





دانشکده علوم زمین
پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی هیدروژئولوژی

مطالعه تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای هیدروشیمیایی در منابع آب زیرزمینی سازند سخت منطقه
شیرکوه، یزد

نگارنده: بهاره یزدی زاده

استاد راهنما:

دکتر هادی جعفری

بهمن ۱۳۹۵

تقدیم می‌کنم به:

فرشته زندگیم، مادر عزیزم

قهرمان زندگیم، پدر بزرگوارم

و خواهران و برادر نازنینم

شکر و قدردانی

پاس خداوند یکتا راست که بشر را فکرت آموخت و بدین خصلت اشرف مخلوقات نمود، حمد بیکران او راست که هر چه بنگری به حکمت نگارده است و آسمان بادین نظم استوار ساخته است، بیچ پدیده ای جز در وضعی که خالق آن معین نموده است سزاوار نیست و آدمی را جز به نظاره و میان گوشه های کوچکی از آن همه ظرافت مقدور نمی باشد، آسپخان که این پرورش جز کاوش گوشه ای از طبیعت بی کران بیچ نیست. ولذا

من به سرچشمه خورشید نه خود بردم راه
ذره ای بودم و مهر تو مر بالا برد

در این راستا مراتب پاس قلبی خود را به استاد بزرگوار و فرزانه ام جناب آقای دکتر بلادی حضرتی که مرا به شاگردی پذیرفتند و همواره بارهبنانی های ارزنده علمی و اخلاقی خود مرا مرمون لطف و محبت قرار داده اند، کمال شکر و قدردانی را دارم.

از اساتید گرانقدر و دلسوز جناب آقای دکتر کریمی و جناب آقای دکتر باقری که علاوه بر زحمات بی دریغشان در طول دوره کارشناسی ارشد، زحمت داوری این رساله را متقبل شدند کمال قدردانی و شکر را داشته باشم.

از تمامی دوستان و بھکلاسی های عزیزم، بخصوص خانم بافرخنده طاحری، فاطمه میرشکاری، زحرا بوسلیک، فاطمه باقری و آقایان کھلپاکانی و دھمتانی کمال شکر را داشته و آرزوی توفیق روز افزون ایشان را از خداوند بزرگ منست دارم.

و در نهایت از بھکاری و بھرامی تمامی اعضای خانواده ام که همیشه بھراه، بھدل و راهبهای من در تمامی مراحل زندگی بوده اند، صمیمانه شکر می نمایم. از خداوند منان طول عمر و توفیق روز افزون این بزرگواران را در بھت سربلندی فریبنگ و دانش این مرز و بوم خواستارم.

تهدیه نامه

اینجانب بهاره یزدی زاده دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی گرایش آبشناسی از دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه کارشناسی ارشد با عنوان مطالعه تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای هیدروشمیایی در منابع آب زیرزمینی سازند سخت منطقه شیرکوه، یزد تحت راهنمایی آقای دکتر هادی جعفری 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 تا کنون 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 تاثیرگذار بوده اند، در مقالات مستخرج از این 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 اخلاقی انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده) مربوط 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

افزایش روزافزون جمعیت و کمبود منابع آبی با کیفیت مناسب، لزوم بررسی‌های کمی و کیفی منابع آب زیرزمینی در سازندهای سخت را ایجاب نموده است. در این راستا تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای هیدروژئوشیمیایی و فلزات سنگین موجود در منابع آب زیرزمینی شیرکوه در این تحقیق بررسی شده است. منطقه شیرکوه واقع در جنوب غربی یزد اصلی‌ترین منبع تغذیه دشت یزد-اردکان در استان یزد می‌باشد. بر اساس نتایج تحقیق میانگین هدایت الکتریکی در منابع آب زیرزمینی شیرکوه حدود ۶۲۴ میکروزیمنس بر سانتی‌متر، متوسط کل املاح جامد (TDS) حدود ۴۴۲ میلی‌گرم بر لیتر، متوسط pH حدود ۷/۵ و متوسط جزء ملکولی سیلیس (SiO₂) برابر ۹ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. مقادیر این پارامترها در مقایسه با متوسط آب‌های گرانیتی بیشتر بوده که با توجه به قرارگیری واحدهای رسوبی به صورت آذرین‌پی بر روی گرانیت شیرکوه دلیل احتمالی آن انحلال رسوبات درز و شکافی می‌باشد. تیپ اغلب نمونه‌ها بی‌کربناته-کلسیک بوده و مقادیر هدایت الکتریکی و سیلیس آب‌های زیرزمینی با کاهش ارتفاع افزایش می‌یابد. افزایش نسبی مقادیر پارامترهای هیدروژئوشیمیایی در سال ۹۴ نسبت به سال ۸۱ احتمالاً به دلیل کاهش بارندگی‌ها و افزایش دما در سال‌های اخیر می‌باشد. روند غلظت فلزات سنگین به صورت Sr>Ba>Sn>W>Cu>U>Zn>Th می‌باشد. مقادیر همه عناصر زیر حد استاندارد آشامیدنی بوده، لیکن مقادیر اورانیوم و توریم بالاتر از حد مطلوب سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا (USEPA) می‌باشد. بیشترین مقادیر اورانیوم در قسمت غربی توده گرانیتی شناسایی گردید که تغییرات آن رابطه مستقیمی با افزایش هدایت الکتریکی، سیلیس و توریم نشان می‌دهد. نتایج روش‌های آماری تحلیل عاملی تحلیل خوشه‌ای نشان‌دهنده دو عامل اصلی انحلال رسوبات درز و شکافی (نمک‌ها و کلسیت) و هوازدگی بیوتیت موجود در سنگ‌های گرانیتی در افزایش یون‌ها و فلزات سنگین در منابع آب زیرزمینی شیرکوه می‌باشد.

کلید واژه: هیدروژئوشیمی، گرانیت، سیلیس، فلزات سنگین، تحلیل عاملی، شیرکوه، یزد

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

- یزدی زاده، ب.، جعفری، ه.، ۱۳۹۵، تغییرات مکانی و زمانی پارامترهای هیدروژئوشیمیایی در سازند سخت شیرکوه یزد، نهمین همایش ملی زمین شناسی مهندسی و محیط زیست ایران، دانشگاه خوارزمی، تهران.
- یزدی زاده، ب.، جعفری، ه.، ۱۳۹۵، بررسی غلظت فلزات سنگین در منابع آب زیرزمینی سازند سخت شیرکوه-یزد، بیستمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تهران، تهران.

فهرست مطالب

فصل اول: مقدمه

- ۱-۱- بیان مسئله ۲
- ۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ۳
- ۳-۱- آب و هوای منطقه مورد مطالعه ۳
- ۱-۳-۱- نمودار آمبروترمیک ۵
- ۲-۳-۱- ضریب دمارتن ۵
- ۴-۱- ژئومورفولوژی منطقه شیرکوه ۶
- ۵-۱- چینه‌شناسی، زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه شیرکوه ۶
- ۱-۵-۱- گرانیت شیرکوه (G) ۸
- ۲-۵-۱- سازند سنگستان (Ks) ۹
- ۳-۵-۱- سازند تفت (Kt) ۹
- ۴-۵-۱- سازند دره زنجیر (Kdz) ۱۰
- ۵-۵-۱- کنگلومرای قاعده‌های کرمان (Pgk) ۱۰
- ۶-۱- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه شیرکوه ۱۰
- ۷-۱- ویژگی منابع آب منطقه شیرکوه ۱۱
- ۱-۷-۱- چشمه‌های آهکی ۱۱
- ۲-۷-۱- چشمه‌ها و قنات‌های گرانیته ۱۱

فصل دوم: مروری بر مطالعات پیشین

- ۱-۲- مقدمه ۱۴
- ۲-۲- هیدروژئولوژی سنگ‌های متبلور ۱۴
- ۳-۲- تعریف سازند سخت (Hard rock) ۱۵
- ۴-۲- هیدروژئوشیمی سنگ‌های متبلور ۱۶
- ۱-۴-۲- اجزای شیمیایی موجود در آب‌های زیرزمینی موجود در سنگ‌های متبلور ۱۶
- ۲-۴-۲- عوامل مؤثر بر ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی ۲۰
- ۳-۴-۲- زون‌بندی هیدروشیمیایی ۲۲
- ۴-۴-۲- تکامل هیدروژئوشیمیایی آب‌های زیرزمینی ۲۳
- ۵-۴-۲- تعیین منشأ یون‌های محلول در آب زیرزمینی ۲۵

۲۶	۵-۲- فلزات سنگین موجود در سازند سخت.....
۲۷	۱-۵-۲- اورانیوم.....
۲۹	۲-۵-۲- توریم.....
۳۰	۳-۵-۲- فلوراید.....
۳۰	۶-۲- سوابق مطالعات انجام شده در مورد هیدروژئوشیمی سازندهای سخت.....
۴۱	۷-۲- مطالعات انجام شده در منطقه مورد مطالعه.....

فصل سوم: مواد و روش‌ها

۴۴	۱-۳- مقدمه.....
۴۴	۲-۳- بازدید صحرایی و نمونه‌برداری از منابع آبی.....
۴۷	۳-۳- مطالعات آزمایشگاهی.....
۴۸	۱-۳-۳- اندازه‌گیری آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی.....
۵۰	۲-۳-۳- اندازه‌گیری غلظت فلزات سنگین نمونه‌های آب.....
۵۰	۴-۳- تجزیه و تحلیل داده‌ها.....

فصل چهارم: هیدروژئوشیمی سازند سخت شیرکوه-یزد

۵۲	۱-۴- مقدمه.....
۵۲	۴-۲- توصیف هیدروشیمیایی منابع آبی شیرکوه یزد.....
۵۴	۳-۴- بررسی توزیع مکانی پارامترهای فیزیکوشیمیایی در منابع آب زیرزمینی شیرکوه.....
۵۴	۱-۳-۴- بررسی تغییرات و توزیع مکانی هدایت الکتریکی (EC).....
۵۷	۲-۳-۴- بررسی تغییرات و توزیع مکانی pH.....
۵۸	۳-۳-۴- کل مواد جامد محلول (TDS).....
۵۹	۴-۳-۴- بررسی تغییرات و توزیع مکانی یون‌های اصلی.....
۶۴	۵-۳-۴- بررسی تغییرات و توزیع مکانی سیلیس (SiO ₂).....
۶۵	۴-۴- بررسی تغییرات زمانی پارامترهای فیزیکوشیمیایی در منابع آبی گرانیت شیرکوه.....
۶۶	۱-۴-۴- بررسی تغییرات زمانی هدایت الکتریکی (EC).....
۶۶	۲-۴-۴- بررسی تغییرات زمانی pH.....
۶۷	۳-۴-۴- بررسی تغییرات زمانی سیلیس (SiO ₂).....
۶۷	۵-۴- محاسبه شاخص اشباع با استفاده از کد کامپیوتری PHREEQC.....
۶۹	۶-۴- تعیین منشأ یون‌های اصلی در منابع آب زیرزمینی شیرکوه.....

۶۹	۴-۶-۱- تحلیل عاملی (Factor analysis).....
۷۴	۴-۶-۲- روش تحلیل خوشه‌ای.....
۷۶	۴-۷-۷- بررسی فلزات سنگین در منابع آب زیرزمینی شیرکوه.....
۸۱	۴-۷-۱- بررسی توزیع مکانی فلزات سنگین در منابع آب زیرزمینی شیرکوه.....
۸۷	۴-۷-۲- بررسی تغییرات عناصر اورانیوم و توریم نسبت به پارامترهای فیزیکوشیمیایی.....
۹۱	۴-۸-۸- منشأ احتمالی فلزات سنگین در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه یزد.....
۹۱	۴-۸-۱- ضریب همبستگی فلزات سنگین.....
۹۲	۴-۸-۲- تحلیل عاملی.....
۹۴	۴-۸-۳- روش تحلیل خوشه‌ای.....

فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

۹۸	۵-۱- مقدمه.....
۹۸	۵-۲- نتیجه‌گیری.....
۱۰۰	۵-۳- پیشنهادها.....

منابع

۱۰۴	منابع فارسی.....
۹۸	منابع لاتین.....

فهرست جدول‌ها

- جدول ۱-۱: طبقه‌بندی اقلیمی دمارتن (علیزاده، ۱۳۸۹) ۶
- جدول ۱-۲: میانگین غلظت عناصر در سنگ‌های آذرین، ماسه‌سنگ، سنگ‌های کربناته، آب زیرزمینی ۱۷
- جدول ۲-۲: منشأ یون‌های مختلف در آب‌های زیرزمینی (Singhal and Gupta, 2010) ۱۸
- جدول ۱-۳: موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های نمونه‌برداری از منابع آبی سازند سخت شیرکوه ۴۵
- جدول ۱-۴: میانگین داده‌های هیدروشیمیایی در منابع آب زیرزمینی موجود در گرانیته شیرکوه ۵۳
- جدول ۲-۴: نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های برداشت شده از منابع آبی ۵۴
- جدول ۳-۴: مقادیر شاخص اشباع در نمونه‌های آب توده گرانیته شیرکوه (اسفند ۱۳۹۴) ۶۸
- جدول ۴-۴: ضریب همبستگی یون‌های اصلی منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه ۷۰
- جدول ۵-۴: فاکتورها و درصدی از واریانس‌های یون‌های اصلی ۷۱
- جدول ۶-۴: ماتریس عامل‌های یون‌های اصلی (شیرکوه-یزد ۱۳۹۴) ۷۲
- جدول ۷-۴: نتایج تجزیه به عوامل (پس از چرخش واریماکس) ۷۳
- جدول ۸-۴: نتایج آنالیز فلزات سنگین نمونه‌های منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه-یزد ۷۷
- جدول ۹-۴: غلظت فلزات سنگین در ایستگاه‌های نمونه‌برداری در منطقه مورد مطالعه ۷۹
- جدول ۱۰-۴: ضریب همبستگی فلزات سنگین منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه ۹۲
- جدول ۱۱-۴: فاکتورها و درصدی از واریانس‌های یون‌های اصلی ۹۳
- جدول ۱۲-۴: نتایج تجزیه به عوامل (پس از چرخش واریماکس) ۹۳

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱: نقشه راه‌های دسترسی منطقه مورد مطالعه با اقتباس از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ راه‌های کشور ۴
- شکل ۱-۲: نمودار آمپروترمیک منطقه مورد مطالعه ۵
- شکل ۱-۳: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با اقتباس از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ یزد و آباده ۷
- شکل ۱-۲: پراکندگی توده‌های سنگ متبلور در کشورهای مختلف جهان ۱۵
- شکل ۳-۲: مقطعی از زون‌بندی هیدروشیمیایی در سفره‌های آب زیرزمینی (Kehew, 2001) ۲۳
- شکل ۱-۳: موقعیت نقاط نمونه‌برداری از منابع آبی موجود در سازند سخت شیرکوه-یزد ۴۶
- شکل ۲-۳: نمونه‌برداری از منابع آب زیرزمینی شیرکوه و اندازه‌گیری پارامترهای صحرایی ۴۷
- شکل ۳-۳: آماده‌سازی نمونه‌ها جهت آنالیز شیمیایی به روش تیتراسیون ۴۹
- شکل ۱-۴: نقشه موقعیت محل‌های نمونه‌برداری از منابع آب زیرزمینی در منطقه شیرکوه یزد ۵۴
- شکل ۲-۴: نمودار تغییرات هدایت الکتریکی در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد) ۵۶
- شکل ۳-۴: توزیع مکانی هدایت الکتریکی منابع آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه (شیرکوه-یزد) ۵۶
- شکل ۴-۴: تغییرات pH در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد) ۵۷
- شکل ۵-۴: توزیع مکانی pH منابع آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه (شیرکوه-یزد) ۵۸
- شکل ۶-۴: نمودار رابطه هدایت الکتریکی در برابر کل مواد جامد محلول ۵۹
- شکل ۷-۴: نمودار تغییرات کل مواد جامد محلول در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد) ۵۹
- شکل ۸-۴: نمودار شولر نمونه‌های منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه ۶۰
- شکل ۹-۴: نمودار پایپر برای نمونه‌های برداشت شده از منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد) ۶۱
- شکل ۱۰-۴: نمودار تغییرات کلسیم در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد) ۶۲
- شکل ۱۱-۴: توزیع مکانی کاتیون کلسیم در منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه (شیرکوه-یزد) ۶۲
- شکل ۱۲-۴: نمودار تغییرات بیکربنات در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد) ۶۳
- شکل ۱۳-۴: توزیع مکانی آنیون بیکربنات در منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه (شیرکوه-یزد) ۶۳
- شکل ۱۴-۴: نمودار تغییرات SiO_2 در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد) ۶۴
- شکل ۱۵-۴: نمودار تغییرات سیلیس در مقابل کل جامدات محلول (شیرکوه-یزد) ۶۵
- شکل ۱۶-۴: توزیع مکانی جزء ملکولی سیلیس در منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه (شیرکوه-یزد) ۶۵
- شکل ۱۷-۴: مقایسه تغییرات هدایت الکتریکی منابع آب زیرزمینی شیرکوه ۶۶
- شکل ۱۸-۴: مقایسه تغییرات pH منابع آب زیرزمینی شیرکوه در برابر ارتفاع ۶۷
- شکل ۱۹-۴: مقایسه تغییرات (SiO_2) منابع آب زیرزمینی شیرکوه در برابر ارتفاع ۶۷

- شکل ۴-۲۰: نمودار اسکری (Scree) برای تعیین تعداد عامل‌های یون‌های اصلی ۷۲
- شکل ۴-۲۱: نمودار خوشه‌ای یون‌های اصلی منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه یزد (۱۳۹۴) ۷۵
- شکل ۴-۲۲: غلظت اورانیوم و توریم در نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه شیرکوه ۸۰
- شکل ۴-۲۳: توزیع مکانی اورانیوم در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه (اسفند ۱۳۹۴) ۸۳
- شکل ۴-۲۴: توزیع مکانی توریم در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه (اسفند ۱۳۹۴) ۸۴
- شکل ۴-۲۵: توزیع مکانی عناصر کمیاب در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه (اسفند ۱۳۹۴) ۸۶
- شکل ۴-۲۶: نمودار تغییرات اورانیوم در مقابل هدایت الکتریکی (شیرکوه-یزد) ۸۷
- شکل ۴-۲۷: نمودار تغییرات توریم در مقابل هدایت الکتریکی (شیرکوه-یزد) ۸۸
- شکل ۴-۲۸: نمودار تغییرات اورانیوم در مقابل pH (شیرکوه-یزد) ۸۸
- شکل ۴-۲۹: نمودار تغییرات توریم در مقابل pH (شیرکوه-یزد) ۸۹
- شکل ۴-۳۰: نمودار تغییرات اورانیوم در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد) ۸۹
- شکل ۴-۳۱: نمودار تغییرات توریم در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد) ۹۰
- شکل ۴-۳۲: تغییرات جزء ملکولی سیلیس نسبت به اورانیوم (شیرکوه-یزد) ۹۰
- شکل ۴-۳۳: تغییرات اورانیوم نسبت به توریم (شیرکوه-یزد) ۹۱
- شکل ۴-۳۴: نمودار خوشه‌ای منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه یزد (۱۳۹۴) ۹۴

فصل اول

مقدمه

۱-۱- بیان مسئله

منابع آب موجود در سازندهای سخت، به دلیل ذخیره و آبدهی نسبتاً پایین، کمتر از سایر منابع آب مورد توجه بوده‌اند. اما با این حال در مناطق خشک و نیمه خشک، این منابع حائز اهمیت می‌باشند (Arnous, 2016). برای دسترسی به منابع آب زیرزمینی موجود در مناطق سازند سخت مشکلات متعددی وجود دارد که به پارامترهای مهمی از جمله درز و شکاف، شکستگی و تخلخل آبخوان‌های سازند سخت وابسته می‌باشد. در چند دهه اخیر با توجه به افزایش تقاضای آب و از طرفی کاهش منابع آب با کیفیت و افت شدید سطح آب در آبخوان‌های آبرفتی، سازندهای سخت آذرین و دگرگونی به عنوان یک منبع آبی مناسب در بسیاری از مناطق جهان مورد توجه قرار گرفته‌اند. در کشور ما نیز لزوم مطالعه این منابع آبی با توجه به مشکلات کم‌آبی احساس می‌گردد. به طور کلی در ایران تحقیقات جامع و کاملی در مورد آب‌های زیرزمینی موجود در سازندهای سخت انجام نگرفته است. این در حالی است که در بسیاری از نواحی کشور، منابع موجود در سازندهای سخت دارای کیفیت مناسبی جهت بهره‌برداری می‌باشند. گسترش قابل توجه سنگ‌های سخت آذرین و دگرگونی مخصوصاً در نواحی البرز و ایران مرکزی، ضرورت توجه بیشتر به این منابع را دو چندان کرده است. خصوصیات شیمی آب نتیجه انتقال جرم بین آب موجود در خلل و فرج سنگ و کانی‌های تشکیل‌دهنده آن سنگ می‌باشد. این انتقال جرم عمدتاً به پارامترهایی نظیر دما، pH، شرایط اکسایش کاهش، غلظت شیمیایی محلول‌های هوازدهی و ترکیب شیمیایی بستگی دارد. همچنین طول مدت ماندگاری آب در تماس با کانی بر شیمی آب مؤثر می‌باشد. در سنگ‌های متبلور، جریان آب زیرزمینی اساساً از طریق شکستگی‌ها صورت می‌گیرد، در نتیجه سطح تماس بین آب و ماتریس سنگ در مقایسه با سنگ‌هایی که دارای تخلخل اولیه می‌باشند کم است. به علاوه سنگ‌های کریستالین اساساً حاوی کانی‌های سیلیکاته می‌باشند که خیلی آهسته هوازده می‌شوند. بنابراین در حالت کلی آب زیرزمینی در سنگ‌های دگرگونی و سنگ‌های آذرین نفوذی، مواد جامد محلول کمی دارد و تیپ آب از نوع بی‌کربناته-کلسیک می‌باشد. البته در مناطق خشک و

نیمه خشک به علت بارش کم و تبخیر زیاد، آب زیرزمینی ممکن است املاح بالایی داشته باشد (Singhal and Gupta, 2010). منطقه شیرکوه در قسمت مرکزی ایران، در استان یزد واقع است. از آنجا که شیرکوه منطقه تغذیه آبخوان دشت یزد-اردکان می باشد، بنابراین مطالعه ویژگی‌های هیدروشیمیایی آن از اهمیت زیادی برخوردار می باشد. لذا هدف از انجام تحقیق حاضر بررسی تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای هیدروشیمیایی و همچنین بررسی غلظت فلزات سنگین موجود در منابع آب زیرزمینی این منطقه می باشد.

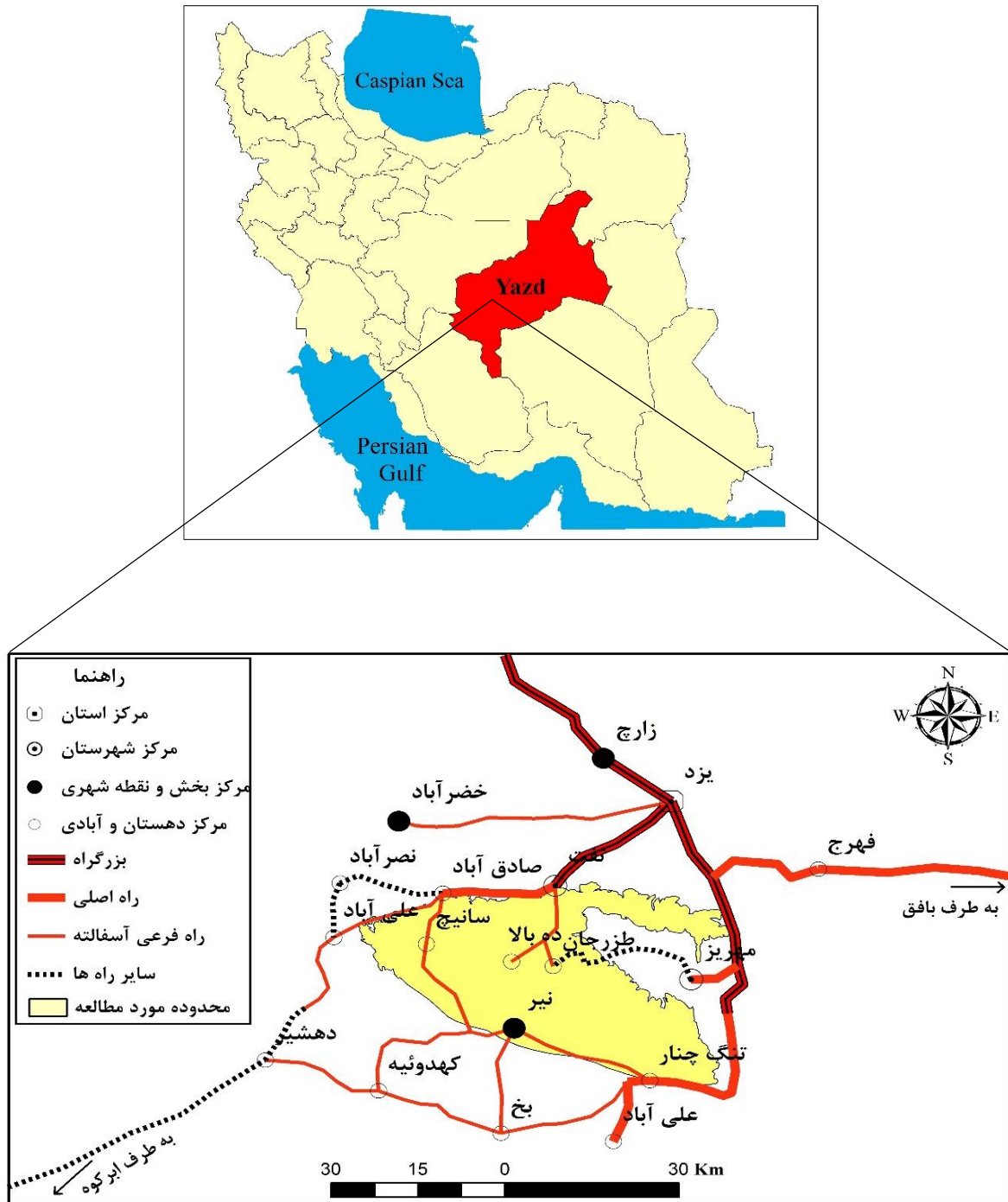
۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

منطقه شیرکوه در قسمت مرکزی ایران، در استان یزد واقع است. این ناحیه تقریباً در ۳۰ کیلومتری جنوب غربی شهر یزد در بین مدارهای $23^{\circ} 31'$ تا $45^{\circ} 31'$ عرض شمالی و نصف النهار $50' 53^{\circ}$ تا $30' 54^{\circ}$ طول شرقی قرار دارد. این منطقه با گسترش بیش از سه هزار کیلومتر مربع دارای بلندترین قله مرکز ایران با ارتفاع ۴۰۷۵ متر از سطح دریا بوده و در قسمت‌های غربی شهرستان مهریز و جنوب شهرستان تفت قرار گرفته است. راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه مسیرهای آسفالتی ۱- یزد-تفت-ده‌بالا ۲- یزد-تفت-فیض‌آباد-سانج ۳- یزد-مهریز-منشاد می باشد (شکل ۱-۱).

۳-۱- آب و هوای منطقه مورد مطالعه

شیرکوه با توجه به ارتفاع بیش از ۴۰۰۰ متر از سطح دریا و با میانگین بارندگی سالانه ۲۵۰ میلی‌متر پرباران‌ترین منطقه استان یزد بوده و مهم‌ترین عامل تعدیل دمای منطقه به شمار می‌رود. تقریباً نیمی از بارش به صورت برف است که فرصت کافی جهت ذوب برف و نفوذ آن، باعث شرایط نسبتاً مناسب تغذیه می‌شود. بر اساس گزارشات هواشناسی شرکت آب منطقه‌ای یزد، میانگین درجه حرارت سالانه زیرحوضه ده بالا در مرکز توده گرانیتهی شیرکوه حدود $11/5$ درجه سانتی‌گراد می‌باشد که با توجه به شباهت آب و هوایی این زیرحوضه با سایر بخش‌های منطقه می‌توان میانگین دمای سالانه را در حدود ۱۳-۱۲ درجه سانتی‌گراد در نظر گرفت. میزان تبخیر سالانه در ارتفاعات شیرکوه ۱۳۷۰ میلی‌متر

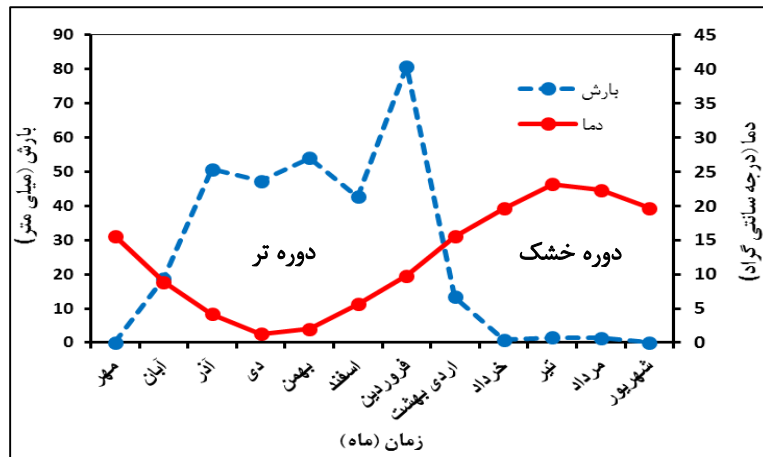
می‌باشد و شدیدترین بادهای معمولاً از سمت غرب می‌وزد (جعفری، ۱۳۸۲ به نقل از امینی و کلانتری، ۱۳۷۶).



شکل ۱-۱: نقشه راه‌های دسترسی منطقه مورد مطالعه با اقتباس از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ راه‌های کشور

۱-۳-۱- نمودار امبروترمیک

نمودار امبروترمیک^۱ منطقه بر اساس تغییرات ماهانه دما نسبت به بارش ترسیم و در شکل ۱-۲ آورده شده است. بر اساس این نمودار از آبان ماه تا اردیبهشت ماه بارندگی بر دما فزونی دارد و دوره مرطوب می‌باشد و سایر ماه‌های سال به عنوان ماه‌های خشک (دوره خشک) می‌باشند.



شکل ۱-۲: نمودار امبروترمیک منطقه مورد مطالعه

۱-۳-۲- ضریب دمارتن

دمارتن^۲ با استفاده از متوسط بارندگی و دمای سالانه، ضریب اقلیمی (I) را بر اساس رابطه ۱-۱ ارائه نموده است. این ضریب اقلیمی، نوع آب و هوای منطقه را مشخص می‌کند (علیزاده، ۱۳۸۹).

$$I = \frac{P}{T + 10} \quad (1-1)$$

در این رابطه P متوسط بارندگی سالانه بر حسب میلی‌متر و T متوسط دمای سالانه بر حسب درجه سانتی‌گراد می‌باشد. زیاد بودن ضریب اقلیمی ممکن است یا به دلیل پایین بودن دما یا بالا بودن بارندگی باشد (علیزاده، ۱۳۸۹). جدول (۱-۱) نوع آب و هوای طبقه‌بندی شده بر اساس فرمول دمارتن را نشان می‌دهد. ضریب اقلیمی در محدوده مطالعاتی برابر ۱۵/۲۴ برآورد شده است و طبق جدول (۱-۱) اقلیم منطقه مورد مطالعه از نوع نیمه خشک می‌باشد.

¹ Embrothermic

² De Martoone

جدول ۱-۱: طبقه‌بندی اقلیمی دمارتن (علیزاده، ۱۳۸۹)

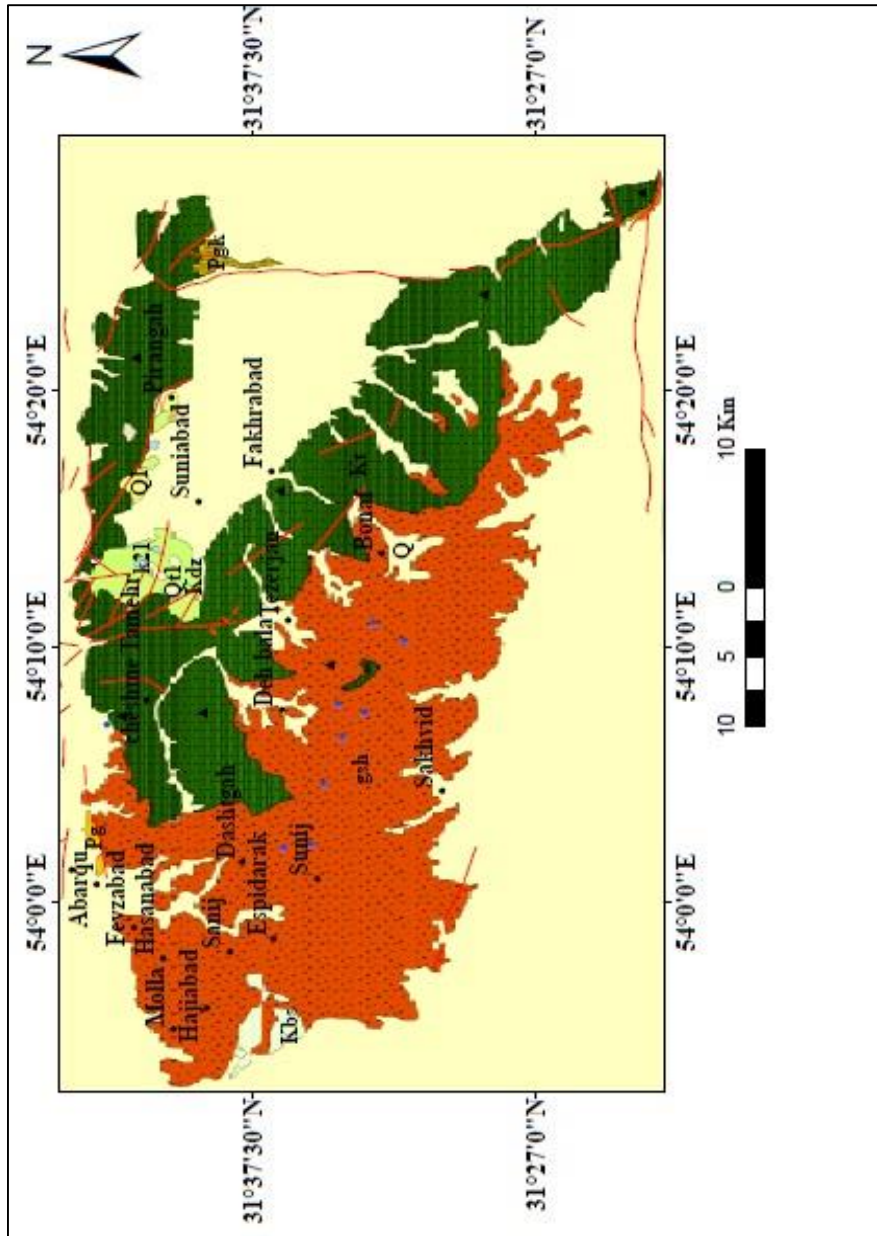
نام اقلیم	محدوده ضریب خشکی دمارتن (I)
خشک	کوچکتر از ۱۰
نیمه خشک	۱۰ تا ۱۹/۹
مدیترانه‌ای	۲۰ تا ۲۳/۹
نیمه مرطوب	۲۴ تا ۲۷/۹
مرطوب	۲۸ تا ۳۴/۹
بسیار مرطوب	بزرگتر از ۳۵

۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه شیرکوه

منطقه شیرکوه یک منطقه کوهستانی و دارای شیب‌های توپوگرافی زیاد می‌باشد. این منطقه از اطراف توسط دشت یزد-اردکان در مشرق، دشت تفت-علی آباد در شمال و کویر ابرکوه در غرب و جنوب غربی احاطه شده است. مرتفع‌ترین نقطه آن، قله شیرکوه با ارتفاع ۴۰۷۵ متر در مرکز ناحیه و بخش جنوبی آن به عنوان پست‌ترین قسمت این ناحیه با ارتفاع ۱۵۰۰ متر در نظر گرفته شده است. آهک‌های تفت که بخش زیادی از قسمت شرقی منطقه را می‌پوشاند، دره‌های عمیق و پرتگاه‌های بلندی را تشکیل می‌دهد. گرانیتهای شیرکوه در بخش غربی و مرکزی ناحیه حضور دارد. بر خلاف آهک‌های تفت رخنمون گرانیتهای فاقد پرتگاه‌های پرشیب می‌باشد، زیرا عمل فرسایش و فرآیندهای هوازدگی فیزیکی و شیمیایی مانع از ایجاد شیب‌های تند در سطح این گرانیتهای شده است.

۱-۵- چینه‌شناسی، زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه شیرکوه

از نظر چینه‌شناسی، منطقه مورد مطالعه شامل یک توده بزرگ باتولیت گرانیتوئیدی به سن ژوراسیک فوقانی و چند سازند رسوبی به سن کرتاسه می‌باشد که بر روی باتولیت ذکر شده قرار می‌گیرند. این رسوبات که در قاعده با سازند آواری سنگستان شروع می‌شوند، نشانه پیشروی دریای کرتاسه پس از فاز کوهزایی سیمین هستند. این فاز کوهزایی باعث تشکیل باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه شده است (جعفری، ۱۳۸۲). در ذیل هر یک از این واحدها به تفصیل مورد بررسی قرار گرفته‌اند. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با اقتباس از نقشه‌های ۱/۲۵۰۰۰۰ آباده و یزد تهیه شده که در شکل ۱-۳ نشان



Legend	
	Gravel fans, Younger terraces
	Landslides
	Older terraces
QUATERNARY	
	Kerman conglomerate
	Paleogene i.g
PALEOCENE	
	Basal conglomerate
	Sandv limestone, Dolomite
UPP. CRET	
	Shale, Sandstone, Limestone
	Sandstone, Conglomerate
LOWER CRETACEOUS	
	Marl, shale
	Limestone partly marmorized
JURASSIC	
	Shirkuh Granite
	Spring
	City
	Mountain
	fault

شکل ۱-۳: نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه با اقتباس از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ یزد و آباده

داده شده است.

ایران مرکزی در ابتدا بخشی از گندوانا بوده که از طریق پالئوتتیس از صفحه اوراسیا جدا می‌شد. در تریاس، حرکت رو به شمال ایران مرکزی سبب اتصال آن به صفحه اوراسیا شد. در همین زمان وقوع ریفت در محل فعلی زاگرس سبب باز شدن یک اقیانوس به نام نئوتتیس گردید. با از بین رفتن پالئوتتیس، پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی فرو رفت. این فرورانش سبب فعالیت‌های آذرین مانند تزریق گرانیت شیرکوه در میان خرده قاره ایران مرکزی شده است. پس از آن در ژوراسیک بالایی تا کرتاسه پایینی، رخداد کیمرین پسین، موجب فرسایش گرانیت شیرکوه و تشکیل سازند سنگستان شامل کنگلومرا و ماسه سنگ شده که با ناپیوستگی آذرین‌پی، بر روی گرانیت شیرکوه قرار گرفته است (خسرو تهرانی و وزیری مقدم ۱۳۷۲). پیشروی دریا در کرتاسه زیرین (بارمین-آپتین) باعث نهشته شدن آهک‌های ضخیم لایه سازند تفت با ناپیوستگی هم‌شیب، بر روی سازند سنگستان شده است (مجیدی فرد، ۱۳۷۵).

۱-۵-۱- گرانیت شیرکوه (G)

توده نفوذی گرانیتی و گرانودیوریتی شیرکوه در جنوب غرب یزد واقع شده و در اثر حرکات فاز کوهزایی سیمرین پسین در ژوراسیک فوقانی به وجود آمده است. فراوانی گارنت می‌تواند به منشأ آناتکسی این توده اشاره داشته باشد (درویش‌زاده، ۱۳۶۳). اگر چه گرانیت شیرکوه به سن ژوراسیک بالایی معرفی شده، ولی سن پرتوسنجی ۱۷۶ میلیون سال و ۱۵۹ تا ۱۸۶ میلیون سال و همچنین جایگاه چینه‌شناسی این باتولیت نشان‌گر آن است که گرانیت شیرکوه، سن ژوراسیک میانی دارد و حاصل عملکرد سیمرین میانی است (آقانباتی، ۱۳۸۳). مطالعات بعدی (شیبی و اسماعیلی، ۱۳۸۸) نیز تأییدکننده تیپ S و پرالومینوس بودن این گرانیتوئیدها بوده و همچنین ترکیب عمده آن‌ها را گرانودیوریت تا مونزوگرانیت و لوکوگرانیت بیان می‌دارد. گرانیتوئیدهای شیرکوه تا حدی تکتونیزه و خرد شده هستند. تغییر شکل کانی‌ها بر اثر فشار، در زیر میکروسکوپ دیده می‌شود که احتمالاً حاصل تأثیر فاز فشاری لارامید، در

کرتاسه پایانی است که دقیقاً همزمان با بسته شدن حوضه اقیانوسی باریک موجود در منطقه بوده است. در گرانیتوئیدهای شیرکوه، سه رخساره تشخیص داده شده که سن آنها بعد از ژوراسیک و قبل از کرتاسه پایانی است. بر اساس ترکیب سنگ‌شناسی و سن جایگیری، این رخساره‌ها شامل گرانودیوریت، گرانودیوریت-گرانیت و گرانیت هستند (حاج ملا علی و علوی نائینی، ۱۳۷۱). این گرانیتوئیدها در دیگرام‌ها، ماهیت کالک آلکالن نشان می‌دهند. آنکلاوهای گرانیت شیرکوه از نوع زینولیت، زینوکریست و میکروگرانولار فلسیک هستند. انواع غالب سنگ‌های این باتولیت، سنگ‌های گرانودیوریت تا مونزوگرانیت دارای بلورهای درشت هستند.

۱-۵-۲- سازند سنگستان (Ks)

قدیمی‌ترین تشکیلات مربوط به کرتاسه زیرین است. این سازند متشکل از آواری‌های سرخ رنگ (کنگلومر، ماسه سنگ و ...) است (آقانباتی، ۱۳۸۳). پرتو آذر و ابوتراب (۱۳۶۰) بر این باورند که آواری‌های مورد نظر، توالی پسرونده ژوراسیک بالا هستند که با دگرشیبی آذرین‌پی روی گرانیت شیرکوه و یا با دگر شیبی زاویه‌دار روی سنگ‌های گوناگون قرار دارد. ترکیب آواری این سازند نشان دهنده شروع پیشروی دریای کرتاسه پس از فاز سیمین پسین می‌باشد. رخنمون این سازند در منطقه کم است.

۱-۵-۳- سازند تفت (Kt)

سازند آهکی تفت یک واحد سنگی غیر رسمی و معرف آهک‌های اربیتولین‌دار بلوک یزد-پشت بادام است. در همه جا سازند تفت توالی همگنی از سنگ آهک‌های سبز لایه، خاکستری-خاکستری تیره، کرم رنگ و ستیغ‌ساز با نمای ظاهری لانه زنبوری و حفره‌های انحلالی است. اربیتولین، شاخص‌ترین سنگواره است که در زمینه‌ای از سنگ آهک‌های میکرایت و ائواسپارایت دیده می‌شود. به باور امامی (۱۳۸۲) شروع این آهک‌ها در بarmین بوده و به طور متناوب تا آپتین ادامه یافته و در موارد اندک، ممکن است تشکیل این آهک‌ها تا آغاز آلبین ادامه داشته است.

۱-۵-۴- سازند دره زنجیر (Kdz)

در جنوب شهرستان تفت، توالی همگنی از شیل‌های سبز مایل به زیتونی وجود دارد که با سنگ آهک‌های تفت ارتباط پیوسته دارد، ولی مرز بالایی آن یک راندگی است. با وجود نداشتن ویژگی‌های لازم، به نهشته‌های شیلی مورد نظر سازند دره زنجیر نام داده شده که به فراوانی دارای آمونیت، بلمنیت، مرجان و دوکفه‌ای است (نبوی، ۱۳۵۵). این ردیف شیلی-مارنی در بیشتر موارد بخش‌هایی از آشکوب آلبین را در بر می‌گیرد، ولی در مواردی ممکن است تا آپتین زیرین و حتی میانی پایین رود.

۱-۵-۵- کنگلومرای قاعده‌ای کرمان (Pgk)

این رسوبات قدیمی‌ترین تشکیلات پالئوژن هستند و با کنگلومرای تیپ کرمان قابل مقایسه است. سن این سازند پالئوسن تا ائوسن زیرین است و احتمالاً در حین فاز لارامید به وجود آمده است. رخنمون آن در غرب شهر مهریز به صورت بان‌دی با طول تقریبی ۱۷ کیلومتر و عرض متوسط ۱ کیلومتر با امتداد شمالی-جنوبی موازی گسل مزوار-پوزه دمه مشاهده می‌شود.

۱-۶- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه شیرکوه

منطقه مورد مطالعه در زون ایران مرکزی که یکی از بزرگ‌ترین و پیچیده‌ترین واحدهای زمین‌شناسی ایران به شمار می‌رود، قرار دارد. در ایران مرکزی و شرق ایران، سنگ‌های دوره کرتاسه با رخساره تخریبی قرمز رنگ آغاز می‌شود و به صورت دگرشیب روی سنگ‌های قدیمی‌تر قرار می‌گیرد. از نظر جایگاه تکتونیکی باتولیت شیرکوه در محدوده گرانیتهای برخورد قاره‌ای قرار می‌گیرد. بررسی عناصر کمیاب نشان داده است که باتولیت شیرکوه از نوع گرانیتهای با منشأ برخورد تکتونیکی است. در یک نگاه گسل‌های منطقه از یک روند غالب پیروی می‌کنند (امینی و کلانتری، ۱۳۷۶). گسل‌هایی با راستای شمال غربی-جنوب شرقی از نوع امتداد لغز راست‌گرد و گسل‌هایی با راستای شمال شرقی-جنوب غربی که جوان‌تر از گسل‌های نوع اول هستند، دارای حرکت چپ‌گرد می‌باشند. گسل زردشتی، تفت و دره زنجیر سه گسل اصلی در منطقه شیرکوه می‌باشند.

۱-۷- ویژگی منابع آب منطقه شیرکوه

منابع آب منطقه شیرکوه شامل تعدادی چاه در گرانیتهای هوازده و نیز ده‌ها چشمه در آهک‌های تفت و گرانیتهای شیرکوه، آبرفت‌ها و واریزه‌های اطراف گرانیتهای می‌باشند. قنات‌ها مهم‌ترین منابع آب از نظر آبدهی و بهره‌برداری در این منطقه می‌باشند (مهندسین مشاور مه‌باب یزد، ۱۳۷۱).

۱-۷-۱- چشمه‌های آهکی

در منطقه مورد مطالعه چند چشمه آهکی از سازند تفت خارج می‌شوند. علت ظهور آن‌ها معمولاً تماس آهک با گرانیتهای زیرین (مثل چشمه‌های تامهر و مزرعه غرب) و در بعضی موارد به علت تماس آهک با آبرفت اطراف آن (مانند چشمه‌های غربالبیز و طرنج) می‌باشد. اگرچه ظهور برخی چشمه‌ها ممکن است توسط شکستگی‌ها و گسل‌های بزرگ در منطقه نیز کنترل شود. آبدهی چشمه‌های آهکی منطقه کاملاً متغیر بوده و از حدود ۱۰۰۰ لیتر در ثانیه در ماه‌های پرآب تا صفر در ماه‌های تابستان و پاییز نوسان دارند. این وضعیت در چشمه‌های تامهر و غربالبیز مشاهده می‌شود (جعفری، ۱۳۸۲). چشمه آهکی طرنج با دبی حدود ۲۰۰ لیتر بر ثانیه، در فصل خشک نیز آبدهی مناسبی دارد.

۱-۷-۲- چشمه‌ها و قنات‌های گرانیتهای

آب زیرزمینی در گرانیتهای در بخش هوازده سطحی و بخش درز و شکافدار آن ظاهر می‌شود. آب موجود در این بخش‌ها از طریق قنات‌ها و چشمه‌ها تخلیه می‌شوند. اکثر چشمه‌های گرانیتهای از گرانیتهای هوازده وسط دره‌ها و آبراهه‌ها تخلیه می‌شوند. آبدهی تعداد زیادی از چشمه‌ها و قنات‌های گرانیتهای بین یک تا ده لیتر در ثانیه و تعداد کمتری در محدوده‌های پایین‌تر (کمتر از یک لیتر در ثانیه) و یا بالاتر (بیش از ده لیتر در ثانیه) می‌باشد. عمق مادر چاه قنات‌های مذکور در محدوده بین ۵ الی ۲۰ متر بوده و ندرتاً از این مقدار تجاوز می‌کند. طول این قنات‌ها بسیار متغیر بوده، هر چند که تعداد زیادی از آن‌ها به علت شیب زیاد منطقه دارای طول کمتر از ۲۰۰ متر می‌باشند. تراکم قنات‌ها زیاد بوده و گاهی به ۴ قنات در هر کیلومتر مربع می‌رسد. در بعضی قسمت‌ها تراکم قنات‌ها آنقدر زیاد بوده که آبیاری در بالادست،

باعث افزایش موقت آبدهی قنات‌های پایین دست می‌شود (مهندسین مشاور مه‌اب یزد، ۱۳۷۱). هدایت الکتریکی چشمه‌ها و قنات‌های منطقه مورد مطالعه بین ۳۰۰ تا ۸۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر بوده که دلیل آن حضور این منابع در سازند سخت گرانیتی می‌باشد.

فصل دوم

مروری بر مطالعات پیشین

هیدروژئوشیمی، واکنش‌هایی را که بین آب، جامدات و گازها در زیر زمین رخ می‌دهد مورد بررسی قرار می‌دهد. محقق با شناخت فرآیندهای ژئوشیمیایی اصلی، بینشی در مورد تغییرات غلظت اجزاء آب زیرزمینی در طول مسیرهای جریان به دست خواهد آورد و قادر خواهد شد تا روندهای تغییرات زمانی و مکانی داده‌ها را بهتر توصیف نماید. در این فصل تئوری تحقیق در خصوص کیفیت آب‌های زیرزمینی در سازندهای سخت و مرور مطالعات گذشته در ارتباط با شیمی منابع آب زیرزمینی در سنگ‌های بلورین ارائه می‌گردد.

۲-۲- هیدروژئولوژی سنگ‌های متبلور

سنگ‌های متبلور شامل سنگ‌های آذرین (گرانیت‌ها، دیوریت‌ها و ...) و سنگ‌های دگرگونی (گنیس‌ها، گرانولیت‌ها، کوارتزیت‌ها، شیست‌ها، فیلیت‌ها و ...) می‌باشند. سنگ‌های آذرین نفوذی نظیر گرانیت‌ها معمولاً به صورت توده‌های نفوذی با اندازه بزرگ (پلوتون‌ها) ظاهر می‌شوند. در حالی که سنگ‌های دیگر نظیر دیوریت‌ها و پگماتیت‌ها در اندازه‌های نسبتاً کوچک به شکل دایک‌ها و رگه‌ها ظاهر می‌شوند. سنگ‌های متبلور به وسیله تخلخل اولیه کم و نفوذپذیری ناچیز مشخص می‌گردند. با این وجود، هوازگی و شکسته شدن می‌تواند تخلخل ثانویه و نفوذپذیری مهم و بسیار متغیری در آن‌ها ایجاد کند. سنگ‌های متبلور مناطق سپر پرکامبرین مهم در نقاط مختلف جهان، از جمله در کشورهای کانادا، اسکانندیناوی، شمال شرقی ایالات متحده، هند، سریلانکا، چین، استرالیا، روسیه و بسیاری از کشورهای آفریقایی را تشکیل می‌دهند. همچنین رخنمون‌هایی از سنگ‌های کریستالی با گسترش کمتر اما بسیار مهم در مناطقی واقع در اسپانیا، فرانسه و در اروپای مرکزی یافت می‌شود. کل وسعت رخنمون‌های سنگ‌های سپری در حدود ۲۰ درصد از سطح فعلی زمین یعنی در حدود ۳۰ میلیون کیلومتر مربع می‌باشد (شکل ۱-۲). در گذشته سنگ‌های متبلور به علت نفوذپذیری کم و همچنین مشکلات حفاری چاه‌های آب، به منظور توسعه آب‌های زیرزمینی به کار نمی‌رفتند. به هر حال در چند دهه اخیر، به

علت نیاز به آب آشامیدنی سالم برای جمعیت وسیع شهری، به ویژه در کشورهای در حال توسعه، این آبخوان‌ها در سطح دقیق‌تری به منظور توسعه آب زیرزمینی بررسی شده‌اند (Wright and Burgess 1992; Lloyd 1999; Ahmed 2007). همچنین سنگ‌های متبلور، میزبان بالقوه‌ای برای دفن مطمئن زباله‌های رادیواکتیو نسبتاً خطرناک مطرح می‌باشند. برای مثال تحقیقات گسترده‌ای در آزمایشگاه سازند سخت (HRL) که در عمق ۵۰۰ متری در جنوب شرقی سوئد قرار دارد، توسط اسملی و همکاران (Smellie *et al.*, 1995) جهت دفن زباله‌های هسته‌ای در سنگ‌های متبلور انجام گرفته است.



شکل ۲-۱: پراکندگی توده‌های سنگ متبلور در کشورهای مختلف جهان (Singhal and Gupta, 2010)

۲-۳- تعریف سازند سخت (Hard rock)

اصطلاح سازند سخت احتمالاً توسط حفاران، برای نشان دادن عدم توانایی حفاری در این سنگ‌ها ابداع شده است. سازند سخت به سنگ‌های کریستالین (آذرین و دگرگونی) اطلاق می‌شود که تخلخل و نفوذپذیری اولیه ناچیز دارند. این سازندها ناهمسان و ناهمگن بوده و خصوصیات هیدرولیکی آن‌ها به وسیله شکستگی‌ها کنترل می‌شود (Singhal, 2008). منابع آبی موجود در سازندهای سخت به دلیل ذخیره و آبدهی کم در مقایسه با آبخوان‌های آبرفتی و آهکی کمتر مورد توجه بوده‌اند. سنگ‌های گرانیتی و گنایسی، معمول‌ترین سازندهای سخت را تشکیل می‌دهند.

۲-۴- هیدروژنوشیمی سنگ‌های متبلور

کیفیت آب به اندازه کمیت آن حائز اهمیت می‌باشد. آب باران و برف پس از تماس با خاک و کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌ها تغییرات شیمیایی پیچیده‌ای را متحمل می‌شوند. همچنین فعالیت‌های انسانی تأثیر قابل توجهی بر کیفیت آب دارند. در سنگ‌های متبلور، جریان آب زیرزمینی اساساً از طریق شکستگی‌ها صورت می‌گیرد، در نتیجه سطح تماس بین آب و ماتریس سنگ در مقایسه با سنگ‌هایی که دارای تخلخل اولیه می‌باشند، کم است. به‌علاوه سنگ‌های متبلور اساساً حاوی کانی‌های سیلیکاته می‌باشند که خیلی آهسته هوازده می‌شوند. بنابراین در حالت کلی آب زیرزمینی در سنگ‌های دگرگونی و سنگ‌های آذرین نفوذی، مواد جامد محلول کمی دارد و تیپ آب از نوع بی‌کربناته-کلسیک (Ca- HCO_3) می‌باشد. در مناطق خشک و نیمه‌خشک به علت بارش کم و تبخیر زیاد، آب زیرزمینی ممکن است مقدار مواد جامد محلول (TDS) بالایی داشته باشد (Singhal and Gupta, 2010).

۲-۴-۱- اجزای شیمیایی موجود در آب‌های زیرزمینی موجود در سنگ‌های متبلور

آب زیرزمینی، حلالی است که در تماس با مواد زمینی مختلف می‌باشد. در نتیجه، آب زیرزمینی ماهیتاً محتوی کاتیون‌ها و آنیون‌های محلول می‌باشد. آب‌های زیرزمینی طبیعی می‌توانند غلظت‌های جامدات محلول کمتر از ۱۰۰ تا بیش از ۵۰۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر داشته باشند (Hem, 1989). غلظت ترکیبات معدنی محلول در آب به صورت یونی بیان می‌شود، در حالی که گروهی از املاح که به شکل مواد معلق یا کلوئیدی در آب حضور دارند، به صورت اکسید و یا یک عنصر آزاد گزارش شده‌اند. به عنوان مثال، غلظت سدیم به عنوان کاتیون Na^+ ، آهن به عنوان عنصر آهن (Fe) و سیلیس به عنوان اکسید SiO_2 بیان شده است. فراوانی نسبی عناصر و یون‌های مختلف در آب‌های زیرزمینی به طور عمده به تحرک شیمیایی آن‌ها بستگی دارد. تحرک یک عنصر در هیدروسفر توسط حلالیت ترکیبات مختلف آن تعیین می‌گردد. به عنوان مثال سیلیس، آلومینیوم و آهن که در سنگ‌های آذرین فراوان‌ترین هستند، دارای تحرک کم در هیدروسفر می‌باشند. کلر نیز در پوسته زمین نسبتاً کمیاب است، اما به صورت گسترده

در هیدروسفر یافت می‌شود. همچنین سدیم اکثراً بیشتر از پتاسیم می‌باشد این در حالی است که هر دو به مقدار تقریباً برابری در سنگ‌های آذرین حضور دارند (Singhal and Gupta, 2010). میانگین غلظت عناصر در سنگ‌های آذرین، ماسه‌سنگ، سنگ‌های کربناته، آب زیرزمینی، آب دریا و نسبت تحرک عناصر در جدول ۱-۲ و منشأ یون‌ها در آب‌های زیرزمینی در جدول ۲-۲ ارائه شده است.

جدول ۱-۲: میانگین غلظت عناصر در سنگ‌های آذرین، ماسه‌سنگ، سنگ‌های کربناته، آب زیرزمینی، آب دریا و نسبت تحرک عناصر بر حسب میلی‌گرم بر لیتر (After Chebotarev 1950; Hem 1989)

Constituent	Igneous	Sandstone	Carbonates	Average sea water	Groundwater	Relative mobility
SiO ₂	285000	359000	34	6.4	1-30	0.20
Al	79500	32000	8970	<0.2	1-2	-
Fe	42200	18600	8190	0.01	0-5	-
Ca	36200	22400	272000	400	10-200	3.00
Mg	17600	8100	45300	1350	1-100	1.30
Na	28100	3870	393	10500	1-300	2.40
K	25700	13200	2390	380	1-20	1.25
Sr	368	28	617	8	<10	-
HCO ₃	-	-	-	142	80-400	-
SO ₄	-	-	-	2700	10-100	57.00
Cl	200	150	-	19000	1-150	100.0
F	715	220	112	1.3	0.1-2	-
Br	2.4	1.0	6.6	65	<0.5	-
B	7.5	90	16	4.6	<2	-
TDS	-	-	-	35000	100-1000	-

سنگ‌های آذرین اسیدی (مثل گرانیت‌ها) و معادل دگرگونی آن‌ها (گنایس‌ها) مقادیر قابل ملاحظه‌ای کوارتز و کانی‌های آلومینوسیلیکاته دیگر نظیر فلدسپارها و میکاها دارند. تحت شرایط pH و دمای موجود، کوارتز حلالیت بسیار کمی دارد. فلدسپارها و میکاها در آب‌هایی که دی‌اکسید کربن در آن‌ها حل شده است، به صورت نامتجانس حل می‌شوند. این فرآیند سبب آزاد سازی کاتیون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم و پتاسیم به داخل آب می‌شود و یک باقی‌مانده رسی که غنی از آلومینوسیلیکات‌ها (رس) می‌باشد بر جا می‌ماند. مقدار کل مواد جامد حل شده آب‌های زیرزمینی موجود در سنگ‌های بلورین

جدول ۲-۲: منشأ یون‌های مختلف در آب‌های زیرزمینی (Singhal and Gupta, 2010)

Sources	
<i>Major ions (>1 mg/l)</i>	
Calcium (Ca ²⁺)	Carbonates, gypsum
Magnesium (Mg ²⁺)	Olivine, pyroxene, amphiboles
Sodium (Na ⁺)	Clays, feldspars, evaporites, industrial waste
Potassium (K ⁺)	Feldspar, fertilizers, K-evaporites
Bicarbonate (HCO ₃ ⁻)	Soil and atmospheric CO ₂ , carbonates
Chloride (Cl ⁻)	Windborne, rain water, sea water and natural brines, evaporite deposits; pollution
Sulphate (SO ₄ ²⁻)	Gypsum and anhydrite, sea water, windborne, oxidation of pyrite
Nitrate (NO ₃ ⁻)	Windborne, oxidation of ammonia or organic nitrogen, contamination
Silica (SiO ₂)	Hydrolysis of silicates
<i>Minor ions (1-0.1 mg/l)</i>	
Iron (Fe ²⁺)	Oxides and sulphides, e.g. hematite and pyrite; corrosion of iron pipes
Manganese (Mn ²⁺)	Oxides and hydroxides
Boron (B)	Tourmaline, evaporites, sewage, sea water
Fluoride (F ⁻)	Fluorine-bearing minerals, viz. fluorite, biotite
<i>Trace elements (<0.1 mg/l)</i>	
As	Arsenic minerals, e.g. arsenopyrite, arsenic insecticides
I	Marine vegetation, evaporates
Zn	Sphalerite, industrial waste
Heavy metals (Hg, Pb, Cd, Cr)	Industrial waste and igneous rock weathering, under mild reducing conditions
Radioactive elements e.g. U,	Uraniferous minerals, nuclear tests and nuclear power plants

معمولاً کمتر از ۳۰۰ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. مقدار سیلیکا کم (۱۰ تا ۳۰ میلی‌گرم بر لیتر) می‌باشد و حلالیت آن با دما افزایش می‌یابد. مقدار سدیم بر پتاسیم غلبه دارد، به علت این که سدیم بسیار حلال‌تر از پتاسیم می‌باشد و پتاسیم با آسانی بیشتری روی کانی‌های رسی موجود در زمینه سنگ جذب می‌شود. همچنین کلسیم به منیزیم نیز غلبه دارد و بی‌کربنات بیشتر از سولفات و کلر می‌باشد. نسبت

سدیم به کلسیم در محیط آبگین عموماً بسیار کمتر از نسبت مولی در سنگ‌های میزبان می‌باشد که بیانگر حلالیت بیشتر کلسیم نسبت به سدیم می‌باشد. سنگ‌های گرانیتی معمولاً آب‌های نسبتاً اسیدی با pH برابر با ۶ تا ۶/۸ دارند. در بعضی مناطق به علت حضور کانی‌های فلئوئوردار نظیر آپاتیت، فلئوئوریت و بیوتیت در سنگ، مقدار فلوراید موجود در آب زیرزمینی سنگ‌های آذرین اسیدی (گرانیت‌ها، پگماتیت‌ها و ...) و میکا شیست‌ها ممکن است بزرگتر از محدوده استاندارد آب آشامیدنی باشد. در میان دیگر عناصر بسیار کمیاب، آب‌های زیرزمینی موجود در سنگ‌های گرانیتی و دگرگونی ممکن است غلظت بالایی از سرب، کرم، آهن، منگنز و ید را نشان دهند. به عنوان مثال اسمدلی (Smedley, 1992) غلظت بالای سرب و کروم آب‌های اسیدی در سنگ‌های گرانیتی واقع در غنا (حدود ۰/۱۵ میلی گرم بر لیتر) را گزارش داده است. در سنگ‌های کریستالین (گرانیت و گنیس) غلظت بالایی از اورانیوم و رادیوم گزارش شده است. غلظت رادون (Rn^{222}) حدود چند صد یا حتی بیش از چند هزار بکرل (Bq) در لیتر بوده که بسیار بالاتر از حد مجاز برای آب آشامیدنی است. آب‌های زیرزمینی موجود در نهشته‌های کواترنری نیز که از هوازدگی سنگ‌های زیر زمین به دست آمده‌اند، به دلیل شسته شدن کانی‌های حاوی اورانیوم مثل میکا این مشکل را دارند (Ruderman and Veeger, 1998).

سنگ‌های آذرین عمومی (به عنوان مثال گابروها) غنی از کانی‌های کلسیم و منیزیم، به عنوان مثال فلدسپات پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشند. آب‌های زیرزمینی در این سنگ‌ها، نسبت بالایی از Ca / Na و Mg / Ca دارند. کل مواد جامد محلول معمولاً کمتر از ۴۰۰ میلی گرم بر لیتر می‌باشد. مقادیر آهن در حد متوسط اما سیلیس بالا می‌باشد (بیش از ۲۰ میلی گرم بر لیتر). آب‌های زیرزمینی موجود در سنگ‌های آذرین عمومی شکافدار به طور قابل توجهی غلظت رادون پایینی دارند، در حالی که سنگ آهک، شیل و ماسه سنگ حاوی غلظت رادون طبیعی (۵۰-۱۵۰ Bq در لیتر) می‌باشند. غلظت رادون در آب‌های سطحی ممکن است به دلیل نیمه عمر کم آن (۳/۸ روز) خیلی پایین باشد.

سنگ‌های آذرین اولترامافیک (به عنوان مثال دونیت و پریدوتیت) عمدتاً از کانی‌های حاوی منیزیم و سیلیکات آهن (الیوین‌ها و پیروکسن‌ها) تشکیل شده‌اند. اگر چه سنگ مافیک و اولترامافیک حاوی

کوارتز کم و مقدار کمتری از سیلیکات‌ها نسبت به سنگ‌های اسیدی (گرانیت) هستند، اما مقدار سیلیس محلول در آب‌های زیرزمینی ممکن است بالا باشد، که نشان می‌دهد سیلیکا در حضور منیزیم حلالیت بیشتری دارد. محتوای منیزیم در این سنگ‌ها بسیار بالا است. بنابراین، تیپ آب چشمه‌های موجود در این سنگ‌ها از نوع بی‌کربناته- منیزیک گزارش شده است.

سنگ‌های دگرگونی درجه پایین (فیلیت و اسلیت) تخلخل نسبتاً بالا و نفوذپذیری پایینی دارد. بنابراین، به علت تعامل بیشتر آب‌های زیرزمینی با ماتریس سنگ، کل مواد جامد محلول، غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌ها بیشتر از سنگ‌های دگرگونی درجه بالا مانند گرانولیت و گنایس می‌باشد. آب‌های زیرزمینی در اسلیت‌های حاوی پیریت، سولفات بالاتر و pH پایین‌تری دارند. در میکا شایسته‌ها، که از نظر ترکیب شیمیایی معادل گرانیت است، آب‌های زیرزمینی غنی از عناصر قلیایی می‌باشند، اما در آمفیبولیت، که معادل آن سنگ‌های آذرین بازیک است، آب‌های زیرزمینی غنی از عناصر قلیایی خاکی است (Matthess, 1982).

۲-۴-۲- عوامل مؤثر بر ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی

خصوصیات شیمی آب نتیجه انتقال جرم بین آب موجود در خلل و فرج، درز و شکاف و شکستگی‌های سنگ میزبان با کانی‌های تشکیل‌دهنده آن سنگ می‌باشد. این انتقال جرم عمدتاً به پارامترهایی نظیر دما، pH و عوامل شیمیایی از جمله شرایط اکسایش-کاهش، فرآیندهای تبادل یونی، غلظت شیمیایی محلول‌های هوازگی و ترکیب کانی‌شناسی سنگ میزبان بستگی دارد. همچنین عوامل فیزیکی از جمله مدت زمان ماندگاری آب در تماس با کانی و طول مسیر جریان بر شیمی آب مؤثر می‌باشند.

۲-۴-۲-۱- عوامل فیزیکی

این عوامل شامل زمان ماندگاری (Residence time) و مسیرهایی (Flow paths) است که آب در طول سیستم هیدرولیکی از آن‌ها می‌گذرد. زیاد بودن زمان ماندگاری، فرصت مناسبی برای وقوع واکنش‌های میان آب و مواد محیط متخلخل است. مسیرهای جریان نیز نوع موادی را که آب با آن‌ها در تماس است،

تعیین می‌نمایند (کرم پور، ۱۳۷۸).

۲-۴-۲- واکنش‌های منطقه غیراشباع

به هنگام عبور آب از منطقه غیراشباع، تکامل شیمیایی آب به صورت واکنش با مواد موجود در خاک و سنگ انجام می‌شود. در این بخش، به علت وجود گاز کربنیک و ترکیب آن با آب‌های فرورو، اسید کربنیک تشکیل می‌شود که در مراحل بعد سبب انحلال و هواز دگی کانی‌های موجود در محیط می‌گردد. فرآیند مهم دیگر، انحلال و هواز دگی کانی‌های کربناته و سیلیکاته می‌باشد. پدیده اکسیداسیون کانی‌های سولفیدی و انحلال و رسوبگذاری ژئوپس، در صورت وجود شرایط لازم برای اکسیداسیون گوگرد و حضور کانی ژئوپس، در این سری واکنش‌ها محتمل می‌باشد. پدیده تبادل کاتیونی نیز در صورت وجود شرایط لازم، همچون حضور مواد کلوئیدی با ظرفیت تبادل کاتیونی مناسب، pH مناسب و کاتیون‌هایی با قابلیت جذب بالا به وقوع می‌پیوندد (کرم پور، ۱۳۷۸) و تأثیر قابل توجهی بر ترکیب شیمیایی آب می‌گذارد.

مهم‌ترین واکنش‌های تبدالی مربوط به تبادل منیزیم و کلسیم موجود در آب با سدیم جذب شده روی کانی‌های رسی می‌باشد، که سبب کاهش سختی آب می‌گردند. یون‌های دو ظرفیتی نظیر کلسیم و منیزیم از آب جانشین یون‌های تک ظرفیتی نظیر سدیم در موقعیت‌های تبدالی می‌شوند و یون‌های با شعاع هیدراته کوچکتر نظیر کلسیم جانشین یون‌های دارای شعاع هیدراته بزرگ‌تر مثل منیزیم می‌شوند (جعفری، ۱۳۸۲).

۲-۴-۳- واکنش‌های منطقه اشباع

به علت پتانسیل اختلاط انتشاری و محیط‌های زمین‌شناسی بسیار پیچیده فرآیندهای منطقه اشباع پیچیده‌تر از منطقه غیراشباع می‌باشند (جعفری، ۱۳۸۲). با این وجود فرآیندهای مشابهی در حال انجام هستند. مهم‌ترین واکنش‌هایی که در منطقه اشباع در یک آبخوان آبرفتی رخ می‌دهد، شامل انحلال نمک‌های قابل حل موجود در محیط است. واکنش‌های اکسیداسیون و احیاء همچون احیای اکسیدهای

آهن و منگنز و نیز احیای سولفات در صورت مناسب بودن شرایط، حائز اهمیت خواهند بود. تبادل کاتیون‌ها نیز در این بخش می‌تواند سبب تغییر در کیفیت آب زیرزمینی شود.

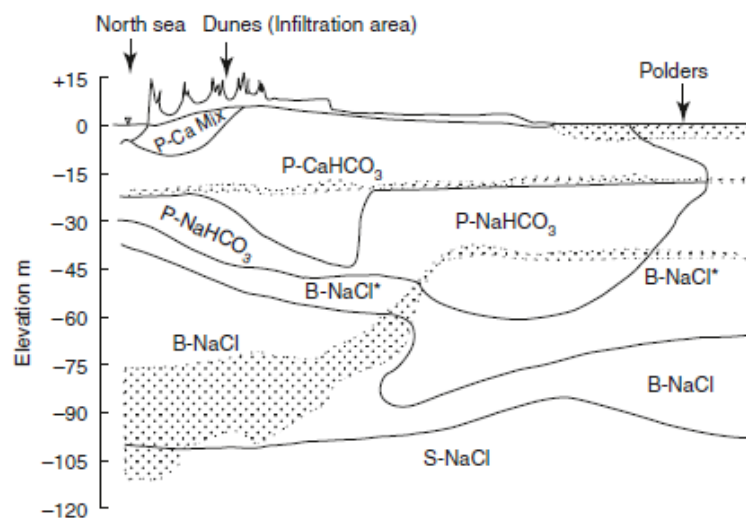
۲-۴-۳- زون‌بندی هیدروشیمیایی

در مقیاس ناحیه‌ای، آب زیرزمینی هم تغییرات عمودی و هم جانبی در ویژگی‌های شیمیایی خود نشان می‌دهد، که این تغییر ناشی از تغییر در لیتولوژی آبخوان، تغییرات آب و هوا و طول مسیر می‌باشد. شولر (Schoeller, 1959) سه نوع زون‌بندی به نام‌های زون‌بندی زمین‌شناسی، زون‌بندی عمودی و زون‌بندی آب و هوایی را شناسایی کرد. زون‌بندی زمین‌شناسی ناشی از تغییر در ترکیب کانی‌شناسی مواد تشکیل‌دهنده آبخوان می‌باشد. زون‌بندی عمودی و جانبی در یک سیستم جریان آب زیرزمینی در نتیجه انحلال بیشتر که منجر به افزایش کل مواد جامد و یون‌های مختلف در طول مسیر می‌گردد، روی می‌دهد. بنابراین آب زیرزمینی در مناطق تغذیه و در اعماق کم غلظت کمتری از مواد جامد را نسبت به آب مناطق عمیق خواهد داشت. در سپر پرکامبرین و توده سنگ کریستالی، منطقه‌بندی عمودی در ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی از مناطق مختلف گزارش شده است. در نزدیکی سطح زمین، آب‌های زیرزمینی رقیق بوده و از نوع Ca-Na-HCO_3 می‌باشد. با افزایش عمق و طول مسیر جریان، در اعماق بیشتر (۱۵۰-۵۰۰ متر)، آب‌های زیرزمینی لب شور می‌شود و تمایل دارند به سمت تیپ $\text{Na-Ca-HCO}_3\text{-Cl}$ بروند. در اعماق بسیار زیاد (بیشتر از ۵۰۰ متر)، آب معمولاً شور و مقدار مواد جامد محلول (TDS) بین ۵۰۰۰ تا ۵۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر بوده و ترکیب آن از نوع کلسیم-کلروره یا کلسیم-سدیم-کلروره (Ca-Na-Cl) می‌باشد. چنین الگوهای کلی در سپر کانادا (Gascoyne and Kamineni, 1993; Gascoyne et al., 1996)، مجموعه‌های گرانیتی سنگ در سوئد (Smellie et al., 1995)، گرانیت ژوراسیک در کره (Bae et al., 2003) و توده کریستالین در جمهوری چک (Krasny, 1999) گزارش شده است.

کاهش فرآیند اکسایش-کاهش آب زیرزمینی در طول مسیر به علت کاهش اکسیژن محلول با افزایش عمق می‌باشد. آب و هوا، بارش و تبخیر تکامل شیمیایی آب را تحت تأثیر قرار می‌دهد. این دلیلی است

که آب زیرزمینی در مناطق خشک و نیمه خشک شورتر از مناطق مرطوب می‌باشد. درجه حرارت همراه با رطوبت، فعالیت میکروارگانیسم‌های خاک و مواد آلی که CO_2 تولید می‌کنند را کنترل می‌نماید. این یک فاکتور اساسی در انحلال کانی‌های سیلیکاته و کربنات در سنگ‌ها می‌باشد. در مناطق معتدل، آب‌های زیرزمینی در سنگ کریستالی معمولاً از نوع Ca-HCO_3 با مواد جامد محلول (TDS) پایین (۱۰۰-۵۰۰ میلی‌گرم بر لیتر) بوده، همچنین در مناطق مرطوب از قاره آفریقا (یعنی حوزه کنگو) و در مناطق مرتفع، آب‌های زیرزمینی دارای TDS کمی می‌باشند. در مناطق بیابانی (صحرا و کالاهاری) مقدار مواد جامد محلول (TDS) بالا می‌باشد.

زون‌بندی هیدروشیمی می‌تواند در نتیجه اختلاط آب‌هایی با کیفیت مختلف باشد، برای مثال در تپه‌های شنی ساحلی هلند (Kehew, 2001) تغییر در رخساره هیدروشیمی آب به دلیل تبادل یونی بین آب شور و شیرین می‌باشد (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۳: مقطعی از زون‌بندی هیدروشیمیایی در سفره‌های آب زیرزمینی (Kehew, 2001)

۲-۴-۴- تکامل هیدروژئوشیمیایی آب‌های زیرزمینی

ترکیب آب زیرزمینی تابعی از منشأها و تخلیه‌کننده‌های عناصر شیمیایی در طول مسیر جریان آب زیرزمینی می‌باشد. غلظت‌های نسبی اجزاء محلول به وسیله منابع موجود از فازهای جامد و قابلیت

انحلال کانی‌های ثانویه شکل گرفته از فرآیندهای هوازدگی تعیین می‌گردد. اگر یک عنصر شیمیایی به میزان کمی در فازهای جامد آبخوان موجود باشد، در آن صورت آب زیرزمینی فرصت کمی برای تجمع آن عنصر در محلول خواهد داشت، مگر آن که مسیر جریان و زمان ماندگاری آب زیرزمینی طولانی باشند. به طور مثال، کلر عنصری می‌باشد که عموماً به میزان زیادی در فازهای جامد آبخوان وجود ندارد، ولی می‌تواند در آبخوان‌های عمیقی که زمان‌های ماندگاری آب در آن‌ها چندین هزار سال می‌باشد، غلظت‌های نسبتاً زیادی را پیدا نماید (Deutsch, 1997). همانطور که آب زیرزمینی در طول مسیرهای جریان خود در منطقه اشباع حرکت می‌نماید، معمولاً کل جامدات محلول و غلظت یون‌های عمده آن افزایش می‌یابند. در یک تحقیق که بر اساس بیش از ۱۰۰۰۰۰ سنجش شیمیایی نمونه‌های آب چاه‌ها در استرالیا انجام گرفته است، چبوتارو (Chebotarev, 1955) بیان نمود که آب‌های زیرزمینی تمایل دارند تا از لحاظ شیمیایی به سمت ترکیب آب دریا تکامل پیدا نمایند. او مشاهده نمود که این تکامل معمولاً به وسیله تغییرات ناحیه‌ای در ترکیبات آنیونی غالب به صورت زیر همراه می‌باشد:

→ حرکت در طول مسیر جریان



→ افزایش زمان ماندگاری

این تغییرات بر حسب حرکت آب از مناطق اشباع با جریان فعال به سمت مناطق میانه و در نهایت به سمت مناطقی که در آن جا جریان بسیار کند بوده و آب مسن می‌باشد، روی می‌دهد. از دیدگاه ژئوشیمی، سکانس تکامل آنیونی توصیف شده می‌تواند بر حسب دو متغیر عمده، یعنی قابل دسترس بودن کانی‌ها و قابلیت انحلال کانی‌ها تشریح گردد. مقدار بی‌کربنات آب‌های زیرزمینی معمولاً از CO_2 منطقه خاک و از انحلال کلسیت و دولومیت ناشی می‌گردد. فشارهای جزئی CO_2 تولید شده در منطقه خاک و قابلیت انحلال کلسیت و دولومیت معمولاً میزان کل جامدات محلول آب‌های زیرزمینی را محدود می‌نمایند. از آنجا که کلسیت و دولومیت به میزان قابل ملاحظه‌ای در اکثر حوضه‌های رسوبی وجود دارند و به دلیل آنکه این کانی‌ها در هنگام تماس با آب زیرزمینی غنی از CO_2 ، حل می‌شوند،

بی‌کربنات آنیون غالب در اکثر نواحی تغذیه‌ای می‌باشد.

معمول‌ترین کانی‌های سولفات‌دار ژیپس ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) و انیدریت (CaSO_4) می‌باشند. این کانی‌ها در هنگام تماس با آب به سادگی حل می‌شوند. ژیپس و انیدریت به میزان زیادی قابل انحلال‌تر از کلسیت و دولومیت می‌باشند و قابلیت انحلال کمتری نسبت به کانی‌های کلریدی از قبیل هالیت و سیلویت دارند. به دلیل آنکه ژیپس و انیدریت ندرتاً به میزان قابل ملاحظه‌ای در پهنه‌های رسوبی وجود دارند، بنابراین آب زیرزمینی قبل از آن که سولفات آنیون غالب شود، می‌بایست مسافت زیادی را طی نماید. در سیستم‌های جریان آب زیرزمینی عمیق حوضه‌های رسوبی و در بعضی سیستم‌های کم عمق‌تر، آب زیرزمینی با عبور سریع از مرحله آنیون سولفات غالب به شورابه غنی از کلراید تکامل می‌یابد (Freeze and Cherry, 1979). این امر در صورتی روی می‌دهد که آب زیرزمینی در تماس با کانی‌های کلروره بسیار قابل انحلال از قبیل هالیت و سیلویت قرار گیرد. رخداد عمومی کلراید به عنوان آنیون غالب فقط در آب‌های زیرزمینی عمیق یا آب‌های زیرزمینی که در مسافت‌های طولانی حرکت نموده باشند، صورت می‌گیرد. زمان‌های ماندگاری طولانی و تغذیه ناکامل، باعث ایجاد آب‌های زیرزمینی نوع کلروره سدیک می‌گردد (Chapman, 1996).

در اکثر سیستم‌های آب زیرزمینی، تکامل هیدروژئوشیمیایی از مرحله بی‌کربناته به مراحل سولفات و کلروره به جای آنکه به صورت مراحل مشخص و در مسافت‌های کوتاه روی دهد، به تدریج انجام می‌گیرد. در سیستم‌های جریان آب زیرزمینی معمولاً تغییرات بزرگی در کاتیون‌های عمده روی می‌دهد. از آن جا که تبادل کاتیونی معمولاً باعث تغییر یا معکوس شدن سکانس تکامل کاتیونی می‌گردد، عمومی‌سازی سکانس تکامل کاتیونی به طریقی که چبوتارو (Chebotarev, 1955) برای آنیون‌ها ارائه داده است، به دلیل استثنائات زیاد در نظم سکانسی، مورد استفاده کمی دارد.

۲-۴-۵- تعیین منشأ یون‌های محلول در آب زیرزمینی

تمام آب‌های زیرزمینی دارای مقادیری از یون‌های محلول می‌باشند که از منابع مختلف وارد آب‌های زیرزمینی می‌شوند. فرآیندهای طبیعی از جمله انحلال ذرات معلق هوا در آب باران، انحلال کانی‌ها و

سنگ‌های موجود در مسیر آب، نفوذ آب دریا، تبخیر، تبادلات یونی و فعالیت‌های زیستی و همچنین فرآیندهای مصنوعی از جمله دفن زباله‌ها و فاضلاب‌ها، کودها و سموم کشاورزی، فعالیت‌های کشاورزی و آبیاری می‌توانند بر کیفیت آب مؤثر باشند. درور (Drever, 1988) سه روش را برای تعیین منشأ یون‌های مختلف موجود در آب زیرزمینی معرفی می‌کند که شامل روش ترمودینامیک (Thermodynamic)، روش تعادل جرم (Mass balance) و روش آنالیز آماری (Statistical approach) می‌باشد.

در این مطالعه از روش آنالیز آماری از جمله تحلیل عاملی و تحلیل خوشه‌ای جهت تعیین منشأ عناصر موجود در منابع آب زیرزمینی شیرکوه یزد استفاده شده است. این روش برای درک شیمی آب‌های طبیعی، بررسی آماری عوامل محیطی از جمله لیتولوژی، آب و هوا، توپوگرافی و همچنین اجزای محلول در آب می‌باشد. بررسی آماری هیچ ارتباط مطلق را اثبات نمی‌کند، اما می‌تواند نشان‌دهنده یک نوع ارتباط باشد. مثلاً وجود یک ارتباط قوی بین کلسیم و سولفات در نمونه آب‌های گرفته شده از یک رودخانه، می‌تواند نشان‌دهنده یک منشأ واحد مثل ژئوپس برای هر دو یون باشد. البته این حدس ممکن است اشتباه باشد (Drever, 1988)، زیرا مثلاً اکسیداسیون پیریت نیز همین نوع رابطه را مشخص می‌کند، و لذا برای مشخص کردن عامل واقعی نیاز به بررسی‌های زمین‌شناسی و جغرافیایی می‌باشد.

۲-۵- فلزات سنگین موجود در سازند سخت

فلزات سنگین در میان سایر آلاینده‌های منابع آب، به دلیل سمی بودن و تأثیر مستقیم بر روی موجودات آبی اهمیت بالاتری دارند (Diagomanolin *et al.*, 2004; Grellier *et al.*, 2013). این آلاینده‌ها می‌توانند منشأهای مختلف زمین‌شناسی و انسان‌زاد داشته باشند (Feng *et al.*, 2008). فلزات سنگین شامل فلزاتی ضروری و غیر ضروری است که برای مدت زمان طولانی در آب باقی نمی‌مانند و معمولاً به صورت معلق یا توسط مواد معدنی و آلی تثبیت می‌گردند. تجمع و انباشت فلزات سنگین در اکوسیستم‌های آبی (دریاچه‌ها، آب‌های زیرزمینی و مخازن) می‌تواند اثرات سوء زیادی بر سلامت موجودات و بخش بیولوژیکی منابع آب داشته باشد، به طوری که پژوهش‌های گسترده‌ای در طی سالیان

اخیر در ارتباط با تجمع فلزات سنگین در منابع آبی انجام شده است. منابع آب زیرزمینی در مناطق نیمه خشک یک جزء اصلی از منابع آب برای آشامیدن و کشاورزی را تشکیل می‌دهد. افزایش بهره‌برداری از این منابع و سهم ضایعات سطحی به دلیل فعالیت‌های برنامه‌ریزی نشده انسان پایداری این منابع را به خطر انداخته است (Krishna *et al.*, 2009; Wu *et al.*, 2010; Oyebog *et al.*, 2012). علاوه بر این، گزارش‌های اخیر در پیدایش عناصر سمی، از جمله عناصر رادیواکتیو در آب‌های زیرزمینی باعث شده که علاوه بر توجه به کمیت آب‌های زیرزمینی نظارت بر کیفیت آب از نظر عناصر رادیواکتیو امری ضروری باشد (Singh, 1995). با توجه به عوامل مختلف، پیدایش و توزیع مکانی رادیونوکلوئیدها در آب‌های زیرزمینی متفاوت می‌باشد و تحرک آن‌ها عمدتاً وابسته به حلالیت خاص رادیونوکلوئیدها است (Langmuir, 1997). با این حال واکنش‌های شیمیایی خاص از جمله هیدرولیز، کمپلکس و جذب و دفع در دسترس بودن و حمل و نقل رادیونوکلوئیدها را در آب زیرزمینی محدود می‌کنند. متداول‌ترین عنصر رادیواکتیو در پوسته زمین اورانیوم است که حضور آن در آب‌های زیرزمینی رایج نمی‌باشد. با این حال، اورانیوم در آب‌های زیرزمینی ممکن است در غلظت‌های بالا در مناطق مرتبط با ذخایر معدنی، هوازدهی سنگ‌های گرانیتی و در برخی از آبخوان‌های سنگی رخ دهد (Prat, 2009). از جمله فلزات سنگین بسیار مهم در سنگ‌های گرانیتی می‌توان به اورانیوم، توریم و فلوراید اشاره نمود که در ادامه به بررسی آن‌ها پرداخته می‌شود.

۲-۵-۱- اورانیوم

بعضی از عناصر رادیواکتیو طی فرآیندهای مختلف وارد چرخه آب‌ها می‌شوند که از این میان اورانیوم، رادیم و رادون بیشتر باعث آلودگی آب‌ها هستند. اورانیوم همیشه در آب‌های سطحی و زیرزمینی وجود دارد (Marshall, 1999). گرانیت‌ها یکی از منابع مهم اورانیوم و رادیم از لحاظ آلودگی خاک‌ها و آب‌ها می‌باشند. عنصر مهم اورانیوم به طور طبیعی از مواد رادیواکتیو درون سنگ‌ها حاصل می‌شود که علت این امر فراوانی آن در پوسته بالایی زمین بوده (Rudnick and Gao, 2004; Siegel and Bryan, 2003) و دارای نیمه عمر طولانی حدود 10^9 * ۴/۵ سال برای اورانیوم ۲۳۸ می‌باشد. اگرچه از اورانیوم در

طبیعت سه ایزوتوپ (U_{238} , U_{235} , U_{234}) موجود می‌باشد، با این حال حدود ۹۹/۳ درصد از مجموع اورانیوم طبیعی، اورانیوم ۲۳۸ است (Smedley *et al.*, 2006).

مقادیر بالای اورانیوم به طور عمده در گرانیت، فسفات، و شیل‌های سیاه غنی از مواد آلی یافت شده است (Ayotte *et al.*, 2007, Gascoyne, 1992; Rogers and Adams, 1969)، بدین سبب که این سنگ‌ها حاوی کانی‌های اولیه اورانیوم مانند اورانیت (UO_2)، پیچبلند (U_3O_8) و کافینیت $U(SiO_4)_1-x(OH)_{4x}$ می‌باشند (Keith *et al.*, 2007; Langmuir, 1978; Smedley *et al.*, 2006).

بسیاری از مطالعات، غلظت‌های بالاتر اورانیوم و رادون را در آب‌های زیرزمینی واقع در سنگ‌های گرانیتی گزارش کرده‌اند. در حقیقت آب‌های زیرزمینی که در تماس با سنگ کریستالی غنی از اورانیوم می‌باشند، مقادیر بالاتری از رادون را نشان می‌دهند که به عواملی از جمله خطواره، انتشار و نفوذپذیری وابسته می‌باشد (Zelensky, 1993). این نکته نیز حائز اهمیت است که اورانیوم به علت شرایط اکسیداسیون، در آب‌های اکسیژن‌دار حلالیت بیشتری در مقایسه با آب‌های فاقد اکسیژن دارد (Zapeczka, 1986). علاوه بر این غلظت اورانیوم در محیط‌های عمیق‌تر به وسیله مواد پرکننده شکستگی‌ها و ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی محدود شده است.

حالت‌های اکسیداسیون اصلی اورانیوم در طبیعت U^{4+} و U^{6+} می‌باشند. معمولاً کانی‌های اورانیوم ۴ ظرفیتی (اورانینیت، کافینیت، پیچبلند و...) در نهشته‌های اورانیفروس (Uraniferous) فراوان‌تر هستند، اما حلالیت کم U^{4+} در سیستم‌های آبی منجر به کاهش غلظت آن در آب‌های زیرزمینی شده است. ترکیب‌های اورانیوم به طور طبیعی از طریق انحلال کانی‌های اورانیوم‌دار در آب‌های زیرزمینی به وجود می‌آیند. به عنوان مثال، کانی اورانیت نامحلول است و به آسانی از طریق واکنش‌های بین آب و سنگ اکسید شده و به یون اورانیل محلول ($U(VI)O_2^{2+}$) در آمده که حمل و نقل آن در قالب کمپلکس‌های شیمیایی با کربنات، فسفات و یون‌های سولفات بوده و تابعی از pH و فشار جزئی کربن دی اکسید می‌باشد (Murphy and Shock, 1999). غلظت اورانیوم در آب‌های زیرزمینی (سیستم‌های آبی) توسط pH، فرآیند اکسایش-کاهش و فشار جزئی دی اکسید کربن کنترل می‌شود (Jung *et al.*, 2012).

شرایط قلیایی و اکسیدی به جذب سطحی ترکیب‌های اورانیوم به اکسیدهای فلزی، هیدروکسیدها و کانی‌های رسی کمک می‌کند (Zhou and Gu, 2005; Yang *et al.*, 2014). بنابراین غلظت‌های بالای اورانیوم طبیعی اغلب در آب‌های زیرزمینی مشاهده می‌شود.

اورانیوم به دلیل سمی بودن شیمیایی، در مقادیر ناچیز از انواع اورانیوم طبیعی نیز می‌تواند یک ترکیب خطرات و مضر برای سلامت انسان باشد (Drage and Kennedy, 2011; Stalder *et al.*, 2012). عمدتاً اورانیوم از طریق مصرف آب و غذا وارد بدن شده و در نتیجه باعث ایجاد بیماری‌های کلیوی و استخوانی می‌شود (Kurttio *et al.*, 2005, 2002; Zamora *et al.*, 1998). سازمان بهداشت جهانی (WHO) و سازمان حفاظت محیط زیست ایالات متحده (EPA) حداکثر حد مجاز استاندارد اورانیوم در آب‌های آشامیدنی را ۳۰ میکروگرم بر لیتر اعلام کرده‌اند (USEPA, 2009; WHO, 2011).

غلظت اورانیوم در آب مصرفی برای شیر خشک نوزادان در آلمان زیر ۲ میکروگرم بر لیتر معرفی شده است (EFSA, 2009). اضافه بر این در کشورهای متعددی سطح اورانیوم در آب‌های آشامیدنی مورد بررسی و نظارت قرار می‌گیرد (Yang *et al.*, 2014). به غیر از جنبه‌های کیفیت آب زیرزمینی، از دو عنصر اورانیوم و رادون برای درک مکانیسم واکنش‌های ژئوشیمیایی و فرآیندهای حمل و نقل در سیستم‌های آب و سنگ، درجه باز شدگی شکستگی‌ها، مطالعات زیرسطحی آب‌های زیرزمینی و ... استفاده شده است (Amrani, 2000).

۲-۵-۲- توریم

توریم در بیشتر سنگ‌ها و خاک‌ها در مقادیر بسیار کم وجود دارد و فراوانی آن سه برابر اورانیوم بوده و تقریباً به اندازه سرب متداول است. معمولاً خاک‌ها، محتوی تقریباً ۶ میلی‌گرم بر لیتر توریم می‌باشند. این عنصر در کانی‌های زیادی وجود دارد که رایج‌ترین آن‌ها ماده معدنی فسفات توریم خاکی و کمیاب (مونازیت) است که حاوی تقریباً بیش از ۱۲ درصد اکسید توریم می‌باشد. ذخایر زیادی از این عنصر در چندین کشور وجود دارد. توریم ۲۳۲ بسیار آهسته فروپاشی می‌شود (نیم عمر آن تقریباً سه برابر عمر زمین است)، ولی سایر ایزوتوپ‌های آن در زنجیره فرسایش خود و اورانیوم وجود دارند. بیشتر این

ایزوتوپ‌ها کم عمر هستند و لذا خیلی بیشتر از $Th-232$ رادیواکتیو می‌باشند، اگرچه در مقیاس‌های زیاد، کم اهمیت هستند. بسیاری از کانی‌های توریم‌دار مقاوم بوده و توریم اساساً در آب‌های طبیعی نامحلول می‌باشد (Wanty and Schoen, 1991). توریم به همراه اورانیوم به آسانی از انحلال کانی‌های اورانیت و اورانوتوریت آزاد می‌گردد. اگر انحلال این کانی‌ها مقدار اورانیوم قابل توجهی را آزاد کند، مقدار متناسبی از توریم نیز منتشر می‌شود. با این حال غلظت ذرات معلق و حل شده توریم بسیار پایین می‌باشد. به نظر می‌رسد که تحرک توریم در آب‌های زیرزمینی در نزدیک به منشأ، توسط جذب سطحی به ذرات بی‌تحرک و یا سطوح شکستگی محدود می‌شود.

۲-۵-۳- فلوراید

فلوراید در غلظت‌های کم ($0/8$ تا 1 میلی‌گرم بر لیتر) در آب آشامیدنی برای کلسیفیکاسیون مینای دندان‌ها بسیار مفید می‌باشد، اما مقادیر بالاتر از این محدوده باعث فلوروزیس دندان و اسکلتی شده و در غلظت‌های خیلی بالای فلورید در آب آشامیدنی می‌تواند موجب سرطان شود (Smedley, 1992). حد مجاز فلورید به درجه حرارت بستگی داشته و مصرف بالاتر فلورید در آب و هوای سرد می‌تواند مجاز باشد (Hamill and Bell, 1986). در مناطقی که غلظت فلوراید بالا باشد، می‌توان از فلوروزدایی برای تأمین آب شرب استفاده نمود. آهک و سولفات آلومینیوم یا کلرید آلومینیوم، به حذف فلورید در آب کمک می‌کنند. این روش بسیار ساده است و می‌توان از آن در روستاها، مصارف خانگی و همچنین برای جوامع کوچک استفاده نمود.

۲-۶- سوابق مطالعات انجام شده در مورد هیدروژئوشیمی سازندهای سخت

ساتیانارایانان و همکاران (Satyanarayanan *et al.*, 2006) برای بررسی کیفیت آب‌های زیرزمینی یک آبخوان سنگ‌گرانیته در نزدیکی حیدرآباد (هند)، عناصر کمیاب (Fe, Mn, Be, Al, V, Cr, Co, Ni,) همراه با یون‌های اصلی و عناصر جزئی در نمونه‌های آب را اندازه‌گیری نمودند. داده‌های تحلیلی نشان داد که در چاه‌های دستی و گمانه‌ها مقادیر یون‌های

شیمیایی اصلی و pH یکسان بوده، ولی غلظت برخی عناصر کمیاب (Fe, Be, Co, Pb, U and Zn) متفاوت می‌باشد، که دلیل این امر را می‌توان به واکنش‌های هوازدگی سیلیکات‌ها و فرآیندهای انحلال که توسط باران و جریان آب زیرزمینی در امتداد درز و شکستگی‌های سنگ رخ می‌دهند، نسبت داد. آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه جهت مصارف شرب نامناسب و برای اهداف کشاورزی مناسب تشخیص داده شد.

سرینی واسامورتی و همکاران (Srinivasamoorthy *et al.*, 2008)، به منظور شناسایی فرآیندهای اصلی مؤثر بر شیمی آب‌های زیرزمینی سازند سخت منطقه سالم (Salem)، واقع در تامیل نادو (هند) به بررسی پارامترهای فیزیکوشیمیایی ۴۶ نمونه آب پرداختند. به طور کلی شیمی آب‌های زیرزمینی توسط فرآیند هوازدگی سیلیکات‌ها و تبادل یونی همراه با نفوذ یون کلرید متأثر از فعالیت‌های انسان‌زاد کنترل می‌شود. مدل ترمودینامیکی، تعامل بین آب زیرزمینی با کانی‌های کائولینیت، مسکویت و کلریت را نشان می‌دهد. همچنین ایشان در سال ۲۰۰۹ به جهت بررسی خصوصیات هیدروژئوشیمی منابع آب زیرزمینی در این منطقه، به جمع‌آوری ۱۰۸ نمونه آب، طی دو فصل (قبل و بعد از فصل موسمی) اقدام کردند. با توجه به یون‌های غالب در منطقه مورد مطالعه، تیپ آب از انواع Ca-Mg-Cl، Na-Cl، Ca- HCO_3 ، Ca-Na- HCO_3 مشخص گردید. مقادیر نیتрат، سولفات، کلرید و فلوئور در هر دو فصل بیش از حد مجاز می‌باشند. فعالیت‌های انسانی از جمله مصرف کود کشاورزی، آبیاری نادرست، تخلیه زباله‌های شهری و صنعتی کیفیت منابع آب زیرزمینی را در منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر قرار داده است.

سابرامانی و همکاران (Subramani *et al.*, 2009)، تحقیقاتی در حوضه رودخانه چیتار (Chithar) واقع در تامیل نادو (هند) به منظور شناسایی فرآیندهای اصلی هیدروشیمیایی منطقه مورد مطالعه انجام دادند. آن‌ها برای این مطالعه ۴۰۰ نمونه آب از ۳۰ حلقه چاه آب زیرزمینی طی دو بازه زمانی در سال‌های ۱۹۹۱ تا ۱۹۹۷ و ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۲ جمع‌آوری کرده و به تجزیه و تحلیل یون‌های اصلی نمونه‌ها پرداختند. نتایج نشان داد که غلظت املاح در نمونه‌های آب زیرزمینی در سال‌های اخیر افزایش یافته

است. حضور سیلیس، فلوراید و بی‌کربنات نیز نشان از تعامل میان آب و سنگ می‌باشد. همچنین غلظت سولفات، کلرید و نیترات در نمونه‌های آب زیرزمینی تأثیر فعالیت‌های کشاورزی از قبیل آب برگشتی کشاورزی و کود شیمیایی را نشان می‌دهد. انحلال کانی‌های کربناتی، هوازگی سیلیکات‌ها و تبادل یونی از جمله فرآیندهای هیدروشیمیایی اصلی در منطقه مورد مطالعه می‌باشند.

پراسانا و همکاران (Prasanna *et al.*, 2010)، به منظور مطالعه هیدروژئوشیمی آب زیرزمینی آبخوان سازند سخت و رسوبی در حوضه رودخانه گادیلام (Gadilam) واقع در جنوب هند به جمع‌آوری تعداد ۴۱ نمونه آب زیرزمینی پرداختند و کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. برای شناسایی فرآیندهای ژئوشیمی و طبقه‌بندی نمونه‌های آب زیرزمینی از روش آماری تحلیل عاملی استفاده گردید. با توجه به روش تحلیل عاملی انحلال و شسته شدن نمک ثانویه، هوازگی و فعالیت‌های انسانی از فرآیندهای غالب در منطقه مورد مطالعه می‌باشند.

اسماعیلی و همکاران (۱۳۹۰)، با مطالعه‌ای به روی هیدروشیمی آب‌های زیرزمینی مناطق آیرکان و چشمه شتری در شمال شرق شهرستان خور (استان اصفهان) و ژئوشیمی عناصر نادر خاکی، سازند سخت آلکالی گرانیت آیرکان را به عنوان منشأ اورانیوم و سایر عناصر محلول در آب‌های زیرزمینی این منطقه معرفی کرد. بررسی‌های ژئوشیمیایی و هیدروژئوشیمیایی انجام شده و روند انتقال و تحرک اورانیوم و توریم در محیط‌های آبی این مناطق، اشاره به جذب سطحی اورانیوم توسط هیدروکسیدهای آهن (گویتیت) به عنوان عامل بازدارنده در برابر انتقال و حمل اورانیوم از اعماق به سطح دارند. با توجه به نتایج حاصل، احتمال حضور کانسار مخفی اورانیوم و کانه‌زایی اورانیوم در عمق و در حدفاصل گرانیت آیرکان و منطقه چشمه شتری وجود دارد.

سینگاراجا و همکاران (Singaraja *et al.*, 2012)، به منظور بررسی غلظت فلوراید و فرآیندهای شیمیایی حاکم بر آبخوان سازند سخت ساحلی منطقه توتوکودی (Thoothukudi)، به جمع‌آوری ۱۳۵ نمونه آب زیرزمینی برای آنالیز یون‌های اصلی پرداختند. توزیع مکانی فلوراید در آب‌های زیرزمینی برای درک

عوامل شیمیایی مؤثر مورد مطالعه قرار گرفت و با توجه به نتایج حاصل، بالاترین مقادیر فلوراید در بخش شمالی منطقه که شامل سنگ‌های گرانیت و هورنبلند بیوتیت گنایس می‌باشد، وجود دارد. سه نوع تیپ برای نمونه‌های آب مشخص گردید، که تیپ آب‌های زیرزمینی با فلوراید بالا از نوع بی‌کربنات سدیک می‌باشد. همچنین با همبستگی خوبی که میان فلوراید و بی‌کربنات برقرار است، منشأ احتمالی فلوراید را فرآیندهای هوازدگی تشخیص دادند.

مانیکاندان و همکاران (Manikandan *et al.*, 2012)، در آب‌های زیرزمینی غنی از منیزیم سازند سخت منطقه کریشناگیری (Krishnagiri)، واقع در تامیل نادو (جنوب هند) به بررسی غلظت فلوراید پرداختند. سازند سخت منطقه شامل سنگ‌های آذرین اسیدی، شارنوکیت و گنایس می‌باشد. جهت بررسی هیدروشیمی آب زیرزمینی، ۳۴ نمونه آب از منطقه مورد مطالعه برداشت گردید و کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی به همراه فلوراید مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته شد. آن‌ها به این نتیجه دست یافتند، که غلظت فلوراید در ۵۸ درصد از نمونه‌ها بیشتر از ۱ تا ۳ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. غلظت بالای فلوراید در آب‌های غنی از منیزیم وجود دارد، که این امر به علت جدا شدن فلوراید از کانی‌های غنی از منیزیم مانند بیوتیت، هورنبلند و ... یا از هوازدگی آپاتیت در شارنوکیت می‌باشد.

ناگ (Nag, 2013)، به بررسی ۲۱ نمونه جمع‌آوری شده طی دو فصل از سازند سخت گانگاجالاتی (Gangajalghati)، منطقه بانکورا (Bankura) در غرب بنگال برای ارزیابی هیدروژئوشیمی و کیفیت آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه جهت مصارف شرب و کشاورزی پرداخت. پارامترهای فیزیکوشیمیایی نمونه‌های آب از جمله هدایت الکتریکی، جامدات محلول آب و pH اندازه‌گیری گردید. مقادیر هدایت الکتریکی نمونه‌ها کمتر از ۶۰۰ میکروموهس بر سانتی‌متر و pH آن‌ها نزدیک به محدوده خنثی بود. مقادیر نسبت جذب سدیم، سدیم بی‌کربنات باقی مانده، سختی کل و شاخص نفوذپذیری نیز محاسبه شد. با توجه به نتایج حاصل، منابع آبی منطقه مورد مطالعه از کیفیت مناسبی جهت مصارف شرب و کشاورزی برخوردار می‌باشد.

تیویا و همکاران (Thivya et al., 2013)، در منطقه مادورای واقع در بخش مرکزی تامیل نادو (هند) به منظور بررسی اهمیت سنگ‌شناسی در کیفیت آب‌های زیرزمینی، به جمع‌آوری ۵۴ نمونه آب از کل واحدهای سنگی منطقه پرداختند (از سنگ شارنوکی ۲۱ نمونه، گنایس بیوتیت هورنبلنددار ۲۱ نمونه، گرانیت ۴ نمونه، کوارتزیت ۳ نمونه و ۵ نمونه از آبرفت برداشت گردید). تجزیه و تحلیل نمونه‌ها نشان داد که مقادیر یون‌های تعدادی از نمونه‌ها بالاتر از حدود استاندارد آب آشامیدنی بوده، با این حال بسیاری از نمونه‌ها برای اهداف کشاورزی مناسب می‌باشند. سختی کل و شاخص خوردگی برای مصارف خانگی مورد بررسی قرار گرفته و نشان داد که نمونه‌های برداشت شده از سنگ گرانیت و کوارتزیت به دلیل وجود کانی‌های مقاوم در برابر هوازگی نسبتاً مناسب‌تر می‌باشند.

تیویا و همکاران (Thivya et al., 2013)، مطالعه‌ای برای شناسایی فرآیندهای هیدروژئوشیمی با استفاده از تحلیل عاملی در منطقه مادورای تامیل نادو (هند) انجام داده‌اند. در مجموع ۵۳ نمونه آب زیرزمینی جهت آنالیز کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی جمع‌آوری گردید. با انجام روش آماری تحلیل عاملی به این نتیجه رسیدند که سه عامل اصلی، ۶۳ درصد از واریانس کل را به خود اختصاص می‌دهند، که فاکتور اول دارای بار عاملی کلسیم، منیزیم، نیترا و کلر با ۳۶/۹۸ درصد، فاکتور دوم دارای بار عاملی سدیم، پتاسیم و بی‌کربنات با ۱۳/۷۲ درصد و فاکتور سوم دارای بار عاملی فسفات و سولفات با ۱۳/۱ درصد را نشان می‌دهند. نمونه‌ها با توجه به سه عامل طبقه‌بندی شده‌اند، که عامل اول نشان‌دهنده فعالیت‌های انسانی مانند نفوذ فاضلاب و تبادل یونی معکوس، عامل دوم فرآیندهای هوازگی و عامل سوم فعالیت‌های کشاورزی می‌باشد.

سینگاراجا و همکاران (Singaraja et al., 2013)، به جهت طبقه‌بندی نمونه‌ها و شناسایی فرآیندهای هیدروشیمیایی تأثیرگذار بر شیمی آب‌های زیرزمینی آبخوان ساحلی سازند سخت منطقه توتوکودی در تامیل نادو (هند) از روش آماری تحلیل عاملی استفاده نمودند. آن‌ها بعد از برداشت ۱۰۰ نمونه آب از واحدهای سنگی مختلف منطقه مورد مطالعه به تجزیه و تحلیل یون‌های اصلی پرداختند. تحلیل عاملی نشان داد، نفوذ آب دریا حاصل از شسته شدن نمک‌های ثانویه، هوازگی و اثرات انسانی از جمله

فرآیندهای اصلی کنترل کننده ژئوشیمی آب‌های زیرزمینی بوده، و بیشترین گسترش این فرآیندها در سراسر بخش‌های شرقی، جنوب شرقی و شمال غربی منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

تیویا و همکاران (Thivya *et al.*, 2014)، پژوهشی به منظور درک وقوع پرتوزایی در آب‌های زیرزمینی سازند سخت کریستالی واقع در مرکز تامیل نادو (Tamil Nadu) در کشور هند انجام داده‌اند. با تجزیه و تحلیل کاتیون‌ها، آنیون‌های اصلی، اورانیوم، رادون ۲۲۲ و ایزوتوپ پایدار اکسیژن و هیدروژن در نمونه‌های جمع‌آوری شده، چنین استنباط شد که غلظت اورانیوم و رادون در تعدادی از نمونه‌های آب زیرزمینی بالاتر از حد مجاز استاندارد جهانی است. دلیل اصلی این موضوع هوازدگی سنگ‌های گرانیتی و افزایش زمان ماندگاری آب با ماتریس آبخوان می‌باشد. ارتباط اورانیوم با سولفات نیز تأثیر فعالیت‌های انسانی بر ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

سینگاراجا و همکاران (Singaraja *et al.*, 2014)، به بررسی نفوذ آب شور به آبخوان ساحلی سازند سخت (گرانیت) در بخش جنوب شرقی هند پرداختند. در مجموع ۱۳۵ نمونه آب زیرزمینی جهت تجزیه و تحلیل کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی جمع‌آوری گردید. هدایت الکتریکی نشان می‌دهد که کیفیت نامطلوب نمونه‌های آب در امتداد ساحل، به دلیل نفوذ آب شور به آبخوان می‌باشد. طبق نتایج به دست آمده حدود ۳۰ درصد از نمونه‌های آب به شدت تحت تأثیر این پدیده قرار گرفته‌اند. نمودار پایپر نیز تیپ آب را از نوع Na-Cl مشخص کرده است. برای دستیابی به اهداف این مطالعه تجزیه و تحلیل آماری استفاده گردید، و عامل اصلی کنترل کننده شیمی آب‌های زیرزمینی نفوذ آب شور دریا شناسایی شد. همچنین فرآیندهای هوازدگی و تأثیر کودهای شیمیایی نیز حائز اهمیت می‌باشند.

منتکودیول و همکاران (Montcoudiol *et al.*, 2014)، به منظور شناسایی فرآیندهای تأثیرگذار بر کیفیت آب‌های زیرزمینی منطقه اوتاواویس (Outaouais) واقع در کبک، کانادا در تابستان‌های سال ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲ تعداد ۱۳۹ نمونه آب از چاه‌های شهری و خصوصی جمع‌آوری گردید. لازم به ذکر است که حدود ۷۰ درصد از نمونه‌ها از سنگ سیلیکاته سپر کانادا برداشت شد. یون‌های اصلی، عناصر کمیاب

و سولفیدها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. با استفاده از روش آماری چند متغیره سه عامل مشخص گردید، که شامل ۱- عامل مرتبط با پارامترهای شوری (کلر، سولفات، سدیم) ۲- محتوای سیلیکا (انحلال سیلیکات) و ۳- انحلال فلئوئور می‌باشد. هجوم آب‌های باقی مانده از دریای چامپلین، تبادل کاتیونی سدیم و کلسیم، انحلال کربنات‌ها و سیلیکات‌ها و همچنین زمین‌شناسی سنگ بستر (این مناطق غنی از کانی‌های اورانیوم، آهن، منگنز و فلئوئور می‌باشد) از فرآیندهای مؤثر در کیفیت شیمیایی آب‌های زیرزمینی منطقه شناخته شده‌اند.

تیویا و همکاران (Thivya et al., 2015)، یک مطالعه در آبخوان سازند سخت کریستالی منطقه مادورای (Madurai) واقع در تامیل‌نادو (هند) برای بررسی تغییرات مکانی و زمانی و به منظور شناسایی منشأ اصلی فرآیندهای هیدروژئوشیمیایی در منطقه انجام داده‌اند. در مجموع تعداد ۲۱۶ نمونه طی چهار فصل جمع‌آوری گردید و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. آن‌ها به این نتیجه دست یافتند که سدیم و پتاسیم نمونه‌های آب را می‌توان به هوازگی فلدسپارهای موجود در شارنوکیت و گنایس هورنبلنددار نسبت داد. همچنین نتایج نشان داد، باران‌های فصلی یون‌های اورانیوم (U) را به آب‌های زیرزمینی وارده کرده و سپس به صورت رادون ۲۲۲ (Rn_{222}) منتشر می‌کند. تجزیه و تحلیل مکانی داده‌های زمانی، هوازگی قابل توجه در بخش شمال غرب و توزیع اورانیوم و رادون ۲۲۲ را در بخش شمال شرق منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. با استفاده از روش آماری چند متغیره چهار عامل از جمله ۱- فرآیندهای انسانی و تبادل یونی ۲- فرآیندهای هوازگی ۳- فرآیندهای انحلال رادیواکتیوها و ۴- فرآیندهای هوازگی فلوراید در کیفیت آب زیرزمینی مؤثر دانسته شد.

تیویا و همکاران (Thivya et al., 2015)، به برداشت نمونه آب از تمام واحدهای سنگی منطقه مادورای (Madurai)، تامیل‌نادو (هند) به منظور بررسی توزیع مکانی و پیدایش اورانیوم در آب‌های زیرزمینی سازند سخت گرانیتی اقدام نمودند. با تجزیه و تحلیل اورانیوم کل و یون‌های اصلی و فرعی به این نتیجه دست یافتند که بالاترین غلظت اورانیوم در نمونه‌های آب زیرزمینی موجود در سنگ‌های گرانیتی برابر

۱۱۳ میکروگرم بر لیتر می‌باشد. آب‌های زیرزمینی با اورانیوم بالاتر دارای pCO_2 بالاتری می‌باشند که نشان می‌دهد هوازدگی یون‌های بی‌کربنات باعث تحرک اورانیوم در آب‌های زیرزمینی شده است. کانی‌هایی از جمله اورانیت و کافینیت (Coffinite) به صورت فوق اشباع یافت شده است که به احتمال زیاد مقادیر اورانیوم در منطقه مورد مطالعه را کنترل می‌کنند. در مجموع حدود ۱۰ درصد از نمونه‌های آب برای آشامیدن مجاز نمی‌باشند.

کسکین و همکاران (Keskin *et al.*, 2015)، پژوهشی در سیواس (Sivas)، مناطق کارابوک (Karabuk) و بارتین (Bartın) در ترکیه، با استفاده از روش‌های تحلیل عاملی و تحلیل خوشه‌ای به جهت تعیین فرآیندهای تأثیرگذار بر ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی انجام داده‌اند. نتایج نشان داد که عامل اول شامل متغیرهای سولفات، آهن، منگنز، آلومینیوم و pH می‌باشد که این عناصر از طریق انحلال و فرآیندهای اکسیداسیون کانی‌های سولفید (به ویژه پیریت) وارد آب زیرزمینی می‌شوند. کلسیم، بی‌کربنات و هدایت الکتریکی از متغیرهای عامل دوم می‌باشند که در اثر انحلال سنگ‌های کربناته پدید آمده‌اند. متغیرهای عامل سوم شامل سدیم، کربنات و pH بوده که مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی، هیدرولیز و انحلال سیلیکات‌ها و احتمالاً تبادل یونی بین کلسیم و سدیم می‌باشد. همچنین متغیرهای عامل چهارم مربوط به یون‌های کلر و نیترات است که به شدت تحت تأثیر فعالیت‌های کشاورزی در منطقه مورد مطالعه می‌باشند.

نگانجی و همکاران (Nganje *et al.*, 2015)، به جهت بررسی هیدروشیمی رودخانه و حوضه هیدرولوژیکی دلتای نیجریه از آب‌های سطحی و زیرزمینی به ترتیب تعداد ۳۰ و ۱۶ نمونه جمع‌آوری کرده و مورد تجزیه شیمیایی قرار دادند. با توجه به نتایج مقادیر سدیم، کلسیم و سولفات در اثر شسته شدن سنگ شیل افزایش یافته است. همچنین با ملاحظه به تغییرات مکانی کیفیت آب‌های زیرزمینی، افزایش غلظت یون‌ها در بخش مرکزی و کاهش آن‌ها در بخش شرقی حوضه مشاهده شده است. حضور یون‌های سدیم، کلسیم و کلر در نمونه‌های آب زیرزمینی ناشی از انحلال هالیت و ژیپس می‌باشد. از

جمله فرآیندهای مؤثر بر ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه می‌توان به تبادل یونی، هوازگی سیلیکات‌ها و اکسیداسیون پیریت اشاره کرد. با استفاده از شاخص‌های آلودگی مثل TDS، کلرید، سولفات، نیترات و سختی، آب‌های برخی نقاط منطقه برای شرب مناسب بود.

نعمت‌الهی و همکاران (Nematollahi *et al.*, 2015)، به بررسی‌های هیدروژئوشیمی و تجزیه و تحلیل آب‌های زیرزمینی در منطقه تربت زاوه واقع در خراسان رضوی پرداختند. آن‌ها در این مطالعه از ۱۹۰ نمونه آب زیرزمینی برای اندازه‌گیری پارامترهای فیزیکی شیمیایی و غلظت یون‌های اصلی استفاده کردند. در نهایت به این نتیجه رسیدند که فعل و انفعالات سنگ هوازده و فرآیندهای تبادل یونی نقش مهمی در کنترل کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی داشته است.

داس و همکاران (Das *et al.*, 2015)، برای ارزیابی کیفیت منابع آب زیرزمینی در بلوک ماهاکالاپارا (Mahakalapara) واقع در هند به تجزیه و تحلیل هیدروژئوشیمیایی این منابع پرداختند. با بررسی پارامترهای فیزیکی شیمیایی نمونه‌های آب زیرزمینی به این نتیجه رسیدند که فرآیند انحلال عامل مهمی در بخش غربی بلوک و فرآیند تبادل یونی عامل اصلی در سراسر منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

شریا داس و همکاران (Shreya Das *et al.*, 2015)، پس از نمونه‌برداری از ۲۶ محل از سازندهای سخت بیربھوم (Birbhum) واقع در غرب بنگال در کشور هند، طی دو مرحله در سال‌های ۲۰۱۲-۲۰۱۳ به ارزیابی کیفیت آب و فرآیندهای شیمیایی اقدام نمودند. خواص فیزیکی و شیمیایی از جمله pH، هدایت الکتریکی، کل مواد جامد محلول، سدیم، پتاسیم، کلسیم، منیزیم، آهن، کلر، بی‌کربنات، سولفات و فلوئور نمونه‌های آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های آزمایشگاهی استاندارد مورد بررسی قرار گرفت. طبق نتایج حاصل از این پژوهش شاخص کیفیت آب نشان داد که ۹۰ درصد از نمونه‌ها برای شرب مناسب می‌باشند. همچنین با توجه به نمودار گیبس فرآیند غالب در منطقه تعامل بین آب و سنگ شناسایی گردید.

راجش و همکاران (Rajesh *et al.*, 2015)، برای اهداف شرب و کشاورزی و همچنین بررسی ویژگی‌های

هیدروشیمی آب‌های زیرزمینی آبخوان سازند سخت منطقه نالگندا (Nalgonda)، در جنوب هند به برداشت نمونه آب از ۴۵ حلقه چاه هر دو ماه یک بار از مارس ۲۰۰۸ تا ژانویه ۲۰۱۰ اقدام نمودند. با توجه به نتایج حاصل، غلظت کلرید و بی‌کربنات در نمونه‌های آب در محدوده مجاز و برای pH، TDS، TH، کلسیم، منیزیم، سدیم و سولفات در برخی نمونه‌ها بیش از حد مجاز سازمان بهداشت جهانی (WHO, 1993) بوده است. نسبت جذب سدیم، درصد سدیم، سدیم بی‌کربنات باقی‌مانده و شاخص نفوذپذیری نشان می‌دهد که کیفیت آب‌های زیرزمینی در اکثر نقاط منطقه مورد مطالعه برای اهداف آبیاری مناسب می‌باشند.

سلوام (Selvam, 2015)، تحقیقات مقدماتی در مورد نفوذ انسانی و تأثیر سنگ‌شناسی بر روی ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی شهر ساحلی جنوبی واقع در تامیل نادو در کشور هند انجام داده است. وی پس از جمع‌آوری ۷۲ نمونه آب زیرزمینی از چاه‌های باز و گمانه‌ها و اندازه‌گیری خواص فیزیکوشیمیایی، کاتیون‌ها و آنیون‌ها در آزمایشگاه به این نتیجه رسید که pH قلیایی، غلظت اندک کلسیم، درجه حرارت بالای آب زیرزمینی و آب و هوای نیمه‌خشک منطقه مورد مطالعه دلایل افزایش فلئور در آب زیرزمینی می‌باشد. همچنین شاخص اشباع نشان می‌دهد که علاوه بر فعالیت‌های انسانی، بارش و فرآیند انحلال نیز در افزایش انحلال فلوراید نقش دارند.

نسیم و همکاران (Naseem *et al.*, 2016)، به بررسی هیدروشیمی منابع آب زیرزمینی سازند سخت در شهرستان مرادآباد، یک شهر بزرگ صنعتی در غرب اوتار پرادش پرداختند. برای این منظور در مجموع ۱۸۸ نمونه آب زیرزمینی طی دو فصل در سال‌های ۲۰۱۲ و ۲۰۱۳ برای آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی و تعداد ۱۴ نمونه آب برای عناصر کمیاب جمع‌آوری گردید و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. نتایج نشان داد که بسیاری از یون‌های اصلی و عناصر کمیاب (Al، Fe، Se و Al) دارای غلظت‌های بالا بوده و بیش از حد مجاز می‌باشند. براساس نمودار پایپر تیپ آب Na-Cl-SO_4^{2-} و Na-HCO_3^- مشخص شد. نمودار شاخص کیفیت آب نیز نشان می‌دهد که آب‌های زیرزمینی در مناطق شمال شرقی و مرکزی منطقه

مورد مطالعه برای مصارف شرب نامناسب است. در نهایت آن‌ها به این نتیجه دست یافتند که کیفیت نامطلوب آب زیرزمینی شهرستان مرادآباد به علت گسترش شهرها، افزایش روز افزون جمعیت و توسعه صنعتی می‌باشد.

شین و همکاران (Shin *et al.*, 2016)، به منظور بررسی خطر ریسک آب‌های زیرزمینی حاوی اورانیوم در سازند سخت گرانیتی، به نمونه‌برداری از ۴۱۴۰ حلقه چاه در کشور کره اقدام نمود. در ۱۶۰ نمونه از حلقه چاه‌های واقع در سنگ‌های آذرین درونی منطقه مورد مطالعه، مقادیر اورانیوم بیشتر از حدود استاندارد سازمان بهداشت جهانی (WHO) بوده است. تجزیه و تحلیل آماری نشان داد که جزء اورانیوم در آب‌های زیرزمینی از فرآیندهای دفع و انحلال دوباره بوده است. در شرایط آب‌های زیرزمینی کره اورانیوم بیشتر به صورت اورانیل کربنات‌ها می‌باشد. با توجه به نتایج حاصل از مطالعه، حضور اورانیوم در آب‌های زیرزمینی منطقه را می‌توان به کانی‌های حاوی اورانیوم در سنگ‌های گرانیتی نسبت داد.

دسبارتس و همکاران (Desbarats *et al.*, 2016)، به بررسی تحرک عناصر کمیاب اورانیوم، توریم و عناصر نادر خاکی در آب‌های زیرزمینی موجود در پگماتیت‌های گرانیتی واقع در شرق کانادا پرداختند. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که غلظت اورانیوم ۷۰ درصد از نمونه‌های آب بیشتر از استاندارد قابل قبول کانادا (۰/۰۲ میلی‌گرم بر لیتر) می‌باشد. همچنین غلظت اورانیوم در آب زیرزمینی به نظر می‌رسد که با محتوای نهشته اورانوتوریت (Uranothorite) در ارتباط باشد. با توجه به نتایج بیش از ۹۸ درصد از محلول اورانیوم نیز به صورت کمپلکس اورانیل کلسیم در آب زیرزمینی ظاهر می‌شود.

آل کینانی و همکاران (Alkinani *et al.*, 2016)، در مطالعه‌ای به بررسی و شناسایی غلظت، انواع کمپلکس‌ها، توزیع مکانی و منابع بالقوه اورانیوم (U) در آب‌های زیرزمینی منطقه الباطن جنوب عراق پرداختند. برای رسیدن به این هدف به برداشت ۴۳ نمونه آب زیرزمینی اقدام گردید و کاتیون‌ها، آنیون‌ها، عناصر کمیاب، کل کربن آلی و غیرآلی اندازه‌گیری شد. آن‌ها میانگین اورانیوم را $16 \mu\text{g/L}$ تخمین زده‌اند. توزیع مکانی اورانیوم در آب‌های زیرزمینی نشان داد که مقادیر آن به سمت شرق و

شمال شرقی رو به افزایش می‌باشد. با توجه به ضریب همبستگی، رابطه معنی‌داری میان اورانیوم با K، Ca ، Si ، HCO_3 برقرار می‌باشد. آن‌ها منشأ احتمالی اورانیوم را سپر عربستان در عربستان سعودی دانستند و انتشار اورانیوم را به کانی‌های فریک (مانند هماتیت، مگنتیت و گوتیت)، کانی‌های رسی درون لنزهای گل سنگ در آبخوان و ساختارهای کربناتی نسبت دادند.

۲-۷- مطالعات انجام شده در منطقه مورد مطالعه

حسن‌نژاد و وهاب (۱۳۷۷)، ژئوشیمی و پتروگرافی این باتولیت را مورد بررسی قرار داده‌اند. همچنین خلیلی (Khalili, 1997) پتروگرافی، شیمی کانیایی و ژئوشیمی این توده گرانیتی را بررسی کرده است. کرم‌پور (۱۳۷۸)، مهم‌ترین عوامل شناسایی و تفکیک آب‌های گرانیتی و آهکی در منطقه شیرکوه را، میزان سیلیس حل شده، دمای آب و میزان آبدهی خروجی منابع مربوطه معرفی نمود. همچنین با توجه به نتایج حاصل دو پدیده هوازگی و تبادل یونی در شیمی آب‌های موجود در سنگ‌های آذرین منطقه مؤثر می‌باشند. در این بین سرعت پدیده هوازگی پایین بوده، اما حجم مواد تحت تأثیر در این پدیده زیاد می‌باشد. هر چند محصول شرایط انجام پدیده تبادل یونی کمتر محتمل بوده و مواد لازم آن کمتر در دسترس می‌باشد، ولی سرعت تأثیر این پدیده در تغییر شیمی آب بیشتر از پدیده هوازگی است و از این طریق می‌تواند تأثیر قابل توجهی بر شیمی آب داشته باشد.

جعفری و همکاران (۱۳۸۲)، در بررسی تکامل هیدروشمیایی منابع آب سازند سخت گرانیتی شیرکوه یزد به این نتیجه دست یافتند که هدایت الکتریکی نمونه‌های آب با کاهش ارتفاع، افزایش می‌یابد و تیپ آب از نوع بی‌کربنات کلسیک می‌باشد. با توجه به نتایج حاصل از تحقیق، هوازگی کانی‌های موجود در سنگ گرانیتی، انحلال رسوبات موجود در درز و شکاف گرانیت‌ها و پدیده تبادل یونی از جمله عوامل تولید سیلیس و سایر یون‌ها در منابع آب زیرزمینی شناسایی گردید.

شیبی و اسماعیلی (۱۳۸۸)، به بررسی پتروژنز گرانیتوئیدهای پرآلومین شیرکوه یزد پرداخته‌اند. با مطالعات انجام شده آن‌ها به این نتیجه رسیدند که غنی‌شدگی سنگ‌های گرانیتی شیرکوه از عناصر

LILE (شامل پتاسیم، رییدیوم، توریم و اورانیوم) و تهی‌شدگی از عناصر HFSE (تیتانیوم و نوبیدیوم) با الگوی گرانیتهای مرتبط با فرورانش هم‌خوانی دارد.

مرآت و همکاران (Meraat *et al.*, 2010)، نمونه‌های منابع آب زیرزمینی و رسوبات آبراهه‌ای در سازند سخت گرانیتهی شیرکوه را به منظور شناسایی و توزیع اورانیوم و توریم در این منطقه مورد بررسی قرار دادند. نتایج این پژوهش نشان داد که در بعضی از نمونه‌های آب مقادیر اورانیوم بیشتر از حد مجاز استاندارد آب آشامیدنی می‌باشد. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که ورود اورانیوم به آب‌های زیرزمینی طی فرآیندهای متعددی صورت گرفته که از جمله فرآیند مهم در بخش غربی منطقه می‌توان به افزایش هوازدگی لوکوگرانیته‌ها و ورود اورانیوم از طریق فرآیندهای انحلال به منابع آبی منطقه اشاره کرد که با توجه به کانی‌های تشکیل‌دهنده گرانیته‌ها این فرآیند قابل توجه است. همچنین افزایش اورانیوم ناشی از حرکت آب‌ها در مسیر طولانی گسل‌های مهم محلی از دلایل دیگر حضور اورانیوم در آب‌های زیرزمینی شناخته شد.

خسرویانی و همکاران (۱۳۹۴)، به بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی در طی هوازدگی سنگ و تشکیل خاک در باتولیت گرانیته‌ی شیرکوه پرداخته‌اند. نتایج نشان داد الگوی عناصر نادر خاکی در گرانیته غنی از فسفر، توسط ترکیبی از فلدسپارهای غنی از یورپیم، آپاتیت غنی از عناصر نادر خاکی متوسط تا سنگین و موناژیت غنی از عناصر نادر خاکی سبک تعیین می‌گردد.

فصل سوم

مواد و روش ها

۱-۳- مقدمه

به منظور بررسی تغییرات مکانی و زمانی پارامترهای فیزیکوشیمیایی و تعیین غلظت فلزات سنگین در توده گرانیتی شیرکوه یزد، پس از تکمیل مطالعات پایه، یک مرحله نمونه‌برداری از منابع آبی انجام شده است. انجام تحقیق به صورت خلاصه شامل مراحل زیر بوده است:

الف- مطالعات کتابخانه‌ای شامل مطالعات پیشین که در منطقه مورد مطالعه انجام شده و پژوهش‌های مشابه که در ایران و جهان صورت گرفته است.

ب- جمع‌آوری آمار و اطلاعات مربوط به منابع آبی موجود در منطقه مورد مطالعه از شرکت آب منطقه‌ای استان یزد.

ج- تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با استفاده از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ یزد و آباده در نرم افزار GIS 10.3.

د- بازدید صحرایی از منطقه مورد مطالعه و شناسایی و نمونه‌برداری از منابع آبی شامل قنات‌ها و چشمه‌ها در اسفند ماه ۱۳۹۴.

ه- مطالعات آزمایشگاهی شامل اندازه‌گیری پارامترهای هیدروشیمیایی از جمله غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌ها، سیلیس و اندازه‌گیری غلظت فلزات سنگین

و- تحلیل و تفسیر داده‌های هیدروشیمیایی با استفاده از نمودارهای مختلف و نقشه‌های پهنه‌بندی.

۲-۳- بازدید صحرایی و نمونه‌برداری از منابع آبی

به منظور بررسی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی منابع آبی موجود در سازند سخت گرانیتی شیرکوه، طی یک مرحله نمونه‌برداری در اسفند ماه ۱۳۹۴ تعداد ۳۰ نمونه از قسمت‌های مختلف منطقه مورد مطالعه برداشت گردید. موقعیت جغرافیایی نقاط نمونه‌برداری با استفاده از دستگاه مکان‌یاب (GPS) ثبت گردید. موقعیت‌های جغرافیایی نقاط نمونه‌برداری در جدول ۱-۳ و شکل ۱-۳ مشاهده می‌گردد.

جدول ۳-۱: موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های نمونه‌برداری از منابع آبی سازند سخت شیرکوه (اسفند ۱۳۹۴)

Sample ID	Sampling Point	UTM x	UTM y	Elevation (m)
S1	فیض آباد	783860	3511760	2042.58
S2	دره سیر	782138	3507731	2160.92
S3	دره شیر	786589	3504914	2374.42
S4	باغ کهله	783382	3503793	2300.31
S5	موره زاری	783934	3501817	2351.55
S6	مزرعه حسن	782090	3500908	2497.95
S7	باغ مهدی	784648	3499962	2436.95
S8	بردستان	786865	3496853	2655.02
S9	علی قلی	788659	3495245	2839.55
S10	سنگ ماسون	789192	3492341	2641.91
S11	مزرعه علی	789545	3491315	2585.18
S12	نیر	797853	3487419	2472.63
S13	توده سخوید	791927	3489568	2517.16
S14	بنادکوک	781040	3486467	2329.89
S15	بیداخوید	777643	3495364	2528.14
S16	خامس آباد	774251	3502255	2475.99
S17	هاشم آباد	773064	3507689	2259.74
S18	تودشک	797005	3503206	2327.15
S19	ده بالا ۱	795469	3500522	2511.98
S20	ده بالا ۲	794340	3499431	2635.20
S21	ده بالا ۳	793445	3498994	2727.00
S22	ده بالا ۴	796347	3497520	2769.40
S23	طرزجان	801504	3500871	2159.09
S24	لاه محسن	800702	3497688	2443.66
S25	بنادک سادات	803679	3496390	2189.59
S26	منشاد ۱	804399	3494467	2325.01
S27	منشاد ۲	806386	3490898	2366.80
S28	منشاد ۳	805750	3492452	2272.55
S29	تنگه چنار ۱	817910	3478308	2211.86
S30	تنگه چنار ۲	817238	3479973	2303.36



شکل ۳-۱: موقعیت نقاط نمونه برداری از منابع آبی موجود در سازند سخت شیرکوه-یزد (اسفند ۱۳۹۴)

در محل هر ایستگاه نمونه برداری دو نمونه آب یکی با حجم ۱/۵ لیتر به منظور آنالیز کاتیون ها و آنیون های اصلی و دیگری با حجم ۰/۵ لیتر جهت اندازه گیری غلظت فلزات سنگین برداشت گردید. بطری ها جهت جلوگیری از هر گونه آلودگی، با آب محل نمونه برداری چندین بار شسته شدند و سپس نمونه برداری صورت گرفت. نمونه ها کدگذاری شده و در جایی خنک و به دور از نور مستقیم خورشید نگهداری شدند. پارامترهای صحرایی از قبیل مقدار هدایت الکتریکی (EC)، دما و pH نمونه های آب در محل بلافاصله بعد از برداشت نمونه ها با استفاده از EC متر مدل YK-2001CT با دقت یک میکرومومس بر سانتی متر اندازه گیری شد. درجه حرارت آب نیز با دماسنج نصب شده در این دستگاه اندازه گیری گردید. اندازه گیری pH نمونه ها توسط دستگاه pH متر مدل YK-2001CT با دقت ۰/۰۱ انجام شد. لازم به ذکر است قبل از نمونه برداری، دستگاه pH متر در آزمایشگاه توسط محلول های بافر با pH برابر با ۴، ۷ و ۱۰ کالیبره گردید. در شکل ۳-۲ تصاویری از نمونه برداری و ثبت داده های صحرایی در محل نقاط نمونه برداری از منابع آب شیرکوه آورده شده است.



شکل ۳-۲: نمونه‌برداری از منابع آب زیرزمینی شیرکوه و اندازه‌گیری پارامترهای صحرایی (EC، pH و دما)

۳-۳- اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی

جهت بررسی کیفیت منابع آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه، بلافاصله پس از اتمام عملیات صحرایی نمونه‌های برداشت شده به آزمایشگاه آب و محیط زیست دانشگاه صنعتی شاهرود منتقل گردید. جهت اطمینان از عدم تغییرات خصوصیات شیمیایی نمونه‌ها در فاصله برداشت تا انتقال به آزمایشگاه، هدایت الکتریکی و pH مجدداً در آزمایشگاه اندازه‌گیری گردید. اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی طی مراحل زیر انجام شده است (شکل ۳-۳):

۳-۳-۱- اندازه‌گیری آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی

- بی‌کربنات (HCO_3^-): غلظت یون بی‌کربنات به روش تیتراسیون اندازه‌گیری گردید. بدین منظور از شناساگر متیل اورانژ^۱ و محلول اسید سولفوریک^۲ ۱/۴۰ نرمال استفاده شد.
- سولفات (SO_4^{2-}): غلظت یون سولفات با استفاده از دستگاه کدورت سنج تعیین گردید. بدین منظور ۱۰ سی سی از نمونه در محفظه درون دستگاه ریخته شده و دستگاه صفر گردید. سپس داخل ظرف نمونه پودر باریم کلرید (BaCl_2) به میزان ۰/۱۴۳ گرم اضافه شده و به صورت کامل مخلوط گردید. ظرف درون دستگاه قرار داده شده و بعد از گذشت ۵ دقیقه عدد دستگاه قرائت شد.
- کلر (Cl^-): غلظت یون کلر با معرف کرومات پتاسیم و محلول نیترات نقره (AgNO_3) ۱/۴۰ نرمال به روش تیتراسیون اندازه‌گیری شد.
- کلسیم (Ca^{+2}): جهت اندازه‌گیری غلظت یون کلسیم به روش تیتراسیون، از معرف مروکسید (Meroxid) و چند قطره KOH (هیدروکسید پتاسیم) ۲ نرمال جهت بالا بردن pH نمونه و محلول EDTA^۳ (ترکیب سه‌تایی نمک سدیم) به عنوان تیترانت استفاده گردید.
- منیزیم (Mg^{+2}): برای بدست آوردن غلظت یون منیزیم ابتدا غلظت مجموع کلسیم و منیزیم به روش تیتراسیون اندازه‌گیری شده و سپس مقادیر حاصل، از غلظت یون کلسیم کسر شده تا غلظت منیزیم محاسبه می‌شود. بدین منظور از اریوکروم بلک تی^۴ (EBT) به عنوان معرف، pH₁₀ (بافر آمونیاکی) جهت افزایش pH نمونه و محلول EDTA به عنوان تیترانت استفاده گردید.
- سدیم (Na^+) و پتاسیم (K^+): مقادیر یون‌های سدیم و پتاسیم با دستگاه فلیم‌فتومتر اندازه‌گیری گردید. لازم به ذکر است غلظت تمام یون‌های اندازه‌گیری شده در آزمایشگاه برحسب میلی‌اکی‌والان برلیتر (epm) می‌باشد.

¹ Methyl Orang

² Sulfuric Acid

³ Ethylene Diamine Tetraacetic Acid

⁴ Eriochrome Black T



شکل ۳-۳: آماده‌سازی نمونه‌ها جهت آنالیز شیمیایی به روش تیتراسیون و اندازه‌گیری غلظت یون‌های اصلی در آزمایشگاه

پس از اندازه‌گیری کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی درصد خطای آزمایش مطابق رابطه زیر محاسبه گردید.

میزان خطای مجاز برای هر آنالیز شیمیایی کمتر از ۵ درصد می‌باشد.

$$\text{error}\% = \frac{[\sum \text{cation} - \sum \text{anoion}]}{\sum \text{cation} + \sum \text{anoion}} \times 100$$

۳-۳-۲- اندازه‌گیری غلظت فلزات سنگین نمونه‌های آب

به منظور تعیین غلظت فلزات سنگین منابع آبی، تعداد ۱۵ نمونه با پراکندگی مناسب از بین نمونه‌های برداشت شده از منطقه مورد مطالعه انتخاب گردید. نمونه‌ها با استفاده از فیلتر ۰/۴۵ میکرومتر فیلتر شده و سپس pH آن‌ها با افزودن اسید نیتریک (HCO_3^-) به کمتر از ۲ کاهش یافت. اسیدی کردن نمونه‌ها به منظور جلوگیری از واکنش‌های شیمیایی، ته‌نشینی فلزات سنگین و تثبیت یون‌ها می‌باشد. نمونه‌ها جهت آنالیز به آزمایشگاه زرآزما تهران ارسال گردید. در آزمایشگاه با روش ICP-MS غلظت عناصر برحسب ppm و ppb تعیین گردید.

۳-۴- تجزیه و تحلیل داده‌ها

پس از تعیین یون‌ها و فلزات سنگین، داده‌های حاصله با استفاده از نمودارها و نقشه‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفت. نرم افزارهای مورد استفاده شامل موارد زیر می‌باشد:

- نرم افزار Excel 2013: برای ترسیم نمودارهای تغییرات مکانی و زمانی عناصر و پارامترهای کیفی.
- نرم افزار GIS 10.3: برای ترسیم نقشه زمین‌شناسی منطقه و بررسی توزیع مکانی یون‌ها و فلزات سنگین.

- نرم افزار Aq.QA: برای ترسیم نمودارهای هیدروشیمیایی.

- نرم افزار SPSS 21: جهت تحلیل آماری داده‌ها.

- نرم افزار PhreeQC: برای محاسبه شاخص اشباع نسبت به کانی‌های مختلف.

فصل چهارم

پیدروژنوشیمی سازند سخت شیکوه-یزد

در این فصل کلیه اطلاعات و داده‌های حاصل از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی منابع آب زیرزمینی در سازند سخت شیرکوه مورد تحلیل و بررسی قرار می‌گیرند. در ابتدا توصیفی از خصوصیات هیدروشیمیایی منابع آب زیرزمینی ارائه شده و سپس توزیع مکانی و زمانی پارامترهای فیزیکوشیمیایی از جمله سیلیس و فلزات سنگین مورد بررسی قرار گرفته است. به منظور بررسی توزیع مکانی پارامترهای هیدروشیمیایی در توده گرانیتی شیرکوه، نقشه‌های پهنه‌بندی در ArcGIS 10.3 ترسیم شده و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. همچنین جهت بررسی تغییرات زمانی پارامترهای هیدروشیمیایی، نتایج حاصل از این تحقیق با داده‌های سال ۱۳۸۱ (جعفری، ۱۳۸۲) مورد مقایسه قرار گرفته است. تعیین منشأ فلزات سنگین با نگاه ویژه به فلزات دارای خطر زیست محیطی نیز از جمله مباحثی است که در انتهای این فصل بررسی شده است.

۴-۲- توصیف هیدروشیمیایی منابع آبی شیرکوه یزد

میانگین پارامترهای اندازه‌گیری شده منابع آب زیرزمینی موجود در توده گرانیتی شیرکوه به همراه اطلاعات مربوط به منابع آبی موجود در پهنه‌های گرانیتی سایر نقاط جهان و نیز میانگین پارامترهای اندازه‌گیری شده در منابع آب زیرزمینی شیرکوه در سال ۸۱ (جعفری، ۱۳۸۲) در جدول ۴-۱ آورده شده است. براساس نتایج تحقیق حاضر میانگین هدایت الکتریکی در منابع آب زیرزمینی شیرکوه حدود ۶۲۴ میکروزیمنس بر سانتی‌متر، متوسط کل املاح جامد (TDS) حدود ۴۴۲ میلی‌گرم بر لیتر، متوسط pH حدود ۷/۵ و متوسط جزء ملکولی سیلیس (SiO_2) برابر ۹ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. همانطور که در جدول ۴-۱ مشاهده می‌شود مقدار کل جامدات محلول آب (TDS)، هدایت الکتریکی (EC)، کاتیون‌ها (کلسیم، منیزیم، سدیم، پتاسیم) و آنیون‌های اصلی (بی‌کربنات، سولفات، کلر) در منابع گرانیتی شیرکوه در مقایسه با منابع آبی گرانیتی در سایر نقاط دنیا بالاتر می‌باشد. این موضوع احتمالاً ناشی از وضعیت خاص زمین‌شناسی شیرکوه و قرارگیری واحدهای رسوبی (ماسه‌سنگ سنگستان و آهک تفت)

بر روی توده گرانیتی به صورت ناپیوستگی آذرین پی می‌باشد. با توجه به این شرایط، کانی‌های رسوبی در درز و شکاف گرانیت‌ها نیز وجود خواهد داشت. با عبور آب تغذیه‌شونده از درز و شکاف‌ها و مناطقی که این واحدهای رسوبی حضور دارند و به دلیل حلالیت زیاد کانی‌های رسوبی نسبت به کانی‌های تشکیل دهنده گرانیت، این مواد رسوبی حل شده و بر روی ترکیب آب خارج شده از گرانیت تأثیر می‌گذارند. این پدیده موجب افزایش غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌های آب شده و هدایت الکتریکی (EC) و مقدار کل جامدات محلول آب (TDS) در آب‌های گرانیتی شیرکوه را افزایش می‌دهد.

مقدار میانگین pH، آب‌های گرانیتی شیرکوه حدود ۷/۵ می‌باشد که در مقایسه با آب‌های گرانیتی در سایر نقاط دنیا مقدار بیشتری را نشان می‌دهد. این موضوع نیز فرضیه تأثیر رسوبات آهکی در شیمی آب‌های گرانیتی شیرکوه را تقویت می‌نماید.

میانگین جزء مولکولی سیلیس در آب‌های گرانیتی منطقه با توجه به آنالیزهای به دست آمده حدود ۹ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. غلظت سیلیس در سایر سنگ‌های گرانیتی در نقاط مختلف دنیا از ۱۰ تا ۳۰ میلی‌گرم بر لیتر متغیر می‌باشد.

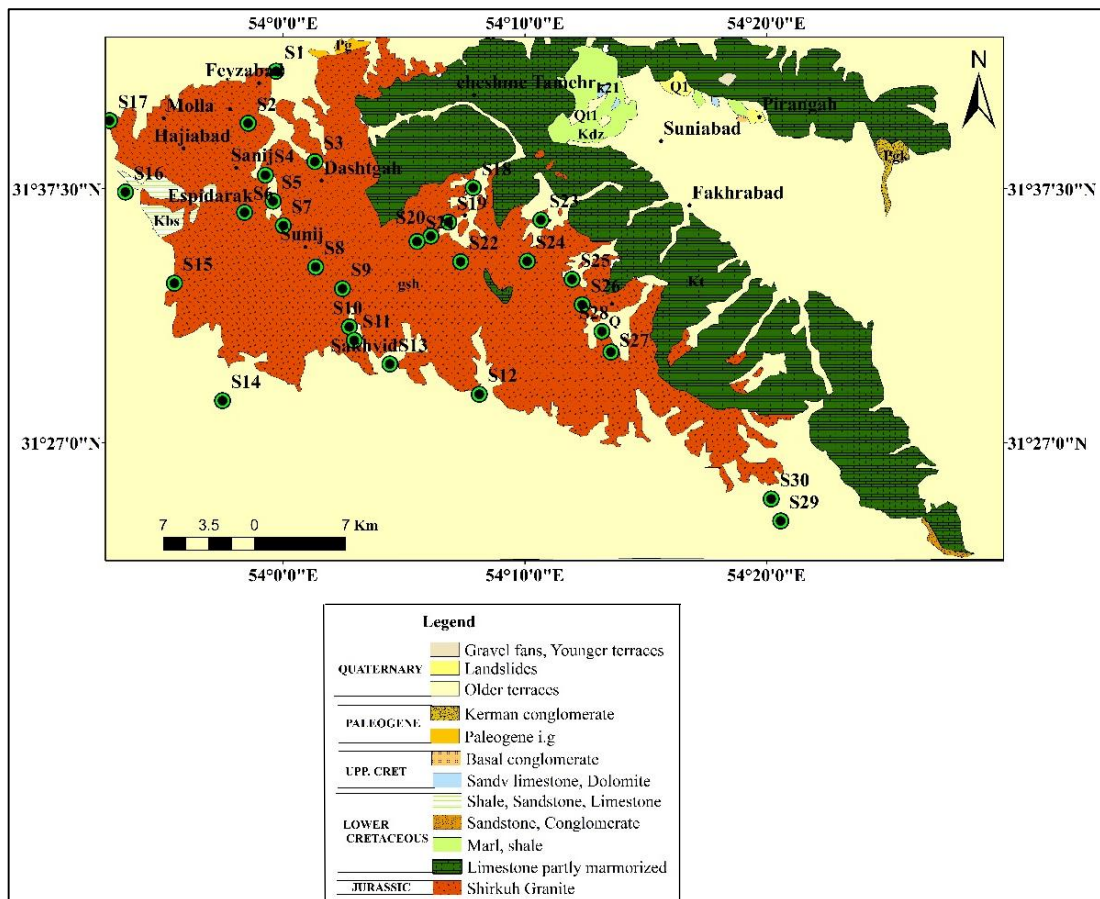
جدول ۴-۱: میانگین داده‌های هیدروشیمیایی در منابع آب زیرزمینی موجود در گرانیت شیرکوه و مقایسه آن با منابع موجود در پهنه‌های گرانیتی سایر نقاط دنیا (یون‌ها، TDS و سیلیس بر حسب میلی‌گرم بر لیتر، هدایت الکتریکی بر حسب میکروزیمنس بر سانتی‌متر)

Location	Rock type	TDS	pH	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	SO ₄	Cl	SiO ₂
Shirkuh, Iran ¹	Granite	442	7.5	85.3	15.8	25.8	1.3	178.3	51.8	78.9	9
Shirkuh, Iran ²	Granite	396	7.6	62.8	14.6	20.2	1.4	201.2	42.4	48.8	10
Maryland, USA ³	Granite	223	-	27	6.2	9.5	1.4	93	32	5.2	39
Baltimore, USA ⁴	Granite-gneiss	137	-	28	1.9	6.8	4.2	121	1.4	1.0	31
Czech Republic ⁵	Granite	340	-	11	1.22	98	0.5	39.7	25.2	1.51	8.3
Scotland ⁶	-	133	6.2	7.7	4.6	14.8	1.3	60	8.8	20.7	9.9
Carmenellis, Cornwall ⁷	-	112	5.4	12.2	2.6	14.7	3.1	32	14.9	25	2.49

1. This Study 2. Jafari (1382) 3. Hamill and Bell (1986) 4. Hem (1989) 5. Jezersky (2007) 6 & 7. Mather (1997)

۳-۴- بررسی توزیع مکانی پارامترهای فیزیکوشیمیایی در منابع آب زیرزمینی شیرکوه

منطقه شیرکوه یزد دارای چشمه‌ها و قنات‌های فراوانی می‌باشد. محل‌های نمونه‌برداری در شکل ۱-۴ مشخص شده است. نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های برداشت شده از منابع آبی شیرکوه در اسفند ماه ۱۳۹۴ در جدول ۲-۴ مشاهده می‌گردد.



شکل ۱-۴: نقشه موقعیت محل‌های نمونه‌برداری از منابع آب زیرزمینی در منطقه شیرکوه یزد (اسفند ۱۳۹۴)

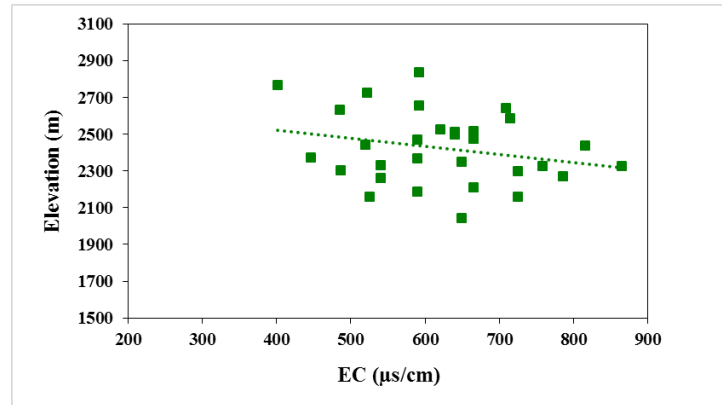
۳-۴-۱- بررسی تغییرات و توزیع مکانی هدایت الکتریکی (EC)

مقادیر هدایت الکتریکی در منابع آب زیرزمینی شیرکوه از ۴۰۲ میکروزیمنس بر سانتی‌متر تا حداکثر ۸۶۵ میکروزیمنس بر سانتی‌متر متغیر می‌باشد. به منظور بررسی تغییرات مکانی هدایت الکتریکی منابع آبی موجود در منطقه مورد مطالعه، تغییرات این پارامتر در مقابل ارتفاع بررسی گردید (شکل ۲-۴). همانطور که مشاهده می‌شود با کاهش ارتفاع مقدار EC افزایش یافته است. این موضوع به دلیل افزایش

جدول ۴-۲: نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های برداشت شده از منابع آبی موجود در سنگ‌های گرانیتی شیرکوه-یزد (اسفند ۱۳۹۴)

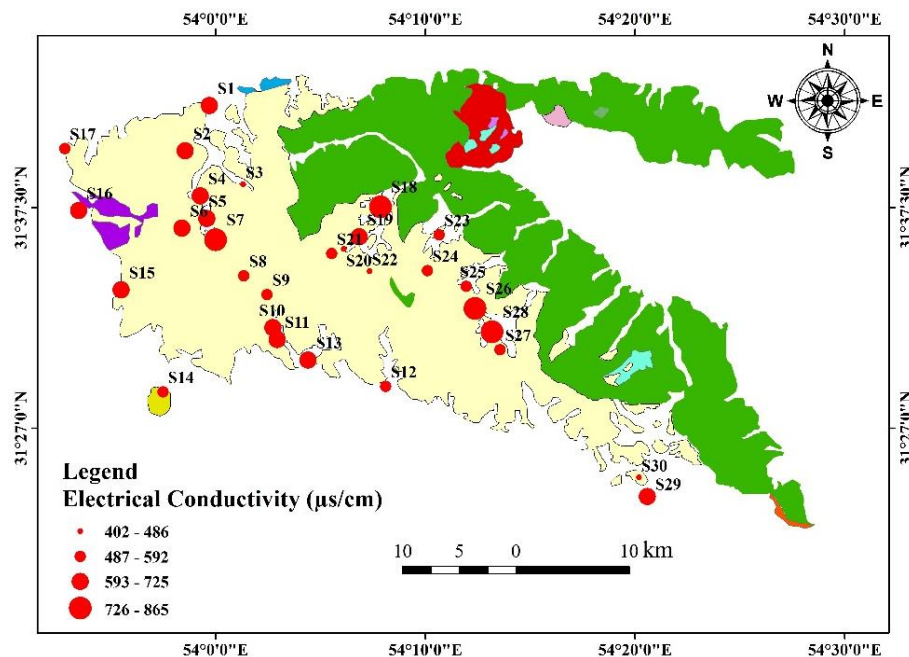
Sample Name	EC (µs/cm)	TDS (mg/l)	pH	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	Error
S1	649	481	7.89	64	25.2	47.9	1.9	176.9	99.4	66	-	2.45
S2	725	495	7.73	84	20.4	41.2	1.9	170.8	106.5	71	9.05	3.06
S3	446	399	7.65	78	7.2	28.7	1.8	152.5	63.9	49	6.12	1.52
S4	725	473	7.7	90	6.0	35.5	1.3	170.8	85.2	55	-	1.99
S5	649	534	7.67	132	1.2	39.8	2.0	164.7	117.1	78	-	5.31
S6	640	309	7.55	60	6.0	17.5	0.5	122	53.2	38	-	2.47
S7	815	533	7.59	94	8.4	40.3	1.6	201.3	113.6	74	10.00	5.56
S8	592	447	7.50	90	19.2	25.8	0.8	164.7	95.8	51	8.21	5.69
S9	592	309	7.21	72	2.4	16.4	0.2	115.9	60.3	42	-	0.48
S10	709	448	7.39	92	19.2	21.1	0.9	201.3	71.0	43	-	7.08
S11	715	519	7.43	96	25.2	33	1.0	183.0	113.6	68	-	4.65
S12	590	413	7.54	96	4.8	24.8	1.6	134.2	78.1	56	10.60	3.71
S13	665	389	7.48	88	13.2	19.8	1.4	152.5	67.4	47	9.93	8.64
S14	540	418	7.63	78	16.8	32.8	1.2	134.2	78.1	59	10.60	6.52
S15	620	365	7.50	70	16.8	14.7	0.5	170.8	53.2	27	6.31	4.61
S16	665	413	7.55	62	25.2	17.4	0.9	189.1	56.8	38	-	0.74
S17	540	386	7.61	76	1.2	38.9	1.5	128.1	71.0	52	12.00	1.32
S18	865	671	7.72	116	26.4	42.3	3.2	231.8	124.2	92	-	0.53
S19	640	499	7.52	98	15.6	28.4	2.0	189.1	99.4	61	9.31	1.46
S20	485	391	7.32	76	14.4	17.7	1.3	176.9	63.9	41	-	2.19
S21	522	329	7.12	70	10.8	16.1	1.2	128.1	67.4	36	-	3.84
S22	402	285	7.40	44	20.4	13.8	0.5	128.1	49.7	29	5.16	4.74
S23	525	428	7.71	92	13.2	17.9	1.4	176.9	60.3	43	-	4.98
S24	520	383	7.51	90	7.2	11.6	0.8	170.8	53.2	50	7.55	2.58
S25	590	484	7.60	106	3.6	24.3	1.9	201.3	92.3	55	8.79	2.47
S26	758	565	7.53	102	14.4	25.7	1.2	262.3	99.4	60	-	5.70
S27	590	434	7.49	54	21.6	12.7	0.9	244.0	67.4	34	-	4.20
S28	786	583	7.66	110	19.2	25.9	1.4	298.9	74.5	54	9.88	0.83
S29	665	485	7.69	110	3.6	27.5	2.3	213.5	78.1	50	-	2.27
S30	486	384	7.45	70	10.8	17.2	1.2	195.2	53.2	37	9.82	2.73

طول مسیر جریان و زمان ماندگاری بیشتر آب در تماس با سنگ‌های گرانیتی می‌باشد. با زیاد شدن طول مسیر و زمان ماندگاری، میزان انحلال مواد رسوبی و کانی‌های هوازده موجود در درز و شکاف سنگ‌های گرانیتی افزایش یافته و این پدیده سبب بالا رفتن هدایت الکتریکی می‌شود.



شکل ۴-۲: نمودار تغییرات هدایت الکتریکی در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد)

در شکل ۴-۳ نیز نقشه توزیع مکانی هدایت الکتریکی (EC) منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه آورده شده است. بیشترین مقادیر هدایت الکتریکی مربوط به نمونه‌های واقع در منابع انتهایی دره‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

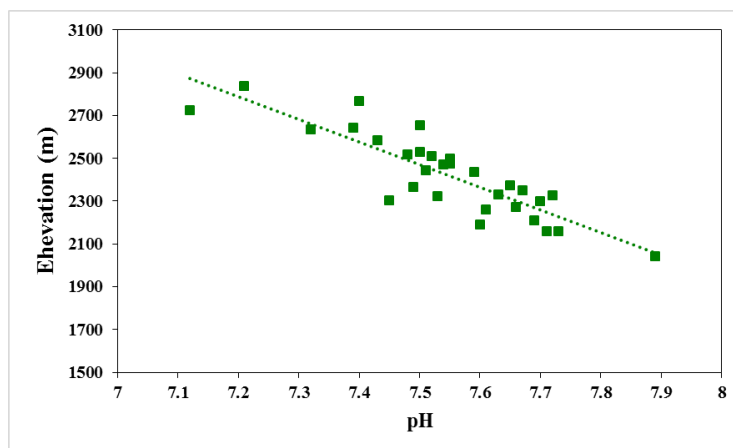


شکل ۴-۳: توزیع مکانی هدایت الکتریکی منابع آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه (شیرکوه-یزد)

افزایش بیشتر هدایت الکتریکی در نمونه‌های موجود در دره سانج، احتمالاً مربوط به فاصله پیموده شده بیشتر (فاصله از ستیغ) بوده است. در منابع آبی انتهایی دره ده‌بالا نیز مقدار هدایت الکتریکی افزایش یافته است. شاید یکی از دلایل بیشتر بودن مقدار هدایت الکتریکی در یک ارتفاع معین در دره ده‌بالا نسبت به دره سانج نیز وجود آهک‌های تفت با حلالیت نسبتاً بالا می‌باشد (جعفری، ۱۳۸۲). کمترین مقادیر هدایت الکتریکی مربوط به منابع آب زیرزمینی واقع در بخش‌های مرتفع‌تر منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

۴-۳-۲- بررسی تغییرات و توزیع مکانی pH

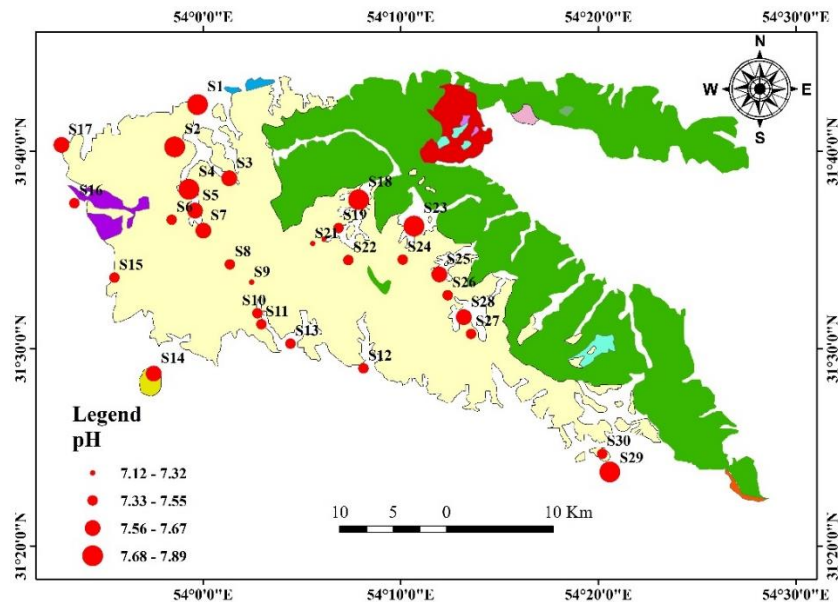
مقادیر pH در منابع آب زیرزمینی شیرکوه از ۶/۹۲ تا ۸/۳ متغیر می‌باشد. برای بررسی تغییرات مکانی pH مقادیر آن در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی ترسیم شده است (شکل ۴-۴). با توجه به این شکل مقادیر pH با کاهش ارتفاع افزایش پیدا کرده است. این موضوع به پیشرفت واکنش‌های هوازدگی و انحلال با افزایش طول مسیر جریان و زمان ماندگاری مربوط می‌گردد.



شکل ۴-۴: تغییرات pH در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد)

جهت بررسی توزیع مکانی pH در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه نقشه پهنه‌بندی آن در شکل ۴-۵ آورده شده است. طبق نظر فریز و چری (Freeze & Cherry, 1979) انتظار می‌رود با گذشت زمان و افزایش فاصله مقدار pH منابع آبی در اثر مصرف شدن H^+ به وسیله واکنش‌های هوازدگی که عامل

تولید یون‌های مختلف آب می‌باشند، افزایش یابد. با توجه به شکل ۴-۵ مقدار pH، در منابع انتهایی دره‌ها افزایش یافته است. علت این امر هوازدگی کانی‌های گرانیتی و انحلال کانی‌های رسوبی موجود در درز و شکاف‌ها بوده که سبب قلیایی شدن pH در منابع آب زیرزمینی شده است.



شکل ۴-۵: توزیع مکانی pH منابع آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه (شیرکوه-یزد)

۴-۳-۳- کل مواد جامد محلول (TDS)

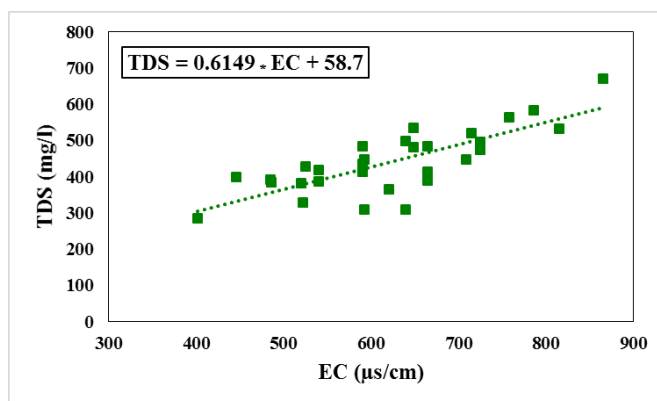
مقادیر کل جامدات محلول از مجموع کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی به دست آمده است. مقادیر کل مواد جامد محلول در نمونه‌های منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه از حداقل ۲۸۵ میلی‌گرم بر لیتر تا حداکثر ۶۷۱ میلی‌گرم بر لیتر متغیر می‌باشد. اگر میزان TDS در نمونه آب، بیش از ۵۰۰ میلی‌گرم بر لیتر باشد، در این صورت امکان رخداد فرآیندهایی چون انحلال سنگ‌های تبخیری، انحلال کربنات‌ها و آلودگی آب وجود دارد (Hounslow, 1995). در منطقه شیرکوه مقادیر TDS اکثر نمونه‌های آب کمتر از ۵۰۰ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد، که علت آن وجود سنگ‌های گرانیتی در منطقه است.

نمودار هدایت الکتریکی (EC) در برابر کل مواد جامد محلول (TDS) در شکل ۴-۶ نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود رابطه مستقیمی بین EC و TDS وجود دارد. با توجه به نتایج،

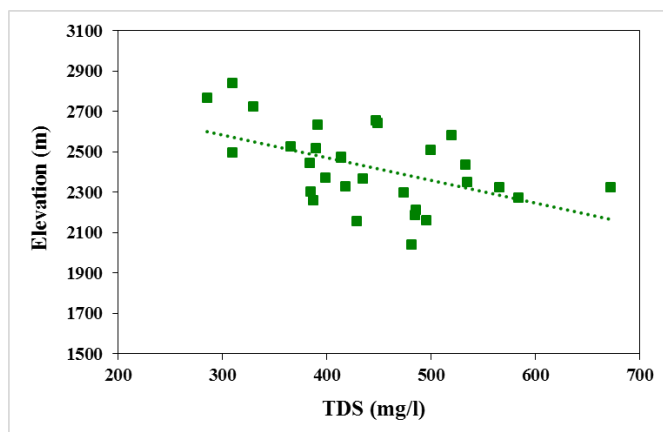
رابطه EC-TDS به صورت زیر استخراج گردید:

$$\text{TDS} = 0.61 * \text{EC} + 58.7$$

در این رابطه هدایت الکتریکی برحسب میکروزیمنس یا میکروموهس بر سانتی متر و مواد جامد محلول آب بر حسب میلی گرم بر لیتر می باشد. نمودار تغییرات کل مواد جامد محلول (TDS) در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی در شکل ۴-۷ مشاهده می گردد. با توجه به نمودار، با کاهش ارتفاع مقادیر کل جامدات محلول افزایش می یابد. علت این افزایش مشابه هدایت الکتریکی بوده که قبلاً بررسی گردید.



شکل ۴-۶: نمودار رابطه هدایت الکتریکی در برابر کل مواد جامد محلول

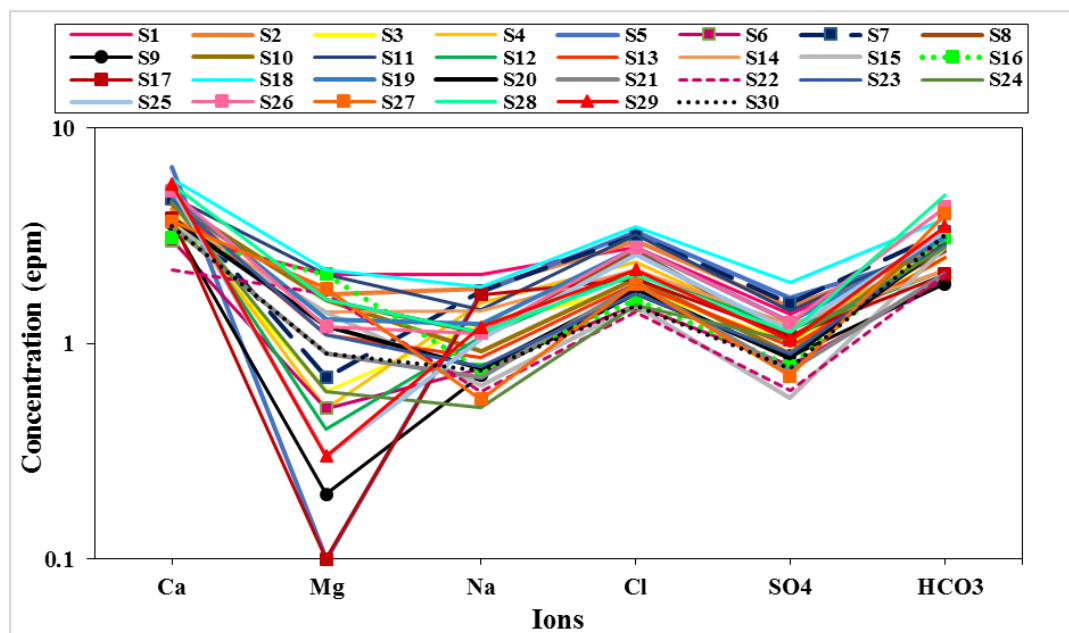


شکل ۴-۷: نمودار تغییرات کل مواد جامد محلول در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد)

۴-۳-۴- بررسی تغییرات و توزیع مکانی یون های اصلی

ارزیابی و بررسی غلظت یون های اصلی از جمله کاتیون های کلسیم، منیزیم، سدیم و پتاسیم و آنیون های بی کربنات، سولفات و کلر از طریق نمودارهای مختلف انجام شده است.

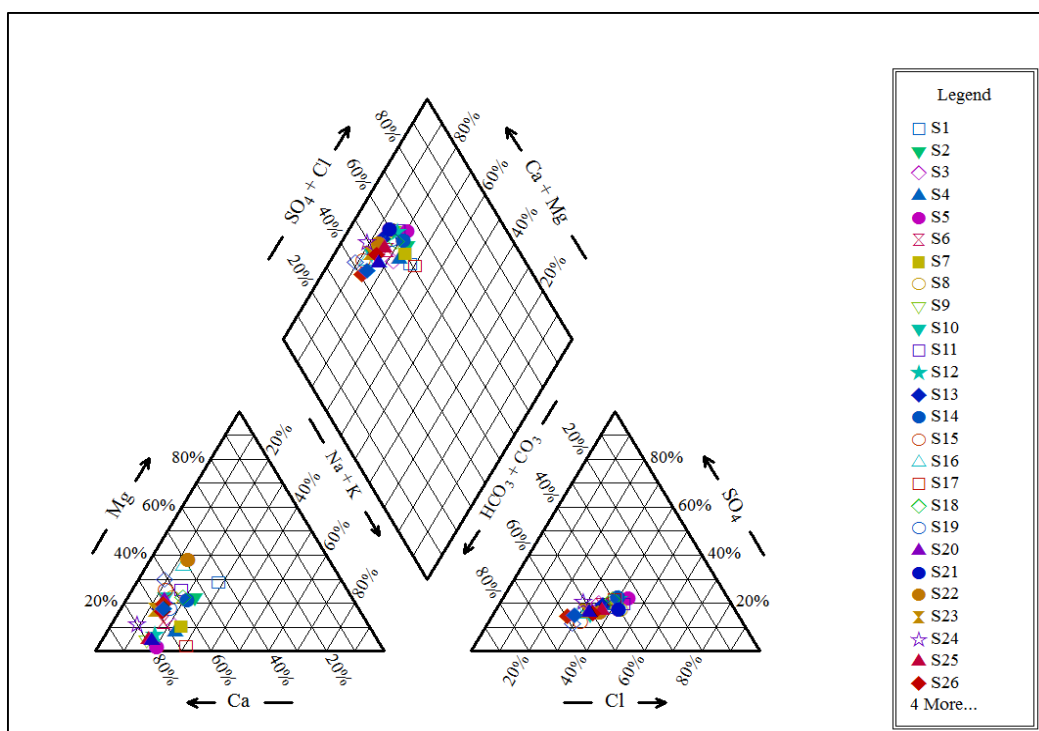
نمودار شولر جهت بررسی یکسان بودن یا نبودن منشأ نمونه‌ها، بررسی روند مقادیر یون‌های اصلی آب و مقایسه تعداد زیادی نمونه آب مورد استفاده قرار می‌گیرد. در شکل ۴-۸ نمودار شولر نمونه‌های منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه آورده شده است. در این نمودار محور افقی کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی و محور عمودی غلظت آن‌ها بر حسب میلی اکی والان بر لیتر می‌باشد. با توجه به نیمه لگاریتمی بودن محور عمودی نمودار شولر، خطوط موازی نشانگر روند یکسان و یکی بودن منشأ در نمونه‌ها می‌باشد (Todd and Mays, 2005).



شکل ۴-۸: نمودار شولر نمونه‌های منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه

نمودار پایپر تعداد زیادی نمونه را در یک نمودار نشان می‌دهد و جهت تعیین تیپ آب، رخساره‌های هیدروشیمیایی (Hydrochemical facies) و مسیرهای تکامل ژئوشیمیایی در آبخوان‌ها تهیه می‌گردد. رخساره‌های هیدروشیمیایی جهت نمایش اختلاف در ترکیب شیمیایی آب‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند (Fetter, 2001). نمودار پایپر نمونه‌های آب زیرزمینی شیرکوه یزد در شکل ۴-۹ نشان داده شده است. با توجه به نمودار کاتیون غالب کلسیم بوده که ناشی از انحلال کلسیت، ژیپس و هوازدگی کانی‌های موجود در سنگ‌های گرانیتی منطقه مورد مطالعه می‌باشد. در میان تمامی آنیون‌ها، نیز یون بی‌کربنات

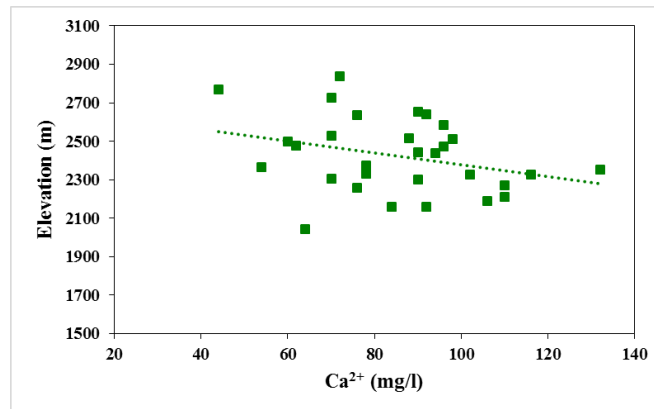
بیشترین مقدار را داشته است. کانی‌های احتمالی در بردارنده آنیون‌های کلر و سولفات (هالیت و ژیپس) حلالیت بیشتری نسبت به کانی‌های در بردارنده بی‌کربنات (کلسیت) دارند، ولی به علت اینکه این کانی‌ها در سازند سخت شیرکوه کمتر از منابع تولید کننده بی‌کربنات یافت می‌شوند، افزایش بی‌کربنات نسبت به دو آنیون دیگر در منابع آب شیرکوه دیده می‌شود. بر این اساس تیپ اغلب نمونه‌های آب از نوع بی‌کربناته-کلسیک است که با توجه به سازند سخت منطقه مورد مطالعه این موضوع قابل توجیه می‌باشد.



شکل ۴-۹: نمودار پایپر برای نمونه‌های برداشت شده از منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد)

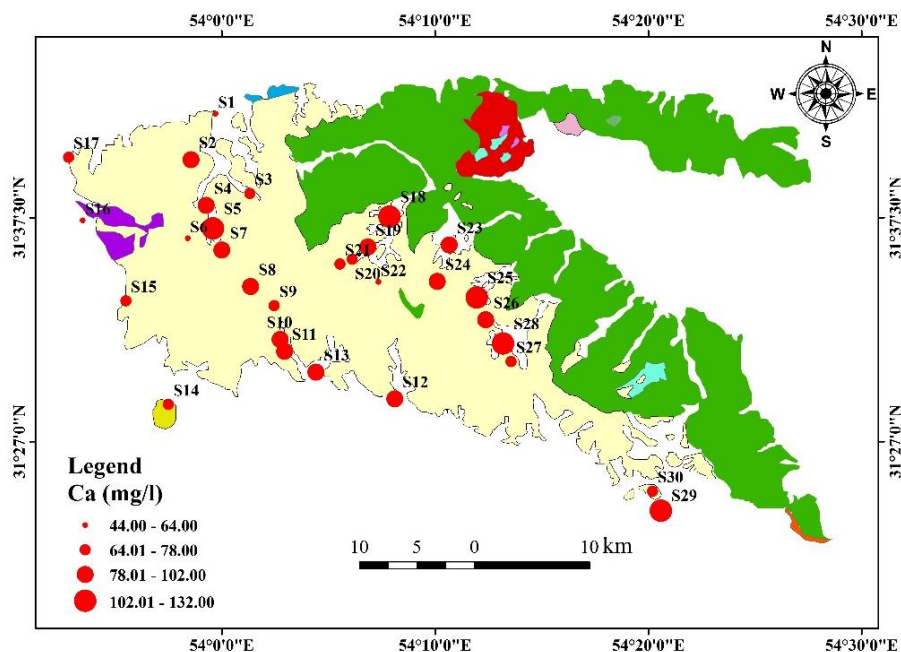
با توجه به بیشتر بودن مقادیر کاتیون کلسیم و آنیون بی‌کربنات در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه در ادامه به بررسی تغییرات و توزیع مکانی این دو یون پرداخته می‌شود. مقادیر کاتیون کلسیم از حداقل ۴۴ میلی‌گرم برلیتر تا حداکثر ۱۳۲ میلی‌گرم بر لیتر متغیر می‌باشد. در شکل ۴-۱۰ تغییرات مکانی یون کلسیم در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی شیرکوه آورده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود با کاهش ارتفاع نقاط نمونه‌برداری، مقادیر کلسیم افزایش نشان می‌دهد.

دلیل این امر افزایش زمان ماندگاری آب و به دنبال آن افزایش هوازگی و انحلال کلسیت، پلاژیوکلازها و بیوتیت در گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد.



شکل ۴-۱۰: نمودار تغییرات کلسیم در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد)

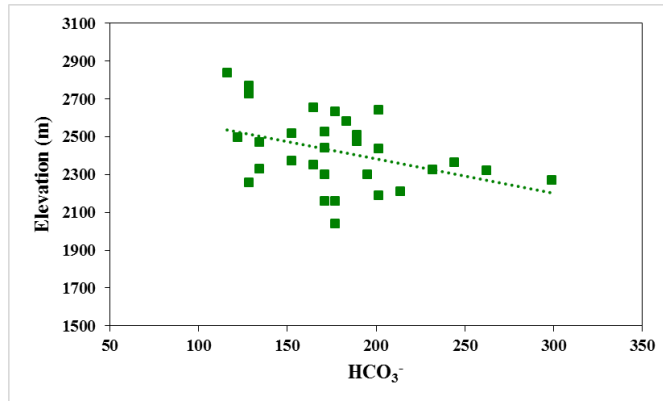
در شکل ۴-۱۱ توزیع مکانی یون کلسیم منابع آب زیرزمینی نشان می‌دهد که بیشترین مقادیر آن در منابع انتهایی دره‌های منطقه شیرکوه می‌باشد. افزایش کلسیم در این منابع علاوه بر انحلال کلسیت، به هوازگی و انحلال کانی‌های کلسیم‌دار موجود در گرانیت‌ها نیز بستگی دارد.



شکل ۴-۱۱: توزیع مکانی کاتیون کلسیم در منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه (شیرکوه-یزد)

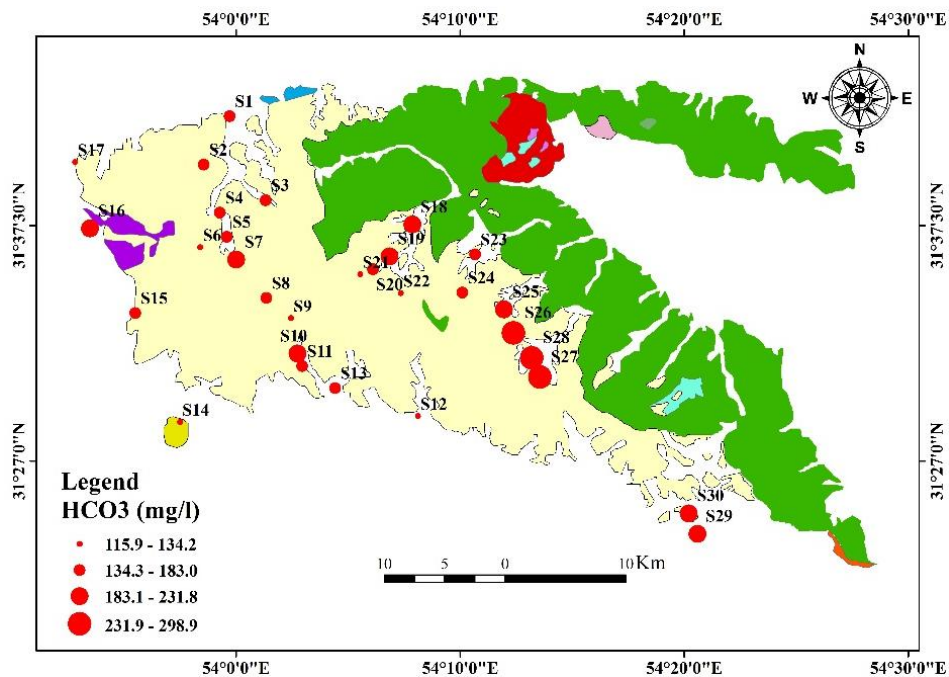
تغییرات مکانی یون بی‌کربنات در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی شیرکوه در شکل ۴-۱۲ نشان داده

شده است. با توجه به نمودار با کاهش ارتفاع نقاط نمونه برداری، مقادیر بی کربنات افزایش یافته است. علت افزایش یون بی کربنات، ناشی از تأثیر آب غنی از CO_2 و هوازدگی کانی‌های موجود در سنگ و همچنین ناشی از انحلال کلسیت موجود در خلل و فرج سنگ می‌باشد (جعفری، ۱۳۸۲).



شکل ۴-۱۲: نمودار تغییرات بی کربنات در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد)

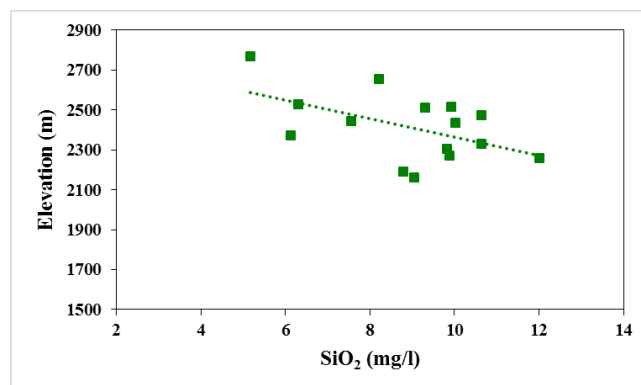
توزیع مکانی یون بی کربنات منابع آب زیرزمینی در شکل ۴-۱۳ آورده شده است. انحلال کانی‌های رسوبی موجود در آهک تفت و کانی‌های هوازده در درز و شکاف‌های سنگ و همچنین افزایش طول مسیر حرکت آب از دلایل افزایش بی کربنات در نمونه‌های آب می‌باشد.



شکل ۴-۱۳: توزیع مکانی آنیون بی کربنات در منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه (شیرکوه-یزد)

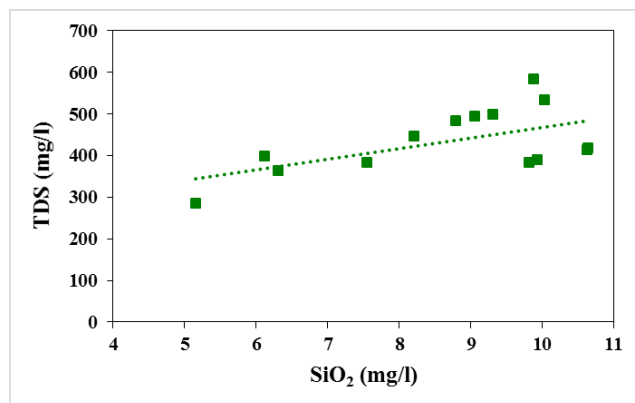
۴-۳-۵- بررسی تغییرات و توزیع مکانی سیلیس (SiO_2)

مقادیر جزء ملکولی سیلیس (SiO_2) از حداقل ۵/۱۶ میلی‌گرم بر لیتر تا حداکثر ۱۲ میلی‌گرم بر لیتر در نمونه‌های برداشت شده از منطقه مورد مطالعه متغیر می‌باشد. با توجه به اینکه جزء مولکولی سیلیس یکی از مهم‌ترین اجزای اصلی آب‌های موجود در سازند گرانیتی می‌باشد، تغییرات سیلیس در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی شیرکوه در شکل ۴-۱۴ ترسیم و بررسی گردیده است. همانطور که ملاحظه می‌شود، با کاهش ارتفاع میزان SiO_2 افزایش یافته است. افزایش SiO_2 در طول دره‌های گرانیتی به علت پیشرفت واکنش‌های هوازگی مهم از جمله هوازگی کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و فلدسپارهای موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی شیرکوه، تحت تأثیر آب غنی از CO_2 که عامل اصلی تولید SiO_2 به آب زیرزمینی محسوب می‌شود، می‌باشد.



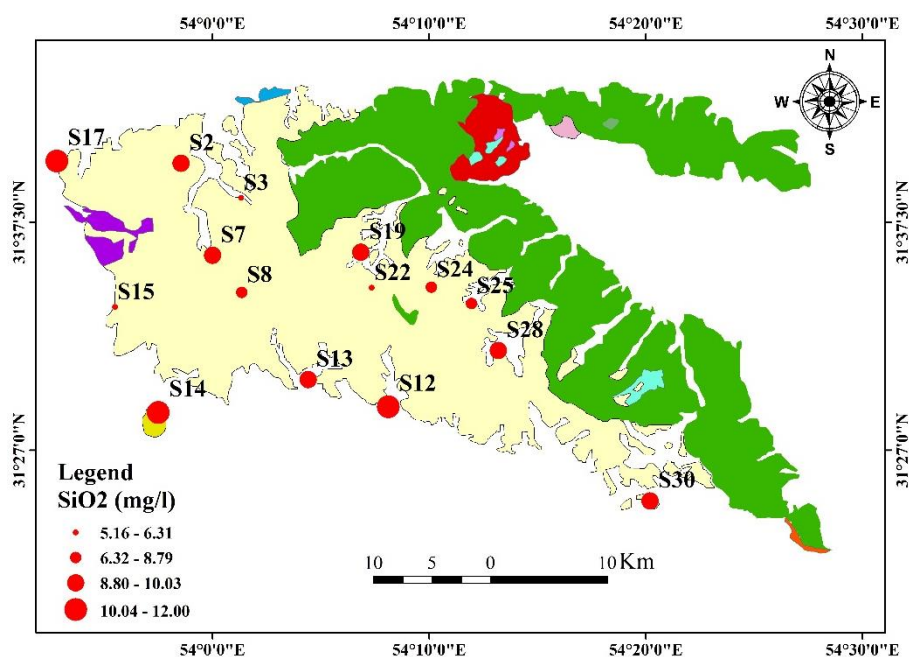
شکل ۴-۱۴: نمودار تغییرات SiO_2 در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد)

با طولانی‌تر شدن مسیر جریان در دره‌های گرانیتی، سیلیس افزایش می‌یابد. شکل ۴-۱۵ نیز رابطه میان جزء ملکولی سیلیس و کل مواد جامد محلول (TDS) را نشان می‌دهد که بیانگر رابطه مستقیم آن‌ها می‌باشد. به عبارت دیگر افزایش طول مسیر جریان که با افزایش ورود یون‌ها در اثر واکنش‌های هوازگی و انحلال می‌باشد، ضمن افزایش املاح (TDS)، افزایش SiO_2 را نیز به دنبال داشته است.



شکل ۴-۱۵: نمودار تغییرات سیلیس در مقابل کل جامدات محلول (شیرکوه-یزد)

توزیع مکانی جزء ملکولی سیلیس (SiO_2) در شکل ۴-۱۶ نشان داده شده است. بیشترین مقادیر سیلیس در نمونه‌های S12، S14 و S17 واقع در منابع آب زیرزمینی حاشیه منطقه شیرکوه مشاهده می‌شود. این موضوع احتمالاً به علت پیشرفت واکنش‌های هوازدگی کانی‌های سیلیکاته در این مناطق می‌باشد.



شکل ۴-۱۶: توزیع مکانی جزء ملکولی سیلیس در منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه (شیرکوه-یزد)

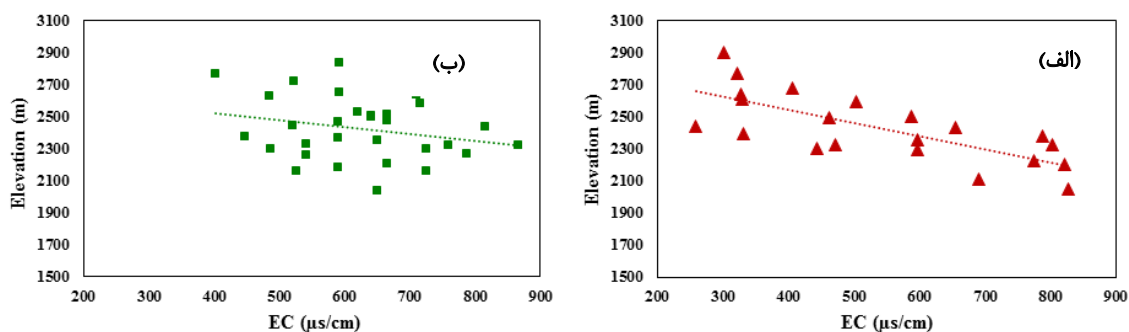
۴-۴- بررسی تغییرات زمانی پارامترهای فیزیکوشیمیایی در منابع آبی گرانیت شیرکوه

به منظور بررسی تغییرات زمانی پارامترهای شیمیایی در منابع آبی توده گرانیتی شیرکوه، نتایج حاصل از نمونه‌برداری در این تحقیق (سال ۱۳۹۴) با نتایج داده‌های سال ۱۳۸۱ (جعفری، ۱۳۸۲) مقایسه

می‌گردد. هدایت الکتریکی، pH، یون‌های اصلی و جزء ملکولی سیلیس پارامترهای مورد ارزیابی می‌باشند.

۱-۴-۴- بررسی تغییرات زمانی هدایت الکتریکی (EC)

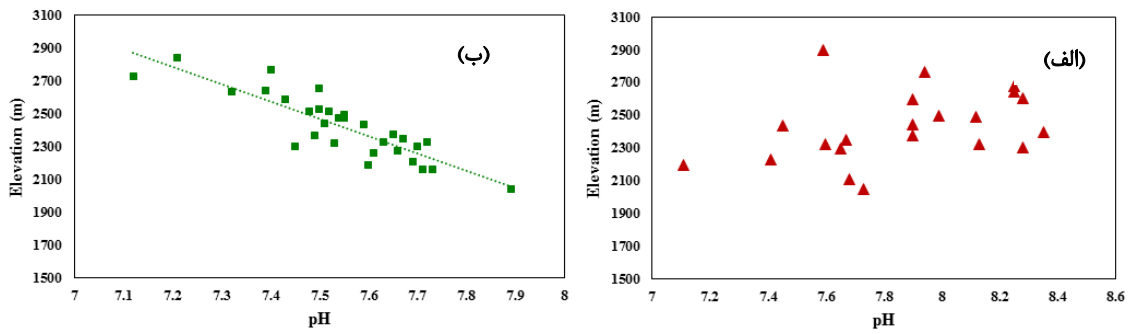
مقدار میانگین هدایت الکتریکی اندازه‌گیری شده در سال ۸۱ برابر با ۵۱۶/۵ میکروزیمنس بر سانتی‌متر و مقدار میانگین آن در سال ۹۴ برابر با ۶۲۳/۷ میکروزیمنس بر سانتی‌متر می‌باشد. با مقایسه این مقادیر افزایش هدایت الکتریکی با زمان در منطقه شیرکوه مشاهده می‌شود. در شکل ۴-۱۷ نمودار تغییرات هدایت الکتریکی با ارتفاع در سال‌های ۸۱ و ۹۴ نمایش داده شده است. از جمله دلایل احتمالی افزایش هدایت الکتریکی در منابع آبی شیرکوه می‌توان به کاهش بارندگی‌ها و افزایش دما در سال‌های اخیر اشاره نمود.



شکل ۴-۱۷: مقایسه تغییرات هدایت الکتریکی منابع آب زیرزمینی شیرکوه در برابر ارتفاع در سال‌های ۱۳۸۱ (الف) و ۱۳۹۴ (ب)

۲-۴-۴- بررسی تغییرات زمانی pH

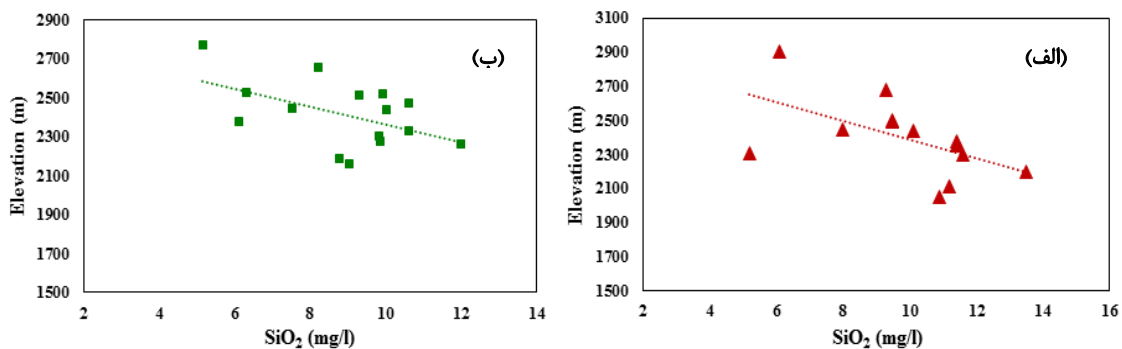
مقدار میانگین pH در سال‌های ۸۱ و ۹۴ به ترتیب برابر با ۷/۶۲ و ۷/۵ می‌باشد. با مقایسه مقادیر pH کاهش اندک این پارامتر با گذشت زمان مشاهده می‌شود که این موضوع احتمالاً مرتبط با کاهش بارندگی‌ها و اسیدی‌تر شدن بارش به علت آلودگی‌های بیشتر جو می‌باشد. نمودار تغییرات pH در برابر ارتفاع برای سال‌های ۸۱ و ۹۴ در شکل ۴-۱۸ مقایسه شده است. عدم مشاهده تغییرات منطقی در pH در سال ۸۱ می‌تواند ناشی از عدم دقت اندازه‌گیری pH در این دوره باشد.



شکل ۴-۱۸: مقایسه تغییرات pH منابع آب زیرزمینی شیرکوه در برابر ارتفاع در سال‌های ۱۳۸۱ (الف) و ۱۳۹۴ (ب)

۴-۳-۴- بررسی تغییرات زمانی سیلیس (SiO_2)

میانگین جزء ملکولی سیلیس در منطقه مورد مطالعه ۹ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد که با مقایسه مقدار میانگین اندازه‌گیری شده در سال ۱۳۸۱ (۱۰/۱۸ میلی‌گرم بر لیتر) تغییرات بسیار اندکی در آن مشاهده می‌شود. در شکل ۴-۱۹ نمودار تغییرات جزء ملکولی سیلیس (SiO_2) در برابر ارتفاع در سال‌های ۸۱ و ۹۴ نشان داده شده است. روند مشابه تغییرات در هر دو دوره ضمن تایید صحت اندازه‌گیری‌ها نشان‌دهنده نقش واکنش‌های هوازدگی در افزایش میزان سیلیس در منابع آب زیرزمینی شیرکوه می‌باشد.



شکل ۴-۱۹: مقایسه تغییرات (SiO_2) منابع آب زیرزمینی شیرکوه در برابر ارتفاع در سال‌های ۱۳۸۱ (الف) و ۱۳۹۴ (ب)

۴-۵- محاسبه شاخص اشباع با استفاده از کد کامپیوتری PHREEQC

جهت بررسی تأثیر انحلال کانی‌های کلسیت، دولومیت هالیت، انیدریت و ژیپس بر هیدروشیمی آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه مقادیر نمایه‌های اشباع این کانی‌ها در نمونه‌های منابع آب زیرزمینی

شیرکوه محاسبه گردید. اگر شاخص اشباع نسبت به یک کانی مثبت باشد بیانگر اشباع بودن آب زیرزمینی نسبت به آن کانی است و آب زیرزمینی نمی‌تواند این کانی را در خود حل کند و در صورتی که شاخص نسبت به یک کانی منفی باشد (Nagarajan *et al.*, 2010) یعنی این کانی می‌تواند در آب زیرزمینی حل شود. در جدول ۳-۴ شاخص اشباع کانی‌های کلسیت، دولومیت، انیدریت، آراگونیت، هالیت و ژپس ارائه شده است. با توجه به نمایه‌های اشباع محاسبه شده (جدول ۳-۴) تمامی نمونه‌های منطقه نسبت به کلسیت، دولومیت و آراگونیت فوق اشباع هستند، نمونه‌هایی که درجه اشباع بالاتری دارند در نزدیکی آهک تفت قرار دارند که نشان‌دهنده تأثیر انحلال کربنات‌ها در افزایش شاخص اشباع می‌باشد. همچنین نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه نسبت به کانی‌های سولفات‌ه انیدریت و ژپس اشباع و نسبت به کانی هالیت تحت اشباع می‌باشند.

جدول ۳-۴: مقادیر شاخص اشباع در نمونه‌های آب توده گرانیتی شیرکوه (اسفند ۱۳۹۴)

Sampling Points	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Dolomite	Gypsum	Halite
S1	0.32	1.77	1.92	3.43	0.56	-4.22
S2	0.44	2.10	2.25	3.90	0.68	-4.26
S3	0.22	3.27	3.42	5.29	0.47	-4.62
S4	0.27	3.49	3.65	5.65	0.52	-4.42
S5	0.63	2.68	2.83	3.61	0.88	-4.24
S6	0.10	3.08	3.24	4.95	0.34	-4.90
S7	0.50	2.01	2.17	3.23	0.75	-4.24
S8	0.36	2.46	2.61	4.53	0.61	-4.50
S9	0.32	2.62	2.77	3.97	0.57	-4.85
S10	0.30	2.80	2.95	5.17	0.55	-4.71
S11	0.48	2.49	2.65	4.63	0.73	-4.32
S12	0.37	3.30	3.45	5.13	0.61	-4.60
S13	0.36	2.33	2.49	4.10	0.61	-4.75
S14	0.29	3.24	3.40	5.69	0.54	-4.47
S15	-0.06	3.07	3.22	5.25	0.19	-4.98
S16	-0.04	3.31	3.47	6.04	0.21	-4.89
S17	0.24	3.26	3.42	4.57	0.49	-4.44
S18	0.46	3.55	3.71	6.30	0.71	-4.21
S19	0.33	2.80	2.95	4.51	0.58	-4.46
S20	0.27	2.71	2.87	4.88	0.53	-4.81
S21	0.22	2.84	3.00	5.10	0.47	-4.82
S22	-0.01	2.13	2.29	4.16	0.25	-5.01
S23	0.22	3.41	3.57	5.76	0.47	-4.86
S24	0.39	2.43	2.58	4.03	0.64	-5.09
S25	0.43	2.62	2.77	4.08	0.68	-4.55
S26	0.41	3.18	3.33	5.78	0.65	-4.50
S27	-0.00	3.10	3.25	6.05	0.25	-4.94
S28	0.39	2.47	2.63	4.43	0.64	-4.62
S29	0.41	2.82	2.97	4.42	0.66	-4.56
S30	0.18	2.41	2.56	4.28	0.43	-4.92

۴-۶- تعیین منشأ یون‌های اصلی در منابع آب زیرزمینی شیرکوه

با توجه به اهمیت استفاده از روش‌های آماری چند متغیره و قابلیت‌های بالای آنها نسبت به روش‌های گرافیکی در حل پیچیدگی‌های مربوط به فرآیندهای هیدروشیمیایی، نیاز به استفاده از این روش‌ها بیش از گذشته احساس می‌شود. در این مطالعه، از روش تجزیه و تحلیل آماری چند متغیره که شامل ضریب همبستگی، تحلیل عاملی و تحلیل خوشه‌ای می‌باشد، برای تفسیر مجموعه داده‌های یون‌های اصلی در نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه شیرکوه با کمک نرم افزار SPSS 21 استفاده گردید.

۴-۶-۱- تحلیل عاملی (Factor analysis)

تحلیل عاملی یکی از روش‌های آماری است که به طور وسیعی در مطالعات هیدروژئوشیمی استفاده می‌شود. این روش یک روش آماری چند متغیره است که هدف آن ساده کردن روابط پیچیده و مختلفی است که بین متغیرهای قابل مشاهده وجود دارد. به همین دلیل هیدروشیمیست‌ها جهت تشخیص سهم هر یک از عوامل و شرایط مؤثر بر ترکیب آب زیرزمینی از روش تحلیل عاملی یا روش تحلیل خوشه‌ای استفاده می‌کنند. تحلیل عاملی یک روش مفید برای تفسیر داده‌های کیفی آب زیرزمینی و ارتباط دادن آن‌ها با فرایندهای خاص هیدروژئولوژیکی است. دو هدف عمده تحلیل عاملی کاهش تعداد متغیرها و یافتن ساختار ارتباط متغیرها جهت رده‌بندی آن‌ها می‌باشد. در تحلیل عاملی متغیرهایی که باهم همبستگی بالایی دارند را با یک عامل نشان می‌دهند و به جای چندین متغیر، تنها یک عامل در تحلیل‌ها بکار می‌رود. در این روش، عامل‌ها به عنوان سازوکارهای مؤثر بر ترکیب آب زیرزمینی مستقل از هم بوده و نسبت به یکدیگر همبستگی ندارند. تفسیر و تعیین منشأ هر یک از فاکتورها بر اساس بارهای عاملی، شرایط هیدروژئولوژیکی، زمین‌شناختی و فرآیندهای هیدروشیمیایی صورت می‌گیرد. تحلیل عاملی معمولاً در سه مرحله انجام می‌شود.

۱- برای تمام متغیرها، ماتریسی از همبستگی‌ها را تشکیل می‌دهیم.

۲- از ماتریس همبستگی، اجزای اصلی را که همان فاکتورها هستند، استخراج می‌کنیم.

۳- عامل‌ها (محورها) چرخانده می‌شوند تا رابطه همبستگی بین متغیرها و بعضی از فاکتورها به حداکثر

برسد. عمومی ترین روش در این مرحله روشی موسوم به واریماکس (Varimax) است. در این تحقیق تحلیل عاملی برای تعیین منشأ احتمالی اجزاء موجود در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه بررسی شده است. متغیرهای استفاده شده در تحلیل عاملی در این مطالعه یون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم، پتاسیم، بی‌کربنات، کلر، سولفات و همچنین pH می‌باشند.

۴-۶-۱-۱- ضریب همبستگی (Correlation coefficient analysis)

گام اولیه در تجزیه و تحلیل آماری چند متغیره، محاسبات ضریب همبستگی است که روابط درونی میان مجموعه‌ای از متغیرها را به ما می‌دهد. از ضریب همبستگی برای تعیین منشأ احتمالی عناصر، بررسی روابط بین عناصر و همچنین ارزیابی تأثیر پارامترهای محیطی بر کیفیت آب استفاده می‌شود. ضریب همبستگی در محدوده بین +۱ تا -۱ تغییر می‌کند. علامت مثبت بیانگر همبستگی مثبت و علامت منفی، بیانگر همبستگی منفی بین دو متغیر است. رابطه خوبی میان یون‌های سولفات، کلر و سدیم و یون بی‌کربنات با کلسیم برقرار می‌باشد. همچنین پتاسیم با منیزیم از همبستگی خوبی برخوردار بوده که این موضوع به دلیل یکسان بودن منشأ احتمالی این یون‌ها می‌باشد.

جدول ۴-۴: ضریب همبستگی یون‌های اصلی منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه (شیرکوه-یزد ۱۳۹۴)

Ioins	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
pH	1.000							
HCO ₃ ⁻	.294	1.000						
Cl ⁻	.415*	.318	1.000					
SO ₄ ²⁻	.545**	.254	.914**	1.000				
Ca ²⁺	.339	.498*	.659**	.680**	1.000			
Mg ²⁺	.087	.372	.180	.081	-.202	1.000		
Na ⁺	.666**	.096	.810**	.854**	.411*	.065	1.000	
K ⁺	.593**	.326	.645**	.734**	.619**	.603**	.675**	1.000

** سطح معنی‌داری 0.01 - * سطح معنی‌داری 0.05

۴-۶-۱-۲- درصد واریانس کل (Total Variance Explained)

برای بررسی دقیق متغیرها و انتخاب مناسب عوامل مؤثر بر سیستم مقادیر ویژه، درصد واریانس و واریانس تجمعی محاسبه می‌شوند. جدول ۴-۵ درصد واریانس کل که شامل سه قسمت است را نشان می‌دهد. این جدول عوامل تعیین‌کننده‌ای که در تحلیل عاملی باقی می‌مانند و مقادیر ویژه بالاتر از ۱ دارند را مشخص می‌کند. عامل‌هایی که مقادیر ویژه کمتر از ۱ هستند، از تحلیل خارج می‌شوند. عوامل خارج شده از تحلیل، عواملی هستند که حضور آن‌ها باعث تبیین بیشتر واریانس نخواهد شد. با توجه به جدول زیر سه عامل اول ۸۳/۷ درصد از تغییرات کل را شامل می‌شوند.

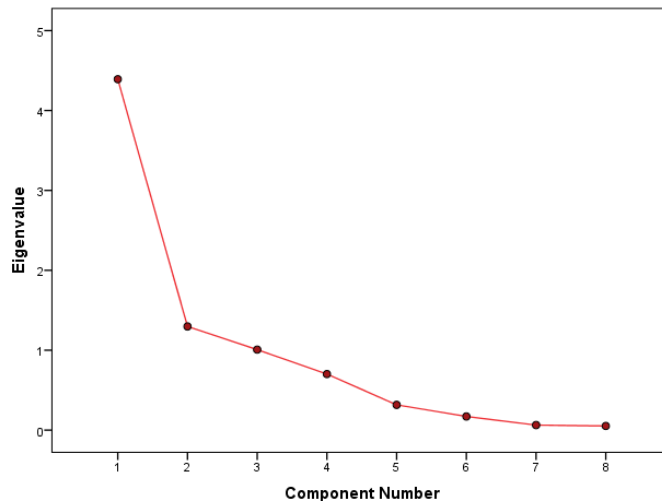
جدول ۴-۵: فاکتورها و درصدی از واریانس‌های یون‌های اصلی

Component	Initial Eigenvalues			Extraction Sums of Squared Loadings			Rotation Sums of Squared Loadings		
	Total	% of Variance	Cumulative %	Total	% of Variance	Cumulative %	Total	% of Variance	Cumulative %
1	4.392	54.895	54.895	4.392	54.895	54.895	3.845	48.065	48.065
2	1.297	16.218	71.113	1.297	16.218	71.113	1.622	20.280	68.344
3	1.007	12.589	83.702	1.007	12.589	83.702	1.229	15.358	83.702
4	.701	8.768	92.470						
5	.316	3.953	96.423						
6	.171	2.137	98.560						
7	.063	.792	99.352						
8	.052	.648	100.000						

۴-۶-۱-۳- نمودار اسکری (Scree)

در روش پیشنهادی آزمون Scree، نمودار مقادیر ویژه در برابر مولفه‌ها رسم می‌شود، نقطه عطف منحنی را یافته و تعداد عامل‌ها را برابر تعداد مولفه‌های قبل این نقطه در نظر می‌گیرند. در این روش مقادیر ویژه به صورت نزولی و شیب‌دار مرتب می‌شوند. با توجه به این که شیب خط در قسمتی نزولی شدید و در قسمتی دیگر دارای شیب اندک است، (مهر علی‌زاده، ۱۳۸۴) تعداد عامل‌ها بر این مبنا انتخاب می‌شوند، یعنی تعداد عامل‌ها برابر با شماره مقادیر ویژه بلافاصله قبل از شروع انحنای تغییر منحنی به

سمت نزولی خفیف است. نمودار اسکری مربوط به منطقه مورد مطالعه وجود سه عامل مؤثر در نمونه‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۴-۲۰).



شکل ۴-۲۰: نمودار اسکری (Scree) برای تعیین تعداد عامل‌های یون‌های اصلی

۴-۱-۶-۴- تجزیه و تحلیل فاکتوری

ماتریس اجزاء یا عامل‌های چرخیده نشده در جدول ۴-۶ ارائه شده، که بارهای عاملی هر یک از متغیرها در سه عامل باقی مانده می‌باشد. تفسیر بارهای عاملی بدون چرخش ساده نیست، بنابراین عامل‌ها را می‌چرخانیم تا قابلیت تفسیر آن‌ها افزایش یابد.

جدول ۴-۶: ماتریس عامل‌های یون‌های اصلی (شیرکوه-یزد ۱۳۹۴)

Ions	Component 1	Component 2	Component 3
pH	0.694	0.020	0.248
HCO ₃ ⁻	0.442	0.689	-0.497
Cl ⁻	0.897	0.009	0.070
SO ₄ ²⁻	0.939	-0.112	0.095
Ca ²⁺	0.749	-0.102	-0.597
Mg ²⁺	0.109	0.869	0.410
Na ⁺	0.861	-0.188	0.396
K ⁺	0.846	-0.092	-0.052

از چرخش عامل‌ها می‌توان برای تفسیر ساده‌تر عوامل مؤثر ماتریس عامل‌ها استفاده کرد. در این مطالعه از چرخش واریماکس استفاده گردید. ماتریس نهایی (جدول ۴-۷) قسمت اصلی خروجی و به عبارت بهتر نتیجه نهایی انجام تحلیل عامل‌ها بر روی داده‌ها می‌باشد. با استفاده از این ماتریس می‌توان فاکتورها را استخراج کرد. روش کار بدین صورت است که متغیرهای دارای بزرگترین مقدار ویژه در یک فاکتور قرار می‌گیرند و این در حالی است که هر متغیر باید داخل یک فاکتور انتخاب گردد. از میان ضرایب هر عامل، ضرایب بالای ۰/۶ که در جدول ۴-۷ آمده‌اند، نشان‌گر مشخصه‌های مؤثر در آن عامل هستند. با توجه به نتیجه تحلیل عاملی روی ۸ متغیر مورد بحث، سه عامل به عنوان عوامل اصلی شناسایی گردید.

جدول ۴-۷: نتایج تجزیه به عوامل (پس از چرخش واریماکس)

Ions	Component 1	Component 2	Component 3
pH	0.718	0.092	0.139
HCO ₃ ⁻	0.091	0.883	0.360
Cl ⁻	0.843	0.312	0.043
SO ₄ ²⁻	0.914	0.255	-0.050
Ca ²⁺	0.493	0.735	-0.379
Mg ²⁺	0.072	0.103	0.959
Na ⁺	0.964	-0.051	0.029
K ⁺	-0.104	0.344	0.773

عامل اول: با توجه به جدول ۴-۵ عامل اول ۴۸ درصد واریانس کل داده‌ها را به خود اختصاص داده که مؤثرترین عامل در حضور یون‌های اصلی موجود در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه می‌باشد. متغیرهای این عامل شامل کلر، سولفات، سدیم و pH می‌باشند و این فاکتور را می‌توان به انحلال رسوبات (هالیت و ژپس) موجود در درز و شکاف‌های توده گرانیتی نسبت داد.

عامل دوم: متغیرهای این عامل حدود ۲۰ درصد از واریانس کل داده‌ها را شامل می‌شود. بی‌کربنات و کلسیم متغیرهای این فاکتور می‌باشند که می‌تواند ناشی از انحلال کلسیت در منابع آب زیرزمینی شیرکوه باشد. وجود این عامل را می‌توان به بالاتر بودن نرخ انحلال کلسیت در مقایسه با کانی‌های

گرانیت و از طرفی حضور کلسیت در درز و شکاف‌های گرانیت نسبت داد.

عامل سوم: این عامل که دربرگیرنده متغیرهای منیزیم و پتاسیم بوده، احتمالاً مربوط به انحلال بیوتیت موجود در سنگ‌های گرانیتی می‌باشد. هوازگی و انحلال بیوتیت تحت تأثیر آب غنی از دی اکسید کربن سبب آزادسازی یون‌های پتاسیم، منیزیم و بی‌کربنات می‌شود.

با توجه به نتایج تحلیل عاملی انحلال رسوبات موجود در درز و شکاف گرانیت و هوازگی بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی شیرکوه دو عامل اصلی ورود یون‌ها به داخل منابع آب زیرزمینی در این توده گرانیتی معرفی می‌گردند.

۴-۶-۲- روش تحلیل خوشه‌ای

این روش آماری، کاربرد زیادی در بررسی داده‌های چند متغیره از جمله بررسی ارتباط بین متغیرها، سازماندهی نمونه‌ها در قالب ساختارهای معنی‌دار و نمایش ترکیب کل آب زیرزمینی یک منطقه به تعداد محدودی از خوشه‌ها دارد. تکنیک‌های آماری مانند آنالیز خوشه‌ای می‌توانند ابزار قدرتمندی برای تحلیل داده‌های هیدروشمی باشند. روش تحلیل خوشه‌ای شامل چندین الگوریتم طبقه‌بندی شده متفاوت می‌باشد که هدف این الگوریتم‌ها اتصال متغیرها در داخل خوشه‌های بزرگتر می‌باشد. در تحلیل خوشه‌ای می‌توان داده‌های نمونه را به چند خوشه یا طبقه، رده‌بندی کرد به طوری که داده‌های قرار گرفته در هر خوشه، همگون و یکسان باشند و بین خوشه‌ها بیشترین تفاوت و ناهمگونی وجود داشته باشد. در شکل ۴-۲۱ نمودار خوشه‌ای یون‌های اصلی منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه آورده شده است. مطابق نمودار خوشه‌ای، یون‌های اصلی موجود در آب زیرزمینی شیرکوه در سه گروه (خوشه) به شرح زیر قرار می‌گیرند.

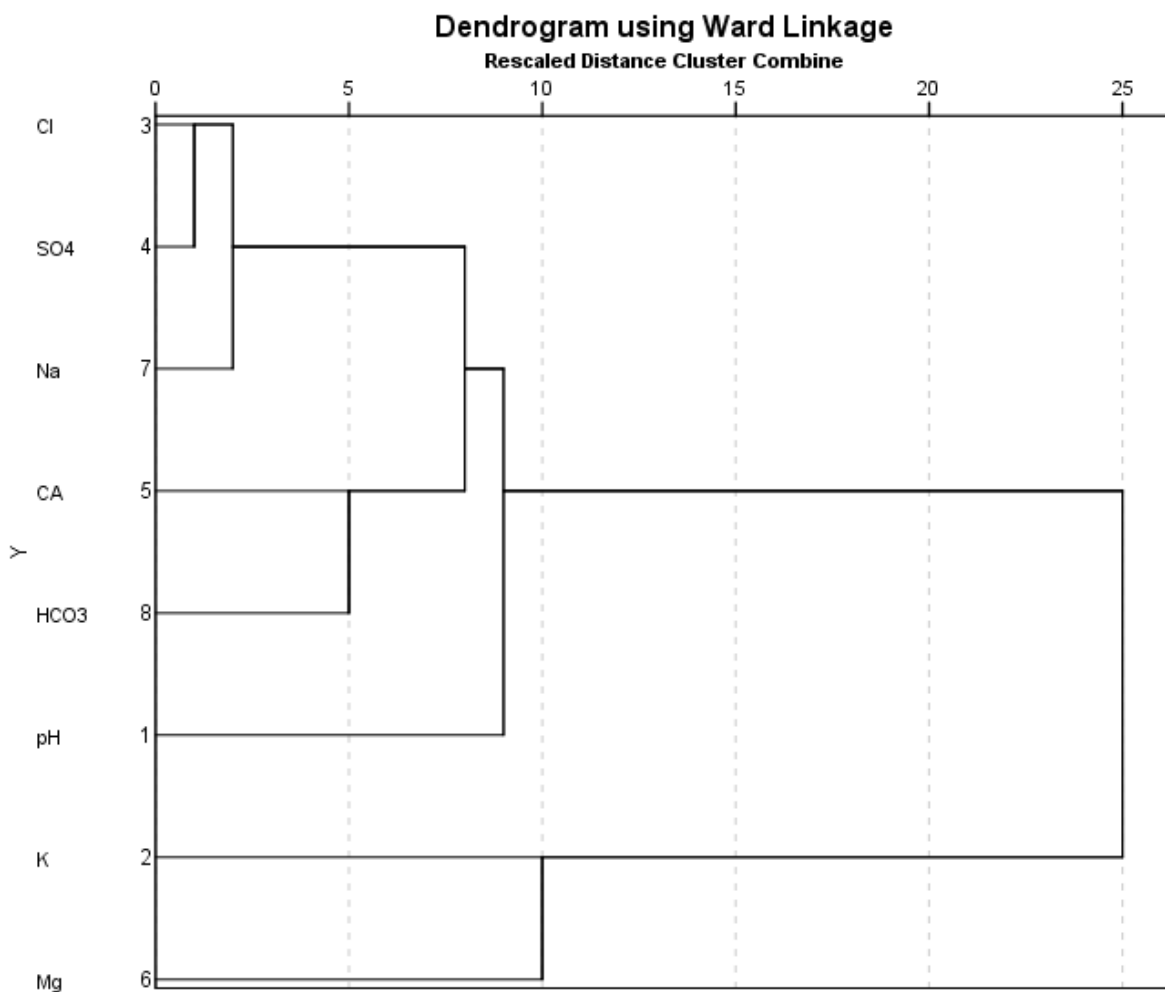
گروه اول: شامل یون‌های کلر، سولفات و سدیم می‌باشد.

گروه دوم: که شامل بی‌کربنات و کلسیم می‌باشد.

گروه سوم: که در برگیرنده متغیرهای پتاسیم و منیزیم می‌باشد.

براساس نتایج تحلیل خوشه‌ای، متغیرهای گروه اول و دوم احتمالاً ناشی از انحلال رسوبات موجود در

درز و شکاف گرانیات و متغیرهای گروه سوم ناشی از هوازدگی بیوتیت در سنگ گرانیات می‌باشند. ارتباط نزدیک pH با متغیرهای گروه اول و دوم بیانگر نقش انحلال رسوبات موجود در درز و شکاف به ویژه کلسیت در افزایش pH منابع آب زیرزمینی می‌باشد. نتایج روش‌های آماری تحلیل عاملی و آنالیز خوشه‌ای بر هم منطبق بوده و نقش رسوبات درز و شکافی و هوازدگی سنگ در ورود یون‌ها به منابع آب زیرزمینی شیرکوه را تأیید می‌نمایند.



شکل ۴-۲۱: نمودار خوشه‌ای یون‌های اصلی منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه یزد (۱۳۹۴)

۴-۷- بررسی فلزات سنگین در منابع آب زیرزمینی شیرکوه

تحرك و پیدایش عناصر کمیاب در آب زیرزمینی به شدت تحت تأثیر جذب توسط کانی‌های رسی، مواد آلی و کریستالی و مواد آمورف در محیط متخلخل قرار می‌گیرد و در نتیجه غلظت آن‌ها در آب زیرزمینی توسط فرآیندهای ژئوشیمیایی کنترل می‌شود (Deutsch, 1997). پیدایش این عناصر به pH و شرایط اکسایش-کاهش آب‌های زیرزمینی بستگی دارد. برای مثال شرایط اسیدی (کمتر از ۷) یک عامل مهم در آشکارسازی فلزات کاتیونی (آلومینیوم، آهن، منگنز و نیکل) بوده، در حالی که با افزایش pH عناصری مانند مس، روی و سرب به شدت جذب مواد آبخوان می‌شوند (Ayotte et al., 2011). ناهنجاری عنصری در رژیم آب‌های زیرزمینی از طریق فرآیندهای طبیعی و فعالیت‌های انسانی ایجاد می‌شود. محیط‌هایی که تحت تأثیر آلودگی قرار نگرفته‌اند، غلظت فلزات سنگین در آن‌ها بسیار کم است و عمدتاً در اثر فرآیندهای طبیعی از قبیل انحلال سنگ‌ها حاصل شده‌اند. سمی بودن یک عنصر به غلظت آن، فرم شیمیایی، طول مسیر جریان، در دسترس بودن، توزیع در بدن و پارامترهای ذخیره‌سازی و دفع بستگی دارد. بدیهی است که فلزات سنگین از منابع گوناگون وارد اکوسیستم شده و به آسانی از غیرجاندار به جاندار منتقل می‌شود (Khan 2011).

نتایج آنالیز غلظت فلزات سنگین ۱۵ نمونه آب زیرزمینی منطقه شیرکوه در جدول ۴-۸ ارائه شده است. نتایج نشان می‌دهند که به جزء اورانیوم (U)، توریم (Th)، باریوم (Ba)، استرانسیم (Sr)، روی (Zn)، مس (Cu)، قلع (Sn) و تنگستن (W) سایر فلزات سنگین مورد بررسی در حد بسیار ناچیز و یا زیر حد آشکارسازی دستگاه بودند. در ادامه تعدادی از این فلزات که با غلظت بیشتری ظاهر شده و بعضاً از دیدگاه زیست محیطی مهم می‌باشند، مورد بررسی قرار می‌گیرند.

جدول ۴-۸: نتایج آنالیز فلزات سنگین نمونه‌های منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه-یزد (اسفند ۱۳۹۴)

Sampling Points Elements	S2	S3	S7	S8	S12	S13	S14	S15	S17	S19	S22	S24	S25	S28	S30
Ag (ppb)	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Al (ppm)	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
As (ppb)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ba (ppb)	214	48	77	40	56	35	16	30	138	34	19	22	31	32	26
Be (ppb)	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Bi (ppb)	<0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.2	<0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ca (ppm)	55.2	34.8	67	49.2	49.8	42.2	33.9	22.2	44	60.3	33.3	34.4	47.8	51.9	20.6
Cd (ppb)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ce (ppb)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	<0.5
Co (ppb)	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cr (ppb)	<1	<1	<1	1.7	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cs (ppb)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cu (ppb)	8.2	9.6	10.1	9.5	11.2	10.8	7.1	8.4	7	8.5	8.8	8.7	7.4	8.3	8.9
Dy (ppb)	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.8	0.7	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7	0.6
Eu (ppb)	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Fe (ppm)	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Gd (ppb)	0.1	0.1	0.1	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.1	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.1	0.1	<0.05
In (ppb)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
K (ppm)	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.15	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01
La (ppb)	0.6	1.3	0.6	0.5	0.5	0.9	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1	0.6
Li (ppb)	19.7	12.9	28.2	11.1	9.1	6.4	11.6	6.3	11.9	9.2	1.9	2.2	13.8	7.7	10.2
Lu (ppb)	<0.1	<0.1	0.4	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Mg (ppm)	11.62	8.14	12.48	8.26	12.82	7.07	9.73	5.58	10.64	10.61	5.98	5.07	7.85	10.6	5.41
Mn(ppm)	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Mo (ppb)	0.2	0.6	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Na (ppm)	21.79	13.13	21.56	11.28	11.31	8.37	16.8	5.93	21.27	13.7	5.64	4.46	11.15	12.22	6.96

جدول ۴-۸: ادامه

Sampling Points Elements	S2	S3	S7	S8	S12	S13	S14	S15	S17	S19	S22	S24	S25	S28	S30
Nb (ppb)	36.7	10.1	6.6	5.6	4.9	5.7	10.1	13.9	18.1	5.2	12.5	13.5	21.7	4.6	2.5
Nd (ppb)	<0.5	0.7	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	0.5
Ni (ppb)	<1	<1	<1	2.5	1.5	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	3.2	<1
P (ppm)	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01
Pb (ppb)	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Pr (ppb)	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1
Rb (ppb)	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
S (ppm)	18.9	8.9	21.91	9.82	11.12	8.13	13.77	3.22	9.02	12.82	5.68	6.15	11.32	12.98	6.06
Sb (ppb)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	26.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sc (ppb)	5.6	5.4	5.7	4.9	5.3	5.5	4.8	4.8	5.2	4.7	4.3	4.2	5.1	4.9	4.9
Se (ppb)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Si (ppm)	4.23	2.86	4.69	3.84	4.97	4.64	4.89	2.95	5.61	4.35	2.41	3.53	4.11	4.62	4.59
Sm (ppb)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	<0.1	<0.1
Sn (ppb)	30.9	11.4	3.4	2.2	7.4	2.5	13.7	128.9	31.1	2.2	5.3	8.5	12.9	12.9	9.6
Sr (ppm)	1.11	0.74	1.15	0.86	.9	0.82	0.94	0.75	1.06	0.91	0.56	0.68	0.84	0.99	0.8
Ta (ppb)	15.5	9.6	11	7.9	11	9.4	12.6	19.5	17.6	9.8	12.1	13.6	12	9.6	9.9
Tb (ppb)	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Te (ppb)	5.2	5.8	4.4	4.3	4.3	4.4	4.5	4.6	14.1	4.3	10.5	6.5	4.3	4.4	4.3
Th (ppb)	5.2	4.8	4.7	4.6	4.4	5	4.4	4.1	4	4	4.1	4.1	3.9	3.9	4
Ti (ppm)	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl (ppb)	1	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	1	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
U (ppb)	11.9	11.2	13.6	6.8	9.9	6.8	10.3	1.1	1.9	8.8	2.9	2.8	4.6	9.5	2
V (ppb)	5.4	2	1.5	1.7	2	<1	3	4.9	2.4	3.1	3.1	3.5	4.4	2	9.9
W (ppb)	34.5	14.5	10.6	9.9	9.6	7.7	12.5	18.2	18.1	8.3	13.1	17.6	20.1	8.9	8.7
Y (ppb)	2.5	1.6	1.6	1.6	1.7	1.5	1.7	1.6	2.1	1.5	2.1	3.8	2	1.5	1.5
Yb (ppb)	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.7	<0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1
Zn (ppb)	13.5	10.2	6.6	3.6	8.2	6.8	<1	3.3	<1	11.3	10.7	7.4	2.6	5	8.1

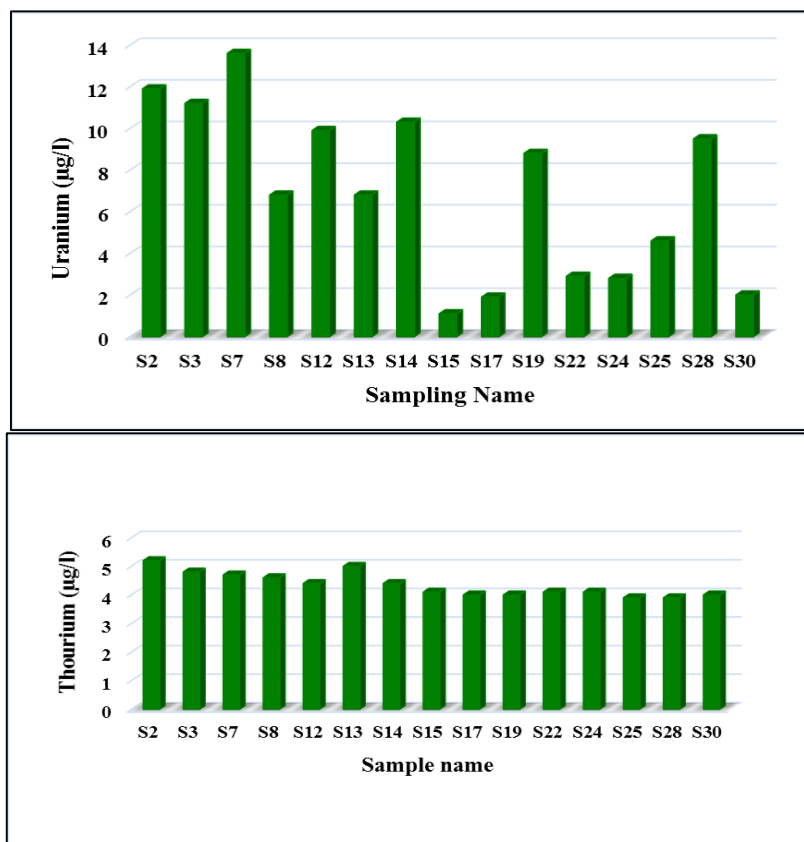
فلزات سنگین مهم که با غلظت‌های بیشتری در نمونه‌های آب برداشت شده از توده گرانیتی شیرکوه ظاهر شده‌اند در این بخش مورد بررسی قرار می‌گیرد. در جدول ۴-۹ غلظت اورانیوم (U)، توریم (Th)، باریوم (Ba)، استرانسیم (Sr)، روی (Zn)، مس (Cu)، قلع (Sn)، تنگستن (W) برحسب ppb آورده شده است. با توجه به میانگین غلظت عناصر در جدول بیشترین غلظت مربوط به استرانسیم و کمترین غلظت مربوط به توریم بوده و روند تغییر غلظت فلزات سنگین به صورت Sr>Ba>Sn>W>Cu>U>Zn>Th می‌باشد.

جدول ۴-۹: غلظت فلزات سنگین در ایستگاه‌های نمونه‌برداری در منطقه مورد مطالعه (شیرکوه-یزد ۱۳۹۴)

Sampling points	U (ppb)	Th (ppb)	Sr (ppb)	Ba (ppb)	Cu (ppb)	Zn (ppb)	Sn (ppb)	W (ppb)
S2	11.9	5.2	1110	213.9	8.2	13.5	30.9	34.5
S3	11.2	4.8	740	47.6	9.6	10.2	11.4	14.5
S7	13.6	4.7	1150	77.1	10.1	6.6	3.4	10.6
S8	6.8	4.6	860	40	9.5	3.6	2.2	9.9
S12	9.9	4.4	900	56.3	11.2	8.2	7.4	9.6
S13	6.8	5	820	35	10.8	6.8	2.5	7.7
S14	10.3	4.4	940	16.3	7.1	0.5	13.7	12.5
S15	1.1	4.1	750	29.5	8.4	3.3	128.9	18.2
S17	1.9	4	1060	137.9	7	0.5	31.1	18.1
S19	8.8	4	910	33.8	8.5	11.3	2.2	8.3
S22	2.9	4.1	560	19.3	8.8	10.7	5.3	13.1
S24	2.8	4.1	680	21.8	8.7	7.4	8.5	17.6
S25	4.6	3.9	840	30.6	7.4	2.6	12.9	20.1
S28	9.5	3.9	990	32.2	8.3	5	12.9	8.9
S30	2	4	800	26.4	8.9	8.1	9.6	8.7
Avg	6.94	4.34	874	54.51	8.83	6.55	18.86	14.15
Max	13.6	5.2	1150	213.9	11.2	13.5	128.9	34.5
Min	1.1	3.9	560	16.3	7	0.5	2.2	7.7
Standards Limit	0 ¹	0 ¹	-	2000 ¹	1300 ¹	10 ²	30000 ¹	-

استاندارد سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2004) -2- استاندارد سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا (USEPA, 2009) -1-

همانطور که در جدول ۴-۹ مشاهده می‌گردد، غلظت عناصر Ba، Cu و Sn در تمام نمونه‌های آب در مقایسه با حد مجاز استاندارد سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا (USEPA, 2009) بسیار کمتر می‌باشد. همچنین غلظت عنصر روی (Zn) در تمامی نمونه‌های آب به جز نمونه‌های S2، S3، S19 و S22 زیر حد مجاز سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2004) می‌باشد. بر طبق استانداردهای سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2004) و سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا (USEPA, 2009) حد مجاز (MCL) اورانیوم به ترتیب برابر با ۱۵ و ۳۰ میکروگرم بر لیتر می‌باشد. براساس استاندارد سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا، حد مطلوب (MCL_g) عناصر اورانیوم و توریم صفر تعیین شده است. بر این اساس غلظت این عناصر در تمامی نمونه‌های آب زیرزمینی شیرکوه از حد مطلوب بیشتر می‌باشد. نمودارهای غلظت اورانیوم و توریم در نمونه‌های آب زیرزمینی در شکل ۴-۲۲ آورده شده و توزیع مکانی آن‌ها در ادامه با جزئیات بیشتر بررسی شده است.



شکل ۴-۲۲: غلظت اورانیوم و توریم در نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه شیرکوه

۴-۷-۱- بررسی توزیع مکانی فلزات سنگین در منابع آب زیرزمینی شیرکوه

از نظر کیفی می‌توان منطقه شیرکوه را یکی از مناطق بالقوه برای آلودگی آب‌ها به فلزات سنگین از جمله اورانیوم و توریم دانست. منشأ فلزات سنگین در منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه احتمالاً ناشی از عوامل زمین‌زاد یعنی زمین‌شناسی و لیتولوژی می‌باشد. به منظور بررسی دقیق‌تر غلظت فلزات سنگین در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه توزیع مکانی این فلزات در نقاط مختلف نمونه‌برداری ترسیم و بررسی شده است.

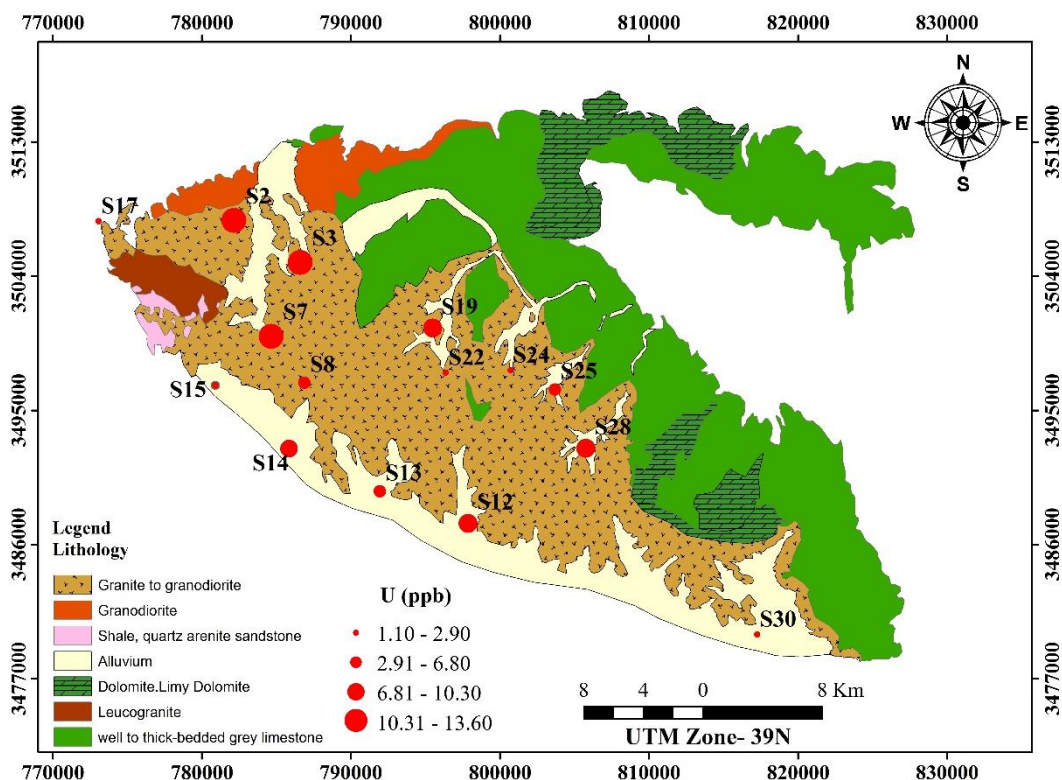
۴-۷-۱-۱- بررسی توزیع مکانی اورانیوم (U) در منابع آب زیرزمینی شیرکوه

اورانیوم به دلیل بزرگی شعاع یونی و بالا بودن بار یونی، در سنگ‌های آذرین اسیدی متمرکز می‌شود. کانی‌های سیلیکاته حاوی اورانیوم از جمله زینوتیم، زیرکن، موناژیت، اسفن، اپیدوت، آلانیت، آپاتیت، گارنت، ایلمنیت، مگنتیت، کوارتز، فلدسپات، مسکوئیت، بیوتیت، هورنبلند، پیروکسن و الیوین می‌باشند. بیشترین مقادیر اورانیوم در زینوتیم، زیرکن و موناژیت بوده و کمترین مقادیر آن در الیوین می‌باشد. زینوتیم، زیرکن و موناژیت در سنگ‌های آذرین اسیدی تا حدواسط آلکالن یافت می‌شوند و به همین دلیل میزان فراوانی اورانیوم در این نوع سنگ‌ها بالا می‌باشد (Clark *et al.*, 1966; Adams, 1967). اساساً رفتار ژئوشیمیایی اورانیوم و توزیع آن در آب‌های زیرزمینی مکانیزم پیچیده‌ای می‌باشد که توسط فرآیندهای اکسیداسیون و احیا، pH و فشار جزئی دی اکسید کربن کنترل می‌گردد. در شرایطی که اورانیوم بر اثر عوامل اکسیداسیون تغییر ظرفیت می‌دهد (تبدیل U^{4+} به U^{6+}) می‌تواند به راحتی جابه‌جا گردد (Langmuir, 1978). ظرفیت‌های پنج و شش بار مثبت قابل حمل بوده و ظرفیت چهار بار مثبت غیر قابل حمل می‌باشد و این جابه‌جایی معمولاً از سنگ مادر به طرف حوضه‌های رسوبی (سنگ میزبان) است. گاهی اورانیوم در طی حمل و نقل مکانیسم پیچیده‌ای را در مسیر خود طی می‌کند تا به یک بستر آرام و شرایط مناسب رسوبگذاری برسد. در شرایط احیا اورانیوم می‌تواند به ظرفیت پایین تبدیل شود، یعنی اورانیوم از ظرفیت شش بار مثبت به اورانیوم چهار بار مثبت تغییر وضعیت دهد و در هر تغییر ظرفیتی یک سری از کانی‌های اورانیوم تشکیل می‌گردند. آب و اکسیژن معمولاً نقش اساسی را

در این فعل و انفعالات شیمیایی و کانی‌شناسی ایفا می‌نمایند. عمل اکسیداسیون و احیا ممکن است از سنگ مادر به طرف سنگ میزبان به دفعات تکرار گشته و به طور کلی عمل هیدرولیز سبب تغییر ظرفیت‌هایی در مراحل مختلف می‌گردد. اورانیوم ممکن است در داخل شبکه تبلور کانی به صورت U^{6+} جایگزین شود و یا به صورت اورانیوم شش ظرفیتی متحرک تحت تأثیر عوامل مختلف در سیمان سنگ تثبیت گردد. اصولاً اورانیوم شش ظرفیتی به راحتی جداپذیر می‌باشد، در حالی که اورانیوم تثبیت شده در شبکه تبلور یعنی U^{4+} به سختی شسته می‌شود. به هر جهت در شرایط اکسیداسیون و تغییر ظرفیت به شش بار مثبت، کانی‌هایی از جمله کارنوتیت، توربرنیت و ... تشکیل می‌گردند. انحلال و حمل و نقل می‌تواند با تشکیل کمپلکس‌های یون‌های دیگر در محلول افزون گردد. اورانیوم شش ظرفیتی به صورت یون اورانیل (UO_2^{2+}) نیز با HPO_4^{2-} ، OH^- ، F^- ، $H_2PO_4^-$ و SO_4^{2-} به ترتیب با کاهش نیروی تجمع (Association) تولید کمپلکس می‌نماید. در مقایسه قوی‌ترین کمپلکس‌ها برای اورانیوم چهار ظرفیتی شامل OH^- ، HPO_4^{2-} و F^- می‌باشد. اگر چه فلئوئور می‌تواند در pH پایین یکی از عوامل مهم حمل و نقل باشد، اما کمپلکس‌های کربنات و فسفات از مهم‌ترین عوامل حمل و نقل در محدوده pH خنثی می‌باشند (Langmuir, 1978).

غلظت عنصر کمیاب اورانیوم در نمونه‌های برداشت شده از منطقه شیرکوه از حداقل ۱/۱ میکروگرم بر لیتر تا حداکثر ۱۳/۶ میکروگرم بر لیتر متغیر بوده و میانگین آن ۶/۹۴ میکروگرم بر لیتر می‌باشد. توزیع مکانی غلظت اورانیوم در منطقه شیرکوه در شکل ۴-۲۳ نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود بیشترین غلظت اورانیوم مربوط به نمونه‌های S2، S3 و S7 واقع در بخش غربی توده گرانیتی شیرکوه می‌باشد. در این بخش از توده شیرکوه واحدهای مونوزوگرانیتی حضور دارند که شامل کانی‌هایی از جمله کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات و بیوتیت با ادخال‌های فراوان کانی‌های فرعی زیرکن، مونازیت و آپاتیت می‌باشند (شیبی و اسماعیلی، ۱۳۸۸). اورانیوم و سایر عناصر ناسازگار در این کانی‌های سنگین در مراحل انتهایی تبلور از ماگما تجمع می‌یابند (Swarzenski and Porcelli, 2003). با توجه به استقلال نسبی حوضه‌های آبریز به نظر می‌رسد حضور اورانیوم مربوط به حمل از فاصله دور نبوده، بلکه

ناشی از هوازدگی محلی سنگ‌ها باشد. ورود اورانیوم به آب‌های زیرزمینی منطقه می‌تواند به دلایل متعددی صورت گرفته باشد، ولی از جمله فرآیندهای مهم در بخش غربی منطقه شیرکوه می‌توان به افزایش هوازدگی کانی‌های فرعی از جمله زیرکن، مونازیت و آپاتیت در بیوتیت‌های موجود در گرانیت‌ها، افزایش زمان تماس آب زیرزمینی با توده گرانیتی و در پی آن ورود اورانیوم از طریق فرآیندهای هوازدگی و انحلال به منابع آبی منطقه اشاره کرد.

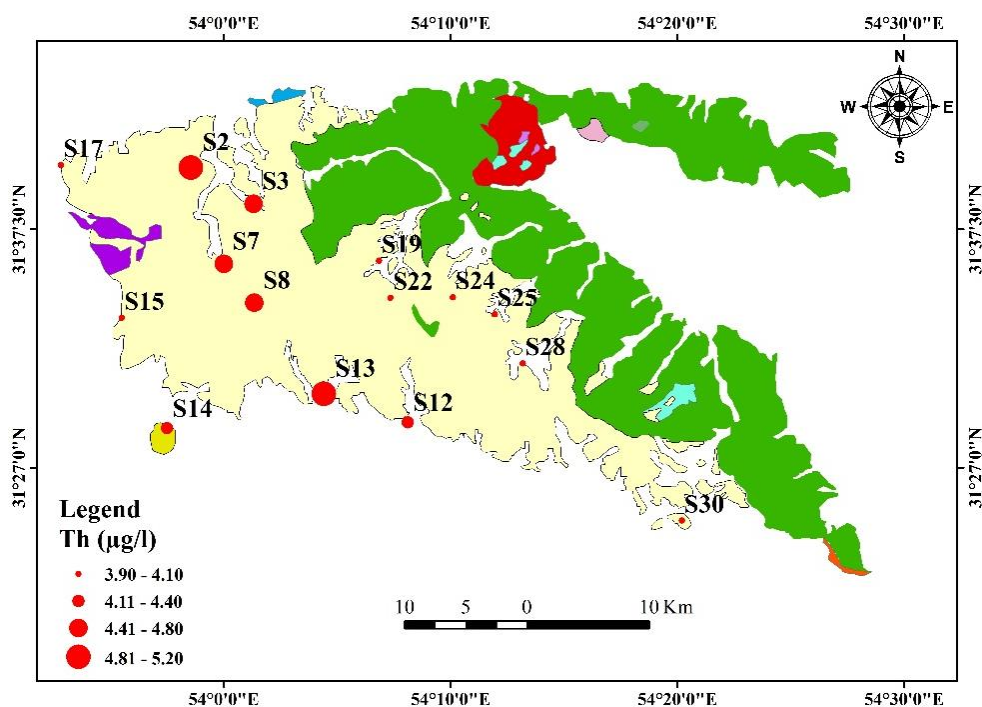


شکل ۴-۲۳: توزیع مکانی اورانیوم در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه (اسفند ۱۳۹۴)

۴-۷-۱-۲- بررسی توزیع مکانی توریم (Th) در منابع آب زیرزمینی شیرکوه

غلظت عنصر توریم از $3/9$ میکروگرم بر لیتر تا $5/2$ میکروگرم بر لیتر متغیر بوده و میانگین آن $4/34$ میکروگرم بر لیتر می‌باشد. توریم در محیط‌های آبی نسبت به اورانیوم کم‌تر حرکت کرده و به همین خاطر مقادیر ناچیزی از این عنصر کمیاب به صورت تخریبی (ذرات معلق) در منابع آبی یافت می‌شود (Langmuir, 1978). در شکل ۴-۲۴ تغییرات مکانی توریم در منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه آورده شده است. بیشترین غلظت توریم مربوط به نمونه S2 و کمترین مقادیر آن در نمونه‌های S25 و

S28 دیده شده است. با توجه به توزیع مکانی توریم، بیشترین تمرکز این عنصر کمیاب در دره سانج واقع در بخش غربی شیرکوه مشاهده می‌شود. از آنجایی که میزان اورانیوم نیز در این منطقه بیشتر بوده می‌توان انتظار داشت منشأ احتمالی پیدایش توریم در منابع آب زیرزمینی، منطقه مورد مطالعه مرتبط با واکنش‌ها یا منابع افزایش‌دهنده غلظت اورانیوم باشد.



شکل ۴-۲۴: توزیع مکانی توریم در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه (اسفند ۱۳۹۴)

۴-۱-۳- بررسی توزیع مکانی سایر عناصر کمیاب در منابع آب زیرزمینی شیرکوه

توده گرانیتی شیرکوه دارای سه واحد سنگی از جمله گرانودیوریت، مونزوگرانیت و لوکوگرانیت می‌باشد. گرانودیوریت‌ها از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، بیوتیت و ... تشکیل شده‌اند، همچنین لوکوگرانیت‌ها علاوه بر کوارتز و مقادیر ناچیز بیوتیت غنی از کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم می‌باشند. مونزوگرانیت‌ها که بدنه اصلی توده گرانیتی شیرکوه را تشکیل می‌دهد از نظر ترکیب کانی-شناسی حدواسط این دو واحد سنگی می‌باشد (شیبی و اسماعیلی، ۱۳۸۸).

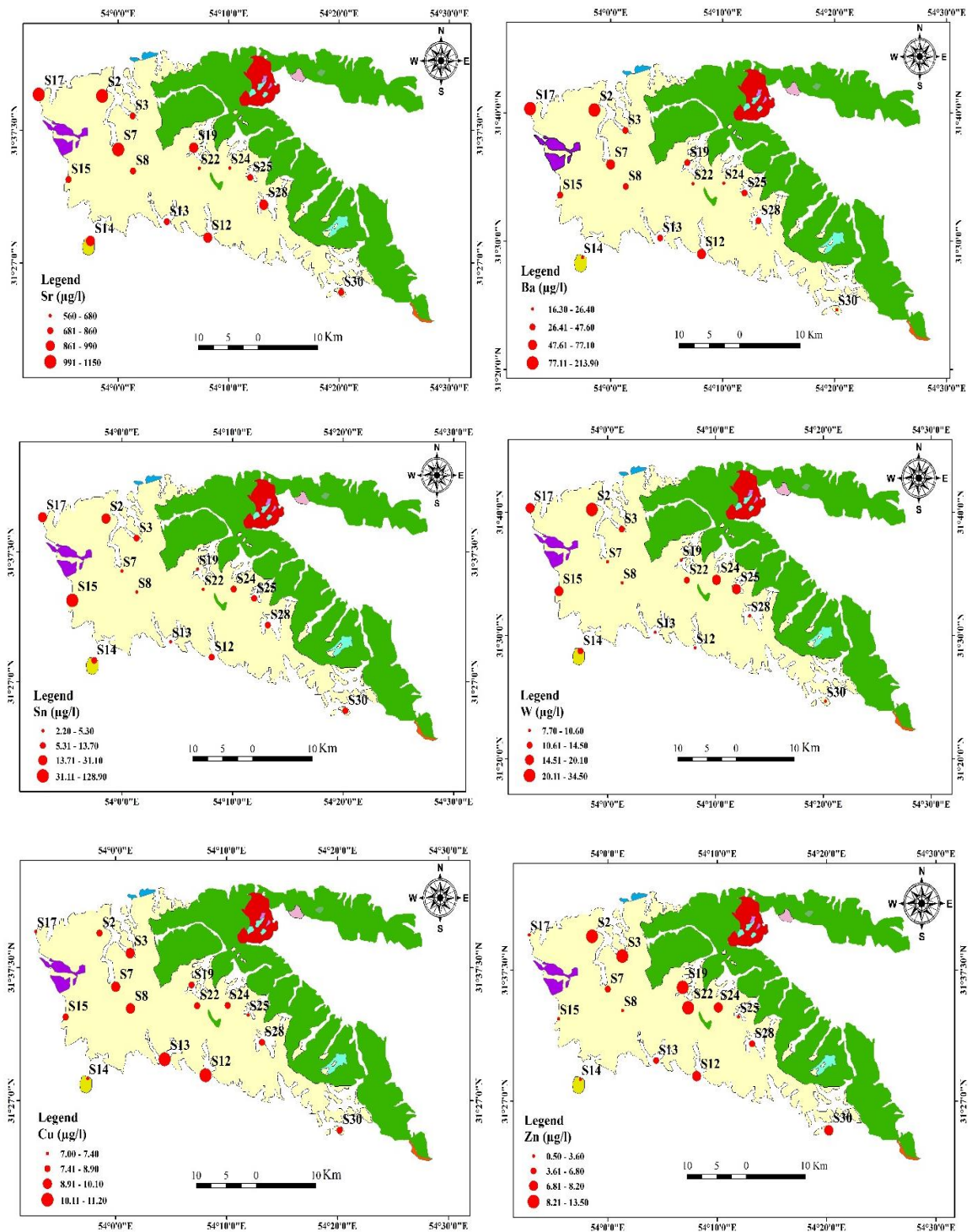
بیشترین تمرکز عناصر کمیاب از جمله باریم، استرانسیم، مس، روی، تنگستن و قلع در بخش غربی

توده گرانیتی می‌باشد (شکل ۴-۲۵). این عناصر کمیاب در منطقه شیرکوه به صورت کانی‌های مستقل در سنگ‌ها وجود نداشته و به صورت جانشینی به جای عناصر اصلی در کانی‌های سنگ‌ساز قرار می‌گیرند. عنصر کمیاب باریوم به همراه عناصر Rb، Na، Ca، Cs ممکن است در ساختمان کانی بیوتیت جایگزین پتاسیم (K) شود (اتردی، ۱۳۸۵)، بنابراین در اثر هوازدگی و انحلال بیوتیت‌ها و مقادیر جزئی از فلدسپات‌های موجود در گرانودیوریت‌ها و مونزوگرنایت‌ها باریوم در منابع آبی مشاهده می‌شود. عنصر جزئی استرانسیم (Sr) نیز از جایگزینی آن در پلاژیوکلازها به جای کلسیم (Ca) در منابع آبی دیده شده است (اتردی، ۱۳۸۵). احتمالاً منشأ جزئی روی (Zn) را می‌توان به انحلال کربنات‌ها در درز و شکاف گرانیت‌ها و واحدهای رسوبی (آهک تفت) نسبت داد. این موضوع با افزایش غلظت روی در مجاورت واحدهای آهکی تفت (شکل ۴-۲۵) تطابق دارد.

در گرانیت‌های نوع I (منشأ آن‌ها سنگ آذرین می‌باشد) عناصر مس، مولیبدن، سرب و روی و در گرانیت‌های نوع S (منشأ آن‌ها رسوبی می‌باشد) عناصر کمیاب تنگستن و قلع وجود دارد (Harvey, 1931). از آنجایی که توده گرانیتی شیرکوه از گرانیت‌های نوع S بوده، حضور این عناصر کمیاب به دلیل وجود کانی‌هایی از جمله بیوتیت در منابع آب زیرزمینی قابل توجیه می‌باشد.

در گرانیت‌های نوع I (منشأ آن‌ها سنگ آذرین می‌باشد) عناصر مس، مولیبدن، سرب و روی و در گرانیت‌های نوع S (منشأ آن‌ها رسوبی می‌باشد) عناصر کمیاب تنگستن و قلع وجود دارد (Harvey, 1931). از آنجایی که توده گرانیتی شیرکوه از گرانیت‌های نوع S بوده، حضور این عناصر کمیاب به دلیل وجود کانی‌هایی از جمله بیوتیت در منابع آب زیرزمینی قابل توجیه می‌باشد.

با توجه به بررسی توزیع مکانی فلزات سنگین، ملاحظه می‌شود اغلب فلزات سنگین به ویژه اورانیوم و توریم در قسمت غربی توده گرانیتی از غلظت بالاتری برخوردار می‌باشند. این موضوع با توجه به فلسیک بودن این بخش از توده که می‌تواند تجمع فلزات به ویژه اورانیوم و توریم را در پی داشته باشد، توجیه‌پذیر می‌باشد.



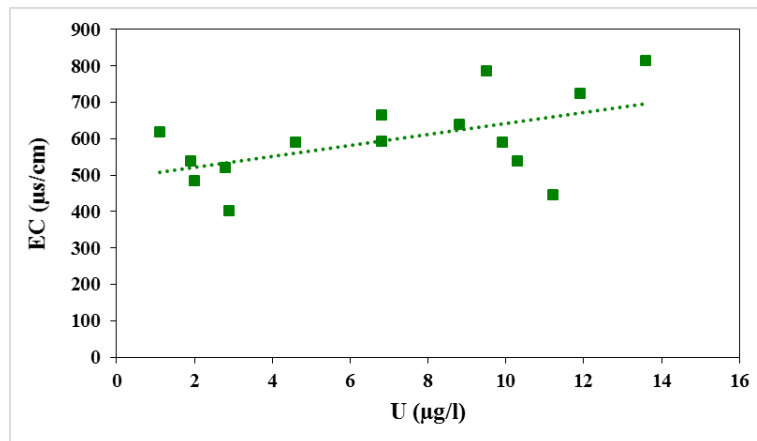
شکل ۴-۲۵: توزیع مکانی عناصر کمیاب در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه (اسفند ۱۳۹۴)

۴-۷-۲- بررسی تغییرات عناصر اورانیوم و توریم نسبت به پارامترهای فیزیکوشیمیایی

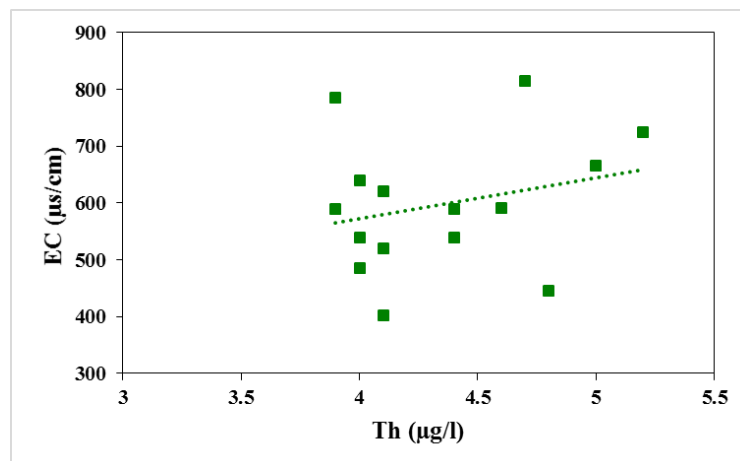
با توجه به بالاتر بودن مقادیر دو عنصر کمیاب اورانیوم (U) و توریم (Th) در مقایسه با حد مطلوب (MCL_g) سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا (USEPA, 2009) و نظر به اهمیت این موضوع و یافتن منشأ این عناصر در منابع آب زیرزمینی توده گرانیتی شیرکوه رابطه آن با سایر پارامترهای فیزیکوشیمیایی از جمله هدایت الکتریکی (EC)، pH، ارتفاع و همچنین رابطه اورانیوم با جزء ملکولی سیلیس (SiO₂) مورد بررسی قرار گرفته است.

۴-۷-۲-۱- بررسی تغییرات اورانیوم و توریم نسبت به هدایت الکتریکی (EC)

در شکل‌های ۴-۲۶ و ۴-۲۷ به ترتیب نمودار تغییرات اورانیوم و توریم نسبت به هدایت الکتریکی آورده شده است. شکل ۴-۲۶ نشان می‌دهد که بین اورانیوم و هدایت الکتریکی رابطه مستقیم وجود دارد. به‌طور کلی سنگ‌شناسی در منطقه مورد مطالعه کنترل کننده ترکیب شیمیایی و حضور اورانیوم در آب زیرزمینی می‌باشد. در نقاطی از توده گرانیتی که درزه و شکاف‌ها به صورت ناپیوسته وجود دارند، زمان اقامت آب افزایش یافته و بیشترین تعامل بین آب و سنگ رخ می‌دهد، که این امر موجب افزایش غلظت اورانیوم و هدایت الکتریکی می‌شود (Ioannidou *et al.*, 2011). در شکل ۴-۲۷ نیز رابطه میان توریم و هدایت الکتریکی نشان داده شده است. با توجه به حلالیت کمتر توریم نسبت به اورانیوم در آب، تغییرات پراکنده توریم نسبت به هدایت الکتریکی قابل توجیه می‌باشد.



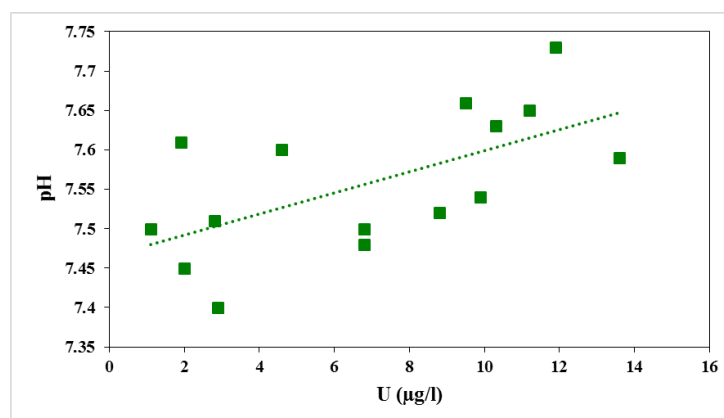
شکل ۴-۲۶: نمودار تغییرات اورانیوم در مقابل هدایت الکتریکی (شیرکوه-یزد)



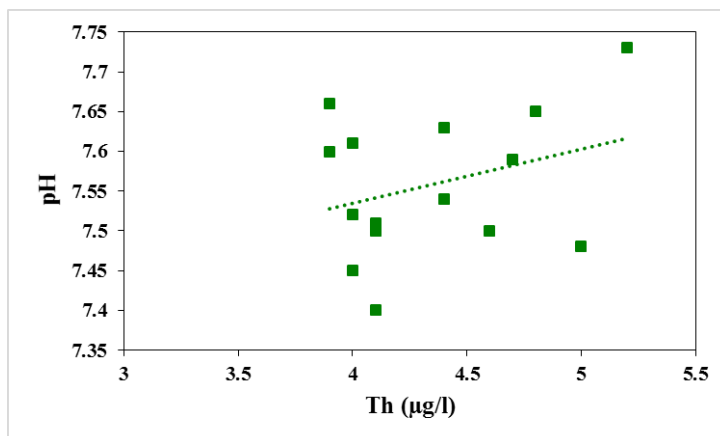
شکل ۴-۲۷: نمودار تغییرات توریم در مقابل هدایت الکتریکی (شیرکوه-یزد)

۴-۲-۷-۲- بررسی تغییرات اورانیوم و توریم نسبت به pH

نمودارهای تغییرات اورانیوم و توریم در مقابل pH در شکل‌های ۴-۲۸ و ۴-۲۹ نشان داده شده است. در سنگ‌های آذرین انواع کمپلکس اورانیوم در pHهای مختلف به وجود می‌آیند که بیشتر به صورت کمپلکس کربناته ($UO_2(CO_3)_2^{2-}$) بوده و در pH بین ۶/۵ تا ۸ در سنگ‌های گرانیتی تشکیل می‌شود. غلبه کمپلکس کربناته اورانیوم عمدتاً به دلیل انتشار بی‌کربنات در طی فرآیند هوازدگی فلدسپات و پلاژیوکلاز می‌باشد (Drever, 1988). مطابق نمودارهای ترسیم شده با افزایش pH مقادیر اورانیوم و توریم افزایش یافته که این موضوع می‌تواند مرتبط با افزایش یون بی‌کربنات در اثر انحلال کلسیت و همچنین فرآیندهای هوازدگی باشد.



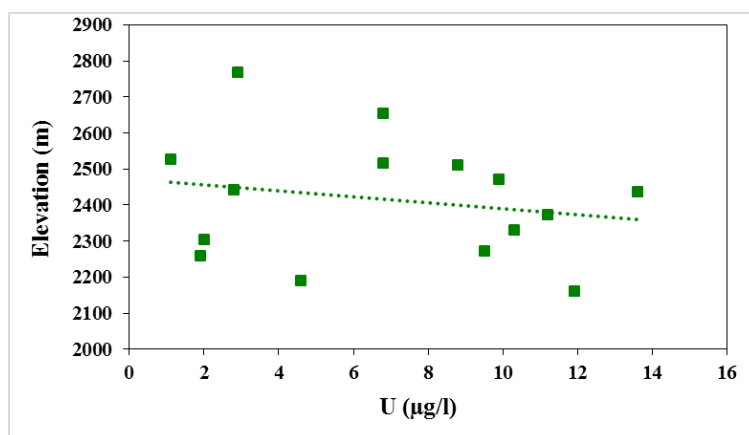
شکل ۴-۲۸: نمودار تغییرات اورانیوم در مقابل pH (شیرکوه-یزد)



شکل ۲۹-۴: نمودار تغییرات توریم در مقابل pH (شیرکوه-یزد)

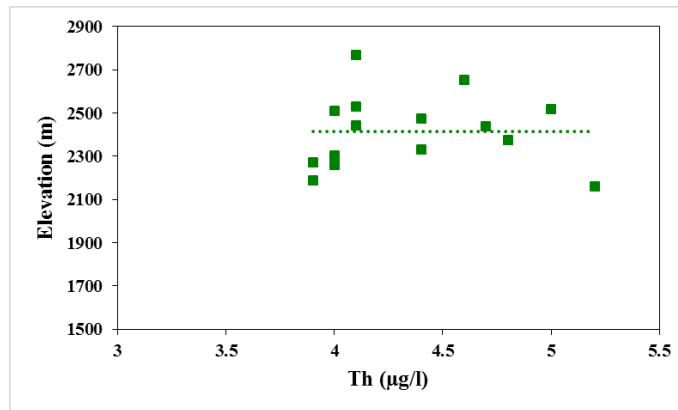
۳-۲-۷-۴- بررسی تغییرات اورانیوم و توریم نسبت به ارتفاع

به منظور بررسی رابطه اورانیوم و توریم با ارتفاع نمودار تغییرات آن‌ها نسبت به ارتفاع ترسیم گردید. همانطور که در شکل ۳۰-۴ مشاهده می‌شود با کاهش ارتفاع مقادیر اورانیوم به مقدار جزئی افزایش می‌یابد. دلیل عمده تغییرات اندک آن می‌تواند افزایش زمان ماندگاری و طول مسیر جریان باشد که باعث افزایش انحلال کانی‌هایی از جمله زیرکن، موناژیت و آپاتیت می‌شود. لازم به ذکر است مسیرهای مختلف جریان در زیر حوضه‌های دره گرانیتهی را می‌توان به عنوان دلیلی بر تغییرات نامنظم اورانیوم نسبت به ارتفاع معرفی نمود.



شکل ۳۰-۴: نمودار تغییرات اورانیوم در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد)

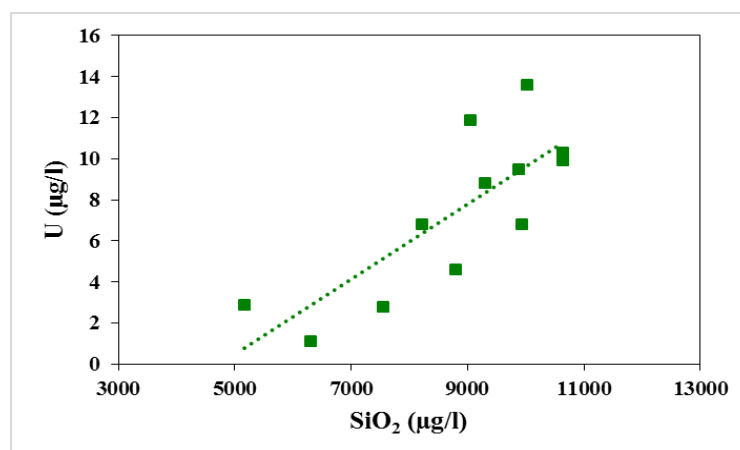
همانطور که در شکل ۴-۳۱ ملاحظه می‌شود مقادیر توریم در ارتفاع‌های مختلف تغییرات ناچیزی دارد. می‌توان دلیل این امر را به تحرک کم عنصر توریم نسبت به اورانیوم در محیط آبی دما پایین منطقه مورد مطالعه نسبت داد.



شکل ۴-۳۱: نمودار تغییرات توریم در برابر ارتفاع منابع آب زیرزمینی (شیرکوه-یزد)

۴-۲-۷-۴ بررسی تغییرات اورانیوم نسبت به سیلیس (SiO_2)

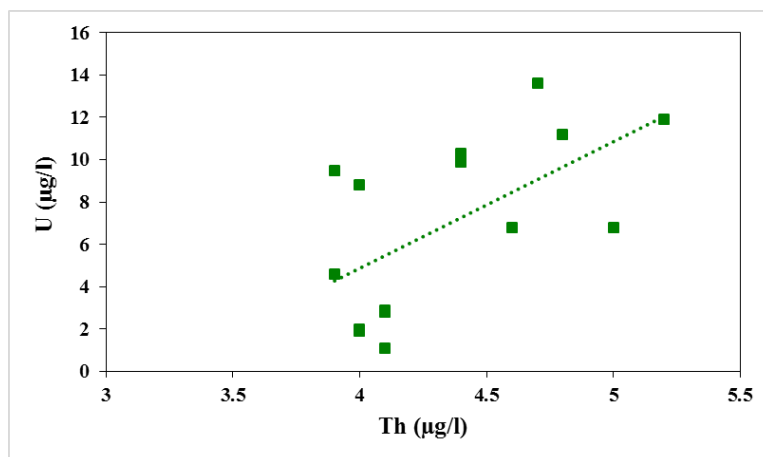
در شکل ۴-۳۲ رابطه میان جزء ملکولی سیلیس و اورانیوم آورده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود با افزایش سیلیس در نمونه‌های آب اورانیوم نیز افزایش یافته است. دلیل این امر پیشرفت واکنش‌های هوازدگی و انحلال کانی‌های سیلیکاته حاوی اورانیوم، در نمونه‌های آب زیرزمینی می‌باشد.



شکل ۴-۳۲: تغییرات جزء ملکولی سیلیس نسبت به اورانیوم (شیرکوه-یزد)

۴-۷-۲-۵- بررسی تغییرات اورانیوم نسبت به توریم

رابطه میان عناصر کمیاب اورانیوم و توریم در شکل ۴-۳۳ نشان داده شده است. همانطور که در شکل ملاحظه می‌گردد رابطه نسبتاً خوبی بین اورانیوم و توریم برقرار است. گرانیتهای شامل کانی‌های سیلیکاته مانند کوارتز، فلدسپارها و همچنین کانی‌های فرعی شامل زیرکن، مونازیت، آپاتیت، بیوتیت، اسفن، و گروههای مختلف کانی‌های اپک که دربرگیرنده عناصر فعال‌اند می‌باشند. با توجه به کانی‌های تشکیل‌دهنده گرانیتهای، یکی از دلایل اصلی حضور این دو عنصرکمیاب را می‌توان به هوازگی و انحلال کانی‌هایی از جمله زیرکن، مونازیت و آپاتیت نسبت داد. واپاشی اورانیوم به توریم (قاسمی، ۱۳۹۳) نیز می‌تواند یکی دیگر از عوامل احتمالی حضور توریم در آب بوده که توجیه‌کننده رابطه مستقیم آن با اورانیوم می‌باشد.



شکل ۴-۳۳: تغییرات اورانیوم نسبت به توریم (شیرکوه-یزد)

۴-۸- منشأ احتمالی فلزات سنگین در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه یزد

در این مطالعه، برای تعیین منشأ احتمالی فلزات سنگین، از روش تحلیل آماری چند متغیره که شامل ضریب همبستگی، تحلیل عاملی و تحلیل خوشه‌ای استفاده شده است.

۴-۸-۱- ضریب همبستگی فلزات سنگین

در جدول ۴-۱۰ ضریب همبستگی عناصر مختلف نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود،

اورانیوم و توریم از رابطه معنی داری با سطح معنی داری یک درصد برخوردار بوده که وجود این رابطه میان آن‌ها نشان از مشابه بودن رفتار ژئوشیمیایی و یکسان بودن منشأ آن‌ها دارد. به طور مشابه باریوم و تنگستن نیز از رابطه خوبی برخوردار می‌باشند.

جدول ۴-۱۰: ضریب همبستگی فلزات سنگین منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه (شیرکوه-یزد ۱۳۹۴)

Heavy metal	Ba	Cu	U	Sn	Th	Zn	W	Sr
Ba	1.000							
Cu	-.151	1.000						
U	.288	.318	1.000					
Sn	.098	-.265	-.388	1.000				
Th	.486	.477*	.609**	-.136	1.000			
Zn	.238	.432*	.305	-.248	.370	1.000		
W	.727**	-.447	-.009	.371*	.274	.163	1.000	
Sr	.653*	-.125	.578*	-.076	.285	-.160	.205	1.000

** سطح معنی داری 0.01 - * سطح معنی داری 0.05

۴-۸-۲- تحلیل عاملی

با توجه به نتیجه تحلیل عاملی روی ۸ متغیر مورد بحث (فلزات سنگین مطابق جدول ۴-۱۰)، سه عامل به عنوان عامل‌های اصلی شناسایی گردید. جدول ۴-۱۱ درصد واریانس‌ها و جدول ۴-۱۲ نتایج تحلیل عاملی پس از چرخش را نشان می‌دهد. عامل شماره ۱: این عامل ۲۷/۷۹ درصد واریانس کل داده‌ها را به خود اختصاص داده (جدول ۴-۱۱)، که مؤثرترین عامل در حضور فلزات سنگین موجود در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه می‌باشد. مشخصه‌های مؤثر در این عامل شامل عناصر کمیاب U، Th و Sr می‌باشند. البته فلز باریوم (Ba) نیز در این عامل از بار (تأثیر) زیادی برخوردار می‌باشد. توده گرانیتوئیدی معمولاً حاوی مقادیر قابل ملاحظه‌ای از این عناصر کمیاب بوده و بالا بودن این عناصر در این سنگ‌ها معمول می‌باشد. در بین کانی‌های سازنده توده گرانیتوئیدی بیوتیت شانس بیشتری برای در برداشتن اورانیوم، توریم، استرانسیم و باریوم دارند.

جدول ۴-۱: فاکتورها و درصدی از واریانس‌های یون‌های اصلی

Component	Initial Eigenvalues			Extraction Sums of Squared Loadings			Rotation Sums of Squared Loadings		
	Total	% of Variance	Cumulative %	Total	% of Variance	Cumulative %	Total	% of Variance	Cumulative %
1	2.821	35.267	35.267	2.821	35.267	35.267	2.223	27.791	27.791
2	2.229	27.868	63.135	2.229	27.868	63.135	2.079	25.984	53.775
3	1.267	15.832	78.967	1.267	15.832	78.967	2.015	25.192	78.967
4	.772	9.653	88.621						
5	.405	5.057	93.678						
6	.370	4.630	98.308						
7	.102	1.278	99.587						
8	.033	.413	100.000						

جدول ۴-۱۲: نتایج تجزیه به عوامل (پس از چرخش واریماکس)

Heavy metal	Component 1	Component 2	Component 3
Ba	.595	.706	.189
Cu	.024	-.484	.721
U	.796	-.202	.378
Sn	-.344	.607	-.239
Th	.505	.161	.679
Zn	-.042	.104	.864
W	.143	.936	.090
Sr	.916	.162	-.210

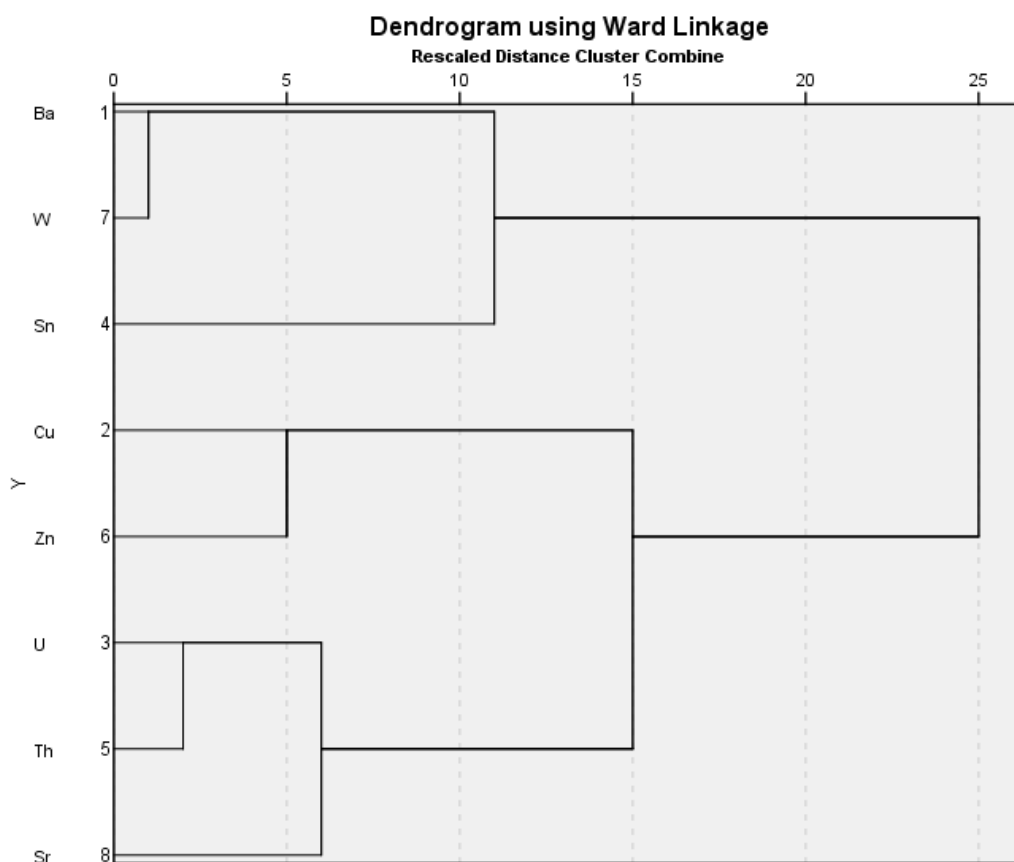
عامل شماره ۲: عامل دوم که ۲۶ درصد از واریانس کل را شامل می‌شود، دارای متغیرهای باریم، تنگستن و مقادیر کمتری قلع می‌باشد. گرانیتوئیدهای نوع S معمولاً دارای مقادیر قابل توجهی تنگستن و قلع بوده (Harvey, 1931) که منطقه شیرکوه نیز دارای همین ویژگی می‌باشد. با توجه به حضور باریم در این گروه این عامل نیز می‌تواند مرتبط با هوازگی بیوتیت باشد.

عامل شماره ۳: عامل سوم نیز شامل مشخصه‌های روی و مس می‌باشد که حدود ۲۵ درصد از واریانس کل را دارا است. ای دو عنصر در جدول تناوبی در گروه فلزات واسطه قرار داشته و از نظر شیمیایی رفتار

مشابهی دارند (Rollinson and Hugh Richard, 1949)، پس قرارگیری آن‌ها در یک عامل قابل توجیه است. با توجه به توزیع مکانی روی که با حرکت به سمت مناطق آهکی از مقادیر بیشتری برخوردار بوده است، به نظر می‌رسد منشأ این دو عنصر مرتبط با انحلال رسوبات درز و شکافی در توده گرانیتی شیرکوه باشد.

۳-۸-۴- روش تحلیل خوشه‌ای

در شکل ۴-۳۴ نمودار خوشه‌ای فلزات سنگین در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه آورده شده است.



شکل ۴-۳۴: نمودار خوشه‌ای منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه یزد (۱۳۹۴)

مطابق نمودار خوشه‌ای فلزات سنگین موجود در منابع آب زیرزمینی شیرکوه قابل تفکیک به سه گروه زیر می‌باشد.

۱- گروه اول که شامل باریوم، تنگستن و قلع می‌باشد.

۲- گروه دوم که شامل که روی و مس می‌باشد.

۳- گروه سوم که دربرگیرنده متغیرهای اورانیوم، توریم و استرانسیم می‌باشد.

نمودار تحلیل خوشه‌ای با نتایج تحلیل عاملی هم‌خوانی داشته و تأییدکننده یکدیگر می‌باشند. براساس تحلیل‌های آماری انجام شده، دو منشأ زمین‌زاد هوازدگی بیوتیت موجود در سنگ‌های گرانیتی منطقه شیرکوه و انحلال رسوبات درز و شکافی (نمک‌ها و کلسیت) برای ورود فلزات سنگین به نمونه‌های منابع آب زیرزمینی شیرکوه معرفی می‌گردد.

فصل پنجم

نتیجہ گیری و پیشہ داری

۵-۱- مقدمه

در این فصل نتایج حاصل از مطالعات و بررسی زمانی و مکانی پارامترهای هیدروژئوشیمیایی و فلزات سنگین در منابع آب زیرزمینی شیرکوه یزد بیان می‌شود. همچنین در ادامه پیشنهادها و راهکارهایی جهت ادامه مطالعات در منطقه مورد مطالعه ارائه می‌گردد.

۵-۲- نتیجه‌گیری

- براساس نتایج تحقیق حاضر میانگین هدایت الکتریکی در منابع آب زیرزمینی شیرکوه حدود ۶۲۴ میکروزیمنس بر سانتی‌متر، متوسط کل املاح جامد (TDS) حدود ۴۴۲ میلی‌گرم بر لیتر، متوسط pH حدود ۷/۵ و متوسط جزء ملکولی سیلیس (SiO_2) برابر ۹ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. مقدار کل جامدات محلول آب (TDS)، هدایت الکتریکی (EC)، کاتیون‌ها (کلسیم، منیزیم، سدیم، پتاسیم) و آنیون‌های اصلی (بی‌کربنات، سولفات، کلر) در منابع گرانیتهی شیرکوه در مقایسه با منابع آبی گرانیتهی در سایر نقاط دنیا بالاتر می‌باشد. این موضوع احتمالاً ناشی از وضعیت خاص زمین‌شناسی شیرکوه و قرارگیری واحدهای رسوبی (ماسه‌سنگ سنگستان و آهک تفت) بر روی توده گرانیتهی به صورت ناپیوستگی آذرین-پی می‌باشد. با عبور آب تغذیه‌شونده از درز و شکاف‌ها و مناطقی که این واحدهای رسوبی حضور دارند و به دلیل حلالیت زیاد کانی‌های رسوبی نسبت به کانی‌های تشکیل دهنده گرانیتهی، این مواد رسوبی حل شده و بر روی ترکیب آب خارج شده از گرانیتهی تأثیر می‌گذارند. این پدیده موجب افزایش غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌های آب شده و هدایت الکتریکی (EC) و مقدار کل جامدات محلول آب (TDS) در آب‌های گرانیتهی شیرکوه را افزایش می‌دهد.
- مقدار میانگین pH آب‌های گرانیتهی شیرکوه حدود ۷/۵ می‌باشد که در مقایسه با آب‌های گرانیتهی در سایر نقاط دنیا مقدار بیشتری را نشان می‌دهد. این موضوع نیز فرضیه تأثیر رسوبات آهکی در شیمی آب‌های گرانیتهی شیرکوه را تقویت می‌نماید.
- میانگین جزء مولکولی سیلیس در آب‌های گرانیتهی شیرکوه حدود ۹ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. غلظت سیلیس در سایر سنگ‌های گرانیتهی در نقاط مختلف دنیا از ۱۰ تا ۳۰ میلی‌گرم بر لیتر متغیر می‌باشد.

- با توجه به نمودار پایپر کاتیون غالب کلسیم بوده که ناشی از انحلال کلسیت و ژپس و هوازگی کانی‌های موجود در سنگ‌های گرانیتی منطقه مورد مطالعه می‌باشد. در میان تمامی آنیون‌ها، نیز یون بی‌کربنات بیشترین مقدار را داشته است. بر این اساس تیپ نمونه‌های آب از نوع بی‌کربناته-کلسیک است که با توجه به سازند سخت منطقه مورد مطالعه این موضوع قابل توجه می‌باشد.
- با بررسی نقشه توزیع مکانی هدایت الکتریکی (EC) منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه، بیشترین مقادیر هدایت الکتریکی مربوط به نمونه‌های واقع در منابع انتهایی دره‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد. افزایش بیشتر هدایت الکتریکی در نمونه‌های موجود در دره سانج، احتمالاً مربوط به فاصله پیموده شده بیشتر (فاصله از ستیغ) بوده است. در منابع آبی انتهایی دره ده‌بالا نیز مقدار هدایت الکتریکی افزایش یافته است. شاید یکی از دلایل بیشتر بودن مقدار هدایت الکتریکی در یک ارتفاع معین در دره ده‌بالا نسبت به دره سانج نیز وجود آهک‌های تفت با حلالیت نسبتاً بالا می‌باشد.
- با بررسی توزیع مکانی pH مشاهده گردید که مقادیر آن در منابع انتهایی دره‌ها (با ارتفاع کمتر) افزایش یافته است. علت این موضوع هوازگی کانی‌های گرانیتی و انحلال کانی‌های رسوبی موجود در درز و شکاف‌ها بوده که سبب قلیایی شدن pH در منابع آب زیرزمینی شده است.
- بررسی توزیع مکانی سیلیس (SiO_2) نشان می‌دهد که با کاهش ارتفاع میزان SiO_2 افزایش یافته است. افزایش SiO_2 در طول دره‌های گرانیتی به علت پیشرفت واکنش‌های هوازگی مهم از جمله هوازگی پلاژیوکلاز، بیوتیت و فلدسپارهای موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی شیرکوه، تحت تأثیر آب غنی از CO_2 که عامل اصلی تولید SiO_2 به آب زیرزمینی محسوب می‌شود، می‌باشد. با طولانی‌تر شدن مسیر جریان، سیلیس افزایش می‌یابد.
- به منظور بررسی تغییرات زمانی پارامترهای شیمیایی در منابع آبی توده گرانیتی شیرکوه نتایج حاصل از نمونه‌برداری در این تحقیق (سال ۱۳۹۴) با نتایج داده‌های سال ۱۳۸۱ (جعفری، ۱۳۸۲) مقایسه گردید. با مقایسه این مقادیر افزایش هدایت الکتریکی با زمان در منطقه شیرکوه مشاهده می‌شود. از جمله دلایل احتمالی افزایش هدایت الکتریکی در منابع آبی شیرکوه می‌توان به کاهش بارندگی‌ها و

افزایش دما در سال‌های اخیر اشاره نمود. مقایسه مقادیر سیلیس روند مشابه تغییرات در هر دو دوره را نمایش می‌دهد که ضمن تایید صحت اندازه‌گیری، نشان‌دهنده نقش واکنش‌های هوازدگی در افزایش میزان سیلیس در منابع آب زیرزمینی شیرکوه می‌باشد.

- نتایج آنالیز غلظت فلزات سنگین در ۱۵ نمونه آب زیرزمینی از منطقه شیرکوه نشان می‌دهد به جزء اورانیوم (U)، توریم (Th)، باریوم (Ba)، استرانسیم (Sr)، روی (Zn)، مس (Cu)، قلع (Sn) و تنگستن (W) سایر فلزات سنگین در حد بسیار ناچیز و یا زیر حد آشکارسازی دستگاه بودند. با توجه به میانگین غلظت عناصر، بیشترین غلظت مربوط به استرانسیم و کمترین غلظت مربوط به توریم بوده و روند غلظت فلزات سنگین به صورت $Sr > Ba > Sn > W > Cu > U > Zn > Th$ می‌باشد.
- غلظت عناصر اورانیوم و توریم در تمامی نمونه‌های منابع آب زیرزمینی در مقایسه با حد مطلوب (MCL_g) سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا بیشتر می‌باشد.
- بیشترین غلظت اورانیوم و توریم در بخش غربی توده گرانیتی شیرکوه می‌باشد. از جمله فرآیندهای مهم در بخش غربی منطقه شیرکوه می‌توان به افزایش هوازدگی کانی‌های فرعی از جمله زیرکن، موناژیت و آپاتیت در بیوتیت‌های موجود در مونزوگرانیت‌ها، افزایش زمان تماس آب زیرزمینی با توده گرانیتی و در پی آن ورود اورانیوم و توریم از طریق فرآیندهای هوازدگی و انحلال به منابع آبی منطقه اشاره کرد.
- به منظور تعیین منشأ یون‌های اصلی و فلزات سنگین از روش‌های آماری تحلیل عاملی و تحلیل خوشه‌ای استفاده گردید. بر اساس نتایج دو عامل اصلی زمین‌زاد انحلال رسوبات درز و شکافی (نمک‌ها و کلسیت) و هوازدگی بیوتیت موجود در سنگ‌های گرانیتی منطقه برای منشأ یون‌ها و فلزات سنگین در منابع آب زیرزمینی منطقه شیرکوه معرفی گردید.

۳-۵- پیشنهادها

- ۱- با توجه به نقش هوازدگی در اضافه نمودن املاح به آب زیرزمینی، بررسی سایر اجزاء نظیر فلوئور در منابع آب زیرزمینی پیشنهاد می‌گردد.

۲- با توجه به حضور مقادیر اورانیوم در آب‌های زیرزمینی شیرکوه، حضور محصولات ناشی از فروپاشی

آن نظیر رادون در منابع آبی محتمل بوده که بررسی آن در مطالعات آتی پیشنهاد می‌گردد.

۳- با توجه به حضور فلزات سنگین در نمونه‌های آب زیرزمینی تغییرات زمانی آن‌ها پیشنهاد می‌گردد.

منابع

منابع فارسی

- اتردی س، (۱۳۸۵)، "کانی‌شناسی سیلیکات‌ها"، جلد اول، چاپ هفتم، دانشگاه پیام نور، انتشارات پیام نور.
- آقاباتی ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، انتشارات دایره سبز
- امامی ع، (۱۳۸۲)، "کانسار مس پورفیری دره زرشک در جنوب غرب یزد"، بیست و دومین گردهمای علوم زمین، ص ۴۷ تا ۵۹، سازمان زمین‌شناسی کشور بخش زمین‌شناسی اقتصادی و اکتشاف.
- پرتو آدرج و ابوتراب ف، (۱۳۶۰)، "چینه‌شناسی مزوزوئیک در ناحیه تفت، ایران مرکزی"، سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش داخلی ۲۷ صفحه.
- جعفری ه، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "بررسی تکامل هیدروشمیایی منابع آب سازند سخت شیرکوه یزد"، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه شیراز.
- جعفری ه و زارع م، (۱۳۸۲)، "خصوصیات شیمیایی منابع آب موجود در سازند سخت گرانیته"، مجموعه مقالات هفتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه اصفهان، ص ۱-۱۲.
- حاج ملا علی ع و علوی نائینی م، (۱۳۷۱)، "نقشه زمین‌شناسی خضرباد مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- خسرو تهرانی خ و وزیري مقدم ح، (۱۳۷۲)، "چینه‌شناسی کرتاسه زیرین در نواحی غرب و جنوب غربی یزد"، فصلنامه علوم زمین، سال دوم، شماره ۷، ص ۳۶ - ۴۶.
- شیبی م و اسماعیلی د، (۱۳۸۸)، "پتروژنز گرانیتوئیدهای پرآلومین شیرکوه (جنوب غرب یزد)"، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۵، شماره ۳، ص ۷۱ تا ۸۳.
- شیبی م و اسماعیلی د، (۱۳۸۹)، "شواهد سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی رستیت در گرانیته آتاکسی شیرکوه، جنوب غرب یزد"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱، ص ۱۳۵ تا ۱۴۶.
- علیزاده ا، (۱۳۸۹)، "اصول هیدرولوژی کاربردی"، انتشارات آستان قدس، دانشگاه امام رضا (ع).
- قاسمی ح، لنکرانی م و همام م، (۱۳۸۹)، "پتروولوژی سنگ‌های آذرین"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود.
- قاسمی ح، ولی‌زاده م، نراقی ن و صادقیان م، (۱۳۹۳)، "اصول زمین‌شناسی ایزوتوپی"، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه شاهرود.

- کرم پور ف، (۱۳۷۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی های ویژگی های هیدروژئوشیمیایی و هیدروژئولوژیکی منابع آب در سازندهای سخت منطقه شیرکوه یزد"، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه شیراز
- کرم پور ف و زارع م، (۱۳۷۹)، "مطالعه ویژگی های هیدروژئوشیمیایی منابع آب در سازندهای سخت شیرکوه یزد"، مجموعه مقالات سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ص ۱-۵.
- کرم پور ف و زارع م، (۱۳۷۹)، "مقایسه ویژگی های فیزیکی و شیمیایی چشمه های آهکی و چشمه-قنات گرانیتی در منطقه شیرکوه یزد"، فشرده مقاله های چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، تبریز، ص ۱-۵.
- گزارش نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ یزد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی.
- نبوی م، (۱۳۵۵)، "دیباچه ای بر زمین شناسی ایران"، انتشارات زمین شناسی کشور، ص ۱۰۹.
- مجیدی فرد م، (۱۳۷۹)، "نقشه زمین شناسی یزد مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مرآت م و مجتهدزاده ح، (۲۰۱۰)، "بررسی تأثیر پرتوزایی پی سنگ گرانیتی به آب های زیرزمینی در حوضه های آبریز شیرکوه یزد"، مجموعه مقالات نخستین کنفرانس ملی پژوهش های کاربردی منابع آب ایران-ایران، ص ۱-۱۶.

منابع لاتین

- Arnous M.O., (2016), "Groundwater potentiality mapping of hard-rock terrain in arid regions using geospatial modelling: example from Wadi Feiran basin, South Sinai, Egypt", *Hydrogeology Journal*, vol. 24, pp 1375-1392.
- Alkinani M, Kanoua W and Merkel B, (2016), "Uranium in groundwater of the Al-Batin Alluvial Fan aquifer, south Iraq", *Environ Earth Sci*, pp75-869.
- Baik M, Lee S. Y, Shon and W, (2009), "Retention of uranium (VI) by laumontite, a fracture-filling material of granite", *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, vol. 208, pp69-77.
- Banks D, Royset O, Strand T and Skarphagen H, (1995), "Radioelement (U, Th, Rn) concentrations in Norwegian bedrock groundwaters", *Environmental Geology*, vol. 25, pp165-180.

- Chernyshev , Golubev V, Chugaev A and Baranova A ,(2014), “²³⁸U/²³⁵U Isotope Ratio Variations in Minerals from Hydrothermal Uranium Deposits”, *Geochemistry International*, vol. 52(12), pp1013-1029.
- Das P, Sahoo H. K and Mohapatra P, (2016), “An integrative geospatial and hydrogeochemical analysis for the assessment of groundwater quality in Mahakalapara Block, Odisha, India”, *Environ Earth Sci*, pp75-158.
- Das S and Nag S, (2015), “Deciphering groundwater quality for irrigation and domestic purposes – a case study in Suri I and II blocks, Birbhum District, West Bengal, India”, *Department of Geological Sciences*, pp965-992.
- Desbarats A, Percival J and Venance K, (2016), “Trace element mobility in mine waters from granitic pegmatite UeTheREE deposits, Bancroft area, Ontario”, *Applied Geochemistry*, vol. 6, pp153-167.
- ElMaghraby M. M, (2014), “Hydrogeochemical characterization of groundwater aquifer in Al-Madinah Al-Munawarah City, Saudi Arabia”, *Arab J Geosci*, pp1-16.
- Fetter C.W,(1988), “Applied hydrogeology, U. S. A. Merrill publishing compony First Federal Geographic Technology Conference (Washington, DC:National), pp 238-344.
- Fox M, Davis A and Zachara M, (2006), “The effect of calcium on aqueous uranium (VI) speciation and adsorption to ferrihydrite and quartz”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 70, pp1379-1387.
- GodboleMahendra T and Patode H. S, (2014), “Evaluation of Groundwater Quality and its Suitability for Drinking and Agricultural use in and around Hingoli Region, Maharashtra, India”, *American International Journal of Research in Humanities, Arts and Social Sciences*, vol. 6(3), pp256-263.
- Guihua C, Mingzuo C and Ruijie D, (1999), “Assessment of Prospecting Potentiality for Superlarge Continental Volcanic Rock-Type Superlarge Continental Volcanic Rock-Type”, *Chinese Journal Of Geochemistry*, vol. 18(4), pp350-360.
- Haloi N and Haloi H. P, (2012), “Heavy metal contaminations in the groundwater of Brahmaputra flood plain: an assessment of water quality in Barpeta District, Assam (India)”, *Environ Monit Assess*, vol. 184, pp6229-6237.
- Hart D, (2016), “A comparison of fracture transmissivities in granite water wells before and after hydrofracturing”, *Hydrogeol J*, vol. 24, pp21-33.

- Hilberg, S, (2016), “Review: Natural tracers in fractured hard-rock aquifers in the Austrian part of the Eastern Alps—previous approaches and future perspectives for hydrogeology in mountain regions”, *Hydrogeol J*, pp1-15.
- Howarth R, Koch G S, Chork C Y, Carpenter R and Schuenemeyer J, (1980), “Statistical Map Analysis Techniques Applied to Regional Distribution of Uranium in Stream Sediment Samples from the Southeastern United States for the National Uranium Resource Evaluation Program”, *Mathematical Geology*, vol. 12(4), pp340-366.
- Jagadeshan G, Kalpana L and Elango L, (2015), “Hydrogeochemistry of High Fluoride Groundwater in Hard Rock Aquifer in a Part of Dharmapuri District, Tamil Nadu, India”, *Geochemistry International*, vol. 53(6), pp554-564.
- John P, Gannon, Thomas J, Burbey, Robert J, Bodnar and Aylor J, (2012), “Geophysical and geochemical characterization of the groundwater system and the role of Chatham Fault in groundwater movement at the Coles Hill uranium deposit, Virginia, USA”, *Hydrogeology Journal*, vol. 20, pp45-60.
- Keskin T, Kacarog˘lu F, Ersoz T and Dug˘enci M, (2016), “Statistical analysis of water discharging from rocks of different origin: a case study from Turkey”, *Environ Earth Sci*, pp75-311.
- Laverov N, Omel’yanenko B. I and Yudintsev S. V, (2011), “Crystalline Rocks as a Medium for Nuclear Waste Disposal”, *Russian Journal of General Chemistry*, vol. 81(9), pp1980-1993.
- Manikandan S, Chidambaram S, Ramanathan A, Prasanna M V, Karmegam U, Singaraja C and Jainab I, (2014), “A study on the high fluoride concentration in the magnesium-rich waters of hard rock aquifer in Krishnagiri district, Tamilnadu, India”, *Arab J Geosci*, vol. 7, pp273-285.
- Manikandan S, Chidambaram S, Ramanathan A, Prasanna M, Karmegam U, Singaraja C and Jainab I, (2014), “A study on the high fluoride concentration in the magnesium-rich waters of hard rock aquifer in Krishnagiri district, Tamilnadu, India”, *Arab J Geosci*, vol. 7, pp273-285.
- Momodu M A and Anyakora C A, (2010), “Heavy Metal Contamination of Ground Water: The Surulere Case Study”, *Research Journal Environmental and Earth Sciences*, vol. 2(1), pp39-43.

- Montcoudiol N, Molson J and Lemieux M, (2015), “Groundwater geochemistry of the Outaouais Region (Québec, Canada): a regional-scale study”, *Hydrogeology Journal*, vol. 23, pp377-396.
- Montcoudiol N, Molson J and Lemieux M, (2015), “Groundwater geochemistry of the Outaouais Region (Québec, Canada): a regional-scale study”, *Hydrogeology Journal*, vol. 23, pp377-396.
- Nag S K, (2014), “Evaluation of Hydrochemical Parameters and Quality Assessment of the Groundwater in Gangajalghati Block, Bankura District, West Bengal, India”, *Arab J Sci Eng*, vol. 39, pp5715-5727.
- Nematollahi M. J, Ebrahimi P, Razmara M and Ghasemi A, (2016), “Hydrogeochemical investigations and groundwater quality assessment of Torbat-Zaveh plain, Khorasan Razavi, Iran”, *Environ Monit Assess*, pp2-188.
- Nganje T, Hursthouse A S, Aniekan E, Stirling D and Adamu C I, (2015), “Hydrochemistry of surface water and groundwater in the shale bedrock, Cross River Basin and Niger Delta Region, Nigeria”, *Appl Water Sci*, pp1-25.
- Obiefuna G I and Sheriff, (2011), “Assessment of Shallow Ground Water Quality of Pindiga Gombe Area, Yola Area, NE, Nigeria for Irrigation and Domestic Purposes”, *Research Journal of Environmental and Earth Sciences*, vol. 3(2), pp131-141
- Prasanna M, Chidambaram S and Srinivasamoorthy K, (2010), “Statistical analysis of the hydrogeochemical evolution of groundwater in hard and sedimentary aquifers system of Gadilam river basin, South India”, *Journal of King Saud University*, vol. 22, pp133-145.
- Purushotham D, Rashid M, Lone M. A, Rao A, Ahmed S, Nagaiah E, and Dar F, (2013), “Environmental Impact Assessment of Air and Heavy Metal Concentration in Groundwater of Maheshwaram Watershed, Ranga Reddy District, Andhra Pradesh”, *Journal Geological Society Of INDIA*, vol. 81, pp385-396.
- Rajesh R, Brindha K and Elango L, (2015), “Groundwater Quality and its Hydrochemical Characteristics in a Shallow Weathered Rock Aquifer of Southern India”, *Water Qual Expo Health*, pp1-10.
- Saba N and Umar R, (2016), “Hydrogeochemical assessment of Moradabad city, an important industrial town of Uttar Pradesh, India”, *Sustain. Water Resour. Manag.*, pp1-20.

- Satyanarayanan M, Balaram V, AlHussin M, AlJemali M, Rao T G, Mathur R, and Ramesh S, (2007), “Assessment of Groundwater Quality in a Structurally Deformed Granitic Terrain in Hyderabad, India”, *Environ Monit Assess*, pp117-127.
- Singhal B. B. S, and Gupta R. P, (2010), “Applied hydrogeology of fractured rocks: Second Edition”, *Springer Science and Business Media*, pp 237-257, ISBN: 978-90-481-8799-7
- Selvam S, (2015), “A preliminary investigation of lithogenic and anthropogenic influence over fluoride ion chemistry in the groundwater of the southern coastal city, Tamilnadu, India”, *Environ Monit Assess*, pp106-187.
- Shin W, Oh J, Choung S, WookCho B, Sik Lee K, Yun U, and Kim H, (2016), “Distribution and potential health risk of groundwater uranium in Korea”, *Chemosphere*, vol. 163, pp108-115.
- Singaraja C, Chidambaram S, Anandhan P, Prasanna M, Thivya C, and Thilagavathi, R, (2013), “A study on the status of fluoride ion in groundwater of coastal hard rock aquifers of south India”, *Arab J Geosci*, vol. 6, pp4167-4177.
- Singaraja C, Chidambaram S, Anandhan P, Prasanna M, Thivya C, and Thilagavathi R, (2015), “A study on the status of saltwater intrusion in the coastal hard rock aquifer of South India”, *Environ Dev Sustain*, vol. 17, pp443-475.
- Singaraja C, Chidambaram S, Prasanna M, Thivya C, and Thilagavathi R, (2014), “Statistical analysis of the hydrogeochemical evolution of groundwater in hard rock coastal aquifers of Thoothukudi district in Tamil Nadu, India”. *Environ Earth Sci*, vol. 71, pp451-464.
- Srinivasamoorthy K, Chidambaram S, Prasanna M. V, Vasanthavihar M, Peter J, and Anandhan P. (2007). “Identification of major sources controlling groundwater chemistry from a hard rock terrain – A case study from Mettur taluk, Salem district, Tamil Nadu, India”. *Department of Earth Sciences*, pp49-58.
- Srinivasamoorthy K, Chidambaram S, Sarma V. S, Vasanthavigar M, Vijayaraghavan K, Rajivgandhi R, and Manivannan R. (2009). “Hydrogeochemical Characterisation of Groundwater in Salem District of Tamilnadu, India”. *Research Journal of Environmental and Earth Sciences*, vol. 1(2), pp22-33.

- Srinivasamoorthy K, Nanthakumar C, Vasanthavigar M, Vijayaraghavan K, Rajivgandhi R, Chidambaram S and Vasudevan S. (2011). “Groundwater quality assessment from a hard rock terrain, Salem district of Tamilnadu, India”. *Arab J Geosci*, vol. 4, pp91-102.
- Subramani T., Rajmohan N and Elango L. (2010). “Groundwater geochemistry and identification of hydrogeochemical processes in a hard rock region, Southern India”. *Environ Monit Assess*, vol. 162, pp123-137.
- Todd D. K, and Mays L. W, (1980), “Groundwater hydrology: Third Edition”.
- Thivya C., Chidambaram S., Keesari T., Prasanna M., Thilagavathi R., Adithya V and Singaraja C. (2015). “Lithological and hydrochemical controls on distribution and speciation of uranium in groundwaters of hard-rock granitic aquifers of Madurai District, Tamil Nadu (India)”. *Environ Geochem Health*, pp1-13.
- Thivya C., Chidambaram S., Singaraja C., Thilagavathi R., Prasanna M. V., Anandhan P., and Jainab I. (2013). “A study on the significance of lithology in groundwater quality of Madurai district, Tamil Nadu (India)”. *Environ Dev Sustain*, vol. 15, pp1365-1387.
- Thivya C., Chidambaram S., Singaraja C., Thilagavathi R., Prasanna M., Anandhan P., and Jainab I. (2013). “A study on the significance of lithology in groundwater quality of Madurai district, Tamil Nadu (India)”. *Environ Dev Sustain*, vol. 15, pp1365-1387.
- Thivya C., Chidambaram S., Thilagavathi R., Keesari T., Rao M., Prasanna M., and Nepolian, M. (2015). “Occurrence of high uranium and radon in hard rock aquifers of South India – Evaluating the temporal and spatial trend”. *Groundwater for Sustainable Development*, vol. 1, pp68-77.
- Thivya, C., Chidambaram, S., Thilagavathi R., Nepolian N., and Adithya V. (2014). “Evaluation of drinking water quality index (DWQI) and its seasonal variations in hard rock aquifers of Madurai district, Tamilnadu”. *International Journal of Advanced Geosciences*, vol. 2(2), pp48-52.
- Thivya C., Chidambaram S., Thilagavathi R., Prasanna, M., Singaraja, C., Adithya, V., & Nepolian, M. (2015). “A multivariate statistical approach to identify the spatio-temporal variation of geochemical process in a hard rock aquifer”. *Environ Monit Assess*, pp187-552.
- Thivya C., Chidambaram S., Thilagavathi R., Prasanna M., Singaraja C., Nepolian M., and Sundararajan M. (2014). “Identification of the geochemical processes in groundwater

by factor analysis in hard rock aquifers of Madurai District, South India”. *Arab J Geosci*, vol. 7, pp3767-3777.

- Thivya C., Chidambaram S., Tirumalesh K., Prasanna M., Thilagavathi R., and Nepolian M. (2014). “Occurrence of the radionuclides in groundwater of crystalline hard rock regions of central Tamil Nadu, India”. *J Radioanal Nucl Chem*, vol. 302, pp1349-1355

Abstract:

Population growth and lack of good quality water resources necessitate the need for quality and quantity investigations of groundwater resources in hard rocks. In this regard, the temporal and spatial changes of hydrogeochemical parameters and heavy metals in groundwater resources of Shir-kuh have been investigated in this study. Shir-kuh area located in the southwest of Yazd, is the main recharge zone of Yazd-Ardakan plain in Yazd province. According to the results, the mean electrical conductivity in groundwater resources of Shir-kuh is about 624 $\mu\text{s}/\text{cm}$, mean total dissolved solids (TDS) is about 442 mg/l, the average of pH is about 7.5 and average concentration of silica (SiO_2) is 9 mg/l. These values are higher as compared with the average in granitic rocks, which is mainly due to the dissolution of sediments in fractures caused from sedimentary unit over Shir-kuh granite as an unconformity. Water Types in most samples were Ca- HCO_3 and electrical conductivity and silica increased by reducing the sampling height. The relative increase of hydrochemical parameters in 1394 as compared to the year 1381 is probably due to the rainfall reduction and increase temperatures in recent times. The concentration trend in heavy metals is like $\text{Sr} > \text{Ba} > \text{Sn} > \text{W} > \text{Cu} > \text{U} > \text{Zn} > \text{Th}$. The Values are below standard drinking limits but concentration of uranium and thorium are higher than maximum contaminant level good of USEPA. Maximum concentrations of uranium were identified in the western part of the granitic rock that show a direct correlation with increased electrical conductivity, silica and thorium. The results of factor analysis and cluster methods indicate the two main factors of dissolution of fracture sediments (salts and calcite) and weathering of biotite as the sources of ions and heavy metals in groundwater of Shir-kuh.

Keywords: Hydrogeochemistry, granite, silica, heavy metals, factor analysis, Shir-kuh, Yazd



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

M. Sc. Thesis in Hydrogeology

**A study on Temporal and spatial changes of hydrochemical parameters in
groundwater resource of Shir-kuh hard rock/ Yazd**

By: Bahareh Yazdizadeh

Supervisor:

Dr. Hadi Jafari

February 2017

