	0.35	0.67	0.70	-0.34	-4.47	1.10

*. Non travertine springs

شکل (۴-۶) نشان می‌دهد که نمونه‌های تمامی چشمه‌ها بجز چشمه SP13 که یک چشمه غیرتراورتن-ساز است، نسبت به هالیت و ژیپس مقادیر منفی SI دارند و تحت اشباع می‌باشند ولی نسبت به کلسیت و دولومیت رفتار متفاوتی دارند و فوق اشباع‌اند. این مسئله می‌تواند به دلیل تنوع لیتولوژی در مناطق

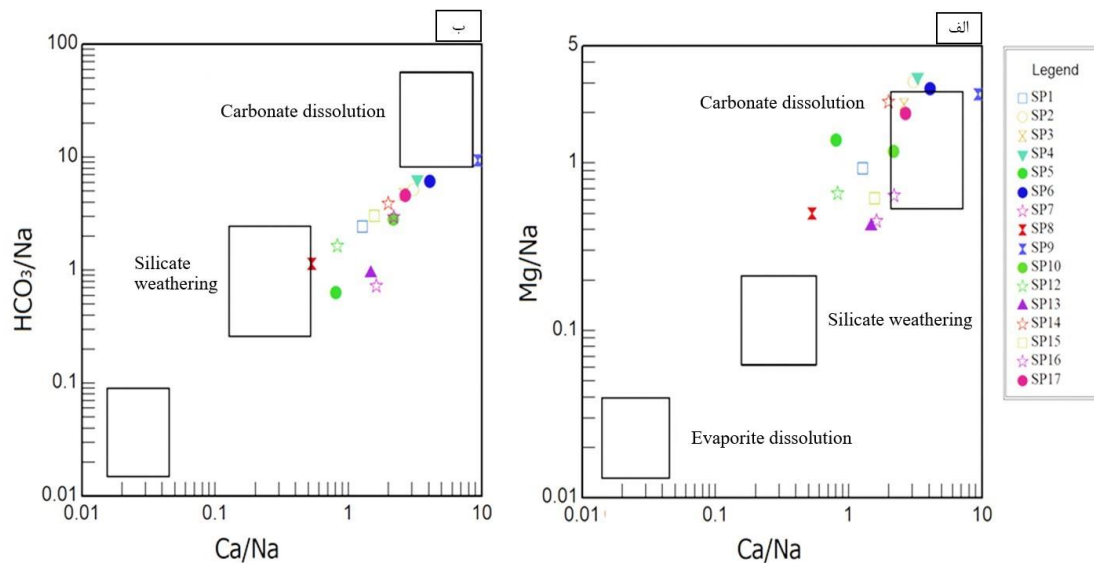
تغذیه و تفاوت میزان انحلال کانی‌های مختلف باشد. اکثر چشمه‌های تراورتن‌ساز در مناطق مختلف دنیا چنین روند مشابهی را نشان می‌دهند (Bagheri et al., 2017).



شکل ۴-۶: شاخص اشباع شدگی (SI) کانی‌های مختلف در چشمه‌های منطقه مورد مطالعه

کانی‌های سیلیکاته کوارتز، تالک و کلسدونی در بیشتر نمونه‌ها در حالت اشباع قرار دارند (جدول ۴-۴) و این می‌تواند نشان‌دهنده غلظت بالای سیلیس در چشمه‌های آذرشهر باشد و ارتباط چشمه‌ها را با سنگ‌های آتشفشانی داسیتی-آندزیتی نشان می‌دهد. برای تأیید این موضوع از نسبت‌های Ca/Na در مقابل Mg/Na و HCO_3/Na (Halim et al., 2010) استفاده شده است (شکل ۴-۷). در نمودار Ca/Na در مقابل Mg/Na مشاهده می‌شود که چشمه‌ها در محدوده حدواسط هوازدگی سیلیکات‌ها تا داخل محدوده انحلال کربنات‌ها قرار دارند (شکل ۴-۷ الف). قرار دادن داده‌های حاصل از آنالیز چشمه‌ها بر روی نمودار شکل (۴-۷ الف) نشان می‌دهد که منشأ سیلیس در این نمونه‌ها از هوازدگی و انحلال سیلیکات‌ها بوده است. با توجه به هوازدگی بالای سنگ‌های منطقه، انحلال واحدهای رسوبی و آذرین منطقه می‌تواند به عنوان منشأ سیلیس و آلومینیوم در نمونه‌های مورد بررسی در نظر گرفته شود. نمودار

Ca/Na در مقابل HCO_3/Na نیز نتایج حاصل از نمودار Ca/Na در مقابل Mg/Na را تأیید می‌کند (شکل ۴-۷ ب).



شکل ۴-۷: نمودار نسبت مولار Ca/Na در مقابل HCO_3 و Mg/Na (Halim et al., 2010) برای چشمه‌های منطقه آذرشهر

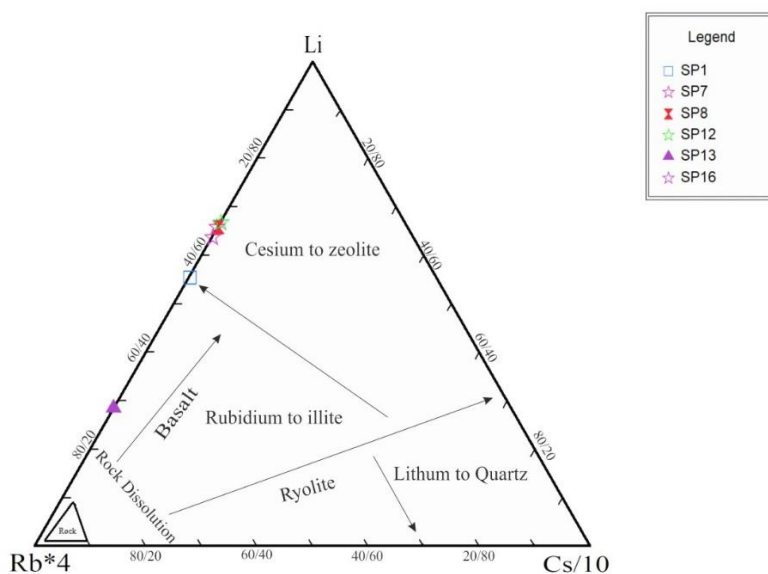
۴-۲-۱-۷- بررسی تکامل ژئوشیمیایی چشمه‌های منطقه

از شاخص‌های هیدروژئوشیمیایی می‌توان برای مطالعه روند تکامل انحلال و ته‌نشست مواد معدنی نیز استفاده نمود (Capasso et al., 2001). تکامل ژئوشیمیایی آب معمولاً با استفاده از انواع نمودارهای ترکیبی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

الف) واکنش‌های آب و سنگ در چشمه‌ها

شکل (۴-۸) نمودار سه تایی Li-Rb-Cs (Giggenbach and Goguel, 1989) را برای نمونه‌های SP1, SP7, SP8, SP12, SP13 و SP16 نشان می‌دهد. با توجه به این نمودار بیشتر نمونه‌ها بر روی ضلع لیتیم-رویدیم و با تمایل به رأس لیتیم قرار گرفته‌اند، نمونه SP13 با فاصله از سایر نمونه‌ها و با تمایل

به رأس روبیدیم قرار گرفته است (شکل ۴-۸). لیتیم به عنوان عنصر قلیایی که کمتر تحت تأثیر فرآیند-های جذب ثانویه قرار می‌گیرد و ماندگاری طولانی‌تری در محلول دارد (Mainza, 2006)، درون کوارتز و کلریت ثانویه موجود است و بنابراین لیتیم موجود در محلول ممکن است مستقیماً از انحلال کوارتز و کلریت ثانویه به دست آمده باشد. روبیدیم که رفتاری مشابه با پتاسیم دارد، در دماهای بالا (بیشتر از 300°C)، از محصولات دگرسانی مانند ایلیت به دست آمده، در حالی که سزیم در دمای کمتر از 25°C از طریق ژئولیت وارد محلول می‌شود. میانگین نسبت Li/Cs در چشمه‌های SP1, SP8, SP12 و SP16 که دارای تیپ کربناته هستند برابر با ۲۷ است، در دو چشمه SP7 و SP13 سولفات، این میانگین به ۳۱۳ می‌رسد (جدول ۴-۲). روند افزایشی در نسبت مقدار Li/Cs مربوط به کاهش شدید مقادیر عنصر سزیم در نمونه‌های سولفات است. افزایش تفاوت در مقادیر عناصر پایدار که در چشمه‌های بیکربناته و سولفات بیشتر مشاهده می‌شود، مؤید این است که این چشمه‌ها بیشتر تحت تأثیر واکنش‌های جان‌سینی و جذب ثانویه قرار گرفته‌اند. این نسبت نزدیک به سنگ‌های حدواسط است و نشان‌دهنده انحلال لیتیم و سزیم در آب چشمه‌ها در نتیجه واکنش جزئی آب-سنگ است (Giggenbach and Glover, 1992).



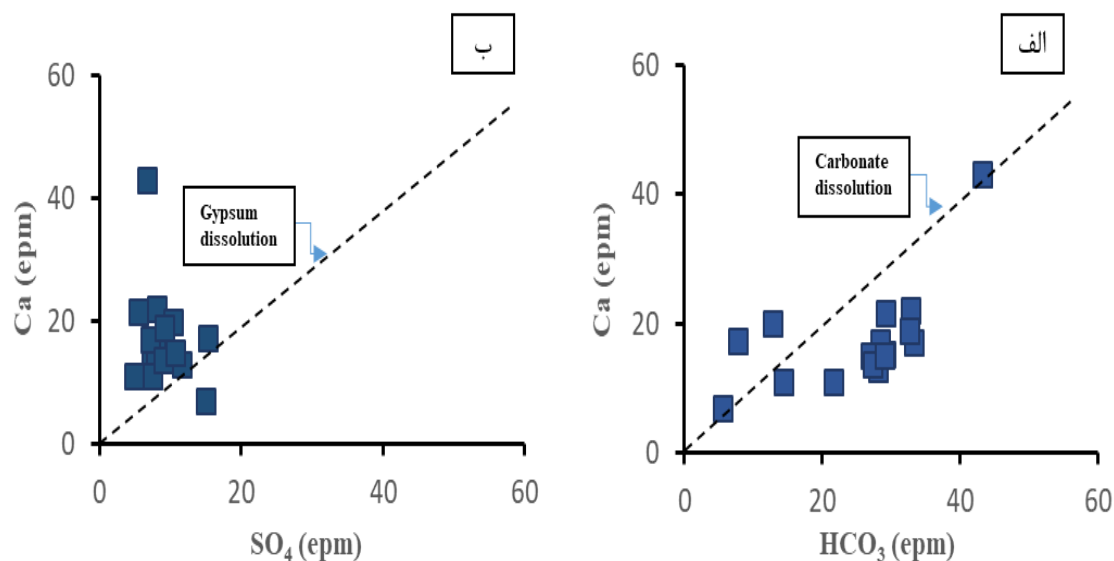
شکل ۴-۸: غلظت نسبی عناصر Li ، Rb و Cs (Giggenbach and Goguel, 1989) در نمونه‌های آب چشمه‌های

آذرشهر

روبیدیم و سزیم نیز می‌توانند به عنوان شاخصی برای فرآیند واکنش آب-سنگ در نظر گرفته شوند (Gob et al., 2013). به دلیل شباهت شعاع یونی عناصر روبیدیم و سزیم با پتاسیم، این عناصر می‌توانند از ماگما جدا شده و به صورت جانشینی وارد ساختمان‌های کانی‌های پتاسیم‌دار مانند فلدسپات‌ها و میکاها شوند. در مرحله دگرسانی روبیدیوم و سزیم ممکن است از شبکه کانی خارج شده و وارد فاز محلول شوند، یا کانی‌های جدیدتری مانند کانی‌های رسی را تشکیل بدهند (Berger et al., 1988). با این حال، مطالعات صورت گرفته نشان می‌دهد که عنصر سزیم جذب سطحی کانی‌های رسی می‌شود در حالی که روبیدیوم به دلیل شعاع یونی کمتر نسبت به سزیم می‌تواند وارد شبکه کانی‌های رسی شده و جانشین پتاسیم شود (Wampler et al., 2012). بنابراین سیالات حاصل از دگرسانی می‌توانند حاوی مقادیر متفاوتی از نسبت Rb/Cs باشند (جدول ۴-۲)، در صورتی که این نسبت کمتر از ۲ باشد نشان-دهنده تعادل آب با کانی‌های رسی است، و اگر این نسبت بیشتر از ۵ باشد، نشان‌دهنده واکنش غیرتعادلی آب با کانی‌های رسی است (Gob et al., 2013). این نسبت در چشمه‌های منطقه آذرشهر در محدوده بین ۲ تا ۲۴۲ است که نشان‌دهنده شرایط مختلف واکنش آب با کانی‌های رسی است. به طوری که در چشمه‌های SP1, SP8, SP12 و SP16 نسبت Rb/Cs بین ۲ الی ۵ است که نشان‌دهنده انحلال سنگ‌های هوازده و واکنش آب با کانی‌های رسی است (Gob et al., 2013).

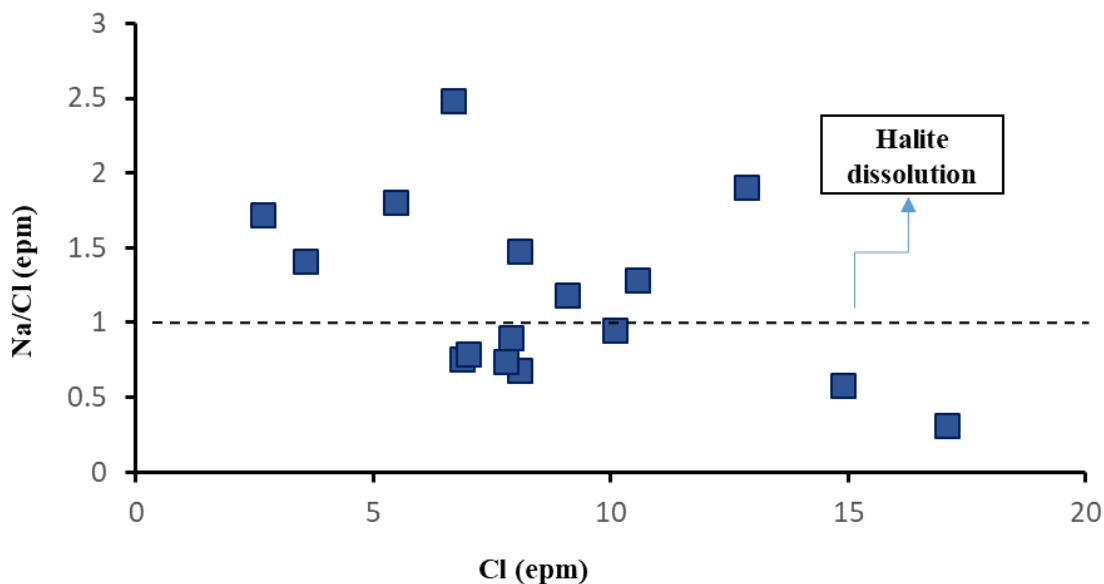
نمودارهای ترکیبی ابزارهای مفیدی برای شناخت منشأ شوری هستند. از نمودارهای ترکیبی مختلف جهت شناخت فرآیندهای ژئوشیمیایی موثر بر شوری آب‌ها در نقاط مختلف دنیا استفاده شده است (Howard et al., 1996). در این قسمت با استفاده از نمودارهای مربوط به انحلال کانی‌های تبخیری و کربناته برای ارزیابی ارتباط یون‌های اصلی با این کانی‌ها استفاده شده است. با توجه به نمودار کلسیم در مقابل بی‌کربنات در شکل (۴-۹ الف) می‌توان گفت که منشأ کلسیم به تنهایی نمی‌تواند در اثر انحلال کربنات‌ها باشد، زیرا از خط انحلال فاصله گرفته‌اند اما روند افزایشی دارند. در نمودار کلسیم در مقابل

سولفات (شکل ۴-۹ ب) نیز نمونه‌ها به صورت پراکنده در بالای خط انحلال ژپس قرار دارند و نشان-دهنده این است که فقط انحلال ژپس صورت نگرفته و عوامل دیگری همچون تبادل کاتیونی مستقیم و معکوس و انحلال کلسیت نیز در غلظت کلسیم نقش داشته‌اند.



شکل ۴-۹: نمودار کلسیم در مقابل بیکربنات و نمودار کلسیم در مقابل سولفات برای چشمه‌های آذرشهر

شکل (۴-۱۰) نمودار غلظت سدیم به کلر در مقابل کلر را نشان می‌دهد. اگر نسبت کلر به سدیم یک باشد منشأ کلر می‌تواند مرتبط با انحلال نمک که با یک خط مستقیم در شکل (۴-۱۰) نشان داده شده است. نسبت Na/Cl در نمونه‌های منطقه آذرشهر در محدوده کمتر و بیشتر از ۱ قرار دارند. با افزایش شوری این نسبت کمتر از یک شده است. اگر انحلال نمک منشأ شوری باشد، بایستی داده‌ها نزدیک به خط انحلال قرار می‌گرفتند. انحراف از این خط نشانگر این است که مقدار سدیم در نمونه‌ها کمتر و یا بیشتر شده است. این مسئله می‌تواند به دلیل فرآیند تبادل کاتیونی با کلسیم و منیزیم در منطقه باشد. انحلال ژپس نیز می‌تواند عامل شوری باشد و افزایش کلسیم و سولفات را به همراه داشته باشد.

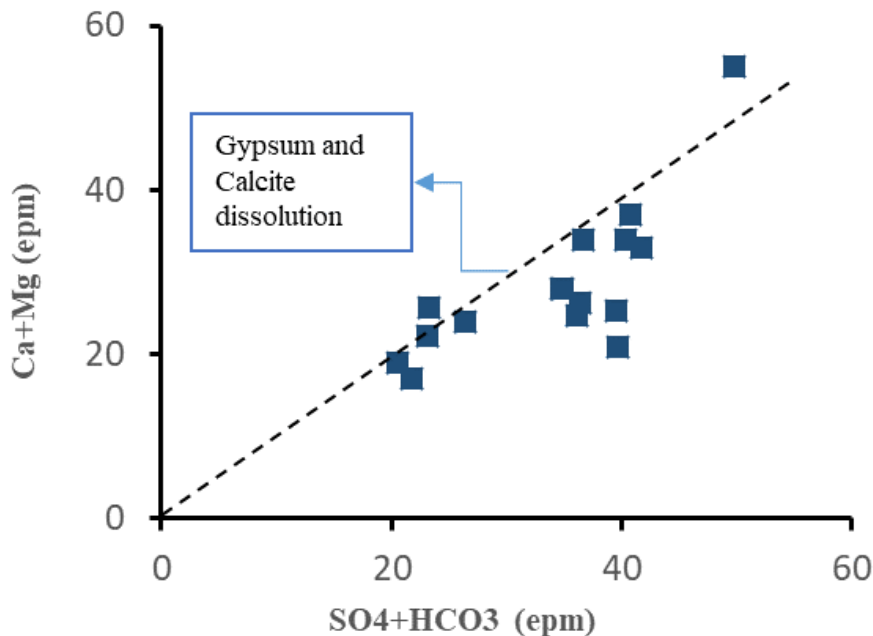


شکل ۴-۱۰: نمودار نسبت سدیم به کلر در مقابل کلر

ب) تبادل یونی در چشمه های مورد مطالعه

برای شناسایی فرآیندهای هیدروژئوشیمیایی و تبادل یونی در آب می توان از نمودار یون های اصلی در مقابل هم استفاده کرد (Bagheri et al., 2017). در نمودار مجموع کلسیم و منیزیم در مقابل سولفات و بی کربنات در شکل (۴-۱۱) نمونه ها از خط انحلال کلسیت و ژپس فاصله گرفته اند. هرگونه انحراف از خط، نشانگر عملکرد فرآیند دیگری غیر از انحلال در منطقه می باشد که مهمترین عامل تبادل کاتیونی می باشد. تبادل کاتیونی می تواند به صورت مستقیم و یا معکوس صورت گیرد. در اثر تبادل کاتیونی مستقیم، سدیم از رسوبات وارد آب شده و غلظت آن افزایش می یابد، اما کلسیم یا منیزیم رسوب کرده و غلظت آنها در آب کم می شود. بنابراین نمونه هایی که در زیر خط انحلال قرار گرفته اند نشانگر رخداد تبادل کاتیونی مستقیم می باشد، اما نمونه هایی که در بالای خط قرار گرفته اند، می تواند در اثر هجوم آب شور اتفاق بیفتد که در اثر آن سدیم ته نشست و کلسیم و منیزیم آزاد می شود. در چشمه هایی که با فاصله از این خط قرار گرفته اند، تأثیر فرآیند تبادل یونی مستقیم، بارزتر است. با توجه به شکل ۴-۱۱،

به دلیل اینکه در اکثر نمونه‌ها مقدار غلظت Ca و Mg کاهش یافته است و زیر خط انحلال پلات شده‌اند، این مسئله می‌تواند در اثر تبادل با سدیم صورت گرفته باشد.

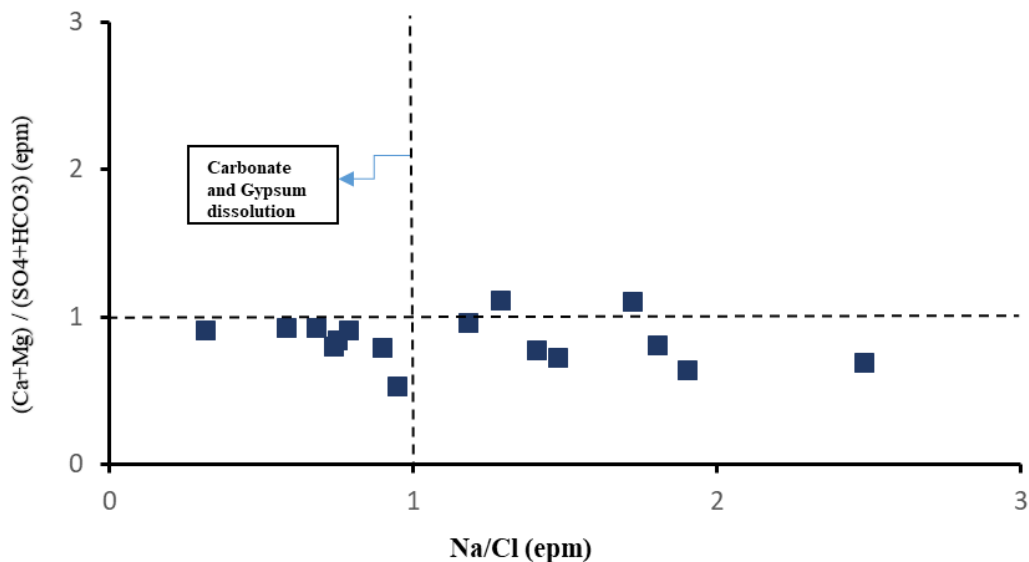


شکل ۴-۱۱: نمودار مجموع کلسیم و منیزیم در مقابل مجموع سولفات و بی‌کربنات

شکل (۴-۱۲) رابطه $Ca+Mg/SO_4+HCO_3$ در مقابل Na/Cl را نشان می‌دهد. در اثر پدیده تبادل یونی مستقیم، نسبت Na/Cl بیشتر از یک می‌شود و اگر تبادل یونی معکوس باشد این نسبت کمتر از یک می‌شود. نمونه‌های منطقه آذرشهر به صورت مساوی هم در زون تبادل مستقیم و هم در زون تبادل معکوس قرار گرفته‌اند. اما اکثر نمونه‌ها در نزدیکی خط انحلال کربنات‌ها و ژئیس، با کمی انحراف قرار گرفته‌اند اما مقدار Na/Cl زیاد تغییر کرده است (شکل ۴-۱۲). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که تغییرات سدیم می‌تواند در اثر انحلال کانی‌های سیلیکاته دیگر در منطقه، به سیال اضافه شده باشد.

۴-۱-۲-۸- مطالعات ایزوتوپی

در این بخش به مطالعه و بررسی ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ^{18}O و دوتریم (2H) موجود در آب



شکل ۴-۱۲: رابطه بین نسبت Na/Cl در مقابل $\text{Ca+Mg}/\text{SO}_4+\text{HCO}_3$

چشمه‌ها پرداخته می‌شود. تغییر نسبت‌های ایزوتوپی در ۶ نمونه آب انتخاب شده توسط اسپکتروسکوپ لیزری اندازه‌گیری شده و در جدول (۴-۵) آورده شده است. استاندارد دی که برای سنجش نسبت‌های ایزوتوپی بکار می‌رود، استاندارد متوسط آب اقیانوس (Standard Mean Ocean Water, SMOW) می‌باشد. مقدار اکسیژن ۱۸ در آب چشمه‌ها بین $-۸/۰۲$ تا $-۱۰/۲۱$ پرمیل و دوتریم بین $-۵۲/۱۶$ تا $-۷۱/۰۸$ پرمیل متغیر است. در شکل (۴-۱۳) نوسانات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در مقابل دوتریم برای چشمه‌های منطقه آذرشهر نشان داده شده است.

همانطور که در شکل (۴-۱۳) مشاهده می‌شود، تمامی نمونه‌ها در نزدیکی خط آب جوی جهانی قرار گرفته‌اند و این نشان‌دهنده جوی بودن منشأ آب چشمه‌ها است. میزان دوتریم و اکسیژن ۱۸ موجود در آب باران در اثر تغییرات ارتفاع محل تغذیه تغییر می‌کند، به طوری‌که هرچه ارتفاع افزایش یابد، غلظت ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و دوتریم کاهش می‌یابد (Clark, 1990). هرچند در چشمه‌های آذرشهر اختلاف ارتفاع ناچیز است، با این حال غلظت ایزوتوپ‌های اکسیژن و دوتریم چشمه‌های این منطقه دارای اختلاف هستند.

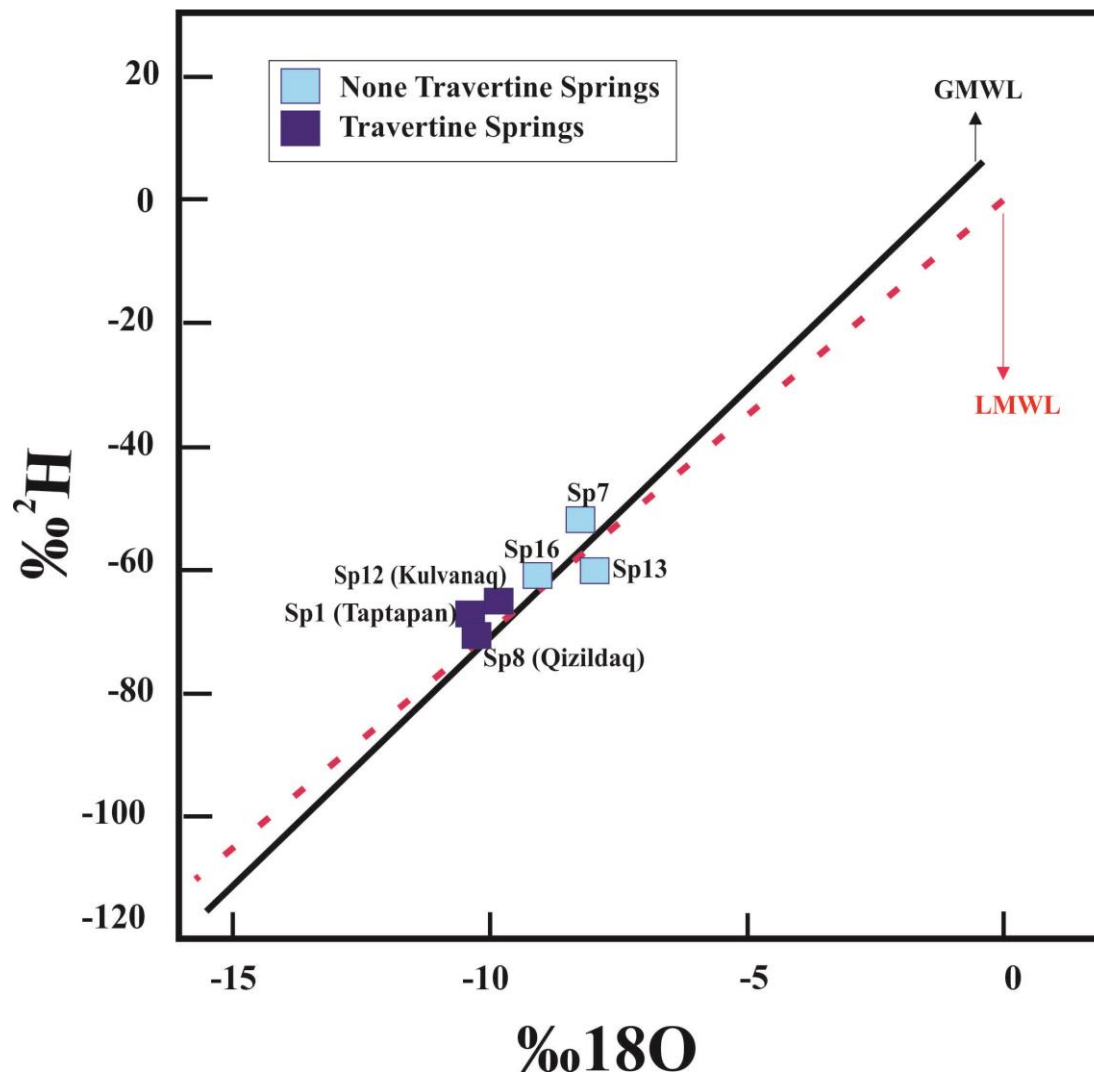
جدول ۴-۵: غلظت ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ۱۸ و دوتریم اندازه گیری شده در چشمه‌های آذرشهر

Sample	Temperature(°C)	Elevation (m)	% ¹⁸ O	% ² H
SP1	21	1430	-10.4	-67.84
SP7*	15	1340	-8.27	-52.16
SP8	26	1400	-10.21	-71.08
SP12	18	1450	-9.85	-65.26
SP13*	14	1450	-8.02	-61.08
SP16*	15	1400	-9.07	-61.47

*. Non travertine springs

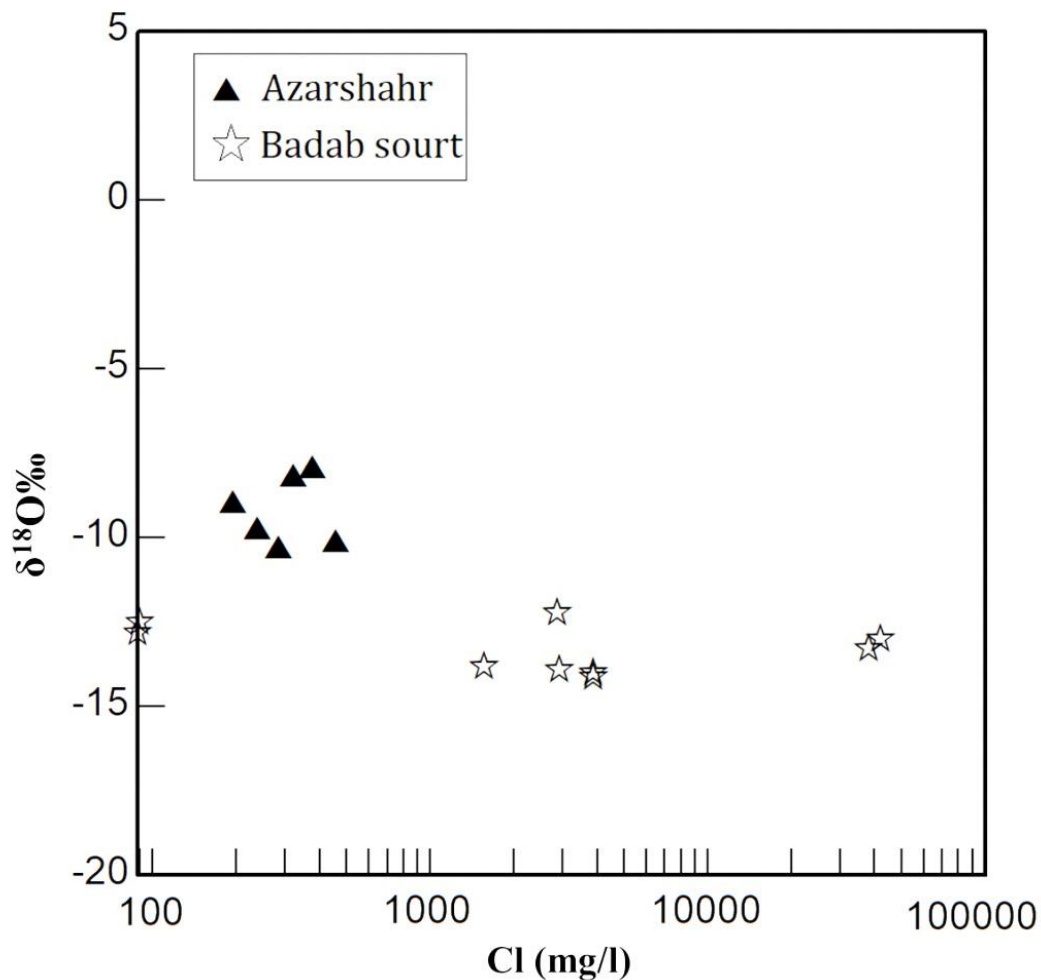
دو چشمه غیرتراورتن‌ساز (SP7, SP13) که دارای تیپ آب سولفات هستند، با دارا بودن مقادیر بالاتری از اکسیژن ۱۸ و دوتریم با فاصله نسبی از سایر چشمه‌ها قرار گرفته‌اند. چشمه غیرتراورتن‌ساز SP16 و چشمه تراورتنی SP8 در مقایسه با چشمه‌های SP1 و SP12 که در مجاورت یکدیگر هستند، مقادیر بالاتری از اکسیژن ۱۸ و دوتریم را دارند. به طور کلی چشمه‌های غیرتراورتنی دارای ایزوتوپ‌های غنی‌تری نسبت به چشمه‌های تراورتن‌ساز می‌باشند.

با توجه به اینکه چشمه‌های تراورتن‌ساز، دارای مقادیری گاز CO₂ بوده و احتمالاً دارای سیستم گردش عمیق‌تر آب زیرزمینی می‌باشند، بنابراین باید ارتفاع منطقه تغذیه آنها بالاتر باشد. در کل می‌توان نتیجه گرفت که چشمه‌های تراورتن‌ساز، دارای ارتفاع منطقه تغذیه بالاتر نسبت به دیگر چشمه‌ها می‌باشند. همچنین وجود گاز CO₂ باعث کاهش غلظت ایزوتوپی در آب چشمه‌های تراورتن‌ساز می‌شود. بنابراین چشمه‌های تراورتن‌ساز دارای ایزوتوپ سبکتری نسبت به چشمه‌های غیرتراورتن‌ساز می‌باشند. ذکر این نکته لازم است که نوع تغذیه آبخوان نیز می‌تواند مقادیر ایزوتوپی را تغییر دهد. به طور کلی هرچه ارتفاع بیشتر باشد سیستم بارش به صورت برف بوده و با توجه به سبکتر بودن ایزوتوپ در برف، در نتیجه باعث کاهش ایزوتوپی چشمه‌های تراورتن‌ساز می‌گردد. منشأ شوری چشمه‌های تراورتن‌ساز آذرشهر مربوط به



شکل ۴-۱۳: تغییرات ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و دوتریم برای چشمه‌های تراورتن‌ساز و چشمه‌های غیرتراورتن‌ساز
 GMWL: خط آب جوی جهانی، LMWL: خط آب جوی محلی.

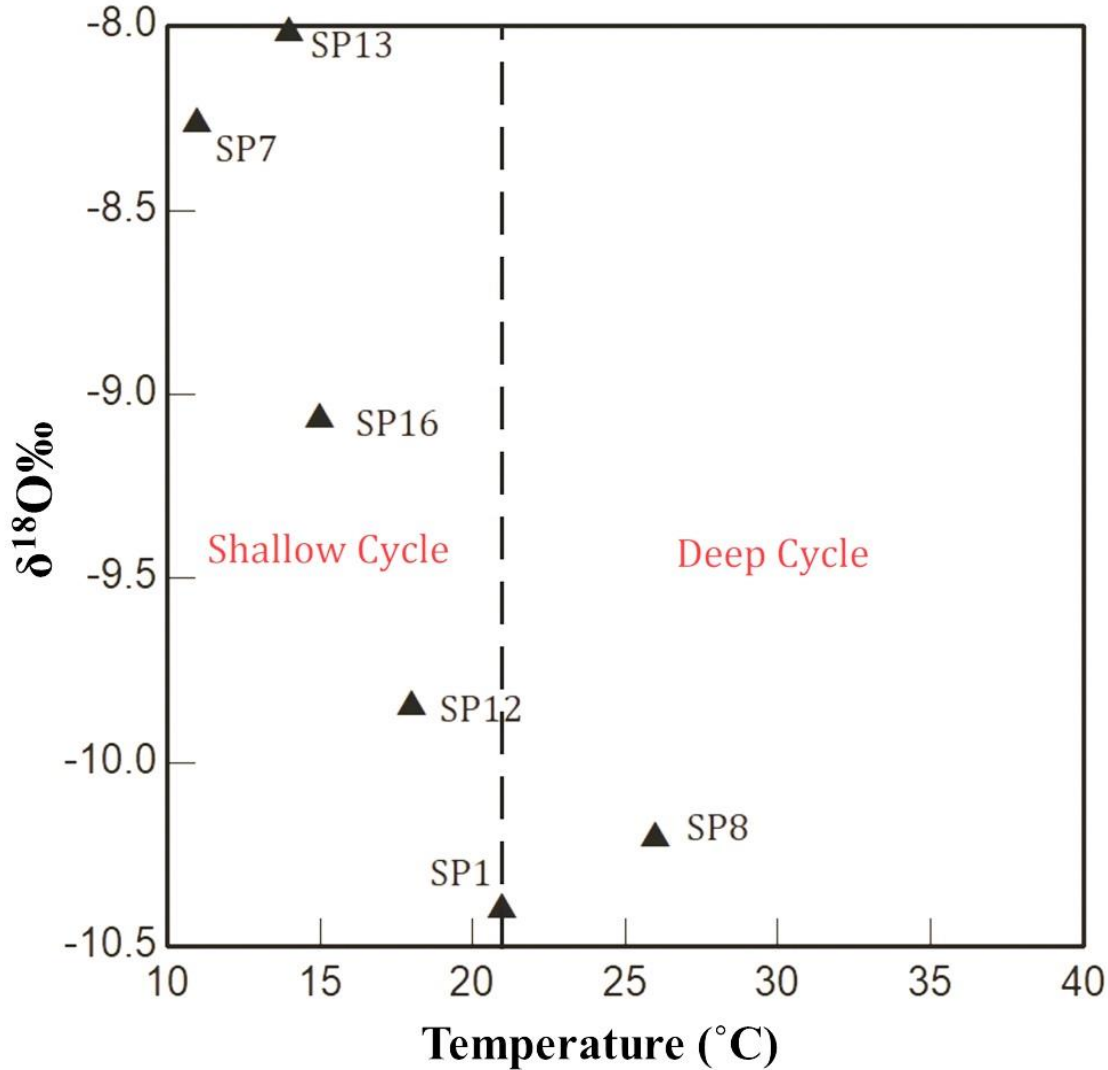
انحلال هالیت است، زیرا آنها در نزدیکی خط بارش محلی (LMWL) واقع شده‌اند. همچنین با افزایش مقدار کلر نمونه‌ها، همانند نمونه‌های منطقه باداب سورت (Bagheri et al., 2017) مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ رفتار تقریباً پایداری دارند و این انحلال هالیت را به عنوان منشأ شوری آب چشمه‌ها تأیید و فرآیند تبخیر را رد می‌کند (شکل ۴-۱۴) (Bagheri et al., 2017).



شکل ۴-۱۴: نمودار کلر در مقابل اکسیژن ۱۸ برای چشمه‌های منطقه مورد مطالعه در مقایسه با چشمه‌های باداب سورت (Bagheri et al., 2017).

شکل (۴-۱۵) تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ با درجه حرارت را در چشمه‌های منطقه آذرشهر نشان می‌دهد. بر اساس این شکل بجز نمونه SP1 و SP8، تمام نمونه آب چشمه‌های منطقه، در ناحیه با عمق گردش سطحی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۵). اما با توجه به دمای بالاتر چشمه‌ها نسبت به دمای محیط، احتمال گردش عمقی آب نیز وجود دارد. این مسئله بخصوص در مورد چشمه‌های تراورتن‌ساز صدق می‌کند که بایستی گردش عمقی صورت گیرد تا دما افزایش یافته و باعث افزایش قدرت انحلال‌پذیری در کنار افزایش CO_2 گردد. انرژی و گرادیان برای چرخش عمقی از طریق اختلاف ارتفاع منطقه تغذیه با تخلیه تامین می‌گردد.

بنابراین می توان نتیجه گرفت که ارتفاع منطقه تغذیه چشمه های تراورتن ساز (که کمی گرمتر بوده اند)، بیشتر بوده و به همین دلیل مقدار ایزوتوپی آنها نیز تا حدودی کمتر از بقیه شده است.



شکل ۴-۱۵: نمودار تغییرات اکسیژن ۱۸ در مقابل درجه حرارت برای چشمه های منطقه آذرشهر

۳-۱-۴- بررسی ارتباط بین عناصر سنگین در نمونه های آب

در این بخش چشمه های منطقه آذرشهر از نظر غلظت عناصر سنگین مورد بررسی قرار گرفته است. غلظت عناصر سنگین مربوط به نمونه های آب در جدول (۴-۶) ارائه شده است.

جدول ۴-۶: غلظت عناصر سنگین در نمونه‌های آب چشمه‌های آذرشهر

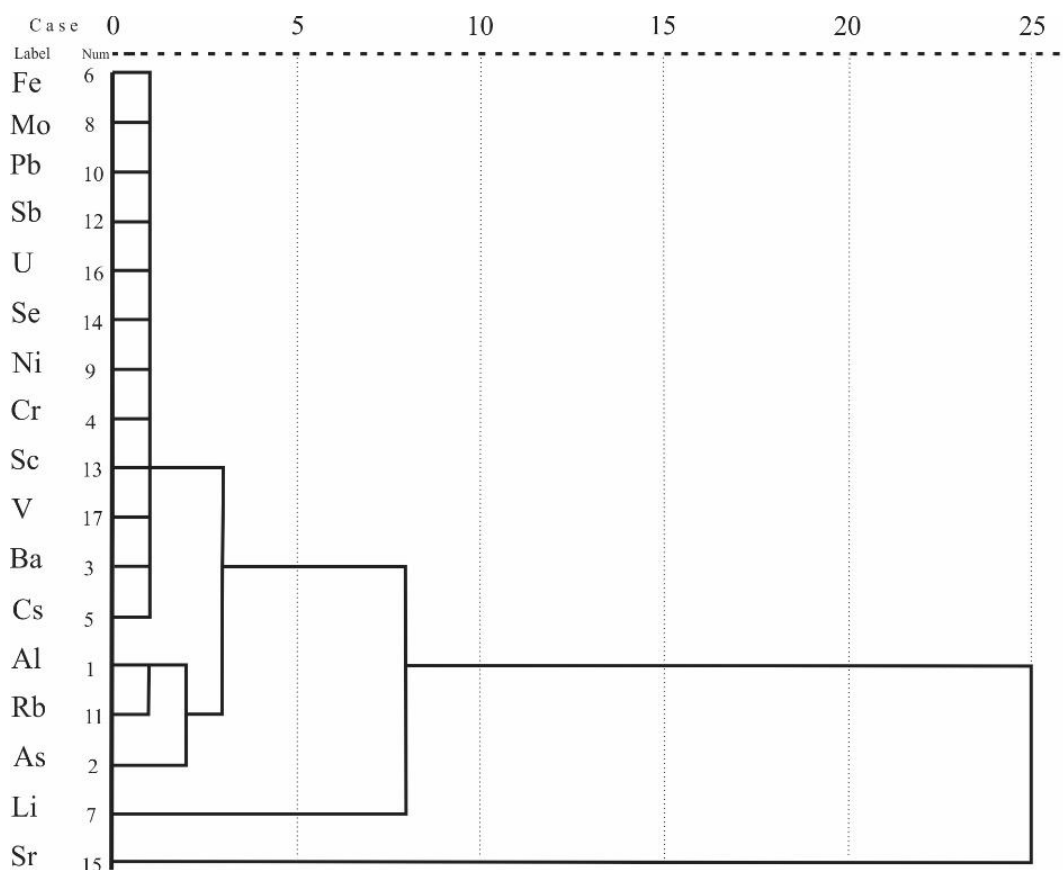
		SP16*	SP13*	SP12	SP8	SP7*	SP1
	unit						
Al	mg/l	0.10	0.09	0.08	0.07	0.07	0.07
As	ug/l	402	10	149	46	8	39
Ba	ug/l	46	40	9	7	31	14
Cr	ug/l	4.68	3.20	7.29	5.25	1.51	4.27
Cs	ug/l	8.23	0.25	27	43	0.44	21
Fe	ug/l	<0.01	0.02	0.01	0.01	<0.01	<0.01
Li	mg/l	0.24	<0.1	0.99	1.16	<0.1	0.48
Mo	ug/l	0.38	<0.1	<0.1	0.28	0.10	0.14
Ni	ug/l	4.31	2.63	2.37	2.42	1.14	3.14
Pb	ug/l	0.96	0.43	0.47	<0.1	<0.1	1.69
Rb	ug/l	34	63	124	150	131	87
Sb	ug/l	1.65	1.09	2.11	1.24	0.79	1.11
Sc	ug/l	10	18	10	7	10	9
Se	ug/l	2.31	4.28	0.90	1.47	1.92	0.42
Sr	mg/l	1.41	2.17	2.35	2.28	2.22	2.05
U	ug/l	1.53	1.37	<1	<1	2.72	<1
V	ug/l	2.53	5.25	3.05	2.97	13.83	2.10

*. Non Travertine Springs

۴-۱-۳-۱- ضریب همبستگی پیرسون

ضریب همبستگی، میزان ارتباط بین دو متغیر را بیان می‌کند و بین دو عدد ۱ و ۱- در نوسان است. عدد ۱- بیان کننده ارتباط و همبستگی قوی و مستقیم بین دو عنصر است و عدد ۱ همبستگی قوی و معکوس را نشان می‌دهد. هرچه این عدد به صفر نزدیک شود همبستگی بین دو متغیر ضعیف و در نهایت بی‌معنا می‌شود. در جدول (۴-۷) ماتریس ضریب همبستگی پیرسون (Pearson, 1896) برای نمونه‌های آب چشمه‌های منطقه آذرشهر آورده شده است. بر این اساس، همبستگی مثبتی بین استرانسیم با آرسنیک، نیکل و مولیبدن دیده می‌شود. آهن همبستگی بسیار قوی ۰/۹ با اسکاندینیم و

مشخص و بر اساس این خویشاوندی، در گروه‌های مختلف قرار می‌گیرند. به عبارت دیگر، در این روش گروه‌های نسبتاً همگن فلزات تشخیص داده می‌شود و بر اساس تشابه ویژگی‌های شیمیایی فلزات، منابع مختلف یا منشأ فلز، قابل تشخیص است (Moore and Cobby, 1998). در این بخش برای رده‌بندی عناصر در نمونه آب چشمه‌ها، تحلیل خوشه‌ای عناصر بر اساس روش سلسله مراتبی، برای نمونه‌ها محاسبه و نمودار خوشه‌ای آن رسم شده است (شکل ۴-۱۶).



شکل ۴-۱۶: نمودار دندریتی تحلیل خوشه‌ای نمونه‌های آب چشمه‌های آذرشهر

بر اساس این روش که یکی از روش‌های تحلیل چند متغیره است، تفکیک بیشتری در عناصر موجود در نمونه‌ها نسبت به ضریب همبستگی مشاهده و در مجموع ۲ گروه عمده عنصر تشخیص داده شد. اما دو عنصر لیتیم و استرانسیوم گروه‌های جداگانه‌ای را تشکیل داده و مجزا شده‌اند. بر این اساس منشأ استرانسیوم از ماسه سنگ‌ها منشأ لیتیم از شیل‌ها می‌تواند باشد.

۲-۴- ژئوشیمی نهشته های تراورتن آذرشهر

۲-۴-۱- بیان مسئله

تراورتن‌ها را می‌توان براساس ترکیب عناصر، منشأ گاز CO₂ و ویژگیهای ایزوتوپی آنها به دو گروه ترموزن و متئوزن تفکیک کرد (Pentecost, 2005). تشکیل تراورتن‌های متئوزن مرتبط با عوامل آب و هوایی است (Turi, 1986). در حالی که تراورتن‌های ترموزن، تراورتن‌هایی هستند که معمولاً حاوی برخی حامل‌های جوی هستند، اما حجم عمده دی‌اکسید کربن آنها از فرآیندهای حرارتی درون زمین و یا حتی زیر پوسته زمین منشأ گرفته‌اند و غنی از $\delta^{13}C$ هستند (Pentecost, 2005). با استفاده از داده‌های عناصر اصلی و کمیاب در تراورتن‌ها، همچنین می‌توان برای تعیین درجه حرارت آب، فرآیندهای حاکم در محیط ته‌نشست و تعیین منشأ عناصر استفاده شود (Ihlenfeld et al., 2003; Garnett et al., 2004;). از ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن در تراورتن‌ها نیز می‌توان برای ارزیابی شرایط هیدرولوژیکی در زمان رسوب تراورتن‌ها و از ایزوتوپ‌های پایدار کربن برای تعیین منشأ و سرعت گاززدایی CO₂ استفاده کرد (Kele et al., 2008; Özkul et al., 2014). در این مطالعه از داده‌های ژئوشیمیایی برای رده‌بندی تراورتن‌ها، تعیین منشأ عناصر، تعیین منشأ CO₂ و مقایسه نمونه‌های منطقه با تراورتن‌های جهانی استفاده شده است.

۲-۴-۲- نمونه‌برداری

همانگونه که در فصل اول اشاره گردید به منظور مطالعات ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌های تراورتن نهشته شده در اطراف چشمه‌های منطقه آذرشهر و همچنین مقایسه با نمونه‌های سنگی قدیمی‌تر در معادن اطراف چشمه‌ها، تعداد ۷ نمونه از تراورتن‌های اطراف دو چشمه‌ی تاپتاپان و قزل‌داغ انتخاب شده است. این دو چشمه فعال هستند و دائماً تراورتن‌های جدیدی را ایجاد می‌کنند. نمونه‌های تراورتن از دهانه چشمه تا حوضچه چشمه با فاصله ۲۰ متر برداشته شدند. همچنین ۳ نمونه تراورتن از معدنی در نزدیکی

چشمه قزل داغ انتخاب شده است. این ۱۰ نمونه پس از آماده سازی، جهت آنالیز ICP-MS به آزمایشگاه زرآزما زنجان ارسال شدند. همچنین به منظور انجام آنالیز ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ ، ۴ نمونه از تراورتن‌های اطراف چشمه تاپتاپان انتخاب شده و پس از پودر کردن نمونه‌ها به آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک ارسال گردید. نوع نمونه به همراه مکان نمونه‌برداری در شکل (۱-۱) و جدول (۴-۸) آمده است.

جدول ۴-۸: موقعیت نقاط نمونه‌برداری از تراورتن‌های منطقه آذرشهر

مکان نمونه‌برداری	شماره نمونه	ارتفاع (متر)	نوع نمونه
دهانه چشمه تاپتاپان	T1	1430	سنگ
مسیر آبراه چشمه تاپتاپان	T4	1430	رسوب در حال تشکیل
مسیر آبراه چشمه تاپتاپان	T6	1429	توفا در حال تشکیل
مسیر آبراه چشمه تاپتاپان	T7	1429	رسوب در حال تشکیل
اطراف چشمه قزل داغ	R1	1400	رسوبات قدیمی
دهانه چشمه قزل داغ	Q1	1400	سنگ
چشمه روی شکاف-پشته‌ای قزل داغ	Q2	1420	توفا
معدن تراورتن قزل داغ	M1	1470	سنگ
معدن تراورتن قزل داغ	M4	1464	سنگ
معدن تراورتن قزل داغ	M6	1465	سنگ

۴-۲-۳- مطالعات عنصری

نتایج حاصل از آنالیز عناصر اصلی، فرعی و کمیاب و همچنین عناصر نادر خاکی نمونه‌های تراورتنی منطقه آذرشهر در جدول (۴-۹) و مقادیر این عناصر در پوسته قاره‌ای (Wedepohl, 1995)، میانگین آهک‌های جهانی (Turekian and Wedepohl, 1961) و میانگین جهانی غلظت این عناصر در تراورتن-های ترموزن و متئوزن (Pentecost, 2005) در جدول (۴-۱۰) ارائه شده است. در رسوبات کربناته (کلسیت، آراگونیت و دولومیت)، عناصر متنوعی نظیر Mg, Ca, Fe, Mn, Na, Sr و غیره با غلظت‌های مختلف وجود دارد. ترکیب عناصر اصلی و فرعی موجود در کربنات‌ها، راهنمایی جهت شناخت مینرالوژی، سرعت رسوب‌گذاری، دمای آب، شرایط اکسیداسیون و احیاء، مقدار PCO_2 و درجه شوری است. براین

اساس، در این بخش، مقادیر این عناصر در نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

امروزه تقریباً روش‌های آماری در بیشتر مطالعات ژئوشیمیایی برای بررسی غلظت، توزیع و تجمع عناصر،

جدول ۴-۹: غلظت عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و عناصر نادر خاکی نمونه‌های تراورتنی منطقه آذرشهر (غلظت بر حسب ppm)

Sample	T1	T4	T6	T7	M1	M4	M6	R1	Q1	Q2	
mineral	Cal, Arg, Q	Cal, Arg, Q	Cal, Q	Cal, Arg, Q	Cal, Q	Cal, Arg, Q	Cal, Q	Cal, Q	Cal, Arg, Q	Cal, Arg, Q	
Major Elements	Ca	550000	540000	520000	500000	480000	490000	490000	530000	520000	530000
	Si	24150	23200	22000	21500	3258	3547	3215	14025	16028	15214
	Al	2804	2128	2343	316	301	256	661	1023	432	3090
	Mg	2178	1835	3101	1732	743	959	1026	2075	1891	7226
	K	487	220	558	100	100	100	100	100	100	1325
	Na	959	875	1211	547	100	276	123	267	1053	2663
	Fe	23642	21731	5788	5179	14025	3527	4554	10580	38251	9088
Mn	312	378	247	305	541	103	153	190	253	186	
Trace and Minor Elements	S	6248	5409	5127	5595	214	413	123	1530	5987	4757
	P	245	130	89	53	61	60	59	172	71	186
	Sr	513	418	432	439	318	1289	166	432	600	550
	Ba	68	53	43	31	19	19	19	29	46	41
	Be	7.3	5.3	1.6	1.8	5.4	2.9	1.4	1.6	6.6	1.5
	Ti	144	85	112	8	7	7	29	42	8	142
	Ni	6	6	9	4	4	2	3	7	4	10
	Zn	69	52	22	26	33	22	8	38	83	30
	Pb	2	3	2	0.9	0.8	2	2	0.8	3	2
	Cu	5	14	18	4	3	5	8	5	2	6
	Cr	13	7	5	4	4	2	4	8	14	11
	Cd	10.4	9.9	2.8	2.8	1.2	2.1	3.6	5.7	21.1	3.2
	U	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.5	0.2	0.2	0.1	0.2
Th	2.49	2.31	2.29	2.13	2.14	2.12	2.18	2.22	2.15	2.4	
Rare Earth Elements	La	8	7	7	7	6	7	7	7	6	8
	Ce	11	10	11	9	11	9	9	10	8	11
	Pr	1.04	0.91	0.97	0.78	0.77	0.77	0.83	0.83	0.78	0.96
	Nd	4.5	4	4.2	3.5	3.5	3.5	3.7	3.8	3.5	4.2
	Sm	1.26	1.16	1.16	1.03	1.03	1.03	1.08	1.08	1.04	1.18
	Eu	0.21	0.18	0.18	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.18
	Gd	1.24	1.08	1.07	0.93	0.95	0.95	0.98	0.99	0.95	1.07
	Tb	0.12	0.11	0.1	0.11	0.08	0.09	0.08	0.1	0.11	0.11
	Dy	1.16	1.01	0.96	0.83	0.87	0.87	0.87	0.9	0.89	0.98
	Ho	0.09	0.092	0.098	0.085	0.1	0.1	0.099	0.11	0.091	0.096
	Er	0.55	0.44	0.39	0.32	0.37	0.36	0.34	0.37	0.39	0.42
	Yb	0.5	0.4	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.6	0.3
	Lu	0.08	0.05	0.09	0.09	0.05	0.09	0.08	0.07	0.07	0.09

به‌طور گسترده استفاده می‌شود (Qishlaqi and Moore, 2007). این روش‌ها در تعیین منشأ عناصر،

ارزیابی تغییرات عناصر و عوامل کنترل کننده آنها نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد (Kelly et al.,)

(1996). بدین منظور در این بخش از روش آماری ماتریس همبستگی پیرسون (Pearson, 1896) برای

تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی استفاده شده است (جدول ۴-۱۱).

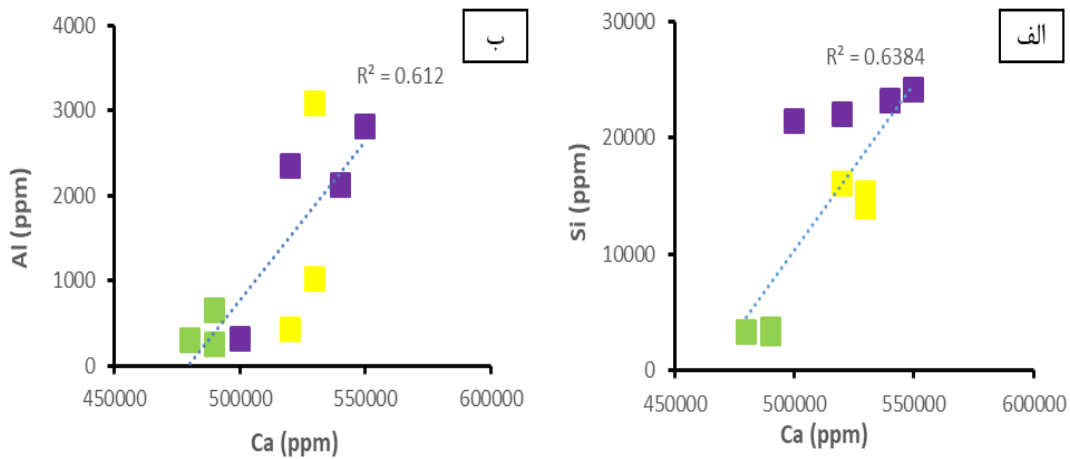
جدول ۴-۱۰: مقادیر حداقل، حداکثر و میانگین برخی عناصر اندازه‌گیری شده در نمونه‌های تراورتن آذرشهر به همراه مقادیر این عناصر در پوسته قاره‌ای، آهک‌های جهانی و محدوده تراورتن‌های ترموژن (T) و متئوژن (M) دنیا

Sample	Min	Max	Mean	Continental Crust (Wedepohl, 1995)	Average Limestone (Turekian and Wedepohl, 1961)	M (Pentecost, 2005)	T (Pentecost, 2005)
Major Elements	Ca	480000	550000	520000	42400	-	-
	Si	3215	24150	18500	277000	24000	140-22000
	Al	256	3090	1335	82000	8500	100-15000
	Mg	743	7226	2276	23300	47000	180-8000
	K	220	1325	647	20900	2700	147-5500
	Na	123	2663	886	23600	400	200-1300
	Fe	3527	38251	13636	56300	3800	46-4000
	Mn	103	541	266	950	1100	5-1600
Trace and Minor Elements	S	123	6248	3540	350	1200	240-14000
	P	53	245	112	1050	400	8-950
	Sr	166	1289	370	370	610	9-2930
	Ba	19	68	36	425	10	2-10000
	Be	1.4	7.3	4.2	2.6	-	0.05-1.2
	Ti	5	144	58	5600	400	30-2730
	Ni	2	10	5.5	20	12.5	4-116
	Zn	8	83	38	70	17.5	4-680
	Pb	0.8	3	6.5	15	6.5	2-31
	Cu	2	18	7	55	6	0.5-192
	Cr	2	14	7.2	102	10.5	1-117
	Cd	1.2	21.1	6.28	0.1	0.7	-
	U	0.1	0.5	0.26	2.7	2.3	0.4-0.7
	Th	2.12	2.49	2.2	9.6	1.7	0.1-0.4

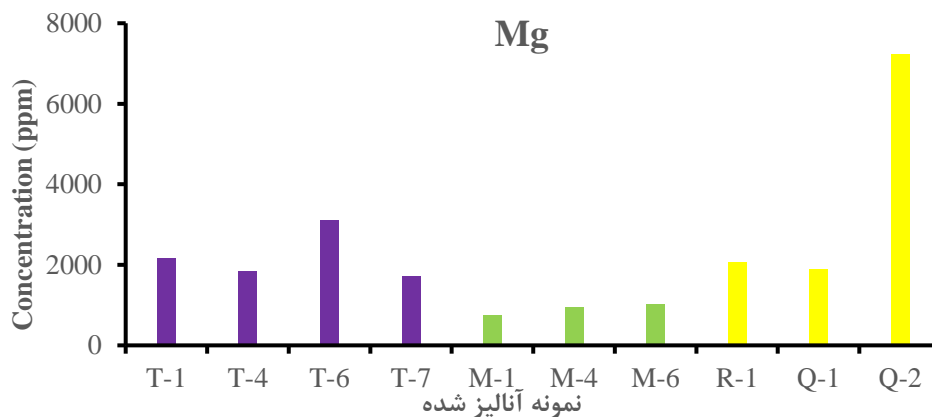
این عناصر رفتار ژئوشیمیایی مشابهی دارند و در بیشتر محیط‌ها با یکدیگر یافت می‌شوند و احتمالاً منشأ یکسانی دارند (Ibrahim et al., 2017). در شکل (۴-۱۷) نمودار ارتباط کلسیم در مقابل آلومینیوم رسم شده است که نشان‌دهنده همبستگی قوی بین این دو عنصر است و مشابه رابطه کلسیم با سیلیسیم است. مقادیر منیزیم در نمونه‌های منطقه در محدوده ۷۴۳ تا ۷۲۲۶ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۲۷۶ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند (جدول ۴-۱۰ و شکل ۴-۱۸). مقادیر بالای Mg در نمونه‌های چشمه قزل‌داغ و تاپتاپان (شکل ۴-۱۹) احتمالاً به خاطر انحلال سازندهای دولومیتی منطقه (سازند الیکا و میلا) می‌باشد (شکل ۲-۵). جدول (۴-۱۱)، همبستگی مثبت Ca با Mg را نشان می‌دهد که می‌تواند مؤید این باشد که Mg در بلورهای کلسیت جایگزین کلسیم شده است. مقادیر اندازه‌گیری شده توسط پنتکاست (Pentecost, 2005) برای Mg در تراورتن‌های ترموزن در محدوده (۶۰ تا ۳۵۰۰۰ پی‌پی‌ام) و برای تراورتن‌های متئوزن بین (۱۸۰ تا ۸۰۰۰ پی‌پی‌ام) می‌باشد (جدول ۴-۱۰). مقادیر اندازه‌گیری شده Mg در نمونه‌های مورد مطالعه برای هر دو محدوده ترموزن و متئوزن هم‌پوشانی نشان می‌دهد و نمی‌توان به طور قطعی در مورد ترموزن یا متئوزن بودن این تراورتن‌ها بحث کرد. غلظت Mg در تراورتن‌های آراگونیتی آب‌های سرد به ندرت از ۱۰ پی‌پی‌ام فراتر می‌رود (Pentecost, 2005) مگر در زمانی که تبخیر صورت گیرد و غلظت Mg افزایش یابد. مطابق جدول (۴-۱۰) میانگین غلظت این عنصر در نمونه‌های منطقه (۲۲۷۶ پی‌پی‌ام) می‌باشد و خیلی کمتر از غلظت آن در پوسته قاره‌ای (۲۳۳۰۰ پی‌پی‌ام) و میانگین آهک‌های جهانی (۴۷۰۰۰ پی‌پی‌ام) است. همچنین میانگین غلظت Mg در نمونه تراورتن عهد حاضر چشمه‌های قزل‌داغ و تاپتاپان بیشتر از نمونه‌های قدیمی تراورتن در معادن منطقه است (شکل ۴-۱۹). تاکر و رایت (Tucker and Wright, 1990) تغییرات غلظت عنصر Mg را با تغییرات دما مرتبط دانسته‌اند و این مسئله می‌تواند در میزان اشباع شدگی و ته‌نشست تراورتن‌ها موثر باشد.

(ب) آهن (Fe) - منگنز (Mn)

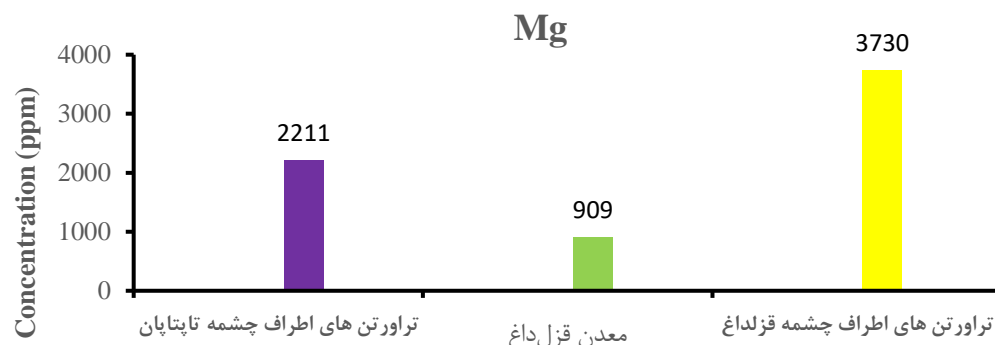
میزان Fe در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه از ۳۵۲۷ تا ۳۸۲۵۱ پی‌پی‌ام متغیر است (جدول ۴-۹ و ۴-۱۰). بیشترین مقدار Fe در نمونه تراورتن تشکیل شده در دهانه چشمه قزل‌داغ (Q-1) با میزان ۳۸۲۵۱ پی‌پی‌ام مشاهده شده است. کمترین مقدار Fe در نمونه قدیمی تراورتن معدن اطراف چشمه قزل‌داغ (M-4) به میزان ۳۵۲۷ پی‌پی‌ام می‌باشد (شکل ۴-۲۰). میزان Fe اندازه‌گیری شده برای تراورتن‌های



شکل ۴-۱۷: نمودار تغییرات غلظت کلسیم در مقابل سیلیسیم و آلومینیوم در نمونه‌های منطقه آذرشهر

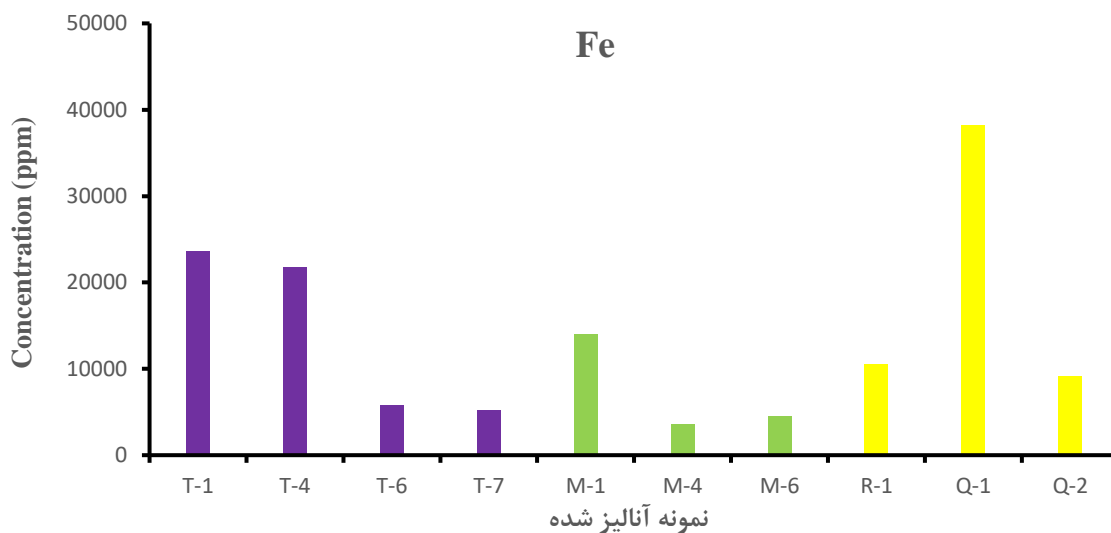


شکل ۴-۱۸: نمودار غلظت منیزیم در نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر

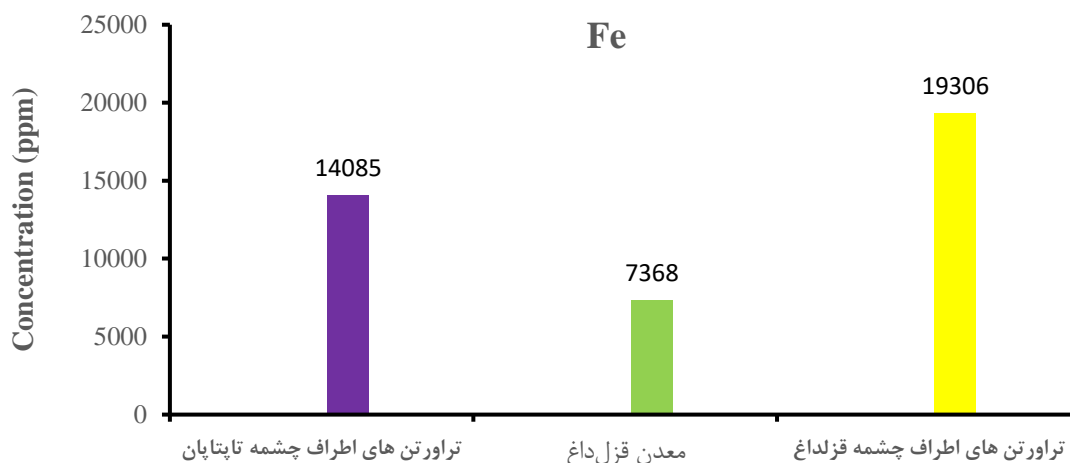


شکل ۴-۱۹: نمودار میانگین غلظت منیزیم در نمونه‌های تراورتن تشکیل شده در اطراف چشمه‌ها و نمونه‌های قدیمی تراورتن معدن قزل داغ

ترموژن جهانی ۵۰ تا ۳۷۰۰۰ پی‌پی‌ام و برای تراورتن‌های متئوزن جهانی ۴۶ تا ۴۰۰۰ پی‌پی‌ام می‌باشد (Pentecost, 2005). این اطلاعات نشان‌دهنده مشابهت مقادیر تراورتن آذرشهر با مقادیر میانگین تراورتن‌های ترموژن می‌باشد. میانگین Fe در پوسته زمین نسبت به سایر فلزات بالاست و به حدود ۵ درصد می‌رسد (Kabata-Pendias, 2010). مطابق جدول (۴-۱۰) میانگین غلظت این عنصر در نمونه‌های منطقه ۱۳۶۳۶ پی‌پی‌ام می‌باشد که کمتر از غلظت آن در پوسته قاره‌ای (۵۶۳۰۰ پی‌پی‌ام) و بیشتر از میانگین آهک‌های جهانی (۳۸۰۰ پی‌پی‌ام) است. معمولاً آب‌های زیرزمینی و متئوریک در حین عبور از واحدهای سنگی منطقه، مواد محلول (از جمله آهن) را با خود حمل کرده و در سطح به سبب تغییرات pH و Eh به همراه کربنات کلسیم به صورت ناخالصی ته‌نشین می‌کنند (Pentecost, 2005). در مواردی که تراورتن با مواد ارگانیکی تجمع یافته‌اند؛ ترکیبات آهن سه‌ظرفیتی پس از احیا شدن نیز می‌توانند در خلال دیاژنز وارد شبکه کلسیت شوند. آهن و منگنز ترجیحاً وارد شبکه کلسیت پر منیزیم می‌شوند (Pentecost, 2005). میانگین غلظت آهن تراورتن‌های تشکیل شده در اطراف چشمه‌های تاپتاپان و قزل داغ بیشتر از میانگین غلظت آن در نمونه قدیمی تراورتن معدن قزل داغ است (شکل ۴-۲۱).



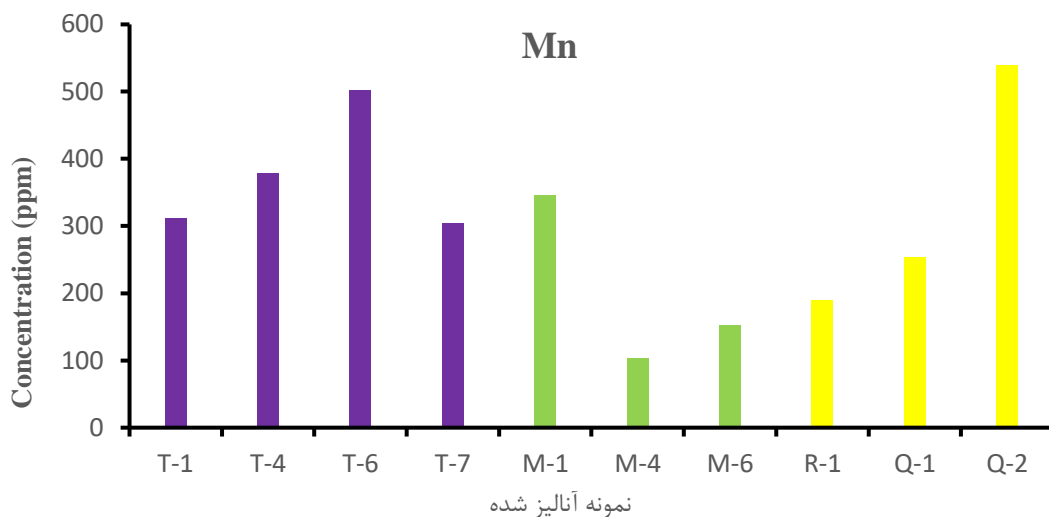
شکل ۴-۲۰: نمودار غلظت Fe در نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر



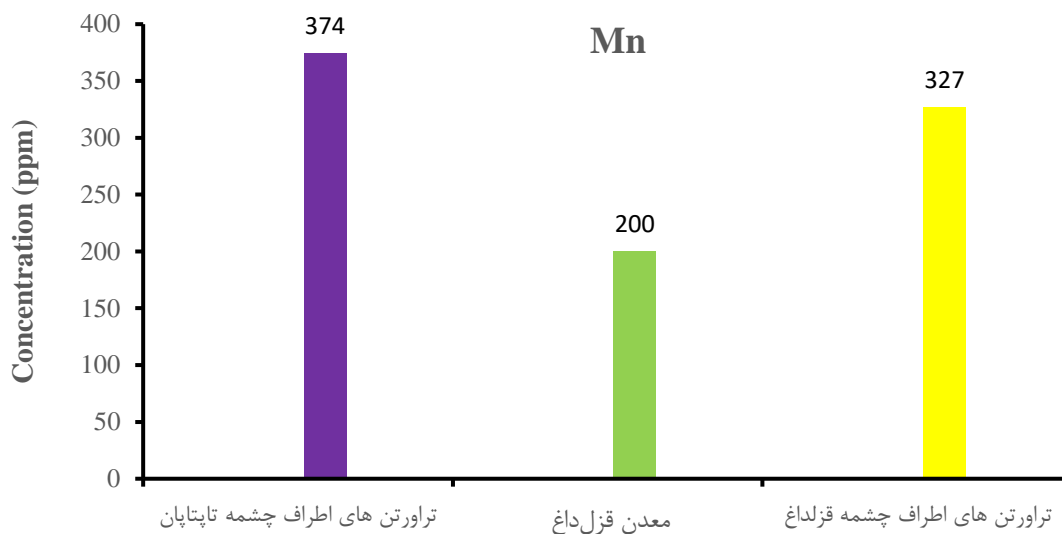
شکل ۴-۲۱: نمودار میانگین غلظت Fe در نمونه‌های تراورتن تشکیل شده در اطراف چشمه‌ها و نمونه‌های قدیمی تراورتن معدن قزلداغ

مقادیر Mn نمونه‌های منطقه در حدود ۱۰۳ تا ۵۴۱ پی‌پی‌ام می‌باشد. مقادیر اندازه‌گیری شده Mn توسط (Pentecost, 2005) برای تراورتن‌های ترموزن (۸ تا ۳۴۰۰ پی‌پی‌ام) و برای تراورتن‌های متئوزن (۵ تا ۱۶۰۰ پی‌پی‌ام) می‌باشد، که با مقادیر اندازه‌گیری شده Mn در نمونه‌های مورد مطالعه برای هر دو محدوده ترموزن و متئوزن تشابه دارد. مطابق جدول (۴-۱۰)، میانگین غلظت این عنصر در نمونه‌های

منطقه ۲۶۶ پی پی ام می باشد و کمتر از غلظت آن در پوسته قاره‌ای (۹۵۰ پی پی ام) و آهک‌های جهانی (۱۱۰۰ پی پی ام) است. آهن و منگنز ارتباط نزدیکی با هم دارند، زمانی که سطح Fe بالا باشد، Mn تمایل دارد تا با آن رسوب کند اما زمانی که Fe کم باشد منگنز تمایل دارد در شبکه کربنات کلسیم جای‌گیری کند (Pentecost, 2005). پایین بودن مقادیر Mn نشان‌دهنده سرعت بالای رسوب‌گذاری در منطقه است (Jones and Renault, 2010). غلظت بالای Mn در دو نمونه تופا (Q-2 و T-6) احتمالاً مرتبط با وجود گیاهان در حال تشکیل با تراورتن‌ها است (شکل ۴-۲۲)، که حاوی غلظت بالای Mn در ساختار خود هستند (Obeidat, 1992). میانگین Mn در نمونه‌های تراورتن چشمه تاپتاپان بیشتر از میانگین آن در چشمه قزل‌داغ است (شکل ۴-۲۳) که نشان‌دهنده سرعت بالای ته‌نشست کربنات کلسیم در چشمه قزل‌داغ است. کابوی و همکاران (Caboi et al., 1991) دریافتند که منگنز به طور کلی با کلسیت و آهن با کانی‌های آواری همراه است. ضریب همبستگی بین Ca و Mn (جدول ۴-۱۱) منفی است که می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که Mn احتمالاً وارد کربنات کلسیم شده و جایگزین Ca شده است.



شکل ۴-۲۲: نمودار غلظت منگنز در نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر

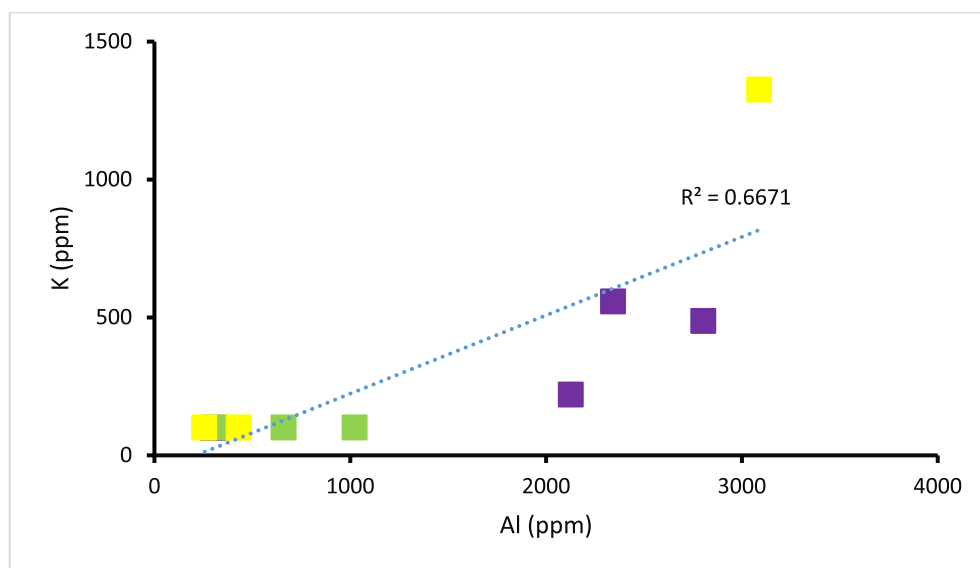


شکل ۴-۲۳: نمودار میانگین غلظت منگنز در نمونه‌های تراورتن تشکیل شده در اطراف چشمه‌ها و نمونه‌های قدیمی تراورتن معدن قزل داغ

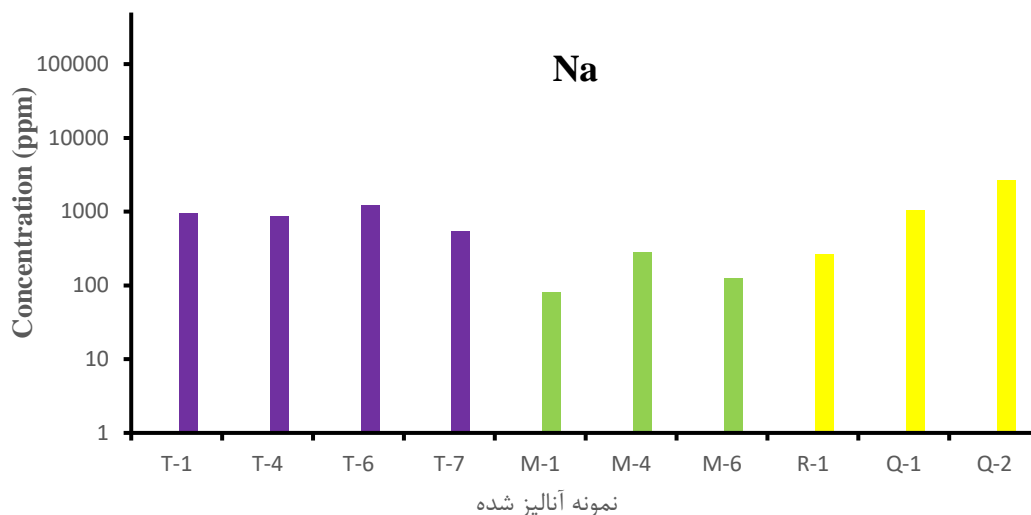
ج) سدیم (Na) و پتاسیم (K)

غلظت میانگین Na و K در نمونه‌های تراورتن آذرشهر به ترتیب ۸۸۶ و ۶۴۷ پی‌پی‌ام است و مشابه تراورتن‌های ترموزن Matlock Bath انگلستان (Pentecost and Askew, 1999) است. مقادیر اندازه‌گیری شده سدیم و پتاسیم توسط (Pentecost, 2005) به ترتیب برای تراورتن‌های ترموزن (۷ تا ۲۹۴۰ و ۸ تا ۵۵۰۰ پی‌پی‌ام) و برای تراورتن‌های متئوزن (۲۰۰ تا ۱۳۰۰ و ۱۴۷ تا ۵۵۰۰ پی‌پی‌ام) می‌باشد، که با مقادیر اندازه‌گیری شده سدیم و پتاسیم در نمونه‌های مورد مطالعه برای محدوده ترموزن تشابه دارد. بنابراین، تراورتن‌های منطقه آذرشهر از تراورتن‌های نوع ترموزن در نظر گرفته می‌شوند. شکل (۴-۲۴) ارتباط بین پتاسیم با آلومینیوم را نشان می‌دهد که تقریباً همبستگی قوی و مثبتی دارند (جدول ۴-۱۱). این ارتباط نشان‌دهنده فاز کانیاپی یکسان، نظیر کانی‌های رسی (سیلیکات آلومینیوم) است که این دو عنصر در آن یافت می‌شوند و توسط ضریب همبستگی مثبت و قوی (۰/۷۹) بین K و Si تأیید می‌شود (جدول ۴-۱۱).

مقادیر بالای سدیم و پتاسیم در نمونه‌های منطقه می‌تواند به دلیل تأثیر آبهای شور چشمه‌های فعال تراورتن‌ساز باشد. هرچند سدیم و پتاسیم ممکن است جانشین کلسیم شوند ولی اصولاً تمایل به اشغال نقص بلوری دارند و مقادیر آنها با سرعت رشد بلور و میزان آراگونیت رابطه مستقیم دارد (Pentecost, 2005). مقدار Na در نمونه تופا Q-2 افزایش نشان می‌دهد (شکل ۴-۲۵)، که احتمالاً به خاطر کانی‌شناسی آراگونیتی (جدول ۴-۹) و زیاد بودن شوری محیط است. تمرکز سدیم در رسوبات کربناته به درجه شوری، تفریق بیولوژیکی، اثرات جنبشی، ترکیب کانی‌شناسی و عمق آب بستگی دارد (Morrison and Brand, 1986). میانگین غلظت سدیم و پتاسیم در نمونه‌های مورد مطالعه خیلی کمتر از غلظت آنها در پوسته قاره‌ای (به ترتیب ۲۳۶۰۰ و ۲۰۹۰۰ پی‌پی‌ام) است (جدول ۴-۱۰).



شکل ۴-۲۴: نمودار تغییرات غلظت آلومینیوم در مقابل پتاسیم



شکل ۴-۲۵: نمودار غلظت سدیم در نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر

(د) آلومینیوم (Al)

آلومینیوم (Al) یک فلز نرم، نقره‌ای و چکش‌پذیر با چگالی ۲/۷ است که سومین عنصر فراوان و فراوان‌ترین فلز در پوسته کره زمین است. میزان Al در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه از ۲۵۶ تا ۳۰۹۰ پی‌پی‌ام متغیر است (جدول ۴-۱۰). بیشترین مقدار Al (۳۰۹۰ پی‌پی‌ام) در نمونه توفان دهانه چشمه قزل‌داغ (Q-2) مشاهده شده است (جدول ۴-۱۰). مقادیر اندازه‌گیری شده توسط پنتکاست (Pentecost, 2005) برای Al در تراورتن‌های ترموزن و متئوزن به ترتیب ۴۱۰ تا ۸۲۰۰ و ۱۰۰ تا ۱۵۰۰۰ پی‌پی‌ام می‌باشد. مقادیر اندازه‌گیری شده آلومینیوم برای نمونه‌های منطقه آذرشهر با مقادیر هر دو نوع تراورتن ترموزن و متئوزن هم‌پوشانی دارد. میانگین غلظت آلومینیوم در پوسته قاره‌ای (۸۲۰۰ پی‌پی‌ام) می‌باشد، حال آنکه میانگین آلومینیوم در نمونه‌های منطقه آذرشهر (۱۳۳۵ پی‌پی‌ام) بسیار پایین‌تر از میانگین پوسته قاره‌ای است. همچنین میانگین غلظت Al در نمونه‌های منطقه آذرشهر از میانگین غلظت آهک‌های جهانی (۸۵۰۰ پی‌پی‌ام) نیز کمتر می‌باشد (جدول ۴-۱۰).

با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی عناصر اصلی صورت گرفته بر روی تراورتن‌های منطقه آذرشهر عناصر Fe، Na و K به خوبی بر ترموژن بودن این تراورتن‌ها تأکید دارند اما بر اساس سایر عناصر اصلی به طور دقیق نمی‌توان نوع تراورتن‌ها را تشخیص داد.

۴-۲-۳-۲- ترکیب عناصر فرعی و کمیاب

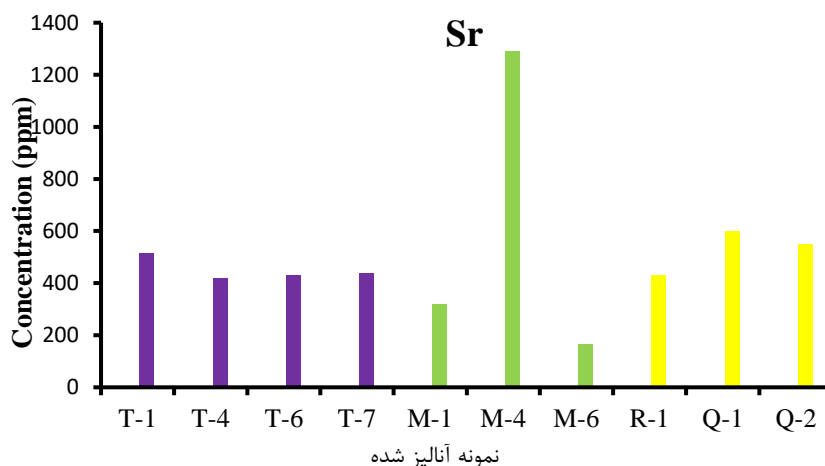
الف) استرانسیوم (Sr)

میزان Sr در نمونه‌های کل کربناته مناطق حاره‌ای عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام در تغییر است (Milliman, 1974). این مقدار در نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله بین ۱۶۰۰ تا ۵۰۰۰ پی‌پی‌ام (به طور متوسط ۳۲۵ پی‌پی‌ام) است (Rao and Adabi, 1992). یکی از عواملی که در مقادیر Sr مؤثر است ترکیب کانی‌شناسی کربنات‌ها می‌باشد. به‌طور کلی مقادیر Sr در کلسیت کمتر از مقادیر آن در آراگونیت است. تبدیل آراگونیت به کلسیت در جریان گردش آب‌های جوی در اعماق باعث تشکیل کلسیت با مقدار استرانسیوم کمتر می‌شود (Pentecost, 2005). مقادیر Sr در نمونه‌های منطقه از ۱۶۶ تا ۱۲۸۹ پی‌پی‌ام متغیر است (جدول ۴-۹ و ۴-۱۰). کمترین و بیشترین مقدار Sr به ترتیب مربوط به نمونه‌های M-6 و M-4 معدن تراورتن قزل‌داغ می‌باشد (جدول ۴-۱۰ و شکل ۴-۲۶). برخی از محققین افزایش مقادیر Sr را با فعالیت‌های باکتریایی مرتبط می‌دانند (Ferris et al., 1995; Fortin et al., 1997). مقادیر Sr با افزایش میزان آراگونیت افزایش و با افزایش میزان کلسیت کاهش می‌یابد (Rao and Adabi, 1992). بالا بودن غلظت استرانسیوم و ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی نمونه‌ها با توجه به نتایج XRD و ICP-MS (جدول ۴-۹) در نمونه‌های مربوط به چشمه تاپتاپان و قزل‌داغ می‌تواند تأیید کننده این موضوع باشد به طوری‌که نمونه M-4 که از معادن قدیمی تراورتن قزل‌داغ گرفته شده است، بر اساس نتایج XRD بیش از ۱۵ درصد آراگونیت دارد و در بین نمونه‌ها بیشترین مقدار Sr را به خود نسبت داده است. افزایش مقادیر آراگونیت در تراورتن‌های قدیمی می‌تواند مرتبط با تبلور مجدد این

کانی باشد (Ibrahim et al., 2017). بالا بودن میزان استرانسیوم در آراگونیت را می‌توان به شبکه باز ارتورومبیک آراگونیت نسبت داد. زیرا کاتیون‌هایی که بزرگتر از کلسیم هستند (نظیر Sr، Na، B و U) ترجیحاً در شبکه باز ارتورومبیک آراگونیت جای می‌گیرند (Pentecost, 2005). همانطور که قبلاً نیز اشاره شد، مطالعات فوکه و همکاران (Fouke et al., 2000)، نشان می‌دهد که در چشمه‌های تراورتن‌ساز با دمای بیش از ۴۴ درجه سانتی‌گراد فقط آراگونیت ته‌نشین می‌شود، و در صورتیکه دما بین ۳۰ تا ۴۰ درجه سانتی‌گراد باشد هر دو کانی کلسیت و آراگونیت تشکیل می‌شوند. اما در دماهای کمتر از ۲۰ درجه سانتی‌گراد عمدتاً کلسیت تشکیل می‌شود. در چشمه آبگرم ماموت آمریکا، تراورتن‌ها شامل بیش از ۹۰٪ آراگونیت هستند و کلسیت زمانی تشکیل می‌شود که آب کاملاً سرد شده باشد (Sturchio, 1990). نسبت استرانسیوم در تراورتن‌های تشکیل شده در دماهای بالاتر افزایش می‌یابد (Fouke et al., 2000). بنابراین، درجه حرارت پایین (۱۵ تا ۲۶ درجه سانتی‌گراد) در چشمه‌های تراورتن‌ساز آذرشهر، می‌تواند عامل غلظت پایین استرانسیوم و ترکیب غالب کلسیتی تراورتن‌های این منطقه باشد.

وایزر و دموویچ (Veizer and Demovic, 1974) و کینسمن (Kinsman, 1989) دریافتند که مهمترین فاکتور کنترل کننده توزیع Sr در کربنات‌ها مربوط به انحلال دیاژنزی است. به عنوان مثال، همبستگی مناسبی بین مقادیر Sr و تخلخل پیدا کردند، به این صورت که با کاهش تخلخل در کلسیت مقادیر Sr کاهش می‌یابد. تراورتن‌های قدیمی در معادن آذرشهر تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی نظیر سنگ‌شدگی، افزایش تراکم، کاهش منافذ و سیمانی شدن قرار گرفته‌اند، ولی تراورتن‌های چشمه‌های تاپتاپان و قزل‌داغ کمتر تحت تأثیر این فرآیندها قرار گرفته‌اند و تراکم کم، منافذ زیاد و سیمان‌شدگی ضعیفی دارند. مقادیر Sr در نمونه‌های تراورتن Q-1 و T-1 چشمه‌های تاپتاپان و قزل‌داغ که کمتر تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی قرار گرفته‌اند با وجود ترکیب کلسیتی‌شان، از مقادیر Sr در نمونه‌های سنگ‌های قدیمی تراورتن M-1 و M-6 بیشتر است (شکل ۴-۲۶). همبستگی منفی بین Sr و Ca (جدول ۴-۱۱) در نمونه‌های

تراورتن منطقه نشان‌دهنده جایگزینی Ca توسط Sr در شبکه بلوری کلسیت است. مقادیر اندازه‌گیری شده توسط پنتکاست (Pentecost, 2005) برای Sr در تراورتن‌های ترموژن ۲۰ تا ۱۴۰۰۰ پی‌پی‌ام و برای تراورتن‌های متئوژن ۹ تا ۲۹۳۰ پی‌پی‌ام می‌باشد. مقادیر اندازه‌گیری شده Sr برای نمونه‌های منطقه در مقایسه با مقادیر این عنصر در میانگین تراورتن‌های ترموژن و متئوژن جهانی مشخص می‌نماید که نمی‌توان با استفاده از مقادیر Sr نیز به طور قطعی نوع ترموژن یا متئوژن بودن تراورتن‌های آذرشهر را مشخص کرد. مطابق جدول (۴-۱۰)، میانگین غلظت Sr در نمونه‌های منطقه آذرشهر ۵۱۶ پی‌پی‌ام می‌باشد که از میانگین Sr در پوسته قاره‌ای (۳۷۰ پی‌پی‌ام) بیشتر و از میانگین Sr در آهک‌های جهانی (۶۱۰ پی‌پی‌ام) کمتر است.



شکل ۴-۲۶: مقادیر غلظت Sr در نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر

(ب) گوگرد (S)

تراورتن‌ها، به ویژه آنهایی که در اطراف چشمه‌های آب‌گرم شکل می‌گیرند، معمولاً با کانی‌های هیدروترمال که دارای طیف وسیعی از عناصر هستند، همراهند (Pentecost, 2005). گوگرد در کانسارهای گرمابی فعال در نتیجه اکسیداسیون سولفید هیدروژن تشکیل می‌شود (Pentecost, 2005). در چشمه‌های آب‌گرم، در نزدیک دهانه چشمه‌ها و همچنین بر روی سطح آبشارها یافت می‌شود و مقادیر

آن در نهشته‌های تراورتن معمولاً از ۶۳۰ تا ۵۲۸۸ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند (Fouke et al., 2000). مقادیر گوگرد در نمونه‌های تراورتن آذرشهر از ۱۲۳ تا ۶۲۴۸ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند (جدول ۴-۱۰). نمونه‌های تراورتن عهد حاضر تشکیل شده در اطراف چشمه‌های قزل‌داغ و تاپتاپان میانگین گوگرد بیشتری نسبت به نمونه‌های تراورتن قدیمه معدن قزل‌داغ دارند (شکل ۴-۲۷). گوگرد در نهشته‌های تراورتن با گذشت زمان توسط میکروارگانیزم‌ها و اکسیژن جوی، اکسید شده (Cipriani et al., 1977) و به مقدار قابل توجهی کاهش می‌یابد. با توجه به مقادیر گوگرد در تراورتن‌های نوع ترموژن (۱۴ تا ۷۴۰۰ پی‌پی‌ام) و متئوژن (۲۴۰ تا ۱۴۰۰۰ پی‌پی‌ام) (Pentecost, 2005) نمی‌توان نمونه‌های تراورتن آذرشهر را در رده تراورتن‌های ترموژن یا متئوژن قرار داد. همچنین میانگین مقادیر گوگرد در نمونه‌های تراورتن آذرشهر نسبت به میانگین پوسته قاره‌ای و آهک‌های جهانی بیشتر است (جدول ۴-۱۰).

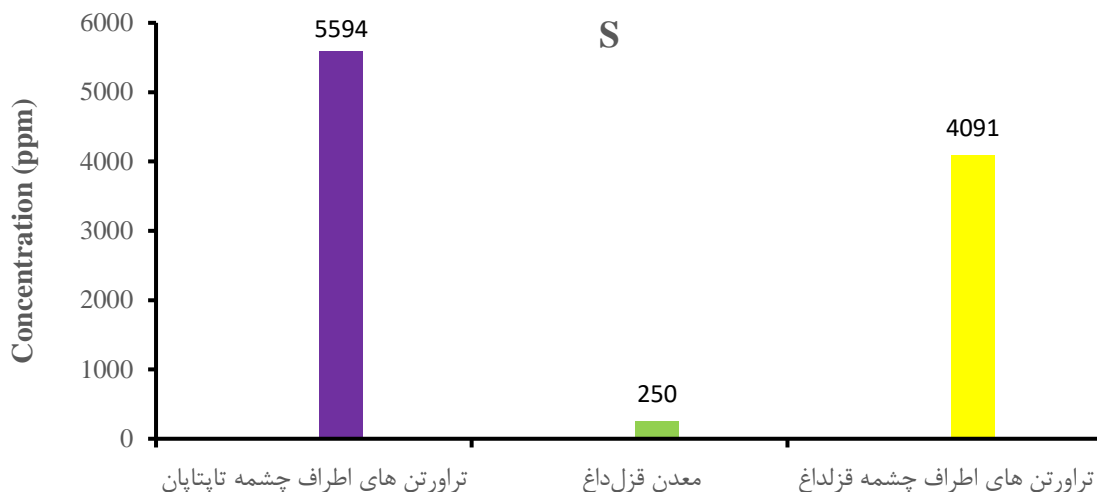
ج) باریم (Ba)

بر اساس گزارشات پنتکاست (Pentecost, 2005)، باریم در تراورتن‌ها به علت تفاوت شعاع یونی با کلسیم به راحتی نمی‌تواند وارد شبکه بلوری کلسیت شود اما احتمالاً می‌تواند وارد شبکه بلوری آراگونیت شود. مطالعات انجام شده توسط تونوس‌اوغلو و همکاران (Tunusoglu et al., 2007) نیز نتایج مشابهی را نشان داده است و این رفتار را با ساختار بلوری اورتورومبیک یکسان در آراگونیت و سولفات باریم مرتبط دانسته‌اند. تغییر شکل آراگونیت به کلسیت باعث کاهش باریم می‌شود (Teboul et al., 2016). پنتکاست (Pentecost, 2005) مقادیر ۲ تا ۱۰۰۰۰ و ۲ تا ۳۲۰۰۰ پی‌پی‌ام باریم را به ترتیب برای تراورتن‌های متئوژن و ترموژن گزارش کرده است و لذا بر این اساس نمی‌توان به طور قطعی ترموژن یا متئوژن بودن نمونه‌های تراورتن آذرشهر را مشخص نمود. میانگین باریم در نمونه‌های منطقه آذرشهر ۳۶ پی‌پی‌ام می‌باشد که در مقایسه با میانگین پوسته قاره‌ای (۴۲۵ پی‌پی‌ام) و سنگ آهک‌های جهانی (۱۰ پی‌پی‌ام) به ترتیب کمتر و بیشتر می‌باشد (جدول ۴-۱۰). همچنین میانگین باریم در نمونه‌های تراورتن قدیمه

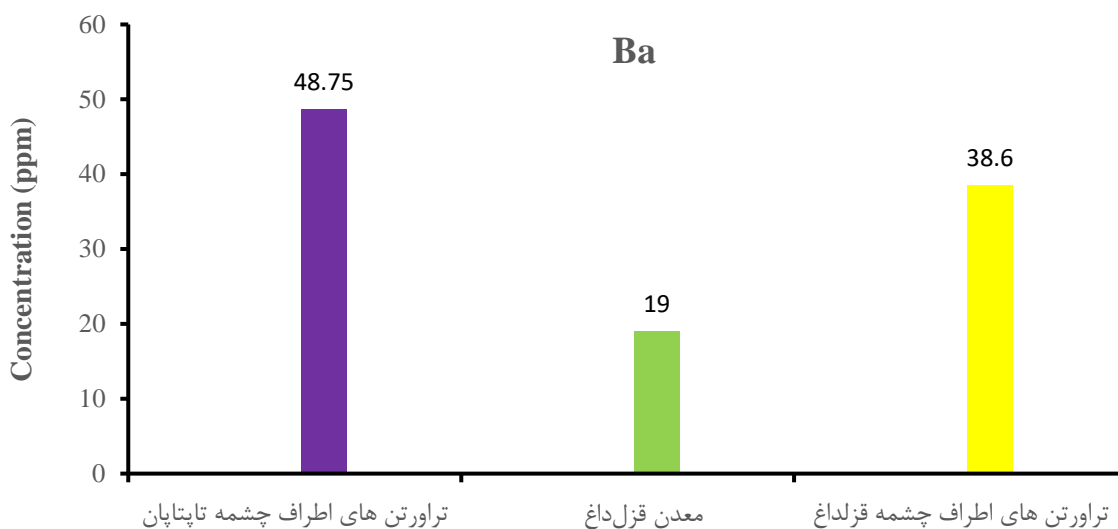
معدن قزل داغ نسبت به نمونه‌های تراورتن عهد حاضر چشمه‌های قزل داغ و تاپتاپان کمتر می‌باشد که احتمالاً به خاطر شرایط دیاژنزی و تبدیل شدن آراگونیت به کلسیت می‌باشد (شکل ۴-۲۸)

(د) فسفر (P)

فسفر (P) از عناصر مهم بیولوژیکی می‌باشد که تحقیقات زیادی از آن در آب‌های شیرین انجام شده است و حلالیت آن عمدتاً به غلظت کلسیم و pH بستگی دارد. فسفر غیرآلی محلول معمولاً به صورت یون ارتوفسفات، عمدتاً HPO_4^{2-} (هیدروژن فسفات) مشتق شده از اسید ارتوفسفوریک وجود دارد (Pentecost, 2005). مطالعات آزمایشگاهی هاوس و دونالدسون (House and Donaldson, 1985) نشان داد که ارتوفسفات (Pi) در مقادیر pH حدود ۷ تا ۹، جذب کلسیت می‌شود، که در بیشتر چشمه‌های تراورتن‌ساز این شرایط وجود دارد. همان‌طور که بلورهای کلسیت از محلول فوق اشباع کربنات کلسیم رشد می‌کنند، ارتوفسفات معمولاً در محل‌های نقص بلوری با کلسیت ترکیب می‌شود (Pentecost, 2005). فاز کانیایی فسفات کلسیم تشکیل شده فقط در غلظت‌های بالای فسفات محلول ($\text{Pi} > 20$) میکرومول بر لیتر) مشاهده می‌شود (Plant and House, 2002) و انتظار نمی‌رود که در آب‌های مرتبط با چشمه‌های تراورتن‌ساز وجود داشته باشد. میانگین ماده آلی تراورتن‌های ترموزن ۴ درصد وزنی است که ۰/۱ درصد فسفر دارد که عمدتاً به صورت فسفات آلی است. کانی‌های آهن‌دار نیز در pH بالاتر در جذب Pi مؤثر هستند و می‌توانند با کلسیت در جذب Pi رقابت کنند (Pentecost, 2005). مطالعات نشان داده که تراورتن‌های نوع ترموزن دارای غلظت فسفر (۱۰۰ تا ۲۰۰ پی‌پی‌ام) هستند (Demovic et al., 1972; Pentecost, 1993). میانگین فسفر در نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر (۱۱۲ پی‌پی‌ام) می‌باشد که با تراورتن‌های ترموزن اندازه‌گیری شده توسط پنتکاست (Pentecost, 2005) مشابه است (جدول ۴-۱۰) و در مقایسه با غلظت میانگین این عنصر در پوسته قاره‌ای (۱۰۵۰ پی‌پی‌ام) و سنگ آهک‌های جهانی (۴۰۰ پی‌پی‌ام) کمتر می‌باشد (جدول ۴-۱۰).



شکل ۴-۲۷: نمودار میانگین غلظت گوگرد در نمونه‌های تراورتن عهد حاضر تشکیل شده در اطراف چشمه‌ها و نمونه‌های قدیمه تراورتن معدن قزل داغ آذرشهر

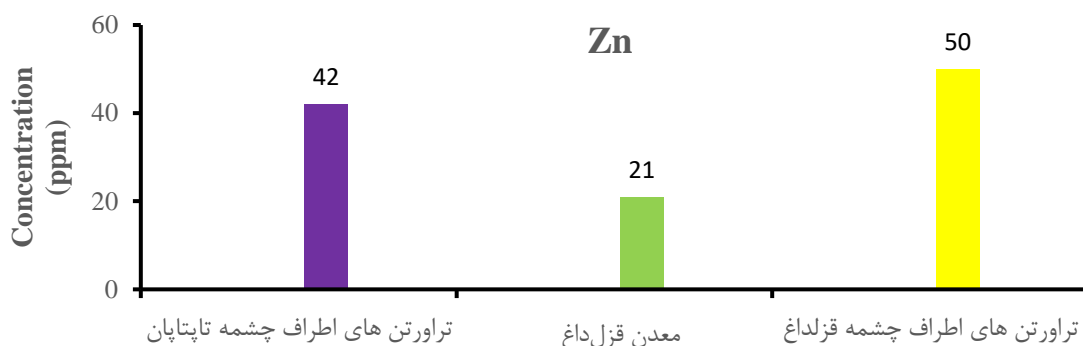


شکل ۴-۲۸: نمودار میانگین غلظت باریم در نمونه‌های تراورتن عهد حاضر تشکیل شده در اطراف چشمه‌ها و نمونه‌های قدیمه تراورتن معدن قزل داغ آذرشهر

هـ) روی (Zn)

میانگین مقادیر تمرکز Zn در پوسته زمین (۵۲ تا ۸۰ پی‌پی‌ام) است و در سنگ‌های ماگمایی توزیع کاملاً یکنواختی دارد، در حالی که در سنگ‌های رسوبی از جمله در رسوبات رسی، مقادیر تا ۱۲۰ پی‌پی‌ام را

نیز نشان می‌دهد (Kabata-Pendias, 2010). در تراورتن‌ها Zn در مقادیر پایین مشاهده می‌شود (Pentecost, 2000). بر اساس مطالعاتی که بر روی تراورتن‌های جنوب آلمان صورت گرفته است، مقادیر Zn تا بیش از ۶۸۰ پی‌پی‌ام نیز گزارش شده است (Savelli and Wedepohl, 1969). مقادیر اندازه‌گیری شده توسط پنتکاست برای Zn در تراورتن‌های ترموزن (۵ تا ۹۸ پی‌پی‌ام) و برای تراورتن‌های متوزن (۴ تا ۶۸۰ پی‌پی‌ام) می‌باشد. بر اساس نتایج حاصل از تجزیه عنصری، مقادیر Zn در نمونه‌های آذرشهر در حدود ۸ تا ۸۳ پی‌پی‌ام می‌باشد که برای هر دو نوع تراورتن هم‌پوشانی دارد. نمونه مربوط به دهانه چشمه قزل‌داغ (Q-1) مقدار بالاتر از میانگین پوسته‌ای را نشان می‌دهد و نمونه سنگ معدن تراورتن (M-6) کمترین میزان Zn را دارد (جدول ۴-۹). مطابق جدول (۴-۱۰)، میانگین تمرکز Zn در نمونه‌ها (۳۸ پی‌پی‌ام) نیز بیشتر از میانگین این عنصر در سنگ‌های آهکی (۱۷/۵ پی‌پی‌ام) می‌باشد. شکل (۴-۲۹) میانگین غلظت عنصر Zn را در نقاط مختلف نمونه‌برداری را نشان می‌دهد. غلظت Zn در سنگ‌های تراورتن قدیمی معدن قزل‌داغ کمتر از غلظت آن در تراورتن‌های عهد حاضر اطراف چشمه‌های قزل‌داغ و تاپتاپان است (شکل ۴-۲۹).

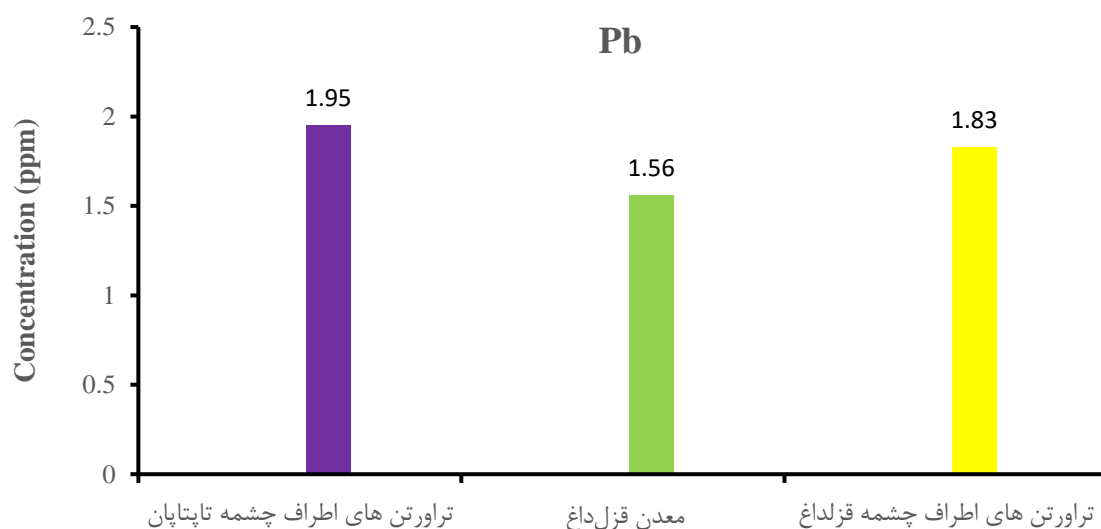


شکل ۴-۲۹: نمودار میانگین غلظت روی در نمونه‌های تراورتن عهد حاضر تشکیل شده در اطراف چشمه‌های تراورتن-ساز و نمونه‌های تراورتن قدیمی معدن قزل‌داغ

و) سرب (Pb)

سرب عنصر شیمیایی است که در جدول تناوبی با نشان Pb و عدد اتمی ۸۲ وجود دارد. فراوانی Pb در پوسته زمین حدود ۱۵ پی‌پی‌ام می‌باشد (Kabata-Pendias, 2010). سرب به راحتی می‌تواند در شبکه

آراگونیت جایگیری کند اما به دلیل غلظت کم این عنصر، مقادیر بالایی از آن گزارش نشده است (Pentecost, 2005). غلظت Pb در نمونه‌های منطقه از ۰/۸ تا ۳ پی‌پی‌ام در تغییر می‌باشد (جدول ۴-۱۰). مقادیر اندازه‌گیری شده توسط پنتکاست برای تراورتن‌های ترموزن و متئوزن به ترتیب ۲-۲۲۸ و ۲-۳۱ پی‌پی‌ام می‌باشد. مقادیر Pb اندازه‌گیری شده برای نمونه‌ها کمتر از متوسط تراورتن‌های جهانی می‌باشد. همان‌طور که در جدول (۴-۱۰) مشاهده می‌شود، نمونه‌های منطقه آذرشهر مقادیر Pb کمی نشان می‌دهند که در این میان نمونه‌های چشمه تاپتاپان بیشترین مقدار Pb را دارند (شکل ۴-۳۰). فراوانی سرب در پوسته قاره‌ای حدود (۱۵ پی‌پی‌ام) و در آهک‌های جهانی (۶/۵ پی‌پی‌ام) است که در مقایسه با نمونه‌های تراورتن آذرشهر (۲/۲ پی‌پی‌ام) دارای غلظت بیشتری هستند (جدول ۴-۱۰).

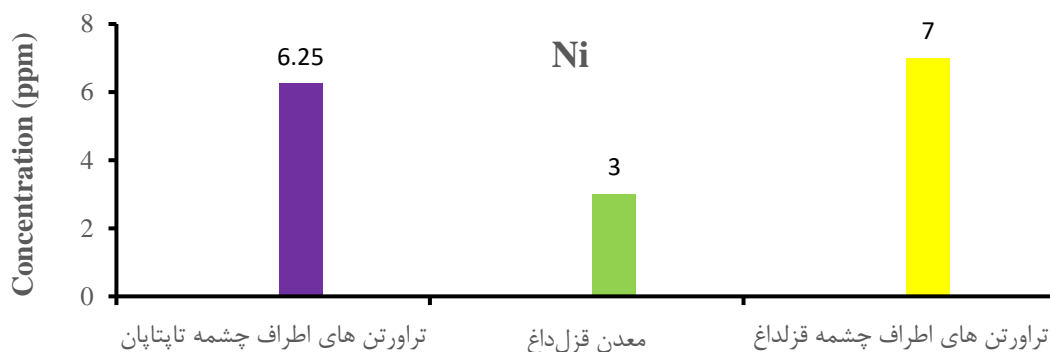


شکل ۴-۳۰: نمودار میانگین غلظت سرب در نمونه‌های تراورتن عهد حاضر تشکیل شده در اطراف چشمه‌های تراورتن-ساز و نمونه‌های تراورتن قدیمی معدن قزل‌داغ

ز) نیکل (Ni)

نیکل با عدد اتمی ۲۸ متعلق به گروه ۱۰ جدول تناوبی می‌باشد. این عنصر در گروه فلزات آهنی همراه با Co و Fe قرار می‌گیرد. میانگین فراوانی نیکل در پوسته قاره‌ای تقریباً ۲۰ پی‌پی‌ام می‌باشد (جدول ۴-۱۰). در حالی که Ni در سنگ‌های الترامافیک در محدوده ۱۴۰۰ تا ۲۰۰۰ پی‌پی‌ام دیده می‌شود. این

غلظت با افزایش اسیدپتیه سنگ کاهش می‌یابد و در سنگ‌های اسیدی گرانیته به حدود (۵ تا ۲۰ پی‌پی‌ام) می‌رسد. سنگ‌های رسوبی دارای Ni کمی در حدود (۵ تا ۹۰ پی‌پی‌ام) هستند که رسوبات رسی دارای بیشترین مقدار هستند (Kabata-Pendias, 2010). عنصر Ni در تراورتن‌ها به ندرت بیشتر از ۲۰ پی‌پی‌ام گزارش شده است (Pentecost, 2005). مقادیر Ni در تراورتن‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده ۲ تا ۱۰ پی‌پی‌ام می‌باشد (جدول ۴-۹ و ۴-۱۰). به ترتیب کمترین و بیشترین مقدار Ni مربوط به نمونه M-4 و Q-2 است (جدول ۴-۹). میانگین غلظت Ni در نمونه‌های تراورتن عهد حاضر چشمه قزل‌داغ با ۷ پی‌پی‌ام بیشتر از چشمه تاپتاپان و سنگ‌های تراورتن قدیمی منطقه است (شکل ۴-۳۱). به طور کلی میزان Ni تراورتن عهد حاضر تشکیل شده در اطراف چشمه‌ها بیشتر از سنگ‌های تراورتن قدیمی معدن قزل‌داغ است (شکل ۴-۳۱). میانگین غلظت Ni در نمونه‌های منطقه (۵/۵ پی‌پی‌ام) کمتر از میانگین غلظت جهانی Ni در سنگ‌های آهکی (۱۲/۵ پی‌پی‌ام) و پوسته قاره‌ای (۲۰ پی‌پی‌ام) می‌باشد (جدول ۴-۱۰).

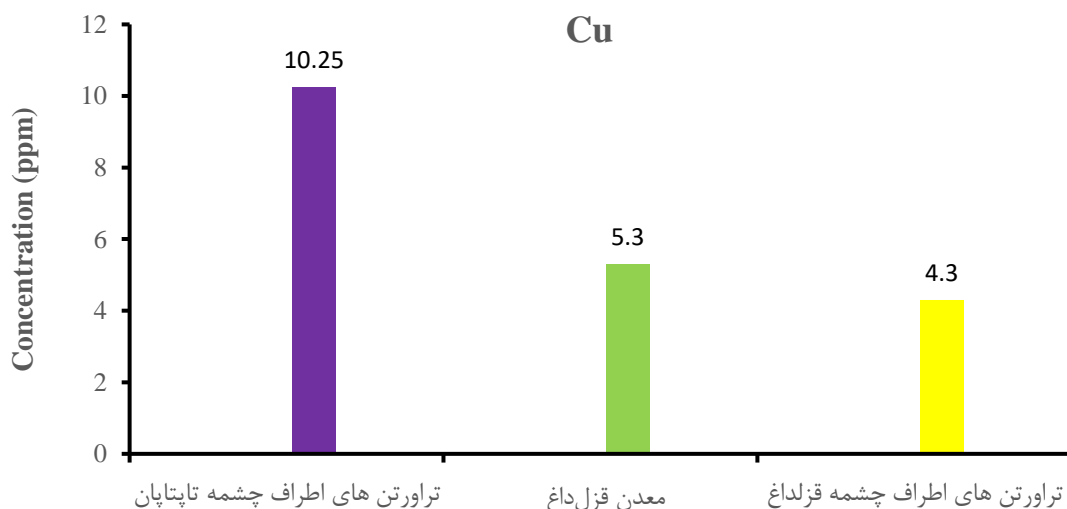


شکل ۴-۳۱: نمودار میانگین غلظت نیکل در نمونه‌های تراورتن عهد حاضر تشکیل شده در اطراف چشمه‌های تراورتن-ساز و نمونه‌های تراورتن قدیمی معدن قزل‌داغ

(ح) (Cu)

مس (Cu) با عدد اتمی ۲۹ و جرم اتمی ۶۳/۵۴ در گروه IB جدول تناوبی قرار دارد. مقدار مس در پوسته زمین تقریباً ۲۵ تا ۲۷ پی‌پی‌ام می‌باشد. غلظت Cu در سنگ‌های آهکی از ۵ تا ۱۰ پی‌پی‌ام متغیر است. الگوی فراوانی مس نشان می‌دهد این عنصر تمایل به تمرکز در سنگ‌های آذرین بازی را دارد

(Kabata-Pendias, 2010). میانگین غلظت Cu در نمونه‌های منطقه آذرشهر ۷ پی‌پی‌ام می‌باشد که کمترین و بیشترین مقدار آن به ترتیب ۲ و ۱۸ پی‌پی‌ام مربوط به نمونه‌های Q-1 و T-6 است (جدول ۹-۴). میانگین غلظت Cu نمونه‌های منطقه در مقایسه با سنگ‌های آهکی (۶ پی‌پی‌ام)، از مقدار بیشتری برخوردار می‌باشد و در مقایسه با میانگین پوسته قاره‌ای (۵۵ پی‌پی‌ام) مقدار کمتری دارد (جدول ۴-۱۰). مقادیر Cu اندازه‌گیری شده در نمونه‌های تراورتن عهد حاضر اطراف چشمه تاپتاپان بیشتر از چشمه قزل‌داغ و سنگ‌های تراورتن قدیمی برداشت شده از معدن قزل‌داغ است (شکل ۴-۳۲). همچنین مقادیر Cu در نمونه‌های منطقه با مقادیر تراورتن‌های جهانی متوازن اندازه‌گیری شده توسط پنتکاست (Pentecost, 2005) هم‌پوشانی دارد (جدول ۴-۱۰).



شکل ۴-۳۲: نمودار میانگین غلظت مس در نمونه‌های تراورتن عهد حاضر تشکیل شده در اطراف چشمه قزل‌داغ و تاپتاپان و نمونه‌های تراورتن معدن قزل‌داغ

ط) کروم (Cr) و کادمیوم (Cd)

کروم و کادمیوم به ترتیب متعلق به گروه ۶ و ۱۲ جدول تناوبی هستند. عناصر Cr و Cd به مقدار کم در تراورتن‌ها گزارش شده است (Pentecost, 2005). الگوی پراکندگی Cr نشان می‌دهد که این عنصر تمایل دارد در سنگ‌های آذرین مافیک و رسوبات رسی تمرکز یابد (Kabata-Pendias, 2010). مقادیر

میانگین Cr در پوسته قاره‌ای (۱۵۳ پی‌پی‌ام) است (جدول ۴-۱۰). میانگین Cd در پوسته قاره‌ای از ۰/۱ پی‌پی‌ام متغیر می‌باشد (جدول ۴-۱۰) و فراوانی این عنصر در سنگ‌های آذرین و رسوبی تقریباً برابر می‌باشد (Kabata-Pendias, 2010). مقادیر Cr و Cd در نمونه‌های منطقه به ترتیب ۲ تا ۱۴ پی‌پی‌ام و ۱/۲ تا ۲۱/۱ پی‌پی‌ام می‌باشد (جدول ۴-۹ و ۴-۱۰). مقادیر اندازه‌گیری شده توسط پنتکاست (Pentecost, 2005) برای Cr در تراورتن‌های ترموزن از ۱ تا ۱۴۶ پی‌پی‌ام و برای تراورتن‌های متوزن از ۱ تا ۱۱۷ پی‌پی‌ام متغیر می‌باشد (جدول ۴-۱۰). میانگین غلظت Cr نمونه‌های منطقه (۷/۲ پی‌پی‌ام) در مقایسه با سنگ آهک‌های جهانی (۱۰/۵ پی‌پی‌ام) و میانگین پوسته‌ای (۱۰۲ پی‌پی‌ام) از مقادیر کمتری برخوردار می‌باشد (جدول ۴-۱۰). میانگین غلظت Cd در نمونه‌های منطقه (۶/۲۸ پی‌پی‌ام) بیشتر از آهک‌های جهانی (۰/۷ پی‌پی‌ام) و میانگین پوسته‌ای (۰/۱ پی‌پی‌ام) است (جدول ۴-۱۰). بیشترین مقادیر Cr و Cd مربوط به نمونه دهانه چشمه قزل‌داغ Q-1 می‌باشد. میانگین غلظت این دو عنصر در نمونه‌های تراورتن عهد حاضر تشکیل شده در اطراف چشمه قزل‌داغ بیشتر از چشمه تاپتاپان و نمونه‌های تراورتن قدیمی معدن قزل‌داغ است (جدول ۴-۹ و ۴-۱۰).

ی) اورانیم (U) و توریم (Th)

اورانیم و توریم با عدد اتمی به ترتیب ۹۲ و ۹۰ در جدول تناوبی قرار دارند. این دو عنصر در تراورتن‌ها ارزش بالایی دارند زیرا می‌توان به وسیله آنها نوع تراورتن یا آب‌هایی که باعث تشکیل تراورتن‌ها شده‌اند را تشخیص داد (Pentecost, 2005). اورانیم در نمونه‌های تراورتن منطقه مورد مطالعه در حدود ۰/۱ تا ۰/۵ پی‌پی‌ام و توریم در حدود ۲/۱۲ تا ۲/۴۹ پی‌پی‌ام می‌باشد (جدول ۴-۱۰). بیشترین مقادیر اورانیم مربوط به نمونه M-4 می‌باشد (جدول ۴-۹). مقادیر U و Th در نمونه‌های منطقه اکثراً کمتر از میانگین پوسته قاره‌ای و آهک‌های جهانی می‌باشد (جدول ۴-۱۰). مقادیر اندازه‌گیری شده توسط پنتکاست (Pentecost, 2005) برای اورانیم در تراورتن‌های ترموزن ۱ تا ۵۰۰ پی‌پی‌ام و برای تراورتن‌های متوزن ۰/۷ تا ۰/۴ پی‌پی‌ام می‌باشد. مقادیر اندازه‌گیری شده توسط پنتکاست (Pentecost, 2005) برای Th در

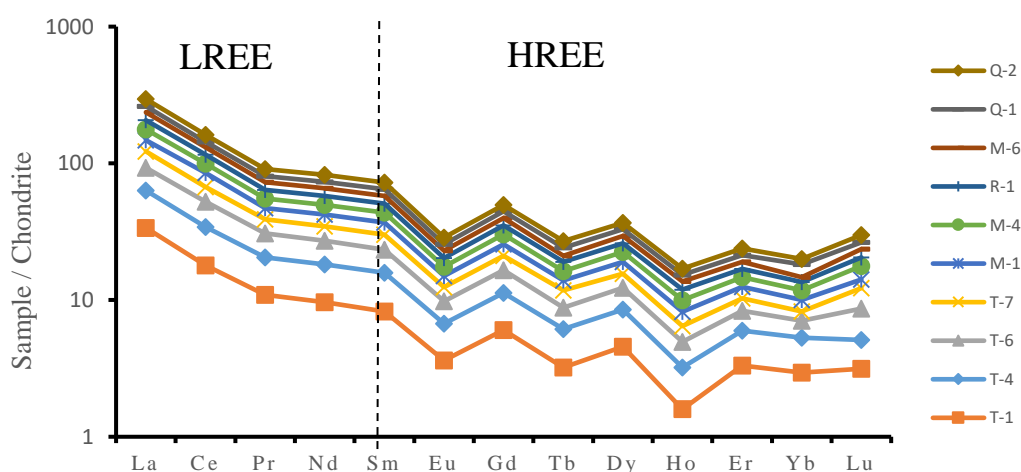
تراورتن‌های ترموژن ۰/۰۰۱ تا ۱/۱ و برای تراورتن‌های متئوژن ۰/۱ تا ۰/۴ پی‌پی‌ام می‌باشد (جدول ۴-۱۰).

۴-۲-۳-۳- بررسی عناصر نادر خاکی (REE) در نمونه‌های منطقه

عناصر نادر خاکی شامل ۱۷ عنصر در جدول تناوبی هستند که ۱۵ عنصر از آنها در گروه لانتانیدها قرار دارد و ۲ عنصر دیگر یعنی اسکاندیم و ایتربیم از گروه نخست واسطه‌ها هستند. این عناصر در بسیاری از ویژگی‌ها شبیه یکدیگرند. واژه REE یا Rare-Earth Element از نظر مقدار کم آنها در پوسته زمین به آنها اطلاق شده است. عناصر نادر خاکی را بر حسب کاربرد و میزان تولید، تقاضا و شباهت‌های فیزیکی و شیمیایی به ۲ دسته عناصر نادر خاکی سبک (LREE) شامل (La, Ce, Pr, Nd, Sm) و عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) شامل (Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y) تقسیم کرده‌اند. مقادیر غلظت REE مربوط نمونه‌های منطقه آذرشهر در جدول (۴-۹) ارائه شده است. شکل (۴-۳۳) نمودار عنکبوتی مقادیر بهنجار شده عناصر نادر خاکی نمونه‌های منطقه نسبت به مقادیر کندریت (Sun and McDonoug, 1989) را نشان می‌دهد. در این نمودار نسبت بالای LREE/HREE و همچنین آنومالی منفی در عنصر Eu به صورت واضح مشاهده می‌شود.

از خصوصیات عناصر نادر خاکی می‌توان برای بررسی واکنش آب-سنگ در چشمه‌های تراورتن‌ساز استفاده کرد. مطالعات اویسال و همکاران (Uysal et al., 2007) در تراورتن پاموککاله (Pamukkale) ترکیه نشان داد غلظت REE در این نهشته‌ها در مقایسه با سنگ منشأهای دگرگونی و کربناته دارای الگوهای REE بسیار پایینی هستند که نشان‌دهنده واکنش شیمیایی کمتر سیال هیدروترمال با سنگ دربرگیرنده آن می‌باشد. نمونه‌های تراورتن آذرشهر دارای مقادیر بالایی از REE هستند. غلظت REE در تراورتن‌های چشمه قزل‌داغ و تاپتاپان متفاوت می‌باشد. نمونه‌های تراورتن چشمه تاپتاپان (T-1, T-4, T-6, T-7) دارای مقادیر REE کمتری می‌باشند (شکل ۴-۳۳) که نشان‌دهنده واکنش کمتر آب این

چشمه با سنگ منشأ و صعود سریع آن نسبت به چشمه قزل داغ به سطح زمین می‌باشد. با استفاده از الگوی REE می‌توان نتیجه گرفت که تراورتن‌های چشمه تاپتاپان از آبهای نابالغ و جوانتر در نزدیک منطقه تغذیه تهنشین می‌شوند ولی نهشته‌های تراورتن چشمه قزل داغ از آبهای هیدروترمال با زمان اقامت طولانی در سنگ‌های منشأ و دمای بالاتر رسوب می‌کنند. علاوه بر این غلظت REE در نمونه‌های تراورتن چشمه تاپتاپان با فاصله از دهانه چشمه افزایش یافته است. به طور کلی می‌توان گفت روندهای افزایشی و کاهش‌ی در عناصر نادر خاکی دلیلی بر تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی نظیر pH، دما، Eh و لیگاندهای یونی می‌باشد (Karakaya, 2009). با توجه به تغییر دما و pH از دهانه چشمه تا فواصل دورتر افزایش غلظت REE را می‌توان توجیه کرد.



شکل ۴-۳۳: الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر بهنجار شده با مقادیر کندریت (Sun and McDonoug, 1989)

مطالعات سرانو و همکاران (Serrano et al., 2000) نشان می‌دهد که یون‌های مختلف مانند HCO_3^- ، Cl^- ، SO_4^{2-} ، PO_4^{3-} ، CO_3^{2-} و F^- می‌توانند با عناصر نادر خاکی تشکیل کمپلکس دهند. یون‌های HCO_3^- و CO_3 در محلول‌های قلیایی تا خنثی با عناصر نادر خاکی تشکیل کمپلکس می‌دهند (Lee and Byrne, 1993). همانطور که در فصل ۴ نیز بررسی شد غلظت یون بی‌کربنات در آب چشمه‌های منطقه بسیار بالا است (۷۰۰ تا ۳۵۰۰ پی‌پی‌ام) و pH نیز در محدوده قلیایی تا خنثی تغییر می‌کند (جدول ۴-۱ و

۲-۴). از این رو کمپلکس $\text{Ln}(\text{HCO}_3)$ می‌تواند به عنوان عامل حمل کننده عناصر نادر خاکی در آب چشمه‌ها در نظر گرفته شود و باعث غنی‌تر شدن این عناصر در تراورتن‌های منطقه شود.

۴-۳-۲-۴- بررسی تأثیر سنگ منشأ و رژیم هیدرولیکی بر ترکیب عناصر تراورتن منطقه

عناصر موجود در کلسیت و آراگونیت در نهشته‌های تراورتن و تופا که در ادامه به صورت (CATT) آورده می‌شوند، ممکن است از دگرسانی انواع مختلفی از سنگ‌های منشأ در ارتباط با سیستم‌های هیدرولوژیکی هیدروترمال یا درون‌زاد (Hypogean) یا غیرهیدروترمال و برون‌زاد (Epigean) منشأ بگیرند (Teboul et al., 2016). بر این اساس، تبول و همکاران (Teboul et al., 2016) به منظور نشان دادن تأثیر سنگ منشأ و رژیم‌های هیدرولیکی بر ترکیب عنصری کلسیت و آراگونیت در تراورتن و توفای عهد حاضر و قدیمه، داده‌های حاصل از CATT مربوط به مناطق مختلف دنیا را برای تجزیه و تحلیل آماری به ۸ گروه تقسیم کردند: (۱) CATT از منشأ کربناتیت‌ها، (۲) CATT درون‌زاد از منشأ گرانیت‌ها، (۳) CATT درون‌زاد با منشأ سنگ‌های مافیک، (۴) CATT دریاچه‌ای با منشأ لیتولوژیکی مخلوط، (۵) CATT درون‌زاد با منشأ سنگ آهک و گرانیت، (۶ و ۷) CATT درون‌زاد و برون‌زاد با منشأ ترکیبی از سنگ آهک، دولومیت، تبخیری‌ها، سیلیسی آواری‌ها یا مرمر، و (۸) CATT برون‌زاد با منشأ اولترامافیک.

آنها ۲۴ عنصر (La, Ce, Pr, Nd, Mn, Mg, Ca, K, Ti, P, Be, V, Ba, Sr, Zr, Cr, Si, Al, Fe) را انتخاب کردند و به روش آماری هولم، غلظت عناصری که می‌توانند به طور قابل توجهی نماینده هشت مجموعه ذکر شده در بالا باشند را بررسی کردند. جدول ۴-۱۲ نتایج حاصل از روش تحلیل آماری هولم با سطح اطمینان ۰/۰۵ را نشان می‌دهد (Teboul et al., 2016). نتایج این مقایسه شامل ۲۸ ترکیب ممکن برای ۸ رده سنگ منشأ زمین‌شناسی است.

با توجه به اینکه Ba و Sr به ترتیب رایج‌ترین عناصر تشخیص داده شده در روش مقایسه چند گانه هولم، با ۱۵ و ۱۳ مورد هستند، در نتیجه نمودار Sr در مقابل Ba (شکل ۴-۳۴) شدیدترین اختلاف غلظت را با توجه به سنگ منشأ و رژیم هیدرولیکی نشان می‌دهد و برای تشخیص گروه‌های سنگ منشأ مختلف مناسب است (Teboul et al., 2016). برای مثال گروه سنگ‌های آهکی، تبخیری‌ها و دولومیت‌ها معمولاً مقادیر Ba کمتر (کمتر از ۱۰۰ پی‌پی‌ام) و استرانسیوم بالا (بیشتر از ۴۰۰ پی‌پی‌ام) دارند. سنگ‌ها با منشأ گرانیتی و مافیک مقادیر باریوم (۱۵ تا ۹۳۰ پی‌پی‌ام) و استرانسیوم (بیشتر از ۲۰۰ پی‌پی‌ام) دارند. مقادیر Ba و Sr در CATT مربوط به سیستم‌های برون‌زاد بسیار پایین و به ترتیب کمتر از ۸۰ و ۱۰۰ پی‌پی‌ام است (شکل ۴-۳۴). همچنین نمونه‌های غنی از آراگونیت مقادیر باریوم کمتری دارند، در حالی که نمونه‌های غنی از کلسیت، به ترتیب مقادیر Ba و Sr بیشتر و کمتری دارند (شکل ۴-۳۴) (Teboul et al., 2016).

مقادیر Ba و Sr در نمونه‌های تراورتن آذرشهر به ترتیب در محدوده ۱۹ تا ۶۸ و ۱۶۶ تا ۱۲۸۹ پی‌پی‌ام می‌باشد (جدول ۴-۹ و ۴-۱۰) و در نمودار Ba در مقابل Sr در محدوده CATT درون‌زاد با منشأ سنگ آهک، تبخیری‌ها و دولومیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۳۴). در این سیستم هیدرولوژیکی، CATT عهد حاضر شامل تبخیری‌ها و یا دولومیت‌ها بسیار رایج هستند (Ihlenfeld et al., 2003; Pentecost, 2005) و معمولاً با سنگ‌های آهکی در ارتباط هستند.

جدول ۴-۱۲: نتایج روش مقایسه چندگانه هولم با ضریب اطمینان ۰/۰۵ (Teboul et al., 2016)

Granites	Mafics	Lacustrine CATT from multi-lithological sources	Hypogean limestone and granites	Hypogean limestone with dol., evp., slc. or mbl.	Epigeon limestone with dol., evp., slc. or mbl.	Ultramafics	Group 1
							Group 2
	Fe		Ca	Ca	Mg		Carbonatite
Ba, Sr, Si, Al, Ti	Ba, Sr, Al, Mg, K	Ba, Si, Al, Mn, Mg	Ba, Sr, Al, Ti	Ba, Sr, Al, Mn, Mg, Ti	Ba, Sr	Ba, Sr, Mn	
	Si, Al, Mg, Ti	Cr, V, Zr, Ni, Ge, Rb, Cs, La, Ce, Pr, Nd	Al	Al, Ti	Sr, Si, Al, Ti	Cr, Al, Ti, La	Granites
	Be, As	Fe, Mg, Ti, As	Be, As	Be, Cr, Ba, Fe, Mn, Mg, As		Be, Sr, Mn, P, As	
		Cr, V, Zr, Ni, Rb, Cs, La, Ce, Pr, Nd	Be, K			Cr	Mafics
		Si, Fe, Mn, Mg, As	Mg, Ti	Ba, Cr, Fe, Mn, Mg, K	Sr, Fe, Mg, K	Sr, Mn, Mg, K, P	
		Si, Fe, Mn, Mg, As	Si, As	Si, Mg	Si, Mg	Si, Fe, Mg	Lacustrine CATT from multi-lithological sources
		Cr, V, Zr, Ni, Rb, Cs, La, Ce, Pr	Ba, Cr, V, Zr, Ni, Rb, Cs, La, Ce, Pr, Nd	Sr	Sr	Sr, Cr, V, Zr, Ni, Rb, Cs, La, Ce, Pr, Nd	
					Ti	Cr, Ti	Hypogean limestone and granites
				Be, Cr, Ba, Fe, Mn, Mg, Rb	Sr	Sr, Mn, Be, P	
					Ba, Mn, Mg	Cr, Ba, Fe, Mg, Ni	Hypogean limestone with dol., evp., slc. or mbl.
					Sr	Sr, P, As	
						Sr, Mg	Epigeon limestone with dol., evp., slc. or mbl.
						Mn	

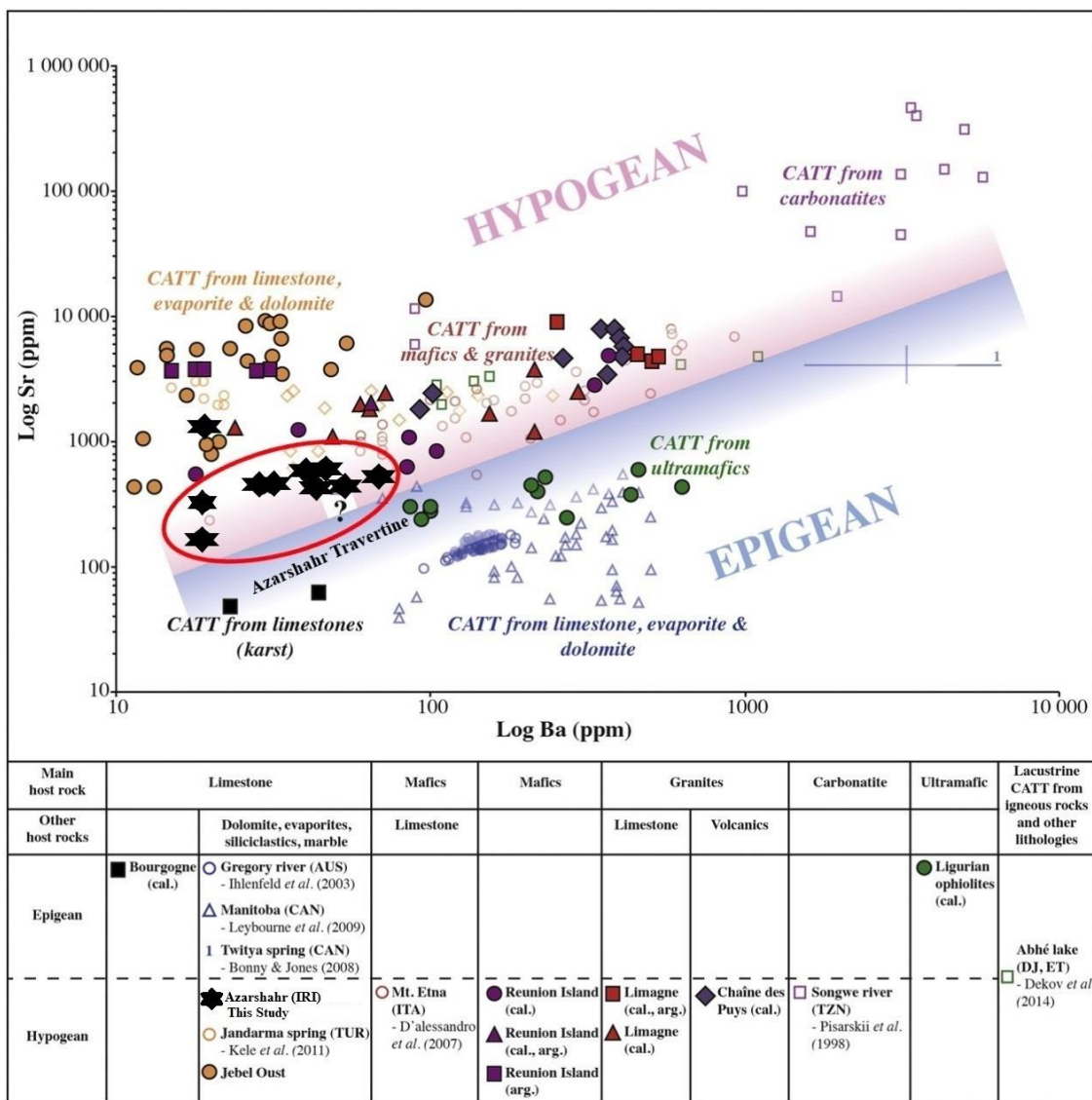
گاهی اوقات نیز CATT با مواد مافیکی و سیال حرارتی آتشفشانی در ارتباط هستند (Fouke et al., 2000; Kele et al., 2008). نمونه‌های تراورتن آذرشهر دارای مقادیر Ba کمتری نسبت به سایر سیستم‌های درون‌زاد هستند که مرتبط با منشأ سنگ‌های آذرین می‌باشد (Fouke et al., 2000). مقادیر پایین باریم در نمونه‌های منطقه با مقادیر اندازه‌گیری شده در کربنات‌ها سازگار است. سنگ‌های آتشفشانی مقادیر باریم بالا در محدوده ۱۵ تا ۹۳۰ پی‌پی‌ام دارند (Teboul et al., 2016)، مقادیر بالای باریم در نمونه‌های تراورتن دهانه چشمه قزل‌داغ و تاپتاپان (Q-1 و T-1) احتمالاً در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی موجود در منطقه می‌باشد.

از عنصر Be نیز می‌توان برای تفکیک سنگ منشأ CATT استفاده کرد. این عنصر تا حدودی از سنگ‌های با منشأ گرانیتی حاصل شده است (Teboul et al., 2016). مقادیر این عنصر در نمونه‌های CATT با منشأ گرانیتی Chaîne des puys فرانسه در محدوده ۳۱ تا ۵۹۶ پی‌پی‌ام گزارش شده است (شکل ۴-۳۵). علاوه بر این محتوای Be در نمونه‌های منطقه Limagne فرانسه کمتر از منطقه Chaîne des puys و در محدوده ۶ تا ۳۸ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند (شکل ۴-۳۵ الف). در نمونه‌های با منشأ غیرگرانیتی، معمولاً محتوای Be (حد تشخیص) به طور سیستماتیک پایین است، بنابراین استفاده از Be برای تفکیک CATT با منشأ مختلف منطقی به نظر می‌رسد (Teboul et al., 2016). نمونه‌های تراورتن آذرشهر دارای مقادیر Be در محدوده ۱ تا ۷ پی‌پی‌ام هستند که مشابه مقادیر این عنصر در نمونه‌های با منشأ کربنات‌های درون‌زاد هستند (شکل ۴-۳۵ الف).

از مقادیر عنصر کروم در تراورتن‌ها نیز می‌توان برای تشخیص منشأ عناصر موجود در تراورتن استفاده نمود. نتایج تحلیل آماری تبول (Teboul et al., 2016) در CATT مناطق مختلف دنیا نشان داد مقادیر Cr در CATT سنگ‌های اولترامافیک بیشتر است (شکل ۴-۳۵ ب). استفاده از Cr برای تفکیک تراورتن‌های با منشأ سنگ‌های اولترامافیک از تراورتن‌های برون‌زاد با منشأ سنگ آهک، دولومیت و تبخیری‌ها نیاز به تحقیقات و اطلاعات بیشتری دارد (Lelli et al., 2013). تمامی نمونه‌های تراورتن آذرشهر دارای مقادیر کروم کمتر از ۲۰ پی‌پی‌ام هستند و در مقایسه با مناطق Reunion و Ligurian دارای مقادیر کروم کمتری هستند (شکل ۴-۳۵ ب).

۴-۲-۴ - مطالعات ایزوتوپی

یکی از مهم‌ترین روش‌های مطالعاتی کربنات‌ها، مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن است (Karaisaoglu and Orhan, 2018). عموماً کربنات‌ها دامنه وسیعی از تغییرات ایزوتوپ کربن ($\delta^{13}\text{C}$)

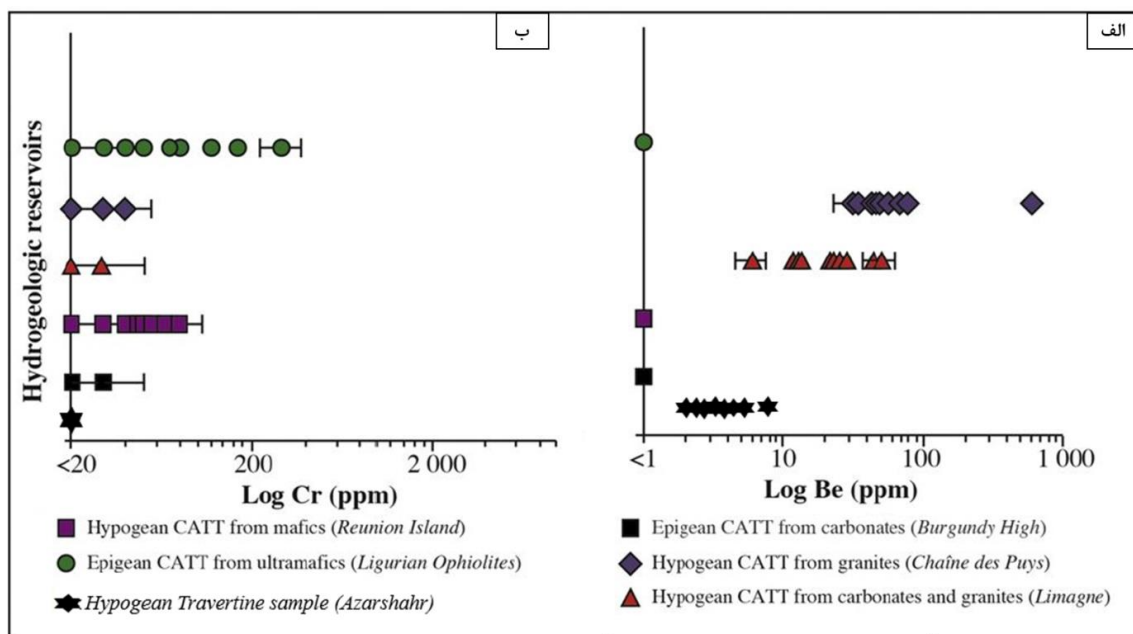


شکل ۴-۳: نمودار لگاریتمی Ba (پی پی ام) در مقابل Sr (پی پی ام) برای CATT مناطق مختلف دنیا و موقعیت نمونه-های آذرشهر با علامت ستاره بر روی این نمودار (با تغییرات از Teboul et al., 2016).

دی اکسید کربن ممکن است از منابع گوناگونی همچون کربن زدایی سنگ آهک، گاززدایی گوشته، هیدرولیز و اکسیداسیون کربن احیایی مشتق شده باشد (Karaisaoglu and Orhan, 2018).

۴-۲-۱- بررسی نتایج تجزیه ایزوتوپی نمونه های تراورتن آذرشهر

تجزیه $\delta^{18}\text{O}$ تراورتن ها اطلاعاتی در مورد دمای تهنهشت و منشأ آبها ارائه می دهد (Hoefs, 2004) و



شکل ۴-۳: نمودار لگاریتمی Cr و Be بر حسب پی‌پی‌ام با توجه به رژیم هیدرولوژیکی در نمونه‌های مختلف زمین و نمونه‌های منطقه آذرشهر با تغییرات از تبول و همکاران (Teboul et al., 2016).

از تجزیه $\delta^{13}\text{C}$ می‌توان اطلاعاتی در مورد منشأ کربن موجود در نهشته‌های تراورتن به‌دست آورد (Pentecost, 2005). نتایج حاصل از تجزیه ایزوتوپی نمونه‌های منطقه آذرشهر در جدول (۴-۱۳) ارائه شده است. چهار نمونه (T-1، T-4، T-6 و T-7) آنالیز شده مربوط به نهشته‌های اطراف چشمه تاپتاپان هستند و دو نمونه (T-A-18 و T-A-20) مربوط به تراورتن‌های قدیمی معدن قزل‌داغ برگرفته از مربوط به تحقیق روشنگ و همکاران (۱۳۹۶) است. ترکیب ایزوتوپی تراورتن‌های عهد حاضر اطراف چشمه تاپتاپان و تراورتن‌های قدیمی مربوط به معدن قزل‌داغ تفاوت چندانی نشان نمی‌دهند (جدول ۴-۱۳).

دامنه تغییرات ایزوتوپ اکسیژن $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ نمونه‌های بررسی شده از $-7/66$ تا $-9/723$ پرمیل است. همچنین، تغییرات مقادیر ایزوتوپ کربن $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ نمونه‌ها، دامنه‌ای از $+10/012$ تا $+11/958$ پرمیل را دارند که نشان می‌دهد این نمونه‌ها از نظر مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ غنی‌شده‌اند. مقادیر بالای $\delta^{13}\text{C}$ می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط سیال با منشأ عمیق CO_2 مرتبط با کربن‌زدایی کربنات‌ها، ناشی از فرآیندهای حرارتی،

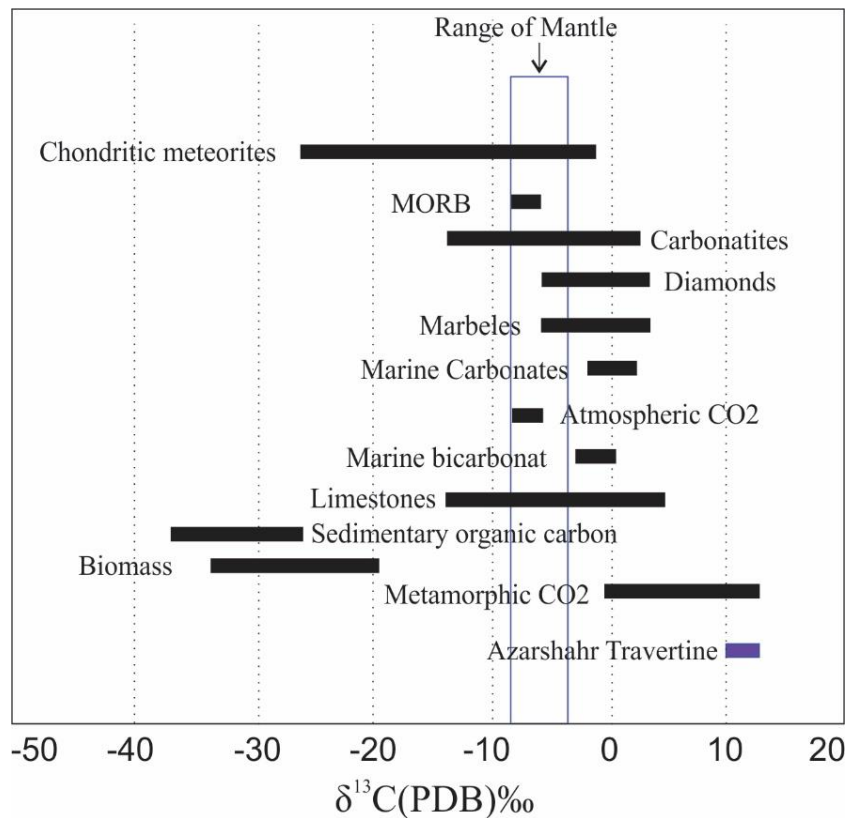
ماگمایی، و دگرگونی باشد و یا ناشی از انتشار CO₂ حاصل از ولکانسیم فعال باشد (Kele, 2008;)
 (Teboul et al., 2016; Karaisaoglu and Orhan, 2018). مقادیر منفی δ¹⁸O نیز می‌تواند ناشی از
 اشباع و دمای بالا باشد. علاوه بر این، ایزوتوپ‌های سبک موجود در آب (δ¹²C و δ¹⁶O) ممکن است از
 طریق فعالیت‌های بیولوژیکی و فتوسنتز از سیستم خارج شوند که این امر نیز می‌تواند منجر به غنی-
 شدگی δ¹³C و δ¹⁸O در آب و کربنات‌ها شود (Kele et al., 2008; Karaisaoglu and Orhan, 2018).
 دامنه تغییرات ایزوتوپ کربن ۱۳ تراورتن‌های منطقه آذرشهر با نمودار توزیع δ¹³C(PDB) (Rollinson,)
 (1993) سنجیده شده و این نتیجه حاصل شده که مقادیر ایزوتوپ δ¹³C نمونه‌های آذرشهر، بالاتر از
 محدوده سنگ آهک‌های جهانی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۳۶). غلظت δ¹⁸O بر مبنای استاندارد SMOW
 با استفاده از معادله ۱ محاسبه شد و مقادیر آن از ۱۸/۱۹+ تا ۲۳/۰۳+ پرمیل تغییر می‌کند.

$$\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})} = 1.0309 \delta^{18}\text{O}_{(\text{VDB})} + 30.92 \quad \text{(معدله ۱)}$$

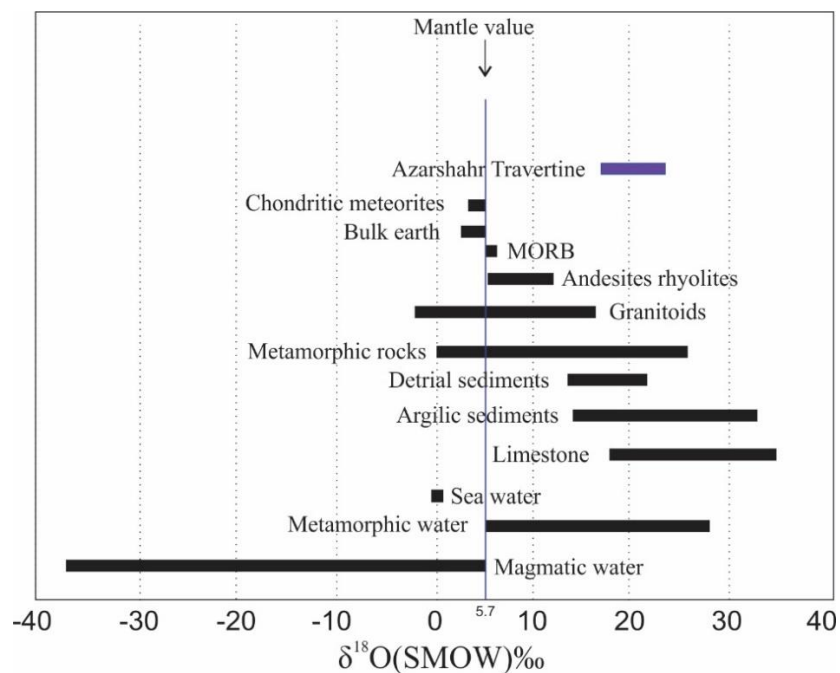
دامنه تغییرات نمونه‌های مورد مطالعه با نمودار توزیع δ¹⁸O(SMOW) در طبیعت سنجیده شده و این
 نتیجه حاصل شده که مقادیر ایزوتوپ δ¹⁸O نمونه‌های آذرشهر، هم پوشانی با محدوده سنگ آهک‌های
 جهانی را نشان می‌دهد (شکل ۴-۳۷).

جدول ۴-۱۳: نتایج تجزیه ایزوتوپی تراورتن‌های آذرشهر

Sample	δ ¹³ C‰(PDB)	δ ¹³ C(CO ₂)	δ ¹⁸ O‰(PDB)	δ ¹⁸ O‰(SMOW)
T-1	+11.802	3.66	-8.808	19.39
T-6	+11.958	3.84	-8.744	19.47
T-4	+10.012	1.51	-9.723	18.19
T-7	+11.142	2.87	-9.092	19.01
T-A-18 (روشنک و همکاران، ۱۳۹۶)	+11.42	3.20	-8/02	22.59
T-A-20 (روشنک و همکاران، ۱۳۹۶)	+10.02	1.52	-7/66	23.03



شکل ۴-۳۶: تغییرات ایزوتوپ کربن δ¹³C در طبیعت (Rollinson, 1993) و نمونه‌های تراورتن آذرشهر



شکل ۴-۳۷: تغییرات ایزوتوپ کربن δ¹⁸C در طبیعت (Rollinson, 1993) و نمونه‌های تراورتن آذرشهر

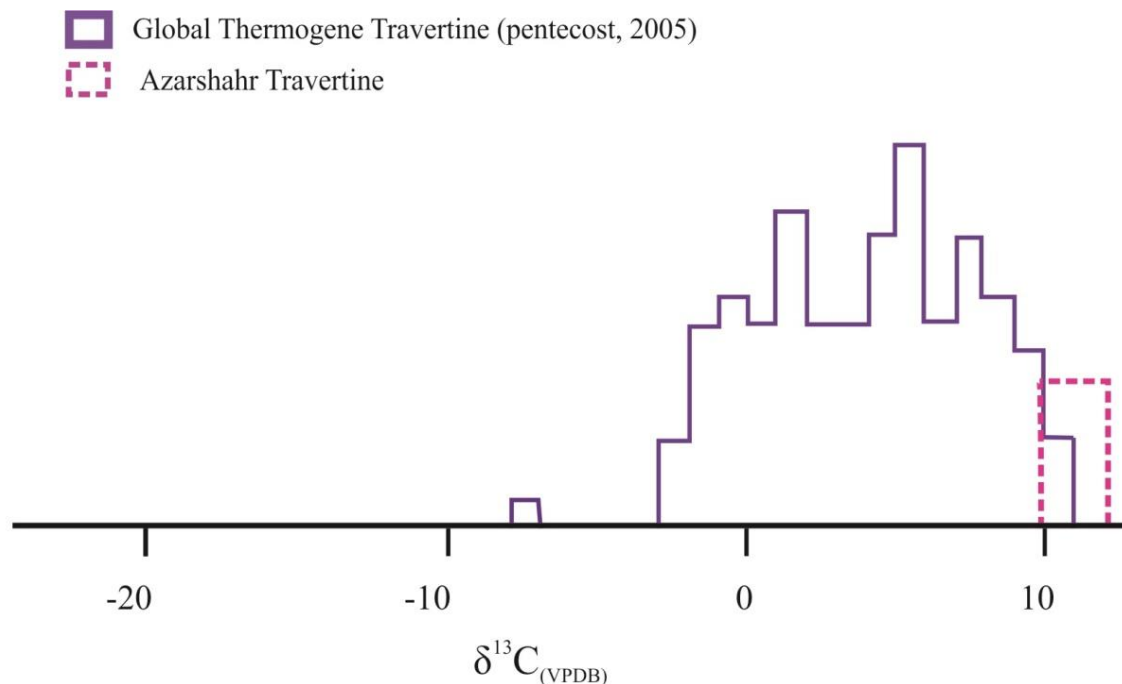
۴-۲-۲-۲- رده بندی تراورتن های منطقه آذرشهر بر اساس ژئوشیمی دی اکسید

کربن

تراورتن‌ها را از نظر ژئوشیمی دی‌اکسید کربن به ۲ رده ترموزن (Thermogene) و متئوزن (Metegene) تقسیم می‌کنند (Pentecost, 2005). تراورتن‌های متئوزن آن دسته از تراورتن‌هایی هستند که از طریق واکنش CO_2 اتمسفری با آب‌های زیرزمینی فوق بازی تشکیل شده‌اند. این تراورتن‌ها معمولاً نرم بوده و دارای تخلخل بسیار زیادی هستند. محتوای مواد زیستی آنها بالاست و ترکیب کربن $\delta^{13}\text{C}(\text{VPDB})$ آنها، محدوده‌ای از -۱۱ تا ۰ پرمیل را نشان می‌دهند. تشکیل تراورتن‌های متئوزن عموماً مرتبط با عوامل آب و هوایی است (Turi, 1986). در حالی که تراورتن‌های ترموزن، تراورتن‌هایی هستند که معمولاً حاوی برخی حامل‌های جوی هستند، اما حجم عمده دی‌اکسید کربن آنها از فرآیندهای حرارتی درون زمین و یا حتی زیر پوسته زمین منشأ گرفته‌اند و غنی از $\delta^{13}\text{C}$ هستند، بدین صورت که معمولاً میزان $\delta^{13}\text{C}$ آنها بین محدوده -۳ تا +۸ پرمیل می‌باشد (Pentecost, 2005).

ایزوتوپ کربن $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ تراورتن‌های منطقه آذرشهر، مقادیر مثبتی از +۱۰/۰۱۲ تا +۱۱/۹۵۸ پرمیل را نشان می‌دهند که می‌تواند شاهی بر ترموزن بودن این نهشته‌ها باشد (جدول ۴-۱۳). تراورتن‌های ترموزن توزیع محلی بیشتری نسبت به نهشته‌های متئوزن دارند و بعضاً همراه با مناطق آتشفشانی و فعالیت‌های تکتونیکی هستند (Pentecost, 2005; Karaisaoglu and Orhan, 2018). مطالعات زمین-ساختی منطقه توسط تقی‌پور و محجل (۱۳۹۲) نشان داده است که فعالیت‌های تکتونیکی و آتشفشانی در مجاورت پشته‌های تراورتن، در تشکیل سیالات انحلال‌دهنده نهشته‌های کربناته منطقه با سن ژوارسیک و کرتاسه نقش اساسی داشته‌اند. همچنین نرخ رسوب‌گذاری بالا، محلول اولیه با درجه حرارت بالا و گاززدایی سریع نیز می‌تواند مرتبط با فعالیت‌های آتشفشانی و تکتونیکی گذشته یا حال حاضر باشد. بنابراین رده‌بندی تراورتن‌های آذرشهر در گروه ترموزن، منطقی بنظر می‌رسد. در شکل (۴-۳۸)، دامنه تغییرات نمونه‌های مورد مطالعه با نمودار توزیع $\delta^{13}\text{C}(\text{VPDB})$ تراورتن‌ها و سایر کربنات‌های آب

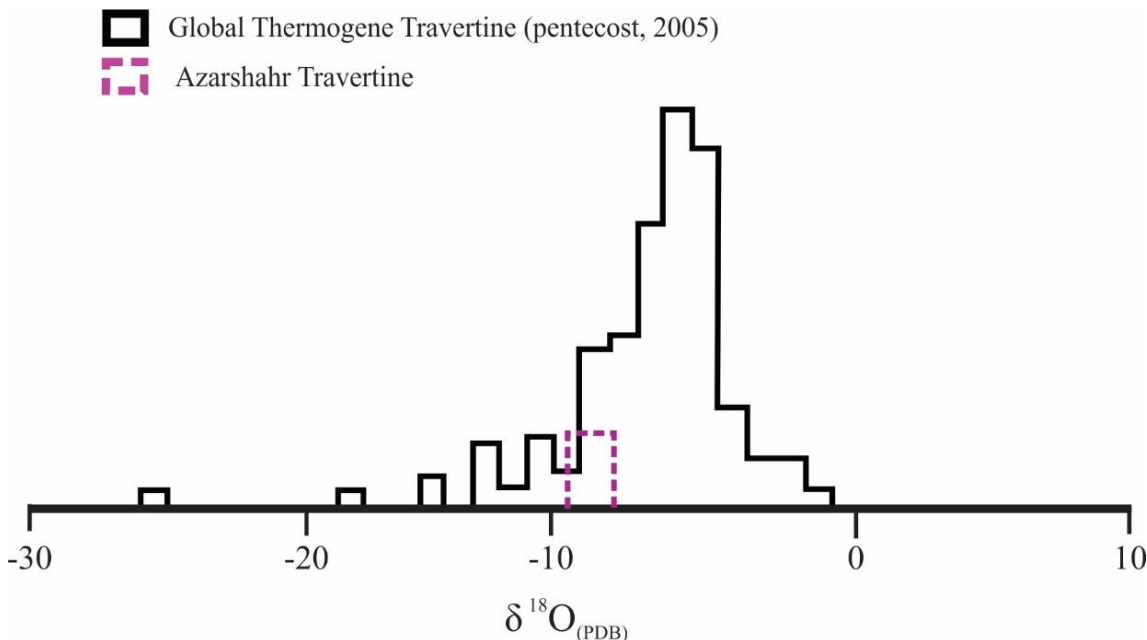
شیرین که توسط پنتکاست (Pentecost, 2005) ارائه گردیده، مقایسه شده است. با توجه به شکل (۴-۳۸) مشاهده می‌شود که دامنه تغییرات $\delta^{13}\text{C}$ نمونه‌های منطقه آذرشهر هم‌پوشانی مشخصی با تراورتن‌های ترموزن جهانی دارند. آب چشمه‌های رسوب‌دهنده‌ی تراورتن‌های ترموزن، اساساً گرم و حمل‌کننده گاز CO_2 ناشی از واکنش بین سیالات غنی از CO_2 و سنگ میزبان است (Ohmoto and Rye, 1979).



شکل ۴-۳۸: نمودار مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ تراورتن‌های ترموزن جهانی (Pentecost, 2005) و منطقه آذرشهر

مقادیر ایزوتوپ $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های منطقه آذرشهر در محدوده $-7/66$ تا $-9/723$ پرمیل در تغییر است (شکل ۴-۳۹). این دامنه از تغییرات بیانگر نوع خاصی از کربنات‌ها است و یک سری هم‌پوشانی میان کربنات‌ها وجود دارد (شکل ۴-۳۹). بنابراین تفسیر داده‌های ایزوتوپ $\delta^{18}\text{O}$ دشوارتر از داده‌های ایزوتوپ $\delta^{13}\text{C}$ کربنات‌ها است. از عوامل مؤثر در این امر می‌توان به تبادل اکسیژن موجود در ساختار کانی‌های کربنات‌ها با اکسیژن موجود در مولکول آب و همچنین فرایند دیاژنز اشاره کرد (Pentecost, 2005). تجزیه

ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ همچنین می‌تواند بیانگر اطلاعاتی درباره منشأ آب باشد. به عنوان مثال آب‌های ژرف حوضه‌ای معمولاً ایزوتوپ $\delta^{18}\text{O}$ در حدود ۸- تا ۵- پرمیل دارند (Hoefs, 2004).



شکل ۴-۳۹: نمودار مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ تراورتن‌های ترموژن جهانی (Pentecost, 2005) و منطقه آذرشهر

۴-۲-۳- تعیین منشأ دی اکسید کربن و منشأ عناصر نهشته‌های تراورتن آذرشهر

یکی از روش‌هایی که بر اساس آن می‌توان نوع نهشته‌های تراورتن را مشخص کرد، تعیین منشأ دی-اکسید کربن با استفاده از داده‌های ایزوتوپی است، چرا که CO_2 می‌تواند از منابع گوناگونی از جمله فرآیند کربن‌زدایی گوشته، هیدرولیز و اکسیداسیون کربن احیایی مشتق شده باشد (Pentecost, 2005). در این بخش برای تعیین منشأ CO_2 از معادله (۲) (Panichi and Tongiorgi, 1976) استفاده شده است.

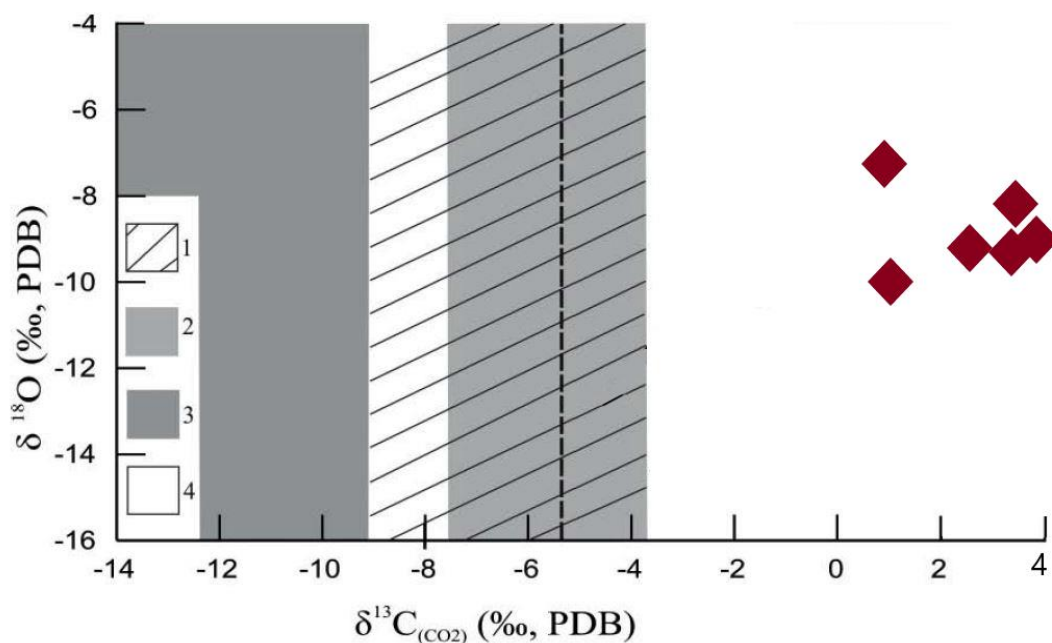
$$\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2) = 1.2 \delta^{13}\text{C}(\text{Travertine}) - 10.5 \quad \text{معادله (۲)}$$

در این معادله، با استفاده از $\delta^{13}\text{C}$ اندازه‌گیری شده در سنگ تراورتن، می‌توان مقدار $\delta^{13}\text{C}$ دی‌اکسید کربن آزاد شده از آب را در زمان ته‌نشست تراورتن تعیین کرد. نمونه‌هایی که نزدیک به دهانه چشمه هستند برای تعیین منشأ به این روش مناسب‌تر هستند (Kele et al., 2008). در اینجا از نمونه T-1 که از دهانه چشمه تاپتاپان برداشته شده، استفاده شده است:

$$\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2) = 1.2 \times 11.8 - 10.5 \longrightarrow \delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2) = 3.66 \text{ ‰}$$

مقدار $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ به دست آمده برای نمونه T-1، ۳/۶۶ پرمیل به دست آمده است و برای بقیه نمونه‌ها نیز در (جدول ۴-۱۳) ارائه شده است. بر اساس مقادیر $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ بدست آمده در نمونه‌های منطقه و با توجه به اینکه معمولاً CO_2 حاصل از منابع ماگمایی دارای مقادیر بسیار پایین $\delta^{13}\text{C}$ (در حدود ۷- تا ۴- ‰) می‌باشد (Hoefs, 2004)، می‌توان مشخص نمود که مقادیر $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ در تراورتن‌های منطقه نسبت به مقدار $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ اولیه مشتق شده از منشأهای آذرین، نسبتاً افزایش نشان می‌دهند. افزایش در مقدار CO_2 اولیه می‌تواند از طریق واکنش‌های کربنات‌زدایی سنگ‌های کربناته ناشی شده باشد (Hoefs, 2004).

بر اساس نمودار مقادیر $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ در مقابل $\delta^{18}\text{O}$ نیز می‌توان به بررسی منشأ CO_2 پرداخت (شکل ۴-۴۰) (Milivojevic and Martinovic, 2003). بر اساس پلات مقادیر $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ در مقابل $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر در محدوده سنگ‌های کربناته هیدرولیز شده قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ حاصل از تجزیه حرارتی سنگ‌های کربناته می‌باشد (شکل ۴-۴۰). مقادیر بالای $\delta^{13}\text{C}$ در سیستم‌های مختلف هیدروترمال دما بالا، احتمالاً ناشی از جذب دی‌اکسید کربن از فرآیندهای جذب ماگمایی و یا از تجزیه سنگ‌های آهکی می‌باشد (Milivojevic and Martinovic, 2003).

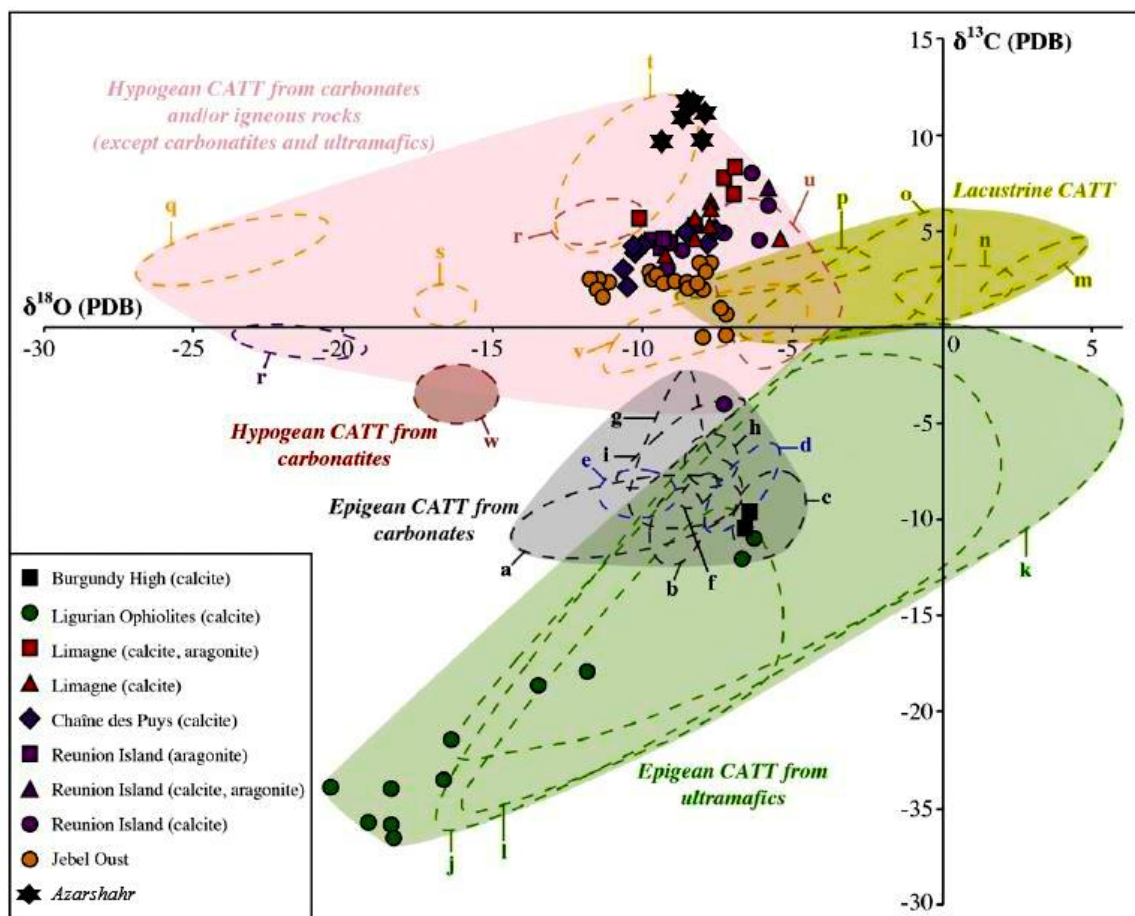


شکل ۴-۴: نمودار $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ در مقابل $\delta^{18}\text{O}$ (Milivojevic and Martinovic, 2003). (۱) CO_2 ماگماتیک - اندوژنیک (Fournier, 1989)، (۲) CO_2 ماگماتیک - اندوژنیک (Blavoux et al, 1982)، (۳) CO_2 آلی و ارگانیک، (۴) CO_2 تولید شده به وسیله هیدرولیز سنگ‌های کربناته

شکل ۴-۴۱ تغییرات ایزوتوپ‌های $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ را در تراورتن‌های مناطق مختلف دنیا (Teboul et al., 2016) و تراورتن‌های آذرشهر را نشان می‌دهد. مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ حاصل از تراورتن‌های آذرشهر به ترتیب $+10/012$ تا $+11/958$ پرمیل و از $-7/66$ تا $-9/723$ پرمیل تغییر می‌کند (شکل ۴-۴۱). همچنین به منظور نشان دادن تأثیر احتمالی لیتولوژی سنگ منشأ بر روند تغییرات $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ ، پنج نوع لیتولوژی سنگ منشأهای مختلف در نمودار (شکل ۴-۴۱) مشخص شده است: (۱) CATT برون‌زاد (متئوزن) از سنگ منشأ کربناته (۲) CATT دریاچه‌ای از سنگ منشأهای مختلف (۳) CATT برون‌زاد (متئوزن) از سنگ منشأ اولترامافیک (۴) CATT درون‌زاد (ترموزن) از سنگ‌های منشأ کربناتیت (۵) CATT درون‌زاد (ترموزن) از سنگ منشأ کربناته و یا آذرین (به جز کربناتیت و اولترامافیک) (Teboul et al., 2016). در شکل ۴-۴۱ موقعیت داده‌های ایزوتوبی مطالعات قبلی تراورتن و توفان مناطق مختلف دنیا نیز به صورت خط چین پلات شده است.

براساس مطالعات پنتکاست (Pentecost, 2005) CATT درون‌زاد (ترموزن) و برون‌زاد (متئوزن) به راحتی با استفاده از روند تغییرات $\delta^{13}\text{C}$ قابل تفکیک‌اند. به طوری که CATT ترموزن دارای مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ بیشتر از ۴- پرمیل می‌باشد، که توسط داده‌های ایزوتوپی CATT مناطق (Jebel Oust, Chaîne des Puys, Limagne, Reunion Island) تأیید می‌شود (Teboul et al., 2016). مقادیر بالای $\delta^{13}\text{C}$ در CATT (بیشتر از ۴ پرمیل) نشان‌دهنده منابع کربن غیرخاکی است. در بیشتر موارد، منشأ CO_2 مرتبط با کربن‌زدایی سنگ‌های کربناته، تبادل آب و سنگ با سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌های آذرین درونی و یا از ولکانیسم فعال است (Teboul et al., 2016; Ibrahim et al., 2017). با این حال، یک نمونه از جزیره Reunion نسبتاً از ایزوتوپ کربن ۱۳ تهی شده و مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ $\delta^{18}\text{O}$ را نشان می‌دهد (شکل ۴-۴۱). این مقدار کم $\delta^{13}\text{C}$ را می‌توان به موقعیت دورتر آن که حدود ۲۰۰ متر پایین دست دهانه چشمه گرفته شده نسبت داد. این نمونه معرف خوبی از ته‌نشست تופا در مخلوطی از آب‌های سطحی و آب‌های هیدروترمال دور از دهانه چشمه است. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ ($\delta^{18}\text{O}$) محدوده وسیعی را نشان می‌دهند (شکل ۴-۴۱). مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در صورتی که تعادل ایزوتوپی صورت گرفته باشد، دمای آب و $\delta^{18}\text{O}$ آب والد را در زمان تشکیل CATT منعکس می‌کند (Friedman and Oneil, 1977). ویژگی‌های آب و هوایی و جغرافیایی نیز از عوامل فرعی در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ هستند، چرا که آنها مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ بارش محلی را کنترل می‌کنند. در نهایت، مطالعات متعدد نشان داده‌اند که به دلیل افزایش سریع دی‌اکسید کربن در آب و افزایش میزان رسوب‌گذاری کلسیت، تعادل ایزوتوپی به ندرت به دست می‌آید و از تعادل کامل ایزوتوپی بین CO_3^{2-} و H_2O جلوگیری می‌کند (Friedman, 1970; Fouke et al., 2000; Kele et al., 2008). این مسأله به ویژه برای تراورتن‌های متئوزن در نزدیک دهانه چشمه صادق است (Kele et al., 2008). نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر در محدوده CATT درون‌زاد (ترموزن) از سنگ منشأ کربناته و یا آذرین (به جز کربناتیت و اولترامافیک) قرار گرفته‌اند. ترکیب ایزوتوپی $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های آذرشهر در مقایسه با تراورتن‌های سایر مناطق در جهان دارای مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ بسیار بالایی است و

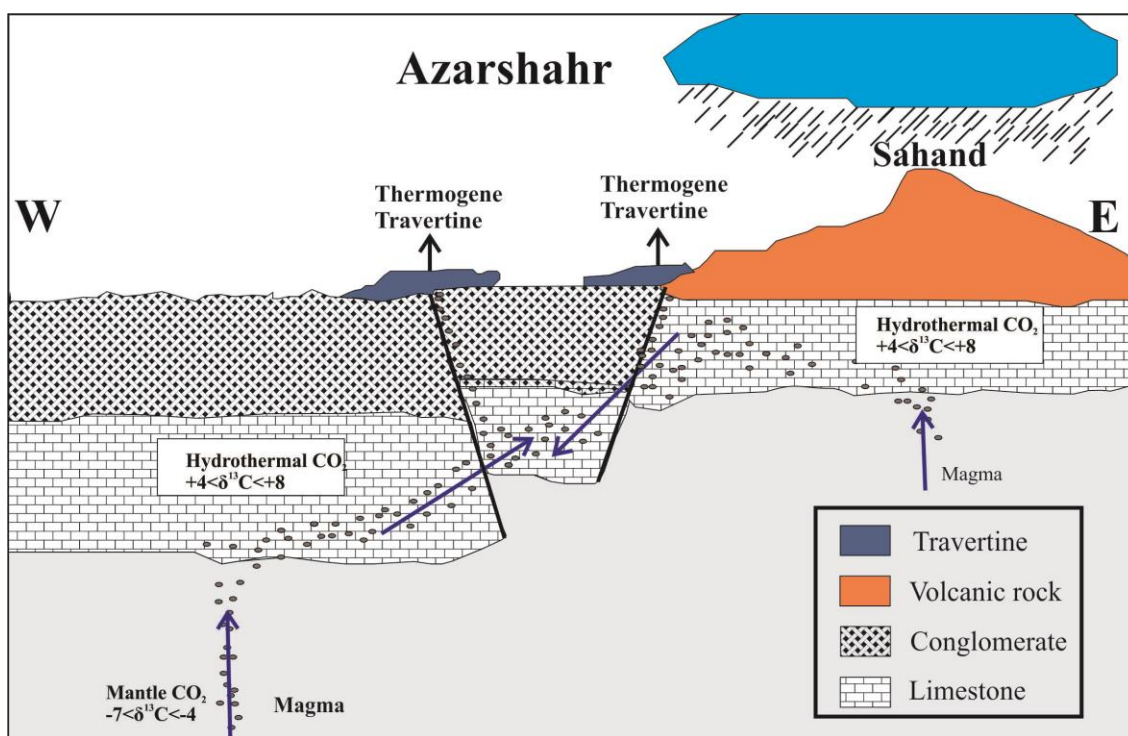
تنها با نمونه‌های Pamukkale ترکیه (Kele et al., 2008) مطابقت دارد (شکل ۴-۴۱). غنی‌شدگی $\delta^{13}\text{C}$ در نمونه‌های Pamukkale ترکیه به گاززدایی سریع CO_2 و منشأ ماگمایی نسبت داده شده است. همچنین مقدار متوسط و پایین $\delta^{18}\text{O}$ می‌تواند به رسوب‌گذاری سریع، تبخیر و کاهش دما مربوط باشد. میانگین مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در نمونه‌های منطقه آذرشهر ۱۱ پرمیل می‌باشد که غنی‌شدگی بالای ایزوتوپ کربن ۱۳ را نشان می‌دهند. بر اساس مطالعات والی و همکاران (Valley et al., 1986)، مقادیر نسبتاً بالای $\delta^{13}\text{C}$ را به شرکت CO_2 غنی از ایزوتوپ کربن ۱۳ در طی انحلال سنگ‌های کربناته میزبان، نسبت می‌دهند. از سوی دیگر این غنی‌شدگی می‌تواند ناشی از تفریق غیرتعادلی در طی گاز زدایی سریع CO_2 حل شده (غنی از ^{13}C) باشد (Uysal et al., 2009). با توجه به اینکه مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ غنی‌شدگی بالایی در نمونه‌های منطقه آذرشهر نشان می‌دهند بنابراین گاززدایی سریع به تنهایی نمی‌تواند مسئول این غنی‌شدگی باشد. فعالیت فتوسنتزی میکروارگانیسم‌ها در تراورتن‌ها نیز می‌تواند ترکیب ایزوتوپی آنها را تغییر داده و موجب غنی‌شدگی ایزوتوپ کربن شود (Guo and Riding, 1998). با توجه به فعالیت فتوسنتزی میکروارگانیسم‌هایی نظیر جلبک‌ها که در فصل ۳ در مورد آنها توضیح داده شد و وجود آنها در تصاویر میکروسکوپ الکترونی به اثبات رسیده است، این موجودات نیز می‌توانند از عوامل مؤثر در افزایش مقدار ایزوتوپ کربن تا حدود ۱۱ پرمیل در نمونه‌های آذرشهر باشند. تأثیر جلبک‌ها بر این غنی‌شدگی بدین صورت است که با انجام عمل فتوسنتز، CO_2 حاوی ایزوتوپ کربن ۱۲ را برای تولید مواد آلی بافت‌های نرم خود مصرف کرده و منجر به غنی‌شدگی CO_2 باقیمانده در آب از نظر ایزوتوپ کربن ۱۳ شده‌اند.



شکل ۴-۴: نمودار $\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) و $\delta^{13}\text{C}$ (‰PDB) برای تراورتن و توفاهای کلسیتی-آراگونیتی (CATT) در نمونه‌های مناطق مختلف جهان. موقعیت نمونه‌های آذرشهر با علامت ستاره مشخص شده‌اند.

Data source: Epigeal CATT from carbonate rocks: a: Makhnach et al. (2004); b: Koltai et al. (2012); c: Garnett et al. (2004); d: Sürmelihiindi et al. (2013); e: Ihlenfeld et al. (2003); f: Lojen et al. (2004); g: Horvatinčić et al. (2003); h: Pentecost and Askew (1999); i: Matsuoka et al. (2001). Epigeal CATT from ultramafics: j: Mervine et al. (2014); k: Clark and Fontes (1990); l: Schwarzenbach et al. (2013). Lacustrine CATT: m: Dekov et al. (2014); n: Stoffers and Botz (1994); o: Benson et al. (1996); p: Li et al. (2008). Hypogean CATT from carbonates and/or igneous rocks (except carbonatites and ultramafics): q: Fouke et al. (2000); r: Chafetz and Lawrence (1994); s: Pola et al. (2014); t: Kele et al. (2011); u: D'Alessandro et al. (2007); v: Prado-Pérez et al. (2013). Hypogean CATT from carbonatites: w: Kato and Kraml (2010).

بر اساس نتایج ایزوتوپی به دست آمده، مکانیسم احتمالی تشکیل تراورتن‌های آذرشهر را می‌توان به این صورت توضیح داد که سیالات گرمایی، ابتدا گاز CO_2 منشأ گرفته از ماگما با مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ حدود ۷- تا ۴- پرمیل را با خود حمل کرده و در حین حرکت به سطح زمین در اثر برخورد با سنگ‌های کربناته واکنش داده و کربنات‌زدایی صورت گرفته است. این سیالات، CO_2 حاصل از هیدرولیز سنگ‌های کربناته با ایزوتوپ کربن ۱۳ بین ۴+ تا ۸+ پرمیل را با خود حمل می‌کنند و به صورت چشمه‌های آب‌گرم در سطح زمین ظاهر می‌شوند، و در نهایت در اثر خروج سریع CO_2 و فعالیت‌های بیولوژیکی به صورت تراورتن رسوب می‌کنند (شکل ۴-۴۲).



شکل ۴-۴۲: مدل شماتیک ترسیم شده برای تکامل تراورتن‌های منطقه آذرشهر.

فصل ۵

نتیجه گیری و پیشنهاد ها

۵-۱ نتیجه گیری

نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی، ریخت‌شناسی و پتروگرافی:

۱- ریخت‌شناسی رایج در نهشته‌های تراورتنی آذرشهر از نوع برجا بوده و شامل پشته‌ای - شکافی، تپه‌ای - مخروطی و آبشاری می‌باشد.

۲) در تراورتن‌های آذرشهر ۳ نوع لیتوفاسیس تراورتنی شامل (۱) قشرهای متبلور، (۲) حباب‌گاز پوشش داده شده، و (۳) کلسیت شناور روی آب و همچنین دو نوع لیتوفاسیس توفا شامل (۱) میکروهرم باکتریایی، (۲) فریمستون فیتوهرمی مشخص گردیده است.

۳) با بررسی‌های انجام شده بر روی نمونه‌های دستی، مشخص گردید که این تراورتن‌ها حاوی ساخت-هایی همچون نواری، لایه‌ای و توده‌ای هستند.

۴) بر اساس مطالعات میکروسکوپی بر روی مقاطع نازک، تصاویر SEM و نمونه‌های دستی، تراورتن‌های منطقه از لحاظ میکروفابریک حاوی بافت پلوئیدی، بافت ترومبولیتی، بافت دندریتی و بافت اسپاری کلسیت هستند. مطالعات بیوفابریکی از طریق تصاویر SEM نیز وجود جلبک‌های تک‌سلولی مانند دیاتوم‌ها را اثبات نموده است.

۵) کانی‌شناسی تراورتن‌های آذرشهر با استفاده از مقاطع میکروسکوپی و آنالیز XRD، وجود سه کانی کلسیت، آراگونیت و کوارتز را در اکثر نمونه‌ها نشان داده است اما فاز غالب در تمامی نمونه‌ها کلسیت می‌باشد.

نتایج بررسی هیدروژئوشیمی و هیدروژئوشیمی چشمه‌های منطقه آذرشهر:

۱) از لحاظ اسیدیته، آب چشمه‌ها همچون دیگر مناطق کارستی و تراورتنی در حد خنثی می‌باشد و مقدار EC در تمام چشمه‌های منطقه از حد استاندارد شرب بالاتر بوده و لب‌شور تا شور می‌باشد.

۲) بر اساس نمودار پایپر تیپ آب چشمه‌های تراورتن‌ساز منطقه بی‌کربناته و تیپ آب چشمه‌های چشمه‌های غیرتراورتن‌ساز کلروره تعیین شده است.

۳) منشأ یون‌های اصلی موجود در آب چشمه‌ها نیز با استفاده از نمودار شولر بررسی و روند مشابهی برای چشمه‌ها مشخص گردیده است که انحلال کربنات‌ها و تا حدودی تبخیری‌ها (ژپس و هالیت) عوامل اصلی تعیین کننده ترکیب شیمیایی آنها می‌باشد.

۴) کانی‌های کربناته مانند کلسیت و آراگونیت در همه نمونه‌های آب چشمه‌های تراورتن‌ساز آذرشهر در حالت اشباع قرار دارند و آب تمامی چشمه‌های مورد بررسی نسبت به کانی‌های کوارتز و کلسدون فوق اشباع هستند.

۵) در بررسی نمودارهای ترکیبی مربوط به یون‌های اصلی مشخص شد که منشأ کلسیم و شوری به تنهایی نمی‌تواند در اثر انحلال کربنات‌ها، ژپس و تبخیری‌ها باشد و عوامل دیگری همچون تبادل کاتیونی نیز تاثیر داشته‌اند.

۶) مطالعات ایزوتوپی چشمه‌های منطقه آذرشهر نشان‌دهنده منشأ جوی آب این چشمه‌ها است. عمق چرخش آب در چشمه‌های تراورتن‌ساز قزل‌داغ و تاپتاپان بسیار زیاد و ارتفاع منطقه تغذیه بالاتری نسبت به دیگر چشمه‌ها دارند.

- نتایج حاصل از بررسی ژئوشیمی عناصری و ایزوتوپی در نهشته‌های تراورتن آذرشهر:

۱) به طور کلی میانگین غلظت عناصر اصلی در تراورتن‌های آذرشهر پایین‌تر از میانگین این عناصر در پوسته قاره‌ای است. همچنین مقادیر میانگین این عناصر در مقایسه با آهک‌های جهانی بجز در عناصر آهن و سدیم نیز کمتر می‌باشد. غلظت میانگین عناصر فرعی و کمیاب نیز در مقایسه با پوسته قاره‌ای بجز در عناصر گوگرد و کادمیوم کمتر می‌باشد.

۲) با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی عناصر اصلی صورت گرفته بر روی تراورتن‌های منطقه، عناصر آهن، سدیم و پتاسیم به طور مشخص بر ترموژن بودن این تراورتن‌ها تأکید دارند اما بر اساس سایر عناصر به طور قطعی نمی‌توان نوع تراورتن‌ها را مشخص نمود.

۳) غلظت عناصر نادر خاکی در نمونه‌های تراورتن چشمه تاپتاپان کمتر از نمونه‌های چشمه قزل‌داغ می‌باشد که نشان‌دهنده واکنش کمتر آب این چشمه با سنگ منشأ و صعود سریع آن نسبت به چشمه قزل‌داغ به سطح زمین می‌باشد. با استفاده از الگوی REE می‌توان نتیجه گرفت که تراورتن‌های چشمه تاپتاپان از آب‌های نابالغ و جوان‌تر در نزدیک منطقه تغذیه تهنشین می‌شوند ولی نهشته‌های تراورتن چشمه قزل‌داغ از آب‌های هیدروترمال با زمان اقامت طولانی در سنگ‌های منشأ و دمای بالاتر رسوب می‌کنند.

۴) نهشته‌های تراورتن آذرشهر با توجه به مقادیر استرانسیوم بالا و باریوم کم در نمودار باریوم در مقابل استرانسیوم در محدوده CATT درون‌زاد با منشأ سنگ آهک، تبخیری‌ها و دولومیت قرار گرفتند. مقادیر بالای باریوم در نمونه‌های تراورتن دهانه چشمه قزل‌داغ و تاپتاپان (Q-1 و T-1) احتمالاً در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی موجود در منطقه می‌باشد. در تفکیک سنگ منشأ با استفاده از مقادیر بریلیم نیز مشخص شد تراورتن‌های آذرشهر مشابه مقادیر این عنصر در نمونه‌های با منشأ کربنات‌های درون‌زاد هستند.

۵) دامنه تغییرات ایزوتوپ اکسیژن $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ نمونه‌های اندازه‌گیری شده از $-7/66$ تا $-9/723$ پرمیل است. همچنین، تغییرات مقادیر ایزوتوپ کربن $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ نمونه‌ها، دامنه‌ای از $+10/012$ تا $+11/958$ پرمیل را نشان می‌دهد، در نتیجه این نمونه‌ها از نظر مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ غنی‌شدگی و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ تهی‌شدگی نشان می‌دهند. مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ بسیار بالا احتمالاً در ارتباط با گاززدایی سریع CO_2 ، منشأ ماگمایی و فعالیت فتوسنتزی میکروارگانیسم‌ها می‌باشد.

۶) با توجه به مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و نرخ رسوب‌گذاری و محلول اولیه با درجه حرارت بالا، تراورتن‌های منطقه آذرشهر در رده تراورتن‌های ترموزن رده بنده می‌شوند و منشأ عمقی دارند.

۷) با توجه به نمودار $\delta^{13}\text{C}$ در مقابل $\delta^{18}\text{O}$ ، نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر در محدوده CATT درون‌زاد (ترموزن) از سنگ منشأ کربناته و یا آذرین (به جز کربناتیت و اولترامافیک) قرار گرفته‌اند.

۸) بر اساس مطالعات صورت گرفته، مکانیسم احتمالی تشکیل تراورتن‌های آذرشهر را می‌توان به این‌صورت توضیح داد که سیالات گرمابی، ابتدا گاز CO_2 منشأ گرفته از ماگما را با خود حمل کرده و در حین حرکت به سطح زمین در اثر برخورد با سنگ‌های کربناته واکنش داده و کربنات‌زدایی صورت گرفته است. این سیالات CO_2 حاصل از هیدرولیز سنگ‌های کربناته را با خود حمل کرده و به صورت چشمه‌های آب‌گرم در سطح ظاهر می‌شوند، و در نهایت در اثر خروج سریع CO_2 و فعالیت‌های بیولوژیکی به صورت تراورتن رسوب می‌کنند.

۵-۲ پیشنهادها

۱- مطالعه ایزوتوپی عنصر استرانسیوم می‌تواند در بررسی منشأ سیالات مؤثر در تشکیل تراورتن‌ها و ارتباط آن با فرآیندهای ماگمایی منطقه کمک کند.

۲- مطالعه ایزوتوپی عنصر گوگرد در آب چشمه‌های منطقه می‌تواند در مورد ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی آب چشمه‌ها اطلاعات کامل‌تری ارائه دهد.

۳- با توجه به اینکه سن دقیق این تراورتن‌ها مشخص نیست، با استفاده از مطالعات ایزوتوپی رادیوکربن و اورانیوم-توریوم می‌توان به سن دقیق نهشته‌ها پی برد.

۴- بررسی دقیق‌تر گسترش تراورتن‌ها و ارتباط آنها با گسل‌های منطقه، اطلاعات زیادی در مورد نئوتکتونیک منطقه در دسترس قرار می‌دهد که می‌تواند در بررسی مخاطرات مربوط به زمین لرزه‌ها بسیار مهم باشد.

فصل ٦

منابع

منابع فارسی

آقابات‌ی ع، (۱۳۸۳) "زمین‌شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، تهران، ص ۵۸۶.

تقی پور، ک. و محجل، م، (۱۳۹۲). "ساختار و نحوه تشکیل پشته‌های تراورتن در منطقه آذرشهر، آذربایجان، شمال باختر ایران" فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال هفتم، شماره بیست و پنجم، ۲۵، صفحات ۱۵-۳۳.

حسینی س. و آقابابایی ح، (۱۳۸۵) "شرایط زمین‌شناسی و تعیین ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی تراورتن‌های تزئینی آذرشهر" علوم زمین، شماره ۶۲، صفحات ۱-۹.

درویش زاده ع، (۱۳۷۰) "زمی‌شناسی ایران" چاپ سوم، نشر دانش امروز، تهران، ص ۹۰۲.

درویشی‌خاتونی ج،، نرمی‌سا س،، محمدی ع، (۱۳۸۹) "بیلان عمومی آب حوضه آبریز غرب دریاچه ارومیه" چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ارومیه.

رحمانی‌جوانمرد س،، طوطی ف،، امیریان ص،، رنجبران م، (۱۳۹۱) "کانی‌شناسی و ژنز تراورتن‌های تیپ پشته‌ای-شکافی و رگه‌ای آب اسک بر اساس مطالعات پتروگرافی و آنالیزهای ایزوتوپی کربن و اکسیژن" فصل‌نامه زمین‌شناسی ایران، شماره ۲۲، صفحات ۵۱-۶۱.

رضایی م،، آقاجانی ح،، ضیائی م، (۱۳۹۱) "تعیین سیستم‌های منابع زمین‌گرمایی محلات با استفاده از داده‌های سنجش از دور" چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، بیرجند، دانشگاه بیرجند.

رنجبران م، (۱۳۹۰) "مورفولوژی و پتروگرافی چشمه‌های تراورتن‌ساز باداب سورت شمال دامغان، ایران" یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، جلد ۹، صفحات ۴۷-۵۶.

روشنک ر، مر ف، کشاورزی ب، (۱۳۹۱)، "بررسی ریخت‌شناسی و پتروگرافی تراورتن‌های اطراف قروه، بیجار و تکاب"، شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، شیراز، انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز.

روشنک ر، مر ف، کشاورزی ب، (۱۳۹۶)، "پتروگرافی و رده‌بندی تراورتن‌های قروه-تکاب بر اساس تجزیه‌های ایزوتوپی و تصاویر SEM"، پژوهش‌های دانش زمین، سال هشتم، شماره ۲۹، بهار ۱۳۹۶، صفحات ۱۳۶-۱۵۱.

رهبر ی، نبوی م، (۱۳۶۷) "ویژگی‌هایی از تراورتن‌های زینتی آذرشهر" اولین سمینار سنگ‌های نما و تزئینی ایران، تهران.

سیدامامی ک، (۱۳۵۰) "کرتاسه بالایی در ایران" نشریه دانشکده فنی، دوم، شماره ۲۲، صفحات ۳۴-۷.

شهین فر، ح، گلشن آبادی، ص، و خداوردی‌زاده، س، (۱۳۹۴). "بررسی خصوصیات رسوبی تراورتن-های آذرشهر و ارزیابی فرایند کارستی شدن در آنها". اولین کنگره بین‌المللی زمین، فضا و انرژی پاک، اردبیل، ایران.

عاشقی ف، حاجی علی اوغلی ر، موذن م، سیمونز و، (۱۳۹۶) "مطالعه مورفولوژی تراورتن‌های قطور در شمال غرب ایران" دهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، تبریز.

قدیر زاده الف، خاکزاد الف، امری کاظمی ع، (۱۳۸۵). "تحلیل علمی وجود حفرات انحلالی (غار) در منطقه آذرشهر (غرب مجموعه آتشفشانی سهند)" بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، اسفند ۱۳۸۵، تهران، ایران.

قدیر زاده، ا.، (۱۳۸۱). "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه آذرشهر". سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

کریاسی م، (۱۳۸۸) "میکروسکوپ الکترونی روبشی و کاربردهای آن در علوم مختلف و فناوری نانو" چاپ اول، اصفهان: جهاد دانشگاهی واحد صنعتی اصفهان، ص ۴۲۰.

محمدی ع، لک ر، درویشی خاتونی ج، (۱۳۸۹) "بررسی تاریخی رسوبگذاری دریاچه ارومیه بر اساس مغزه‌های تهیه شده از غرب دریاچه (جنوب بزرگراه شهید کلانتری)، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ارومیه.

محمدی سیانی م. و صالحی ل، (۱۳۹۲) "مطالعات ژئوشیمیایی ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن در نهشته های تراورتن محلات (جنوب شرق اراک)" فصلنامه زمین شناسی ایران، سال هفتم، شماره ۲۷، صفحات ۳۱-۴۰.

معین وزیری ح. امین سبحانی ا، (۱۳۵۶) "سهند از نظر ولکانولوژی و ولکانوسدیمانتولوژی" انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، تهران، ص ۵۴.

مهدی پور قاضی ج، گنجعلی س،، مودن م، ستوهیان ف، (۱۳۹۳). "بررسی توانمندی‌های محیطی

شهرستان آذرشهر به عنوان دومین ژئوپارک ایران" **فصلنامه انسان و محیط زیست**، شماره ۳۱

، صفحات ۱-۱۱.

نبوی م، (۱۳۵۵) "دیاچهای بر زمین‌شناسی ایران" چاپ اول، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور،

تهران، ص ۶۰.

منابع انگلیسی

Alavi M. (1991) "Sedimentary and Structural Characteristics of the Paleo-Tethys Remnants in Northeastern Iran" **GSA Bulletin**, 103, pp 983- 992.

Ambersis and Melville C. P. (1982), "A History of Persian earthquakes" Cambridge University Press, Cambridge, pp.219.

Assereto R. (1963) "The Jurassic shemshak Formation in Central Elburz (Iran)" **Riv. Ital. Paleontol. S**, 69, pp 503-543.

Atabey E (2002) "The formation of fissure ridge type laminated travertine-tufa deposits microscopical characteristics and diagenesis, Kirs,ehir, central Anatolia" **Bulletin of the mineral research and exploration**, 123–124, pp 59–65.

Azari Takami G. (1989), "Two strains of Artemia in Urmia Lake (Iran)" **Artemia Newslett.** 13, pp 5.

Bagheri R., Jafari H., Bagheri F., (2017) "Etiology of Salinity and Water Origin, the Main Dilemma of Badab Sourt, a Unique Travertine Spring" **Groundwater**, 10, pp 45-60.

- Bagheri R.A. Nadri E. Raeisi H.G.M. Eggenkamp G.A. Kazemi and Montaseri A. (2014) “Hydrochemical and isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{37}\text{Cl}$ and $\delta^{81}\text{Br}$) evidence for the origin of saline formation water in a gas reservoir” **Chem. Geol** **384**, pp 62–75.
- Benson L., White L.D., Rye R., (1996) “Carbonate deposition, Pyramid Lake subbasin, Nevada: 4. Comparison of the stable isotope values of carbonate deposits (tufas) and the Lahontan lake-level record” **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.** **122**, pp 45–76.
- Berger G. Schot, J. Guy C. (1988) “Behavior of Li, Rb and Cs during basalt glass and olivine dissolution and chlorite, smectite and zeolite precipitation from seawater: experimental investigations and modelization between 50_ and 300 _C” **Chem. Geol**, **71**, pp 297-312.
- 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” **J. Hydrol**, **56**, pp 23-38.
- Brogi 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**, **98**, pp 931-947.
- Caboi R.; Cidu, R.; Fanfani L.; Zuddas P.; Zuddas P.P. (1991) “Geochemistry of Funtana Maore travertines (Central Sardinia, Italy)” **Miner. Petrogr. Acta**, **34**, pp 77–93.
- Capasso G. D'Alessandro, W. Favara R. Inguaggiato S. Parello F. (2001) “Interaction between the deep fluids and the shallow groundwaters on Vulcano island (Italy)” **J. Volcanol. Geotherm Res**, **108**, pp 187-198.
- Capezzuoli E., Gandin A., Pedley M., (2014) “Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: the state of the art” **Sedimentology** **61**, pp 1–21.
- Chafetz H.S. and Folk R.L. (1984) “Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents” **J. Sediment. Petrol**, **54**, pp 289-316.

- Chafetz H.S., Lawrence J.R., (1994) “Stable isotopic variability within modern travertines. **Géog. Phys. Quatern.** **48**, pp 257–273.
- Cipriani N.; Malesani P. Vannucci, S. (1977) “I travertine dell’Italia centrale Boll” **Serv. Geol. Ital**, **98**, pp 85–115.
- Clark I.D. Fontes J.C. (1990) “Palaeoclimatic reconstruction in northern Oman based on carbonates from hyperalkaline groundwaters” **Quat. Res**, **33**, pp 320–336.
- D’Alessandro, W., Giammanco, S., Bellomo, S., Parello, F., (2007) “Geochemistry and mineralogy of travertine deposits of the SW flank of Mt. Etna (Italy): relationships with past volcanic and degassing activity” **J. Volcanol. Geotherm. Res.** **165**, pp 64–70.
- Das S. and Mohanti M. (1997) “Holocene microbial tufas: Orissa State, India” **Carbonates and Evaporites**, **12**, pp 204-219.
- Dekov V.M., Egueh N.M., Kamenov G.D., Bayon G., Lalonde S.V., Schmidt M., Liebetrau V., Munnik F., Fouket Y., Tanimizu M., Awaleh M.O., Guirreh I., Le Gall B., (2014) “Hydrothermal carbonate chimneys from a continental rift (Afar Rift): mineralogy, geochemistry, and mode of formation” **Chem. Geol.** **387**, pp 87–100.
- Demovic R., Hoefs J. and Wedepohl K.H. (1972) “Geochemische untersuchungen an travertineen der Slowakei” **Contr. Min. Petrol**, **37**, pp 15–28.
- Oinam J.D, Ramanathan A. L., and Singh G., (2012) “Geochemical and Statistical evaluation of groundwater in Imphal and Thoubal district of Manipur, India” **J. Asian Earth Sci**, **48**, pp 136-149.
- Ferris F.G., Fratton C.M., Gerits J.P., Schultze-Lam S., Sherwood Lollar B., (1995) “Microbial precipitation of a strontium calcite phase at a groundwater discharge zone near Rock Creek, British Columbia, Canada” **Geomicrobiol. J**, **13**, pp 57–67.
- Folk R.L. (1959), “Practical petrographic classification of limestones” **Bull. Am. Ass. Petrol. Geol**, **43**, pp 1–38.

- Folk R.L. Chafetz H.S. Tiezzi A. (1985) Bizarre forms of depositional and diagenetic calcite in hot-spring travertines, central Italy, pp. 349-369. In: **“Carbonate Cements”**, Schneidermann, N., Harris, M. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, vol. **36**. Special Publications, Tulsa, Oklahoma
- Ford T.D. Pedley H.M. (1996) “A review of tufa and travertine deposits of the world” **Earth-Sci. Rev.** **41**, pp 117–175.
- Fortin D., Ferris F. G. and Beveridge T. J. (1997) “Surface-mediated mineral development by bacteria” **Rev. Mineral.** **35**, pp 161–180.
- 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, U.S.A)” **J. Sed. Res.** **70**, pp 565–585.
- Fournier R.O., (1989) “Geochemistry and dynamics of the Yellowstone National Park hydrothermal system” **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.** **17**, pp 13-53.
- Frey W. and Probst W. (1974) “Morphologische und vegetationsanalytische Untersuchungen an rezenten Kalktuffen im Keuper-gebiet des südlichen Schonbuchs” Beitr. **Naturk. Forsch. Sudw. Dtl.** **33**, pp 59-79.
- Friedman I., (1970) “Some investigations of the deposition of travertine from hot-springs; the isotopic chemistry of a travertine depositing spring” **Geochim. Cosmochim. Acta** **34**, pp 1303–1315.
- Friedman I., O'Neil J.R., (1977) “Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest” Data of Geochemistry 6th, Geological Survey Professional Paper, pp 440-461.
- Fürsich F. T. Wilmsen M. Seyed-Emami K. Cecca F. Majidifard M. R. (2005) “The upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) of the Eastern Alborz (Iran): biota and palaeoenvironments during a transgressive-regressive cycle” **Facies**, **51**, pp 365–384.

- Gandin A. and Capezolli E. (2014) “Travertine: Distinctive depositional fabrics of carbonates from thermal spring systems” **Sedimentology**, 61, pp 264–290.
- García-del-Cura Á. Benavente B. Martínez-Martínez j. Cueto N. (2012) “Sedimentary structures and physical properties of travertine and carbonate tufa building stone” **Constr. Build. Mater**, 28, pp 456–467.
- Garnett E.R., Andrews J.E., Preece R.C., Dennis P.F., (2004) “Climatic change recorded by stable isotopes and trace elements in a British Holocene tufa” **J. Quat. Sci.** 19 (3), pp 251–262.
- Gemici Ü. Tarcan G. (2002) “Hydrogeochemistry of the Simav geothermal field, Western Anatolia, Turkey” **J. Volcanol. Geotherm. Res**, 116, pp 215-233.
- Giggenbach W. Glover R.B. (1992) “Tectonic regime and major processes governing the chemistry of water and gas discharges from the Rotorua geothermal field, New Zealand” **Geothermics**, 21, p 121-140.
- Giggenbach W.F., Goguel R.L., (1989) “Collection and Analysis of Geothermal and Volcanic Water and Gas Discharges” Chemistry Division, DSIR, Petone, New Zealand. Report No. CD 2401
- Gob S. Loges A. Nolde N. Bau M. Jacob D.E. (2013) “Gregor Markl. Major and trace element compositions (including REE) of mineral, thermal, mine and surface waters in SW Germany and implications for water–rock interaction” **Applied Geochem**, 14, pp 254-280.
- Goodhew P. J., Humphreys J., Beanland R. (2001), “Electron Microscopy and Analysis” London: Taylor & Francis, 3rd Edition, p. 85.
- Gruninger W. (1965) “Rezente Kalktuffbildung im Bereich der Uracher Wasserfalle” **Abh. Karst u. Höhlenkunde**, E2, pp 1-113.
- Guo L. Riding R. (1998) “Hot-spring travertine facies and sequences, late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy” **Sedimentology**, 45, pp 163-180.

- Halim M.A. Majumder R.K. Nessa S.A. Hiroshiro Y. Sasaki K. Saha B.B. Saepulohd A. Jinno, K. (2010). "Evaluation of processes controlling the geochemical constituents in deep groundwater in Bangladesh: Spatial variability on arsenic and boron enrichment" **J. Hazard. Mater**, **180**, pp 50-62.
- Henchiri M. (2014) "Sedimentology of Quaternary calcareous tufas from Gafsa, southwestern Tunisia" **Arab. J. Geosci**, **7**, pp 1-11.
- Hoefs J. (2004) "Stable Isotope Geochemistry" Springer, Berlin, pp.1-244.
- Horvatinčić N., Krajcar-Bronic I., Obelic B., (2003) "Differences in the ^{14}C age, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of Holocene tufa and speleothem in the Dinaric Karst" **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.** **193**, pp 139–157.
- Hounslow A.W. (1995), "Water Quality Data: Analysis and Interpretation" CRC Press, Boca Raton, Florida, pp. 397.
- House W.A. and Donaldson, L., (1986). Adsorption and coprecipitation of phosphate on calcite. **J. Colloid Interface Sci**, **112**(2), pp.309-324.
- Howard F.W. Ken and Mulling E. (1996) "Hydrochemical analysis of groundwater flow and saline intrusion in the Clarendon basin, Jamaica", **Groundwater**, **34**, pp 801-810.
- Ibrahim M. Makhlof I. Naqah A. Al-Thawabteh M. (2017) "Geochemistry and Stable Isotopes of Travertine from Jordan Valley and Dead Sea Areas" **Minerals**, pp 7-82.
- Ihlenfeld C., Norman M.D., Gagan M.K., Drysdale R.N., Maas R., Webb J., (2003) "Climatic significance of seasonal trace element and stable isotope variations in a modern freshwater tufa". **Geochim. Cosmochim. Acta**, **67** (13), pp 2342–2357.
- Jackson J. A. (1992) "Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and Caucasus" **J. Geophys. Res**, **97**, pp 12471–12479.
- James N.P. Jones B. (2015), "Origin of Carbonate Sedimentary Rocks" Wiley, **American Geophysical Union**, **1**, pp 256-360.

- Jones B. and Renaut R.W. (2010) Calcareous spring deposits in continental settings, pp 177–224, In: “**Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes**” Alonso Zarza, A.M., Tanner, L.H. Development in Sedimentology, **61**. Elsevier
- Kabata-Pendias A, (2010) “Trace elements in soils and plants” 3rd ed., CRC Press, Boca Raton, FL, pp. 1-424.
- Karaisaoglu S. Orhan H. (2018) “Sedimentology and geochemistry of the Kavakköy Travertine (Konya, central Turkey)” **Carbonates and Evaporites**, **33**, pp 783-800.
- Karakaya N., (2009) “REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the ErenlerDaglVolcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence” **J. Geochem. Explor**, **101**, pp 185-208.
- Kato V., Kraml, M., (2010) “Geochemistry of Rwenzori hot spring waters” Proceeding of the African Rift Geothermal Conference (ARGeo) **3**, pp 172–183.
- Kele S., Demény, A., Siklósy, Z., Németh, T., Tóth, M., Kovács, M.B., (2008) “Chemical and stable isotope composition of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalók” Hungary: depositional facies and non-equilibrium fractionation. **Sediment Geol**, **211**, pp 53–72.
- Kele S., Özkul, M., Fórizs, I., Gökgöz, A., Baykara, M.O., Alçiçek, M.C., Németh, T., (2011) “Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: new evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation” **Sediment Geol**, **238**, pp 191-212.
- Kelly J., Thornton, I. and Simpson, P. R., (1996) “Urban geochemistry, a study of the influence of anthropogenic activity on the heavy metal content of soils in traditionally industrial and nonindustrial areas of Britain” **Applied Geochem**, **11**, pp 363-370.
- Kinsman D.J. (1989) “Interpretation of Sr⁺² concentration in carbonate minerals and rocks” **J. Sediment. Pterol**, **39**, pp 488–508.

- Klahn H. (1923) “Die Petrogenese der Kalktuffe nebst einigen sich daraus ergebenden geologische Problemen” **Geol. Arch.**, **2**, pp 298-316.
- Koltai G., Kele, S., Bárányi-Kevei, I., (2012) “Preliminary studies of freshwater tufa deposits in Mecsek Mts., Hungary” *Act. Climatol. Chorologica, Universitatis Szeged.* **46**, pp 143–151.
- Lee J.H., Byrne. R.H., (1993) “Complexation of the trivalent rare earth elements (Ce, Eu, Gd, Tb, Yb) by carbonate ions” **Geochim. Cosmochim. Acta**, **57**, pp 295-302.
- Lelli M., Grassi, S., Amadori, M., Franceschini, F., (2013) “Natural Cr(VI) contamination of groundwater in the Cecina coastal area and its inner sectors (Tuscany, Italy)” **Environ. Earth Sci.** **71**, pp 3907–3919.
- Li H.-C., Xu, X.-M., Ku, T.-L., You, C.-F., Buchheim, H.P., Peters, R., (2008) “Isotopic and geochemical evidence of palaeoclimate changes in Salton Basin, California, during the past 20 kyr: 1. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records in lake tufa deposits” **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.** **259**, pp 182–197.
- Lojen S., Dolenc, T., Vokal, B., Cukrov, N., Mihelcics, G., Papesch, W., (2004) C and O stable isotope variability in recent freshwater carbonates (River Krka, Croatia). *Sedimentology* **51**, pp 361–375.
- Mainza D. (2006). “The chemistry of geothermal waters of SW-Uganda. Report of Geothermal Training Programme” Iceland, pp 219-244.
- Makhnach N., Zernitskaja V., Kolosov I., Simakova G., (2004) “Stable oxygen and carbon isotopes in Late Glacial–Holocene freshwater carbonates from Belarus and their palaeoclimatic implications” **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.** **209**, pp 73–101.
- Marie A. and Vengosh A. (2001) “Sources of salinity in groundwater from Jericho area, Jordan valley” *Groundwater* **39**, pp 240–248.
- Masson F. Chery J. Martinod J. Hatzfeld D. Vernant P. Tavakoli F. & Ghafari-Ashtiani M. (2005) “Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquake and geodetic data” **Geophys. J. Int.**, **160**, pp 217-226.

- Matsuoka J., Kano A., Oba T., Watanabe T., Sakai S., Seto K., (2001) "Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa" SW Japan. **Earth Planet. Sci. Lett.** **192**, pp 31–44.
- McKenzie D. (1972) "Active tectonics of the Mediterranean Region" **Geophys. J. R. Astr. Soc.**, **30.**, pp 109-165.
- Mervine E.V., Humphris S.E., Sims K.W.W., Kelemen P.B., Jenkins W.J., (2014) Carbonation rates of peridotite in the Samail ophiolite Sultanate of Oman, constrained through ¹⁴C dating and stable isotopes" **Geochim. Cosmochim. Acta** **126**, pp 371–397.
- Milivojevic M. and Martinovic M., (2003) "Carbogasesus mineral water In Serbia and bih as indicator of deep hydrogeothermal resources" Trans. 26, Reno, Nevada, pp 55-69.
- Milliman J.D., (1974) "Marine Carbonates Recent Sedimentary Carbonates", Part 1, Springer-Verlag, Berlin, pp 375.
- Moore P. Cobby J. (1998), "Introductory statistic for environmentalist" Prentice Hall Europe, pp.234.
- Morrison J.O., Brand U., (1986) "Geochemistry of Recent marine invertebrates", **Geoscience Canada** **13** pp 237-254.
- Novelline J. and Robert P. (1997), "Squire's Fundamentals of Radiology" Harvard University Press. 5th edition, pp. 140.
- Obeidat, O. (1992) "Geochemistry, Mineralogy, and Petrography of Travertine of Deir Alla and Zerqa Ma'in Hot Springs" Master's Thesis, Yarmouk University, Irbid, Jordan
- Ohmoto H., Rye R.O., (1979), Isotopes of sulfur and carbon, pp 509-567. In: "Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits" , Barnes, H.L. Wiley, New York

- Okumura T. Takashima C. Shiraishi F. Akmaluddin K.A. (2012) "Textural transition in an aragonite travertine formed under various flow conditions at Pancuran Pitu, Central Java, Indonesia" **Sediment Geol**, **265**, pp 195–209.
- Ordóñez S. González J.A. García del Gura M.A. (1986) "Petrographie et morphologie des edifices tuffeux quaternaires du centre de ,Espagne" **Mediterranee**, **1-2**, pp 52-60.
- Özkul M. Varol B. and Alcicek M.C. (2002) "Depositional environments and petrography of the Denizli travertines" **Miner. Res. Expl. Bull**, **125**, pp 13–29.
- Özkul M., Kele, S., Gölgöz, A., Shen, C.C., Jones, B., Baykara, M.O., Fórizs, I., Németh, T., Chang, Y.W., Alçiçek, M.C., (2014) "Comparison of the quaternary travertine sites in the Denizli extensional basin based on their depositional and geochemical data" **Sediment Geol**, **294**, pp 179–204.
- Pache M. Reitner J. and Arp G. (2001) "Geochemical evidence for the formation of a large Miocene "travertine" mound at a sub lacustrine spring in a soda lake (Wallerstein Castle Rock, Nördlinger Ries, Germany)" **Facies**, **45**, pp 311- 230.
- Panichi C. and Tongiorgi, E. (1976) "Carbon isotopic composition of CO₂ from springs, fumaroles, mofettes, and travertines of central and southern Italy", in: Proc. 2nd U.N. Symposium on Development and Use of Geothermal Resources, pp 815–825.
- Parkhurst D.L. Appelo C.A.J. (2013) "Description of input and examples for PHREEQC version 3, a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. U.S" Geological Survey Techniques and Methods, Book 6, chap. A43, p.497.
- Pearson K (1896) "On a form of spurious correlation which may arise when indices are used in the measurement of organs" **Proc. R. Soc. London**, **60**, pp 489–502.
- Pedley H.M. (1990) "Classification and environmental models of cool freshwater tufa" **Sediment Geol**, **68**, pp 143–154.
- Pedley H.M. (2009) "Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments" **Sedimentology** **56**, pp 221-246.

- Pentecost A. (1990) “The formation of travertine shrubs: Mammoth Hot prings” Wyoming. **Geol. Mag**, **127**, pp 159–168.
- Pentecost A. (1993), “British travertines: a review” **Proc. Geol. Ass**, **104**, pp 23–39.
- Pentecost A. (1995) “The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor” **Quat. Sci. Rev.** **14**, pp 1005–1028.
- Pentecost A. and Viles H. (1994) “A review and reassessment of travertine classification” **Géogr. Phys. Quatern**, **48**, pp 305–314.
- Pentecost A. (2005), “Travertine”, Springer-Verlag, Berlin, pp. 445.
- Pentecost A., (1999) “The origin and development of the travertines and associated thermal waters at Matlock bath, Derbyshire”. **Proc. Geol. Assoc.** **110**, pp.217–232.
- Pentecost A. and Askew, K. (1999) “The Thermal Springs of Matlock Bath, their History and Properties: with an Account of the Matlock Petrifying Wells”. London (King’s College), pp 26.
- Pevalek I. (1935), “Der Travertin und die Plitvice Seen, Verh. **Int. Ver. Limnol.**, **7**, pp 165–181.
- Piper A.M., (1953) “A graphic representation in the geochemical interpretation of groundwater analyses” **Am. Geophys. Union Trans.** **25**, pp.914-923.
- Plant L.J. and House, W.A. (2002) “Precipitation of calcite in the presence of inorganic phosphate Colloids Surfaces A: Physicochem”. **Eng. Aspects**, **203**, pp 143–153.
- Pola M., Gandin, A Tuccimei P., Soligo, M., Deiana, R., Fabbri, P., Zampieri, D., (2014) “A multidisciplinary approach to understanding carbonate deposition under tectonically controlled hydrothermal circulation: a case study from a recent travertine mound in the Euganean hydrothermal system, northern Italy” **Sedimentology** **61**, pp 172–199.
- Porter H. (1861), “The Geology of Peterborough and its Vicinity” Peterborough, UK (T. Chadwell), pp 126.

- Prado-Pérez A., Huertass A.D., Crespo M.T., Martin Sanchez, A., Del Villar, L.P., (2013) "Late Pleistocene and Holocene mid-latitude palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstruction: an approach based on the isotopic record from a travertine formation in the Guadix-Baza basin, Spain" **Geol. Mag.** **150** (4), pp **602–625**.
- Qishlaqi A. and Moore, F., (2007) "Statistical analysis of Accumulation and Sources of Heavy Metals Occurrence in Agricultural Soils of Khoshk River Banks, Shiraz, Iran" **American-Eurasian Journal Agriculture and Environmental Science**, **2**(5), pp **565-573**.
- Rao C.P., Adabi M.H., (1992) "Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia" **Marine Geol.** **103**, pp **249-272**.
- Riding R. (1991). Classification of Microbial Carbonates, pp 21–51, In: "Calcareous Algae and Stromatolites", Riding R. Springer Verlag, Berlin
- Riding R. (2000). "Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms" **Sedimentology**, **47**, pp **179-214**.
- Riding R. (2008) "Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites" **Geol. Croat.** **61**, pp **73-103**.
- Rollinson H.R., (1993) "Using Geochemical Data" Longman Scientific and Technical, pp.420.
- Savelli C. and Wedepohl K.H. (1969) "Geochemische Untersuchungen an Sinterkalken Travertinen)" **Contr. Min. Petrol**, **21**, pp **238–256**.
- Schoeller H (1967) Geochemistry of groundwater. An international guide for research and practice. UNESCO, Chapter 15, pp: **1-18**.
- Schwarzenbach E.M., Lang S.Q., Früh-Green G.L., Lilley M.D., Bernasconi S.M., Méhay S., (2013) "Sources and cycling of carbon in continental, serpentinite-hosted alkaline springs in the Voltri Massif" Italy. **Lithos** **177**, pp **226–244**.

- Serrano M.G., Sanz L.A., Nordstrom D.K., (2000) “REE speciation in low-temperature acidic waters and the competitive effects of aluminum” **Chem. Geol.** **165**, pp **167-180**.
- Shahrabi M. (1981), Holocene Lacustrine facies and environment of hypersaline Lake Urmieh, N.W Iran. Dip. Arb. Ander ETH Zurich, Switzerland. pp.75.
- Sorgeloos P. (1997). Resource assessment of Urmia lake Artemia cysts and biomass, pp.1-114, In: “Artemia Lake Cooperation Project”, Sorgeloos P. Item B, Laboratory of Aquaculture and Artemia Reference Center, Belgium,
- Stirn A. (1964) “Kalktuffvorkommen und Kalktufftypen der Schwabische Alb” **Abh. Karst u. Höhlenkunde**, **E1**, pp **1-92**.
- Stocklin J. (1968) “Structural History and Tectonic of Iran: A Review” **AAPG Bulletin** **52**, pp **1229-1258**.
- Stocklin J. (1972), “Lexique Stratigraphic International”. Vol. III, Fascicule 96, Iran, pp.1-283.
- Stoffers P., Botz R., (1994) “Formation of hydrothermal carbonate in Lake Tanganyika, East central Africa” **Chem. Geol.** **115**, pp.117–122.
- Sturchio N.C. (1990) “Radium isotopes, alkaline earth diagenesis, and age determination of travertine from Mammoth Hot Springs” Wyoming, U.S.A. **Appl. Geochem.** **5**, pp **631–640**.
- Sun and W. F. McDonough (1989) “Geological Society” London, Special Publications, **42**, pp **313-345**.
- Sürmelihiindi G., Passchier C.W., Baykan O.N., Spötl C., Kessener P., (2013) “Environmental and depositional controls on laminated freshwater carbonates: an example from the Roman aqueduct of Patara, Turkey” **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.** **386**, pp **321–335**.

- Teboul PA Durllet C Gaucher EC Virgone A Girard JP Curie J, Lopez B, Camoin GF (2016) “Origins of elements building travertine and tufa: new perspectives provided by isotopic and geochemical tracers” **Sediment Geol** 334, pp 97–114.
- Thompson M. (1983), “A Handbook of Inductively Coupled Plasma Spectrometry” Blackie, Glasgow, pp. 10.
- Tucker M.E. and Wright V.P. (1990), “Carbonate Sedimentology” London, Blackwell, pp. 482.
- Tunusoglu O., Shanhwang T., and Eroglu A.E. (2007) “Retention of aqueous Ba²⁺ ions by calcite and aragonite over a wide range of concentration: Characterization of the uptake capacity, and kinetics of sorption and precipitate formation” **Geochem. J.** 41, pp 379.
- Turekian K.K. and Wedepohl K.H. (1961) “Distribution of elements in some major units of the earth’s crust” **Bull. Geol. Soc. Am.**, 72, pp 175–182
- Turi B. (1986) Stable isotope geochemistry of travertines, pp 207–235, In: “Handbook of Environmental Isotope Geochemistry”, Fritz, B.P. Fontes J.C., Amsterdam (Elsevier)
- Uysal T., Feng Y., Zhao J., Altunel E., Weatherley D., Karabacak V., Cengiz O., Golding S.D., Lawrence M.G., Collerson K.D., (2007) “U-series dating and geochemical tracing of late Quaternary travertines in co-seismic fissures” **Earth Planet Sci. Let.**, 257, pp 450–462.
- Uysal T., Feng, Y., Zhao J., Isik V., Nuriel P., Golding S.D., (2009) “Hydrothermal CO₂ degassing in seismically active zones during the late Quaternary” **Chem. Geol.**, 265, pp 442–454.
- Valley J.W. Taylor H.P., and O’Neil J.R. (1986) “Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes” Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, 16, pp 570.
- Veizer J. Demovic R. (1974) “Strontium as a tool in facies analysis” **J. Sediment. Pterol.**, 44, pp 93–115.

- Wampler J.M. Krogstad E.J. Elliot W.C. Kahn B. Kaplan D.I. (2012) “Long-term selective retention of natural Cs and Rb by highly weathered coastal plain soils” **Environ. Sci. Technol**, **46**, pp 3837-3843.
- Wanga S.W. Kuo Y.M. Kao Y.H. Jang C.S. Kumar Maja S. Chang F.J. Liu C.W. (2011) “Influence of hydrological and hydrogeochemical parameters on arsenic variation in shallow groundwater of southwestern Taiwan” **J. Hydrol**, **408**, pp 286-295.
- Wedepohl K.H. (1995) “The composition of the continental crust” **Geochim. Cosmochim. Acta**, **59**, pp 1217-1239.

Abstract

Travertine covers a vast area in the southwest of Azarshahr (East Azarbaijan province), in some parts there are currently active springs which depositing travertine. According to field studies, there are three types of morphology including Fissure-Ridges, Mounds and Cascades in these travertines. Field studies also detected three types of travertine lithofacies including crystalline crust, coated gas bubbles, and calcite rafts as well as two types of tufa lithofacies including bacterial microherm and phytoherm framestone. Thin-section studies, SEM images and XRD analysis have been used to detect peloidal, thrombolytic, dendritic and spary calcite fabrics. These studies also detect minerals such as calcite, aragonite and quartz in most of the samples, however the dominant phase in all samples are calcite. Hydrochemical studies have shown that, in terms of acidity, water sources are neutral; their EC values are higher than the drinking water standard and the type of water travertine springs is from biocarbonate region. The origin of the main ions in spring water is also the dissolution of carbonates and to some extent evaporites. The isotopic studies indicate the meteoric source for the springs. The amount of iron, sodium, and potassium elements in travertine deposits clearly emphasizes their thermogenic nature. The amounts of strontium, barium and beryllium also indicate the thermogenesis and calcareous, evaporative or dolomite origin. The depleted oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) and enriched carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}$) is also indicator of thermogenic source, and carbonate or igneous source rocks for these deposits. Based on these studies, it seems that hydrothermal fluids may have initially taken the CO_2 -derived from magma, and during the upward movement with carbonate rocks, decarbonization has been made. These fluids transport CO_2 from carbonates, and then they appear as spring's water at the surface and precipitate as travertine due to the rapid release of CO_2 .

Keywords :Geochemistry, Hydrogeochemistry, Travertine spring, Stable isotop, Azarbaijan, Azarshahr



Faculty of Earth Sciences
M.Sc. Thesis in Geochemistry

**Geochemical characteristics, genesis and the origin of springs and
travertine deposits in Southwest Azarshahr (NW Iran)**

By:

Behnam Ebrahimzadeh

Supervisor:

Dr. Mahdi Jafarzadeh

Advisor:

Dr. Rahim Bagheri

April 2019