

سنة الفجر



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه آب‌شناسی و زمین‌شناسی زیست محیطی

پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی - هیدروژئولوژی (M.Sc)

عنوان:

هیدروژئولوژی و ژئوترمومتری چشمه‌های آبگرم منطقه لاریج، استان مازندران

نگارش:

عبدالغفار مخدومی

استاد راهنما:

دکتر رحیم باقری

استاد مشاور:

دکتر علی اکبر مومنی

دی ۱۳۹۷

شماره: ۱۱۰۲۱-۹۷
تاریخ: ۳۱/۱۱/۹۷

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

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

با نام و یاد خداوند متعال، از زیبایی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای عبدالغفار مخدومی با شماره دانشجویی ۹۴۳۹۰۰۴ رشته زمین شناسی گرایش آب شناسی تحت عنوان هیدروژئولوژی و ژئوترمومتری چشمه های آبگرم منطقه لاریج، استان مازندران که در تاریخ ۹۷/۱۰/۲۲ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه: <input checked="" type="checkbox"/> <u>مستوفی</u>) <input type="checkbox"/> مردود			
نوع تحقیق: <input type="checkbox"/> نظری <input checked="" type="checkbox"/> عملی			
عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر رحیم باقری	استادیار	
۲- استاد راهنمای دوم			
۳- استاد مشاور	دکتر علی اکبر مومنی	استادیار	
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر مهدی جعفرزاده	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر غلامحسین کرمی	دانشیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر هادی جعفری	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرویز امیدی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:
۳۱/۱۱/۹۷

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

با بوسه بر دستان:

پدرم، کوهی استوار و حامی من در تمام مراحل زندگی، او که نمیدانم از
بزرگی اش بگویم یا مردانگی، سخاوت، مهربانی و ...

مادرم، که قلم از وصف مهربانی اش قاصر است، سنگی صبور که الفبای زندگی
به من آموخت، آنکه آفتاب مهرش در آستانه قلبم، همچنان پابرجاست و هرگز
غروب نخواهد کرد.

همسرم و فرزندم که در این مدت دوری بنده را تحمل کرده و همچنان محبت و
عشقشان را به من تقدیم کرده اند.

برادران و خواهرانم، همراهان همیشگی و پشتوانه های زندگی ام

تشکر و قدردانی

سپاس و ستایش خدایی را جل و جلاله که آثار قدرت او بر چهره روز روشن، تابان است و انوار حکمت او در دل شب تار، درفشان، آفریدگاری که خویشتن را به ما شناساند و درهای علم را بر ما گشود، به طریق علم و دانش رهنمونمان شد و به هم‌نشینی رهروان علم و دانش مفتخرمان نمود و خوشه چینی از علم و معرفت را روزی‌مان ساخت. عمری و فرصتی عطا فرمود تا بدان، بنده ضعیف خویش را در طریق علم و معرفت بیازماید.

از استاد با کمالات و شایسته؛ جناب آقای دکتر رحیم باقری که در کمال فروتنی، با حسن خلق و مهربانی، از هیچ کمکی برای انجام اینکار از من دریغ نمودند؛ کمال تشکر را دارم.

از آقای دکتر علی اکبر مومنی نیز، به خاطر راهنمایی‌های ارزنده‌شان سپاسگزارم و برای ایشان صمیمانه آرزوی موفقیت روزافزون در تمام مراحل زندگی دارم.

از اساتید گرامی جناب آقای دکتر غلامحسین کرمی و دکتر هادی جعفری که افتخار شاگردیشان را در طول دوره تحصیل داشته‌ام کمال تشکر و قدردانی را دارم.

از تمام دوستان و همکلاسی‌های عزیزم که در دوره کارشناسی ارشد افتخار آشنایی با آن‌ها را داشتم و مرا یاری نموده‌اند، سپاسگزارم.

عبدالغفار مخدومی

دی ماه ۱۳۹۷

تعهد نامه

اینجانب عبدالغفار مخدومی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی - آب شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود نویسنده پایان نامه هیدروژئولوژی و ژئوترموتری چشمه های آب گرم منطقه لاویج - استان مازندران تحت راهنمایی دکتر رحیم باقری متعهد می شوم.

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه 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.

* متن این صفحه نیز باید در ابتدای نسخه های تکثیر شده پایان نامه وجود داشته باشد

چکیده

منطقه مورد مطالعه لایچ در استان مازندران قرار گرفته است. به منظور مطالعه هیدروژئولوژی و ژئوترموتری منطقه، از تعداد ۵ چشمه آبگرم، ۲ چشمه آب سرد و رودخانه دائمی منطقه نمونه‌برداری جهت آنالیزهای هیدروشیمیایی، ایزوتوپی و فلزات سنگین انجام شده است. مقدار EC چشمه‌های آبگرم بین ۲۴۰۰ تا ۴۲۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر و آب سرد بین ۵۶۲ تا ۷۴۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر متغیر می‌باشد. مقدار دمای چشمه‌های آبگرم بین ۵۱ تا ۷۰ درجه سانتی‌گراد و آب سرد بین ۱۵ تا ۱۸ درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شده است. با توجه به نتایج آنالیز هیدروشیمیایی تیپ غالب آب‌های گرم بیکربناته-کلسیک و کلروره- سدیک و آب‌های سرد بیکربناته-کلسیک منیزیک است. وجود لایه‌های نمکی در سازندهای شمشک در منطقه می‌تواند عامل اصلی افزایش EC باشد. با توجه به نمودارهای تکاملی ژئوترموتری (نمودارهای گیگنباخ)، تمامی آب‌های گرم در منطقه در محدوده آب‌های نابالغ قرار گرفته‌اند. نتایج ایزوتوپی نشانگر منشا جوی آب‌های گرم منطقه می‌باشد. با توجه به دمای زیاد چشمه‌ها، منشا عمیق ژئوترمال با دمای اولیه حدود ۸۵ تا ۹۰ درجه سانتی‌گراد در منطقه وجود دارد. عمق مخزن ژئوترمال با توجه به نتایج ایزوتوپی حدود ۲۵۰۰ متر تا ۳۳۰۰ متر برآورد شده است. تغذیه از طریق بارش‌های جوی و از ارتفاعات بالا صورت گرفته و از گسل‌ها و درزو شکاف‌ها به اعماق نفوذ می‌کند و پس از فعل و انفعالات صورت گرفته از گسل تراستی شمال البرز به سمت بیرون خارج می‌شوند. با توجه به زمین‌شناسی و ضخامت سازندها و چینه‌شناسی منطقه، ضخامت لازم جهت چرخش آب وجود ندارد و آب جوی نمی‌تواند تا عمق مورد نظر جریان یابد. بنابراین برای تامین گرمای لازم علاوه بر عملکرد گرادبان ژئوترمال منطقه، منشا گرمایی دیگری بایستی در زیر وجود داشته باشد که با توجه به نتایج قبلی و همچنین نزدیک بودن منطقه به زون آتشفشانی دماوند، احتمال قرار داشتن منشا گرمایی در زیر وجود دارد.

کلمات کلیدی: هیدروژئولوژی- هیدروژئوشیمی- ایزوتوپی و هیدروژئوترمال- لایچ - چمستان

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱	فصل اول: مقدمه
۲	۱-۱- بیان مسئله و هدف از انجام تحقیق
۳	۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه
۴	۳-۱- آب و هوای منطقه
۹	۴-۱- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه
۹	۱-۴-۱- واحدهای سنگی مزوزوئیک
۹	۱-۴-۱-۱- سازند الیکا
۱۰	۱-۴-۱-۲- سازند شمشک
۱۰	۱-۴-۱-۳- نهشته‌های آهکی ژوراسیک- کرتاسه (jk)
۱۰	۱-۴-۱-۴- سازند تیزکوه
۱۱	۱-۴-۱-۵- ژوراسیک- کرتاسه (K_2^{plm})
۱۲	۲-۴-۱- واحدهای سنگی سنوزویک
۱۳	۱-۴-۲-۱- میوسن میانی- بالایی ($M^{m.s.l}$)
۱۳	۱-۴-۲-۲- کنگلومرا (PI^c)
۱۳	۱-۴-۲-۳- رسوبات آبرفتی دوران چهارم (کواترنری)
۱۵	۵-۱- وضعیت تکتونیک منطقه:
۱۵	۱-۵-۱- گسل‌های منطقه
۱۵	۱-۵-۱-۱- گسل لویچ رود
۱۶	۱-۵-۱-۲- گسل البرز

۱-۶- هیدرولوژی منطقه	۱۶
فصل دوم: مروری بر مطالعات پیشین	۱۹
۱-۲- مقدمه	۲۰
۲-۲- منابع هیدروترمال	۲۰
۳-۲- چشمه‌های آبگرم و معدنی	۲۲
۱-۳-۲- حرارت	۲۳
۲-۳-۲- منشا	۲۴
۱-۲-۳-۲- آب‌های جوی	۲۴
۲-۲-۳-۲- آب‌های ماگمایی	۲۶
۳-۲-۳-۲- آب‌های فسیل	۲۷
۴-۲-۳-۲- آب‌های حاصل اختلاط	۲۷
۳-۳-۲- خواص فیزیکی شیمیایی آب‌های معدنی	۲۷
۴-۳-۲- ترکیب شیمیایی و فلزات سنگین	۲۸
۱-۴-۳-۲- آب‌های رادیواکتیو	۲۸
۲-۴-۳-۲- آلودگی فلزات سنگین	۲۹
۵-۳-۲- بررسی منشا و تکامل هیدرووشیمیایی	۳۰
۱-۵-۳-۲- استفاده از نسبت Na/Cl	۳۰
۲-۵-۳-۲- استفاده از نسبت SO ₄ /Cl، Ca/Cl، Mg/Cl	۳۱
۳-۵-۳-۲- استفاده از نسبت (Ca+Mg)/SO ₄	۳۱
۴-۵-۳-۲- استفاده از نسبت SO ₄ /Cl	۳۲
۵-۵-۳-۲- روش‌های ایزوتوپی	۳۳
۴-۲- تعیین دمای مخزن ژئوترمال با استفاده از ژئوترموتر	۳۷

- ۳۷..... Na-K ژئوترمو متر ۱-۴-۲
- ۳۸..... Na-K-Ca ژئوترمو مترهای ۲-۴-۲
- ۳۹..... ژئوترمو متر سیلیس ۳-۴-۲
- ۴۲..... ژئوترمو متر ایزوتوپ ۴-۴-۲
- ۴۲..... ۲-۵ - اختلاط آب‌های گرم و سرد
- ۴۶..... ۶-۲ - اثرات زیست محیطی استفاده از منابع هیدروترمال
- ۴۷..... ۷-۲ - شواهد وجود منابع هیدروترمال در ایران
- ۴۸..... ۸-۲ - پیشینه موضوع
- ۵۷..... فصل سوم: روش انجام کار
- ۵۸..... ۱-۳ - جمع آوری آمار و اطلاعات مورد نیاز منطقه
- ۵۹..... ۲-۳ - بازدیدهای صحرایی و بررسی زمین‌شناسی محدوده چشمه‌های منطقه لویج، چمستان
- ۵۹..... ۳-۳ - نمونه‌برداری از چشمه‌های منطقه لویج، چمستان
- ۵۹..... ۱-۳-۳ - موقعیت چشمه‌های آبگرم و آب سرد منطقه لویج
- ۶۳..... ۲-۳-۳ - نمونه‌برداری هیدروشیمیایی از منابع آب
- ۶۴..... ۳-۳-۳ - اندازه‌گیری دبی
- ۶۴..... ۴-۳-۳ - اندازه‌گیری درجه حرارت
- ۶۴..... ۵-۳-۳ - اندازه‌گیری هدایت الکتریکی
- ۶۵..... ۶-۳-۳ - اندازه‌گیری pH
- ۶۵..... ۷-۳-۳ - محاسبه درصد خطای آزمایش
- ۶۵..... ۸-۳-۳ - سختی کل (Total Hardness)
- ۶۶..... ۹-۳-۳ - کل مواد محلول

- ۳-۳-۱۰- محاسبه ضرایب اشباع (کلسیت، دولومیت، ژیپس و هالیت)..... ۶۶
- ۳-۴- تعیین محدوده حوضه آبرگیر چشمه‌های آبگرم منطقه لایچ، چمستان..... ۶۶
- ۳-۵- اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپی و فلزات سنگین..... ۶۷
- ۳-۶- محاسبه شاخص‌های ارزیابی کیفیت آب..... ۶۷
- ۳-۶-۱- درجه آلودگی..... ۶۷
- ۳-۶-۲- شاخص آلودگی فلزات سنگین (HPI)..... ۶۸
- ۳-۶-۳- شاخص کیفی آب (WQI)..... ۶۹
- ۳-۷- روش‌های آماری تحلیل داده‌ها..... ۷۰
- ۳-۷-۱- ضریب همبستگی..... ۷۱
- ۳-۷-۲- تحلیل خوشه‌ای..... ۷۱
- ۳-۷-۳- تحلیل مولفه‌های اصلی..... ۷۲
- ۳-۸- بررسی خصوصیات و ویژگی‌های ژئوترمومتری منابع آب منطقه مورد مطالعه..... ۷۲
- ۳-۹- مدل شماتیک هیدروژئولوژی منطقه..... ۷۲
- فصل چهارم: بررسی خصوصیات هیدروژئولوژیکی، هیدروژئوشیمیایی و ژئوترمومتری چشمه‌های آبگرم منطقه لایچ، چمستان..... ۷۳
- ۴-۱- مقدمه..... ۷۴
- ۴-۲- بررسی خصوصیات هیدروشیمی چشمه‌های منطقه لایچ، چمستان..... ۷۷
- ۴-۲-۱- مقدمه..... ۷۷
- ۴-۲-۲- بررسی مقادیر هدایت الکتریکی در منطقه مورد مطالعه..... ۷۷
- ۴-۲-۳- مقدار pH..... ۸۱
- ۴-۲-۴- درجه حرارت..... ۸۳
- ۴-۳- تیپ و رخساره..... ۸۵

- ۸۵..... ۱-۳-۴ - نمودار پایپر (Piper)
- ۸۷..... ۲-۳-۴ - نمودار استیف (Stiff)
- ۸۹..... ۳-۳-۴ - نمودار شولر
- ۹۱..... ۴-۳-۴ - شاخص اشباع
- ۹۲..... ۵-۳-۴ - سختی کل
- ۹۴..... ۴-۴ - بررسی منشاء و تکامل هیدروشیمیایی چشمه‌های منطقه مورد مطالعه
- ۹۴..... ۱-۴-۴ - ارتباط هدایت الکتریکی با سایر یون‌ها
- ۹۵..... ۲-۴-۴ - نمودارهای ترکیبی
- ۹۷..... ۳-۴-۴ - استفاده از نسبت Br/Cl
- ۹۸..... ۴-۴-۴ - استفاده از نسبت Na/Br
- ۹۸..... ۵-۴-۴ - استفاده از نسبت Ca+Mg/SO₄
- ۹۹..... ۶-۴-۴ - استفاده از نسبت Na/Cl در مقابل (Ca+Mg)/SO₄
- ۱۰۰..... ۷-۴-۴ - نمودار گیبس
- ۱۰۱..... ۵-۴ - بررسی خصوصیات ایزوتوپی و ژئوترموتری چشمه‌های آبگرم منطقه لویج
- ۱۰۱..... ۱-۵-۴ - مقدمه
- ۱۰۴..... ۲-۵-۴ - ژئوترموترهای سیلیس
- ۱۰۵..... ۳-۵-۴ - ژئوترموتر Na-K
- ۱۰۶..... ۴-۵-۴ - ژئوترموتر Na-Ca-K
- ۱۰۶..... ۶-۴ - پاختلاط آب‌های گرم و سرد
- ۱۰۹..... ۷-۴ - تکامل ژئوشیمیایی آب‌های گرم منطقه لویج
- ۱۰۹..... ۱-۷-۴ - نمودار سه تایی Cl-HCO₃-SO₄
- ۱۱۰..... ۲-۷-۴ - نمودار لیتیم، روبیدیم و سزیم (Li, Rb, Cs)

- ۱۱۳-۴-۷-۳ - بررسی‌های ایزوتوپی آب‌های گرم و سرد منطقه لاریج ۱۱۳
- ۱۱۸-۴-۸ - بررسی هیدروژئولوژی چشمه‌های سرد و گرم منطقه لاریج ۱۱۸
- ۱۲۱-۴-۹ - مدل شماتیک هیدروژئولوژی منطقه ۱۲۱
- ۱۲۳-۴-۱۰ - بررسی کیفیت آب چشمه‌ها برای مصارف کشاورزی ۱۲۳
- ۱۲۳-۴-۱۰-۱ - نسبت جذب سدیم و درصد سدیم ۱۲۳
- ۱۲۴-۴-۱۰-۲ - محاسبه شاخص کیفی آب (WQI) ۱۲۴
- ۱۲۵-۴-۱۰-۳ - نمودار ویلکوکس ۱۲۵
- ۱۲۷-۴-۱۱ - آلودگی فلزات و شبه فلزات سنگین و عناصر نادر ۱۲۷
- ۱۲۷-۴-۱۱-۱ - مقدمه ۱۲۷
- ۱۳۳-۴-۱۱-۲ - درجه آلودگی و شاخص آلودگی عناصر بالقوه سمی ۱۳۳
- ۱۳۴-۴-۱۱-۳ - بررسی همبستگی پارامترها در نمونه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه ۱۳۴
- ۱۳۶-۴-۱۱-۴ - تحلیل مولفه اصلی برای نمونه‌های آبگرم منطقه لاریج ۱۳۶
- ۱۳۷-۴-۱۱-۵ - تحلیل خوشه‌ای سلسله‌مراتبی برای نمونه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه ۱۳۷
- ۱۳۸-۴-۱۱-۶ - خواص درمانی چشمه‌های آبگرم در منطقه مورد مطالعه ۱۳۸
- ۱۳۸-۴-۱۱-۶-۱ - آب درمانی ۱۳۸
- ۱۳۹-۴-۱۱-۶-۲ - دسته‌بندی آب‌های معدنی ۱۳۹
- ۱۴۱-۴-۱۱-۶-۲-۱ - فصل پنجم: نتایج و پیشنهادها ۱۴۱
- ۱۴۲-۵-۱ - نتیجه‌گیری ۱۴۲
- ۱۴۴-۵-۲ - پیشنهادها ۱۴۴
- ۱۴۵-۵-۲ - منابع ۱۴۵

فهرست جدول ها

عنوان	صفحه
جدول ۱-۱: مقادیر بارندگی و دما در ایستگاههای موجود در منطقه مورد مطالعه	۵
جدول ۲-۱: مشخصات ایستگاهها	۷
جدول ۳-۱: طبقه بندی اقلیمی دمارتن (نقل از علیزاده ۱۳۸۶)	۹
جدول ۱-۲: آنتالپی از آب مایع و حلالیت کوارتز در دماهای و فشار های انتخاب شده (Fournier and Truesdell, 1974)	۴۴
جدول ۱-۳: مقادیر وزن پارامترهای آب و استانداردهای سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2008)	۶۹
جدول ۲-۳: مقادیر WQI و رده بندی سازمان بهداشت جهانی (WHO, 1998)	۷۰
جدول ۱-۴: نتایج آنالیز کیفی نمونه‌های آب در منطقه مورد مطالعه	۷۸
جدول ۲-۴: مقادیر شاخص‌های اشباع برای چشمه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه	۹۱
جدول ۳-۴: طبقه بندی آب بر اساس سختی (Todd and Mays 2005)	۹۳
جدول ۴-۴: تعیین نوع آب چشمه‌های منطقه بر اساس سختی کل (میلی گرم بر لیتر کربنات کلسیم)	۹۳
جدول ۵-۴: مقادیر دمای مخزن ژئوترمال محاسبه شده با استفاده از ژئوترمومترهای مختلف	۱۰۵
جدول ۶-۴: مقادیر داده‌های ایزوتوپی	۱۱۴
جدول ۷-۴: محاسبه حجم تخلیه سالیانه و مساحت حوضه برای چشمه‌های منطقه مورد مطالعه	۱۱۹
جدول ۸-۴: مقادیر پارامترهای نسبت جذب سدیم و درصد سدیم در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه	۱۲۴
جدول ۹-۴: مقادیر شاخص‌های کیفی محاسبه شده برای نمونه‌های چشمه‌های منطقه لایچ	۱۲۵
جدول ۱۰-۴: حد مجاز عناصر بالقوه سمی و غیر سمی (WHO, 2004)	۱۲۹
جدول ۱۱-۴: غلظت فلزات و شبه فلزات سنگین و عناصر نادر در نمونه‌های آب چشمه‌های آبگرم و آب سرد و رودخانه (ppb)	۱۳۰
جدول ۱۲-۴: مقادیر درجه آلودگی فلزات سنگین	۱۳۳

جدول ۴-۱۳: مقادیر ضریب همبستگی پیرسون محاسبه شده برای چشمه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه

۱۳۵

جدول ۴-۱۴: درصد مقدار مولفه‌های منطقه در چشمه‌های آبگرم ۱۳۶

فهرست شکل ها

- شکل ۱-۱: راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه ۴
- شکل ۲-۱: نمودار امپروترمیک ایستگاه چمستان بر اساس میانگین دما و بارش (۱۳۹۶ تا ۱۳۸۵) ۶
- شکل ۳-۱: نمودار ارتفاع بارش ایستگاههای مجاور منطقه مورد مطالعه ۸
- شکل ۴-۱: نقشه زمینشناسی منطقه مورد مطالعه ۱۱
- شکل ۵-۱: موقعیت چشمه‌های آبگرم و سرد ۱۲
- شکل ۱-۲: چگونگی تشکیل یک مخزن هیدروترمال و عوامل اساسی تشکیل دهنده آن ۲۲
- شکل ۲-۲: نمایی شماتیک از چرخش آب‌های جوی و تبدیل آن به آبگرم در یک منبع زمین‌گرمایی ۲۳
- شکل ۳-۲: انواع آب در سامانه‌های زمین‌گرمایی ۲۵
- شکل ۴-۲: نمودار نسبت‌های ایزوتوپی هیدروژن و اکسیژن برای انواع آب‌های مختلف (Taylor, 1997) ۲۶
- شکل ۵-۲: ترکیب نسبت وزنی سدیم به کلر برای شورابه‌های نفتی (دایره‌ها) و شورابه‌های انحلال نمک (مثلث‌ها) ۳۱
- شکل ۶-۲: نسبت مولی $(Ca+Mg)/SO_4$ در مقابل Na/Cl در چشمه‌های شور در دشت Rolling در تگزاس (Richter and Kreisler, 1986) گروه A بیانگر انحلال هالیت و ژیپس و گروه C شورابه‌های عمیق می‌باشد. ۳۲
- شکل ۷-۲: نمایش Meteoric Water Line و انحراف آن بوسیله تبخیر (Drever, 1982) ۳۴
- شکل ۸-۲: تفکیک آب‌های تغذیه کننده محلی از آب‌های زیرزمینی غیر محلی با استفاده از $\delta^{18}O$ و δD ۳۵
- شکل ۹-۲: ترکیب ایزوتوپی آب های زیرزمینی تحت تأثیر تبخیر. تحت این عمل غنی شدگی از لحاظ $18O$ و $2H$ با افزایش شوری دیده می‌شود. محدوده کلر بصورت زیر می‌باشد (Richter, 1993) ۳۶
- شکل ۱۰-۲: مدل اختلاط (از Fournier و Truesdell, 1974) ۴۴

- شکل ۱۱-۲: رابطه بین کسر آب سرد و درجه حرارت در یک مدل اختلاط. درصد آب سرد بر اساس مدل نشان داده شده ۴۵
- شکل ۱۲-۲: مناطق دارای پتانسیل انرژی زمین گرمایی در ایران ۴۹
- شکل ۱-۳: موقعیت چشمه‌های آبگرم و آب سرد ۶۰
- شکل ۲-۳: چشمه آبگرم SP1 ۶۰
- شکل ۳-۳: چشمه آبگرم SP2 ۶۱
- شکل ۴-۳: چشمه آبگرم SP3 ۶۱
- شکل ۵-۳: چشمه آبگرم SP4 ۶۲
- شکل ۶-۳: آبگرم SP8 ۶۲
- شکل ۷-۳: رودخانه لاریج رود ۶۳
- شکل ۱-۴: نمایی از منطقه لاریج ۷۴
- شکل ۲-۴: چشمه آبگرم SP2 ۷۵
- شکل ۳-۴: چشمه آب سرد (SP6) ۷۵
- شکل ۴-۴: چشمه آب سرد کشپل (SP7) ۷۶
- شکل ۵-۴: رودخانه لاریج رود (R1) ۷۶
- شکل ۶-۴: نمودار ستونی مربوط به EC چشمه‌های آبگرم و سرد ۷۹
- شکل ۷-۴: نمودار دبی در مقابل هدایت الکتریکی و دما ۸۰
- شکل ۸-۴: مقایسه نتایج هدایت الکتریکی نمونه‌های آبگرم منطقه لاریج با دیگر نمونه‌های ایران و جهان ۸۱
- شکل ۹-۴: مقدار pH نمونه‌های آبگرم و آب سرد چشمه‌های لاریج ۸۲
- شکل ۱۰-۴: مقایسه pH چشمه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه با دیگر مناطق ایران و جهان ۸۳
- شکل ۱۱-۴: دمای چشمه‌های آبگرم و آب سرد ۸۴

- شکل ۴-۱۲: مقایسه دمای چشمه آبگرم مورد مطالعه با دیگر چشمه‌های ایران و جهان ۸۵
- شکل ۴-۱۳: نمودار پایپر نمونه‌های آبگرم و آب سرد منطقه مورد مطالعه و مقایسه با سایر نقاط ایران و جهان ۸۶
- شکل ۴-۱۴: نمودار استیف نمونه‌های چشمه‌های آبگرم و آب سرد ۸۸
- شکل ۴-۱۵: نمودار شولر مربوط به نمونه‌های آبگرم و سرد در منطقه مورد مطالعه ۸۹
- شکل ۴-۱۶: نمودار شولر مربوط به نمونه‌های آبگرم در منطقه مورد مطالعه ۹۰
- شکل ۴-۱۷: نمودار شولر مربوط به نمونه‌های آبگرم و آب سرد در منطقه مورد مطالعه و نمونه‌های ایران و جهان ۹۰
- شکل ۴-۱۸: مقادیر شاخص‌های اشباع مختلف در نمونه‌های آبگرم منطقه لاریج ۹۲
- شکل ۴-۱۹: رابطه هدایت الکتریکی با غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی ۹۴
- شکل ۴-۱۹: رابطه هدایت الکتریکی با غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی ۹۵
- شکل ۴-۲۰: نمودارهای ترکیبی سدیم در مقابل کلر، سولفات و بی کربنات در مقابل کلسیم و منیزیم در مقابل بی‌کربنات برای نمونه‌های آبگرم و آب سرد در منطقه ۹۶
- شکل ۴-۲۱: نمودار لگاریتمی نسبت Br/Cl چشمه‌های آبگرم ۹۷
- شکل ۴-۲۲: رابطه لگاریتمی نسبت Na/Br در نمونه‌های آبگرم منطقه ۹۸
- شکل ۴-۲۳: نمودارهای دو متغیره $Ca+Mg$ در مقابل SO_4+HCO_3 ۹۹
- شکل ۴-۲۴: نسبت مولی $(Ca+Mg)/SO_4$ در مقابل Na/Cl در چشمه‌های منطقه مورد مطالعه ۱۰۰
- شکل ۴-۲۵: نمودار گیبس نمونه‌های مورد مطالعه ۱۰۱
- شکل ۴-۲۶: نمودار سه گانه $Na-K-Mg$ برای چشمه‌های آبگرم ۱۰۳
- شکل ۴-۲۷: قطعه $10 C_{Mg}/(10 C_{Mg}+C_{Ca})$ در مقایسه با $10 C_K/(10 C_K+C_{Na})$ در نمونه‌های مورد مطالعه ۱۰۴
- شکل ۴-۲۸: رابطه بین درصد آب سرد و درجه حرارت در یک مدل اختلاط برای چشمه SP2 ۱۰۸

- شکل ۴-۲۹: رابطه بین درصد آب سرد و درجه حرارت در یک مدل اختلاط برای چشمه SP3 ۱۰۸
- شکل ۴-۳۰: نمودار سه تایی Cl-HCO₃-SO₄ ۱۱۰
- شکل ۴-۳۱: نمودار Rb-Li-Cs ۱۱۱
- شکل ۴-۳۲: نمودار نسبت HCO₃/Na بر روی Ca/Na ۱۱۲
- شکل ۴-۳۳: نمودار نسبت Mg/Na بر روی Ca/Na ۱۱۳
- شکل ۴-۳۴: مقایسه ایزوتوپی منطقه مورد مطالعه و دیگر نقاط مختلف ۱۱۵
- شکل ۴-۳۵: ارتباط بین $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ ۱۱۵
- شکل ۴-۳۶: ارتباط بین $\delta^{18}\text{O}$ و دما ۱۱۷
- شکل ۴-۳۷: ارتباط بین $\delta^{18}\text{O}$ و Cl ۱۱۷
- شکل ۴-۳۸: حوضه آبخیز منطقه مورد مطالعه ۱۲۰
- شکل ۴-۳۹: حوضه آبخیز منطقه مورد مطالعه روی نقشه زمین شناسی ۱۲۰
- شکل ۴-۴۰: مدل شماتیکی از هیدروژئولوژی منطقه ۱۲۲
- شکل ۴-۴۱: مدل شماتیک منطقه مورد مطالعه ۱۲۲
- شکل ۴-۴۲: مقادیر شاخص کیفی آب برای چشمه‌های منطقه مورد مطالعه ۱۲۵
- شکل ۴-۴۳: نمودار ویلکوکس مربوط به نمونه‌های آب چشمه‌ها در منطقه لویج ۱۲۶
- شکل ۴-۴۴: غلظت فلزات و شبه فلزات سنگین و عناصر نادر در نمونه‌های آبگرم و سرد منطقه لویج و مقایسه با استاندارد WHO ۱۳۱
- شکل ۴-۴۴: ادامه غلظت فلزات و شبه فلزات سنگین و عناصر نادر در نمونه‌های آبگرم و آب سرد منطقه لویج و مقایسه آن‌ها با WHO ۱۳۲
- شکل ۴-۴۵: نمودار شاخص درجه آلودگی برای چشمه‌های منطقه لویج ۱۳۳
- شکل ۴-۴۶: مقادیر شاخص آلودگی فلزات سنگین برای چشمه‌های لویج ۱۳۴
- شکل ۴-۴۷: مولفه‌های استخراج شده برای نمونه‌های آبگرم در منطقه مورد مطالعه ۱۳۷

شکل ۴-۴۸: خوشه بندی سلسله مراتبی برای نمونه‌های آبگرم در منطقه مورد مطالعه ۱۳۸

فصل اول

مقدمه

۱-۱- بیان مسئله و هدف از انجام تحقیق

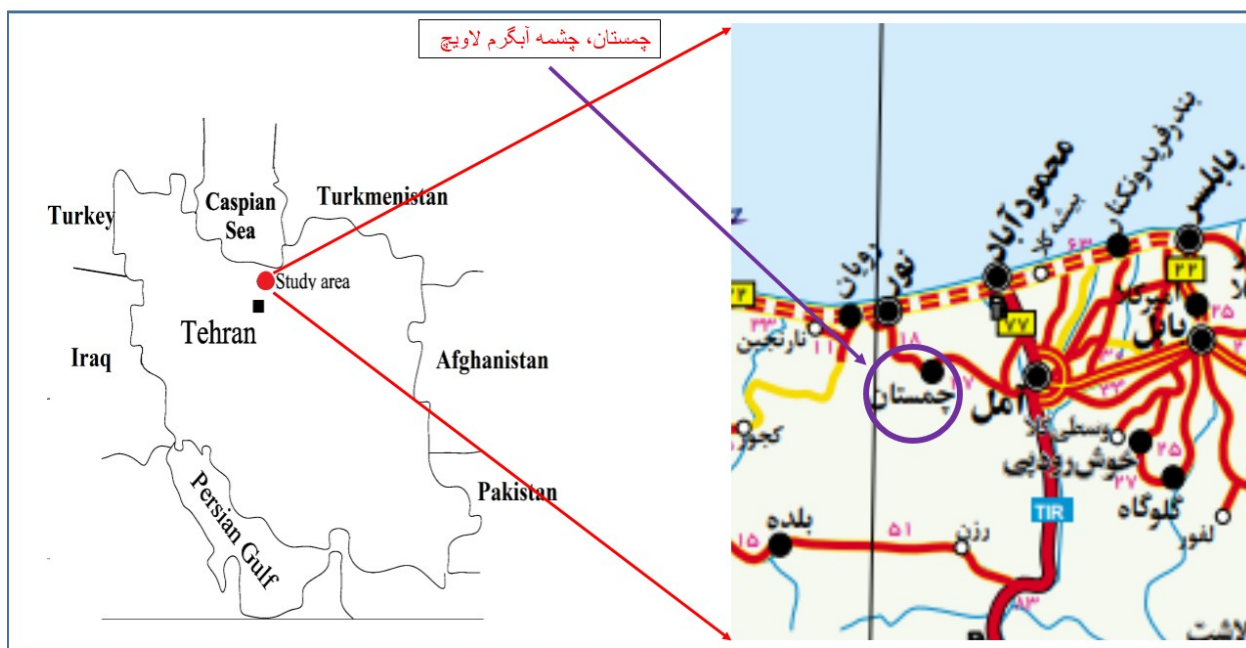
آب‌های زیرزمینی به ویژه در مناطق کارستی پس از عبور از لایه‌های مختلف زمین از محلی به نام مظهر چشمه به خارج جریان می‌یابند. این چشمه‌ها می‌توانند دارای سه منشأ سطحی، عمقی و مخلوط باشند. آب‌های با منشأ سطحی که به آب‌های ژئوترمال معروفند، دارای منشأ خارجی هستند و از جریان آب به عمق زمین و گاهی تا اعماق زیاد به وجود می‌آیند. منطقه خروج آب معمولاً در نقاط پایین دست مانند کف دریاها یا مجاور بستر رودخانه‌ها است. ولی بعضی چشمه‌ها نیز در ارتفاعات زیاد دیده شده‌اند. به هر حال وجود کوه‌های فراوان، چین‌خوردگی‌ها و به خصوص شکستگی و گسل‌ها از عوامل مهم خروج آب چشمه‌های معدنی و گرم هستند. آب‌های زیرزمینی در طول مسیر حرکت خود از محل تغذیه تا محل تخلیه با سازندهای مختلفی در تماس می‌باشند که در طی این مسیر املاح مختلفی وارد آب می‌شود. طول مسیر جریان آب، دما و مدت زمان تماس آن با سازندهای مختلف از عوامل اصلی در مقدار املاح محلول در آب زیرزمینی می‌باشد. اختلاف ارتفاع بین منطقه تغذیه و تخلیه، تعیین کننده عمق جریان و گرادیان لازم برای حرکت عمقی آب زیرزمینی می‌باشد. با افزایش عمق چرخش آب در زمین، دمای آب نیز تحت تاثیر گرادیان حرارتی زمین افزایش می‌یابد. هر چشمه یا منبع تخلیه‌ای که دمای آب آن از دمای محیط حدود ۱۰ درجه بیشتر باشد، چشمه آبگرم یا ژئوترمال گفته می‌شود. از آنجا که حلالیت آبگرم بالاتر است، املاح موجود در آب چشمه‌های آبگرم بسیار بالاست. اصطلاح ژئوترمال، به انرژی حرارتی درون زمین اشاره دارد و به طور کلی برای یک سیستم مشخص که گرمای زمین به اندازه کافی به شکل یک منبع انرژی متمرکز است به کار می‌رود. از آن جایی که انرژی حرارتی پوسته زمین عمدتاً در توده‌های سنگی بزرگ ذخیره می‌شود بنابراین حضور یک سیال (آب، بخار) لازم است تا گرمای منتشر شده را جمع‌آوری و انتقال دهد. آب‌های گرم دارای درجه حرارت بالا و عمدتاً حاوی گازهای محلول از قبیل CO₂ و به تبع آن دارای pH اسیدی هستند. این آب‌ها قادرند که مواد و عناصر مختلف را که در سنگ‌های مسیرشان قرار دارند با توجه به عملکرد شیمیایی عناصر، در خود حل نموده و حمل نمایند. فرآیندهایی مثل انحلال

فیزیکی، جذب و تبادل یون‌ها، فعل و انفعالات شیمیایی کربن‌ها، اکسیداسیون و احیا، هیدرولیز و پدیده‌های بیولوژیک، ترکیب شیمیایی نهایی این دسته از آب‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهند. مطالعه یون‌های اصلی، گازهای محلول و عناصر کمیاب در آب خروجی از چشمه‌ها می‌تواند اطلاعات بسیار سودمندی از منشاء، کیفیت، آلودگی، جهت جریان آب زیرزمینی و عمق و دمای مخزن گرمایی را ارائه نماید.

یکی از مناطقی که دارای چشمه‌های آبگرم می‌باشد، منطقه لایچ در استان مازندران است. این چشمه‌ها در حوالی آتشفشان نیمه فعال دماوند قرار گرفته‌اند. در این منطقه گسل‌های فراوانی وجود دارد که می‌توانند در تشکیل این چشمه‌ها نقش داشته باشند. در این منطقه از آب این چشمه‌ها جهت کشاورزی و آب درمانی استفاده می‌شود و تاکنون مطالعه هیدروژئولوژی بر روی آن‌ها انجام نگرفته است. بنابراین انجام مطالعه هیدروژئوشیمیایی، ایزوتوپی و ژئوترمومتری آن‌ها جهت تعیین منشاء و مکانیسم تشکیل آنها حائز اهمیت می‌باشد.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در استان مازندران در ۱۸ کیلومتری از جنوب شهرستان چمستان واقع شده است. این منطقه در حد فاصل طول جغرافیایی $52^{\circ} 7'$ شرقی و $36^{\circ} 29'$ عرض شمالی قرار گرفته است. محدوده مورد مطالعه در زون البرز شمالی قرار گرفته است. شکل (۱-۱) موقعیت منطقه و راه‌های دسترسی به آن را نشان می‌دهد.



شکل ۱-۱: راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

۱-۳- آب و هوای منطقه

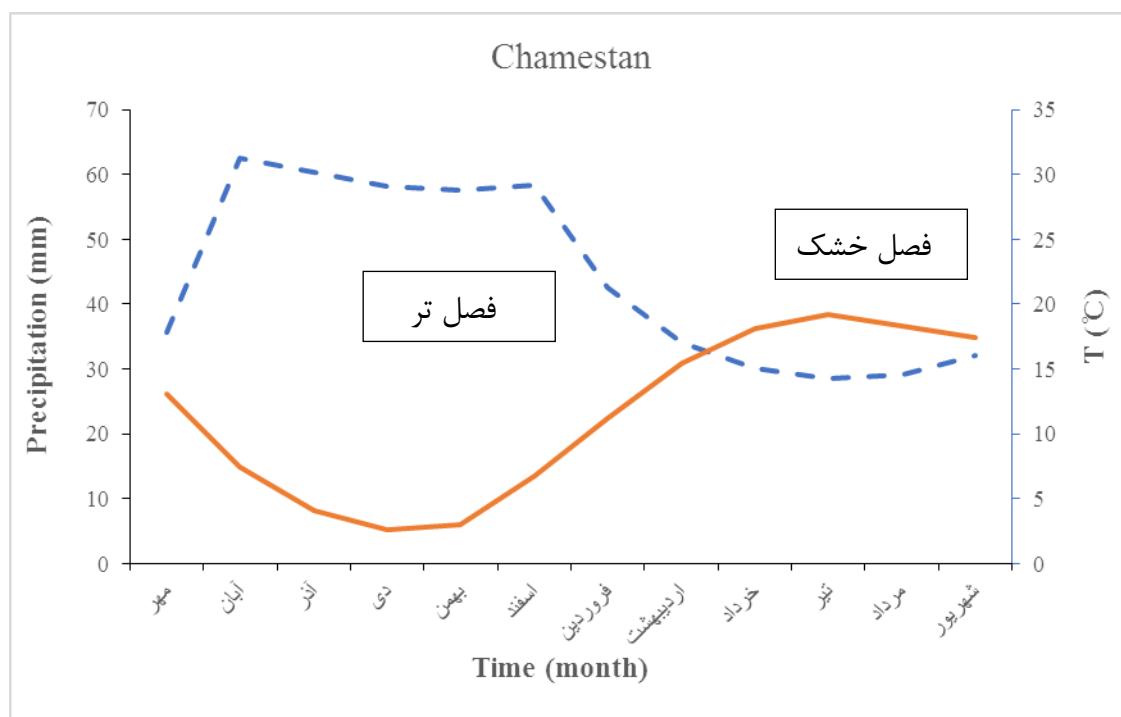
جهت بررسی آب و هوای منطقه اقدام به جمع آوری پارامترهای هواشناسی از ایستگاه‌های باران سنجی و اقلیم‌شناسی ایستگاه آمل، ایستگاه چمستان، ایستگاه بلده و ایستگاه کجور شده است (جدول ۱-۱). با توجه به داده‌های ایستگاه هواشناسی چمستان، میزان بارندگی سالیانه در منطقه در حدود ۵۲۵ میلیمتر بوده که بیشترین میزان بارندگی ماهانه مربوط به آبان ماه برابر ۶۲ میلیمتر و کمترین بارش مربوط به خرداد ماه برابر با ۳۳ میلیمتر می‌باشد. متوسط درجه حرارت سالیانه در منطقه مورد مطالعه تقریباً ۱۱ درجه‌ی سانتی‌گراد اندازه‌گیری شده است. بیشترین درجه حرارت مربوط به مرداد ماه با متوسط ۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و کمترین مقدار آن مربوط به دی ماه با متوسط ۲ درجه‌ی سانتی‌گراد است.

جدول ۱-۱: مقادیر بارندگی و دما در ایستگاه‌های موجود در منطقه مورد مطالعه

ایستگاه								زمان (ماه)
آمل		بلده		کجور		چمستان		
دما (°C)	بارش (mm)	دما (°C)	بارش (mm)	دما (°C)	بارش (mm)	دما (°C)	بارش (mm)	
۱۹/۵۵	۱۱۴/۸۱	۱۱/۷۷	۲۲/۷۲	۱۴/۱۵	۳۱/۹۸	۱۳/۰۶	۳۵/۷۰	مهر
۱۳/۵۴	۱۰۸/۱۸	۴/۶۵	۲۶/۹۵	۷/۵۲	۳۸/۵۵	۷/۴۲	۶۲/۴۴	آبان
۹/۲۲	۷۸/۲۱	۰/۳۴	۲۸/۵۷	۳/۵۵	۲۷/۹۵	۴/۱۲	۶۰/۴۵	آذر
۸	۵۹/۳۸	-۰/۹۹	۱۲/۳۵	۱/۸۵	۱۶/۲۴	۲/۶۴	۵۸/۲۵	دی
۸/۸۵	۵۵/۲۲	۰/۱۳	۲۹/۹۷	۲/۷۶	۲۵/۱۱	۳/۰۲	۵۷/۶۵	بهمن
۱۱/۵۷	۶۱/۳۷	۴/۹۴	۳۸/۲۵	۷/۷۲	۳۲/۵۸	۶/۷۷	۵۸/۴۶	اسفند
۱۵/۴۲	۳۶/۸۲	۱۰/۳۱	۳۴/۴۹	۱۲/۷۱	۲۵/۱۶	۱۱/۲۴	۴۲/۵۲	فروردین
۱۹/۹۷	۲۰/۲۳	۱۵/۳۹	۲۹/۷۶	۱۷/۸۸	۲۸/۰۲	۱۵/۴۹	۳۴/۱۲	اردیبهشت
۲۴/۸۵	۱۹/۳۱	۱۹/۸۱	۲۷/۴۱	۲۱/۰۱	۲۳/۸۶	۱۸/۱۴	۳۰/۱۲	خرداد
۲۶/۵۵	۲۱/۱۸	۲۱/۲۹	۲۰/۸۷	۲۲/۲۴	۱۸/۴۵	۱۹/۱۸	۲۸/۵۶	تیر
۲۷/۲۵	۲۷/۶۸	۲۰/۵۹	۱۵/۵۴	۲۲/۵۶	۱۹/۵۸	۱۸/۳۲	۲۹/۱۱	مرداد
۲۴/۴۱	۶۰/۳۷	۱۷/۴۱	۱۳/۲۶	۱۹/۱۶	۲۳/۵۴	۱۷/۴۲	۳۲/۱۱	شهریور

مجموع	۵۲۹/۴۹	۱۳۶/۸۲	۳۱۲/۰۲	۱۵۳/۱۱	۳۰۰/۱۴	۱۲۴/۹۱	۶۶۳/۷۴	۲۰۸/۹۱
میانگین	۴۴/۱۲	۱۱/۴۰	۲۶	۱۲/۷۵	۲۵/۰۱	۱۰/۰۴	۵۵/۳۱	۱۷/۴۰
حداکثر	۶۲/۴۴	۱۹/۱۸	۳۸/۵۵	۲۲/۵۶	۳۸/۲۵	۲۱/۲۹	۱۱۴/۸۱	۲۷/۲۵
حداقل	۲۸/۵۶	۲/۶۴	۱۶/۲۴	۱/۸۵	۱۲/۳۵	-۰/۹۹	۱۹/۳	۸

شکل ۱-۲: نمودار امبروترمیک (Embrothermic) مربوط به ایستگاه چمستان را نشان می‌دهند.



شکل ۱-۲: نمودار امبروترمیک ایستگاه چمستان بر اساس میانگین دما و بارش (۱۳۸۵ تا ۱۳۹۶)

با توجه به نمودارهای امبروترمیک زمان‌هایی که میانگین بارندگی بالاتر از میانگین دما باشد، فصل تر و در غیر این صورت فصل خشک رخ می‌دهد. همچنین نقطه برخورد منحنی میانگین دما با منحنی میانگین بارش جدا کننده فصل تر، خشک از یکدیگر است. بر طبق نمودار امبروترمیک ایستگاه

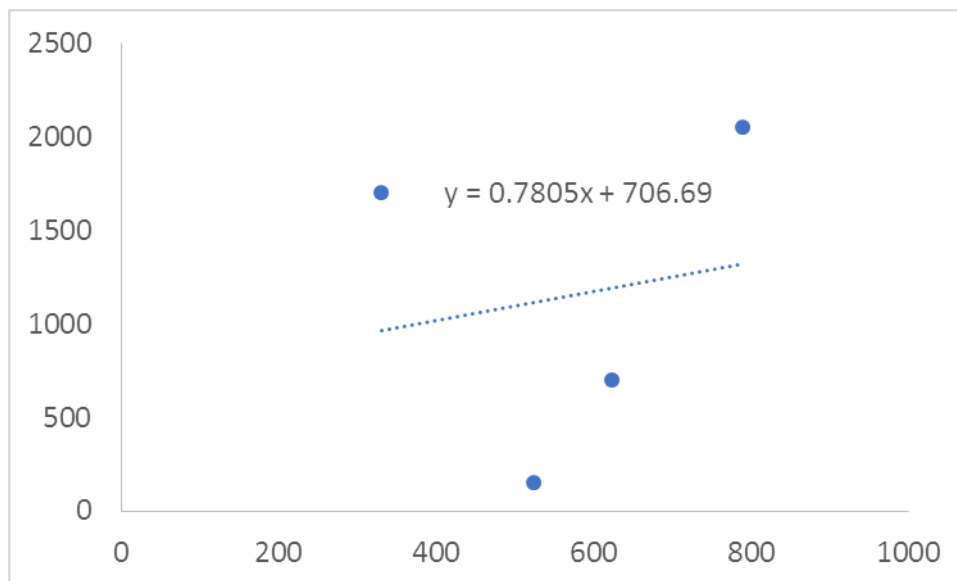
هواشناسی چمستان بارش (خط تیره) در بیشتر سال‌های سرد سال توزیع شده و بیشتر آن را فصل تر تشکیل می‌دهد.

برای محاسبه میزان متوسط بارندگی در منطقه مورد مطالعه، به کمک ایستگاه‌های مجاور، رابطه بارش با ارتفاع رسم شده است. ایستگاه‌های مجاور منطقه‌ی مورد مطالعه با توجه به شباهت به وضعیت آب و هوایی و نزدیکی به منطقه انتخاب شده‌اند. مشخصات ایستگاه‌های مذکور جدول ۱-۲ ارائه شده است.

جدول ۱-۲: مشخصات ایستگاه‌ها

میانگین بارندگی سالیانه (mm)	نوع ایستگاه	موقعیت جغرافیایی			نام ایستگاه
		ارتفاع (m)	UTM(Y)	UTM(X)	
۵۲۵	باران سنجی	۱۵۰	۴۰۲۶۲۴۷	۵۹۳۰۴۴	چمستان
۶۲۳	باران سنجی	۷۰۰	۴۰۳۷۳۰۵	۶۰۰۳۷۸	لاویج
۳۳۰	باران سنجی	۱۷۰۰	۴۰۲۵۰۱۵	۵۶۵۳۲۸	بلده
۷۹۰	باران سنجی	۲۰۴۷	۴۰۰۵۵۷۶	۵۷۱۷۳۵	کجور

نمودار ارتفاع- بارش نشان دهنده‌ی رابطه مستقیم بین ارتفاع و بارندگی در منطقه مورد مطالعه است (شکل ۱-۳). بر اساس رابطه ارتفاع بارش و نیز ارتفاع متوسط منطقه که از نمودار هیپسومتری بدست آمده است متوسط بارش منطقه حدود ۵۲۵ میلی‌متر در سال می‌باشد.



شکل ۱-۳: نمودار ارتفاع بارش ایستگاه‌های مجاور منطقه مورد مطالعه

از طبقه‌بندی دمارتن، برای تعیین اقلیم منطقه مورد مطالعه نیز استفاده شده است. فرمول پیشنهادی دمارتن برای تعیین اقلیم هر منطقه به شرح زیر است:

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

P: متوسط بارندگی سالیانه بر حسب میلی‌متر

T: متوسط دما سالیانه بر حسب درجه سانتی‌گراد

I: ضریب خشکی دمارتن

مقدار I نوع اقلیم منطقه را مشخص می‌کند. مقدار I محاسبه شده با توجه به فرمول بالا برای داده‌های ایستگاه هواشناسی چمستان برابر با ۲۶ درصد است، که با توجه به جدول (۱-۳) اقلیم منطقه مورد مطالعه ایستگاه چمستان به صورت نیمه مرطوب نشان می‌دهد.

جدول ۱-۳: طبقه بندی اقلیمی دمارتن (نقل از علیزاده ۱۳۸۶)

نام اقلیم	محدوده ضریب خشکی دمارتن (I)
خشک	کوچک‌تر از ۱۰
نیمه‌خشک	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- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در جنوب استان مازندران، در منطقه‌ی چمستان و در زون البرز شمالی قرار دارد. بیشینه‌ی ارتفاع در حدود ۱۷۰۰ متر از سطح دریا می‌باشد. تاقدیس‌های این ناحیه بیشتر دارای روند شمال خاوری- جنوب باختری بوده که دارای یال شمالی کم شیب و یال جنوبی پر شیب می‌باشند. مهمترین سازندهای منطقه مورد مطالعه به ترتیب از قدیم به جدید شامل سازند آهک- دولومیتی الیکا، سازند شیلی- زغالی شمشک به سن ژوراسیک، سازند آهکی تیزکوه به سن کرتاسه، سازندهای آهکی- مارنی فجن و گسترده‌ترین رسوبات و لس‌های کواترنری، می‌باشند (شکل ۱-۴).

۱-۴-۱- واحدهای سنگی مزوزوئیک

۱-۴-۱-۱- سازند الیکا

سنگ‌های تریاس پایینی- میانی البرز، ردیف‌های کربناتی آهکی- دولومیتی به نام سازند الیکا هستند که برش الگوی آن را کلاوس (۱۹۶۴) در دره نور، در ۵ کیلومتری پایین دست روستای الیکا، به ضخامت ۲۹۵ متر، مطالعه و معرفی کرده است.

در محل برش الگو و سایر نقاط البرز، بخش پایینی سازند الیکا، ضخامتی متغیر از سنگ آهک‌های نازک لایه و آهک‌های مارنی است که کمی مارن و یا میان لایه‌های نازک دولومیت دارد. لایه‌بندی نازک، رنگ متمایل به خاکستری روشن، فراوانی ساخت‌های کرم مانند از ویژگی‌های بخش پایینی سازند الیکا است که شناسایی و تفکیک آن را از دولومیت‌های ضخیم لایه‌ی بخش بالایی فراهم می‌سازد.

۱-۴-۱-۲- سازند شمشک

سازند شمشک با داشتن چهار زون سنگی و به ضخامت کل ۱۰۲۷ متر شامل ماسه سنگ پایینی، سری ذغال‌دار میانی، ماسه سنگ بالایی و سری زغال‌دار بالایی تقسیم می‌شود. از نظر لیتولوژی از تناوب شیل، آرژیلیت ذغال‌دار، ماسه سنگ و کنگلومرا به همراه عدسی‌های ذغال سنگ تشکیل شده است. سن این سازند ژوراسیک و مساحت رخنمون آن نیز ۵۰۲ کیلومتر مربع می‌باشد.

۱-۴-۱-۳- نهشته‌های آهکی ژوراسیک- کرتاسه (jk)

دومین چرخه رسوبی ژوراسیک صفحه ایران، که از نوع مارن و سنگ آهک‌های آمونیت‌دار است که با ردیف‌های آواری سرخ رنگ و یا نهشته‌های تبخیری به پایان می‌رسد. سنگ‌های این چرخه رسوبی نیز در فاصله دو رخداد زمین ساختی سیمرین میانی (ژوراسیک میانی) و سیمرین پسین (کرتاسه آغازی) نهشته شده‌اند، لذا یک چرخه رسوبی در مرتبه گروه با نام غیر رسمی گروه مگو است.

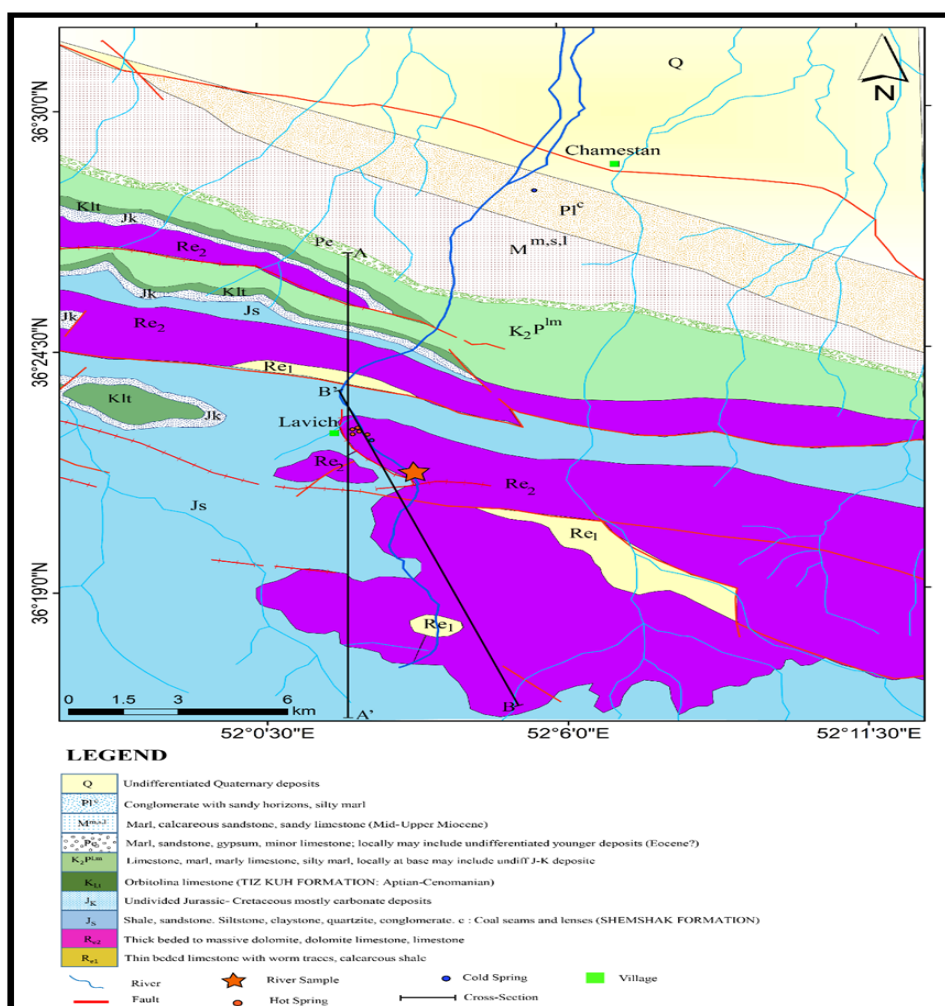
۱-۴-۱-۴- سازند تیزکوه

این سازند با ضخامت ۱۷۰ متر شامل دو واحد سنگ شناختی است. واحد آواری متشکل از کنگلومرا، ماسه سنگ و سنگ آهک ماسه‌ای زردرنگ در پایین و سنگ آهک‌های روشن رنگ، مایل به صورتی، ضخیم لایه و صخره ساز در بالا. مجموعه این دو، یک توالی رسوبی را تشکیل می‌دهند که مرز زیر آن با ژوراسیک بالایی- کرتاسه آغازی (سازند لار) و مرز بالای آن با ردیف‌های سنومانین دگر شییبی

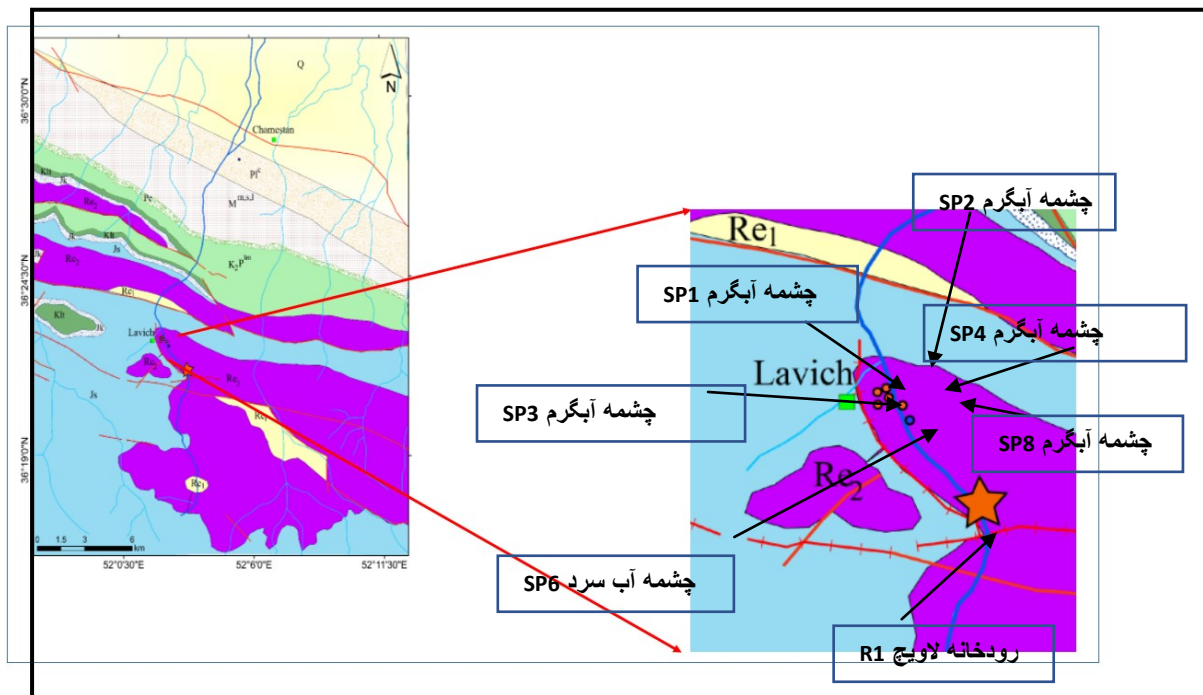
زاویه دار است. به طور معمول، سازند تیزکوه یادآور ستیغ‌های کربناتی خشنی است که به داشتن اربیتولین شاخص است.

۱-۴-۵- ژوراسیک- کرتاسه (K_2^{plm})

در جنوب چالوس، توالی ویژه‌ای از سنگ‌های کرتاسه وجود دارد که ضخامت در خور توجهی از سنگ‌های آتشفشانی دارد. به گزارش کارتیه (۱۹۷۱)، در پایانه شمالی دره چالوس، سنگ‌های ژوراسیک میانی (سازند دلیچای) و ژوراسیک بالایی (سازند لار) وجود ندارد و نهشته‌های شیلی ماسه-سنگی گروه شمشک را توالی سنگ‌های کرتاسه می‌پوشاند که ضمن داشتن ناپیوستگی‌های رسوبی بزرگ، تغییرات سنی آن از بریازین تا کامپانین است.



شکل ۱-۴: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه



شکل ۱-۵: موقعیت چشمه‌های آبگرم و سرد

در اینجا، پایین‌ترین بخش ردیف‌های کرتاسه، ردیفی از سنگ آهک‌های ائولیتی، روشن رنگ و توده‌ای همراه با لایه‌های نازک شیل آهکی -رسی و مارن است که جلبک و کالپیونلاهای بریازین-والانژین دارد. کارتیه به بخش میانی سنگ‌های کرتاسه جنوب چالوس، سازند چالوس نام داده که حدود ۱۸۰۰ متر ستبراً دارد و با ناپیوستگی، سطح هوازده سنگ آهک‌های بریازین-والانژین را می‌پوشاند.

۱-۴-۲ - واحدهای سنگی سنوزوییک

۱- سازند کنگلومرایی فجن (فاجان)

سازند کنگلومرایی فجن نشانگر چرخه‌های فرسایشی پس از رویداد کوهزایی لارامید است که به طور عموم ردیف‌های کهن‌تر را با دگر شیئی زاویه‌ای می‌پوشاند. برش الگوی این سازند را دلنباخ (۱۹۶۴) در ۱۰۰ کیلومتری خاور تهران و نزدیک روستای فاجان، به ضخامت ۱۵۰۰ متر اندازه‌گیری کرده ولی ضخامت این سازند تغییرات زیادی دارد. از نگاه سنگ‌شناختی، این سازند شامل ضخامت متغیری از

کنگلومرای چندزادی، ماسه‌سنگ‌های سرخ رنگ و مارن ماسه‌ای است ولی به طور محلی، سازند فجن نوعی کنگلومرای آتشفشانی (آکلومرا) است.

۱-۲-۴-۱) $M^{m.s.l}$ میوسن میانی - بالایی

سنگ‌های تورتونین پایینی، در جنوب دریای خزر (علم ده - نکارود)، کهن ترین ردیف‌های نئوژن است که به طور دگرشیب که بر روی ردیف‌های پالئوسن زیرین و یا کرتاسه بالایی نشسته است. نهشته‌های مذکور با ۲۵۰ متر ستبرای، توالی متناوبی از مارن سرخ، سبز، آبی، ماسه سنگ خاکستری - سرخ همراه با لایه‌های نازک میکرو کنگلومرای است که در بعضی نقاط در بخش قاعده‌ای آن یک لایه نازک بازالت و در زیر آن لایه‌ای از مارن‌های گچ دار دیده می‌شود.

۱-۲-۴-۱) PI^c کنگلومرای

در جنوب دریای خزر، به نهشته‌های کنگلومرایی و مارنی پلیوسن سری قاره‌ای نام داده شده (ارنی، ۱۹۳۰) که با ناپیوستگی هم شیب بر روی ماسه سنگ‌های سارماسین میانی قرار دارند، ولی در حال حاضر از نهشته‌های حد واسط دریایی - قاره‌ای مذکور سری یا سازند چلگن یاد می‌شود.

۱-۲-۴-۳) رسوبات آبرفتی دوران چهارم (کواترنری)

رسوبات دوران چهارم در محدوده مورد مطالعه از گستردگی و ضخامت نسبتاً زیادی برخوردار هستند. این رسوبات با دگرشیبی بر روی نهشته‌های چین خورده نئوژن قرار گرفته‌اند. ضمن اینکه در بخشی از محدوده که در زون فرونشست خزر قرار گرفته (از جمله دشت گمیشان تا شمال گنبد) رسوبات کواترنر در سطح رخنمون نداشته و در اعماق با ضخامت زیادی دیده شده‌اند. بر اساس حفاری‌های شرکت نفت که در شمال آق قلا، اینچه برون و گرگان انجام شده است. قدیمی ترین رسوبات کواترنر در زون فرونشست خزر شامل نهشته‌های آپشرونین با لیتولوژی مارن‌های آبی، خاکستری، سبز و آبی همراه با ماسه‌های دانه‌ریز و گراول و بعضاً لایه‌های نازک خاکستر آتشفشانی می‌باشد که ضخامتی معادل ۴۵۵ متر داشته و به صورت افقی هستند. ضخامت این رسوبات از شرق به طرف دریای خزر کم می‌شود. نهشته‌های کاسپین قدیمی شامل تناوبی از مارن‌های خاکستری متمایل به سبز و

خاکستری و آبی رنگ و ماسه‌های دانه ریز و سیمانی نشده است که بر روی نهشته‌های آپشرونین قرار می‌گیرد و ضخامت آن ۴۵۰ متر گزارش شده است. نهشته‌های کاسپین جدید از جمله رسوباتی هستند که با ضخامت ۳۰ متر در چاه‌های نفتی گزارش گردیده‌اند که بر روی رسوبات قدیمی قرار می‌گیرند. شرایط رسوب گذاری در این زمان شبیه شرایط امروز دریای خزر و آب شور بوده و جانوران مشابه زندگی می‌کرده‌اند.

لس‌ها یکی از گسترده‌ترین نهشته‌های رسوبی دوران چهارم هستند که در سطح وسیع به صورت تپه - ماهورهای پست تا نسبتاً مرتفع در محدوده مورد مطالعه گسترش دارند و ضخامت آنها گاه به ۳۰۰ متر می‌رسد. لس‌ها از جنس رسوبات رسی، سیلتی و ماسه‌های نرم تشکیل شده‌اند و اصولاً به صورت نهشته‌های فشرده و متراکم، فاقد لایه بندی و دارای چسبندگی بین دانه‌ای ضعیف می‌باشند و فسیل شکم پایان خشکی نیز در آنها دیده می‌شود. این رسوبات محصول حمل باد هستند و دلیل آن را به این صورت تفسیر کرده‌اند که در دوره‌های بین یخچالی به علت شرایط آب و هوایی متفاوت، توفان‌های عظیم از ناحیه ترکمنستان مواد دانه ریز مثل رس یا سیلت همراه با نمک و گچ را حمل و در برخورد به ارتفاعات کپه‌داغ و البرز از حرکت باز ایستاده و نواحی پست و حتی دامنه ارتفاعات را با قشری از لس پوشانیده است. این نهشته‌ها بطور گسترده‌ای در پیشانی ارتفاعات مشرف بر جلگه گرگان از حوالی کردکوی تا بخش‌های شمال شرقی استان توسعه دارد.

دیگر نهشته‌های رسوبی دوران چهارم شامل پادگانه‌ها و مخروط افکنه‌های بلند قدیمی، پادگانه‌های جوان آبرفتی، واریزه‌های دامنه‌ای و آبرفت‌های حاشیه رودخانه‌ای می‌باشد. رسوبات مخروط افکنه‌های قدیمی شامل رسوبات رودخانه‌ای، دریاچه‌ای و مجموعه رسوبات درهم کف دره‌ای می‌باشد. اغلب این رسوبات شامل رسوبات تخریبی با زمینه سیلتی - ماسه‌ای تقریباً سخت است. این رسوبات در دامنه ارتفاعات و حاشیه دشت‌ها و مسیر رودخانه‌ها به ضخامت‌های یک تا ۱۰۰ متر دیده می‌شود. این

رسوبات علیرغم ضخامت زیاد آن به علت تخلخل کم و عدم تغذیه از سیلاب‌های رودخانه‌ای منطقه، به لحاظ هیدروژئولوژی اهمیت چندانی ندارند که در جنوب رامیان و نوده رخنمون دارند.

رسوبات مخروط افکنه‌ها یا دشت‌های آبرفتی شامل رسوبات تجمع یافته در چاله‌های سیلابی و رسوبات دلتایی شامل ماسه، سیلت و رس بوده که ضخامت کلی این رسوبات بین ۲۰۰ تا ۲۵۰ متر می‌باشد. این رسوبات گسترش وسیعی در محدوده مورد مطالعه داشته و سفره آب زیرزمینی در این رسوبات تشکیل شده است. رسوبات آبرفتی عهد حاضر شامل آبرفت‌های سخت نشده بستر اکثر رودخانه‌ها و آبراهه‌ها است و از ماسه، گراول، قلوه سنگ‌های گرد شده با زمینه‌ای از مواد ریز دانه سیلتی، ماسه‌ای و مقداری رس است.

۱-۵- وضعیت تکتونیک منطقه:

۱-۵-۱- گسل‌های منطقه

مطالعه گسل‌ها به دلیل عامل اصلی راندگی‌ها و اهمیتی که در ایجاد تخلخل ثانویه، هدایت و نفوذ آب به سازند کربناته دارند ضروری می‌باشد. همچنین آن‌ها را با توجه به سازوکارشان و تحلیل نوع جابه‌جایی نیز مورد مطالعه قرار می‌دهند به دلیل این که می‌توان بر اساس نوع سازوکار گسل را به عنوان مانع یا ارتباط دهنده هیدروژئولوژیکی تلقی نمود. عمدتاً گسل‌هایی که تحت تأثیر نیروهای فشاری ایجاد می‌شوند به عنوان مانع هیدروژئولوژیکی تلقی می‌شوند و گسل‌هایی که در مناطق کششی ایجاد می‌شوند به عنوان عامل ارتباط‌دهنده هیدرولیکی معرفی می‌شوند.

۱-۵-۱-۱- گسل لایچ رود

این گسل با امتداد N 30 W و با طول حدود ۴/۳ کیلومتر تقریباً در قسمت مرکزی حوضه لایچ قرار گرفته است. گسل لایچ که به صورت رورانده می‌باشد باعث همجواری سنگ‌های دولومیتی سازند الیکا با سازند شمشک شده است. اگرچه در منطقه، ظاهراً فعالیت‌های جوان‌تر از آن‌ها وجود داشته

است، اما همان امتداد شمالی-جنوبی اورال-عمان می‌تواند مهم‌ترین عامل در این روند باشد (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۸).

۱-۵-۱-۲- گسل البرز

این گسل در دامنه شمالی البرز، در طول ۵۵۰ کیلومتر، از لاهیجان تا جنوب گنبد کاووس ادامه دارد. روند عمومی آن کم و بیش خاوری-باختری است ولی، به دلیل خمش به سمت جنوب، بخش میانی آن، سیمایی کمانی دارد. اگرچه در بیشتر گزارش‌ها (نبوی، ۱۳۵۵، بربریان، ۱۹۸۳) شیب گسل البرز به سمت جنوب دانسته شده است ولی در نقشه زمین ساخت خاورمیانه (علوی، ۱۹۹۱) گسل البرز نوعی راندگی با شیب به سمت شمال است. در باختر لاهیجان، گسل چپگردی به نام گسل سفید رود با روند شمال خاوری - جنوب باختری این گسل را جابجا کرده است. گسل البرز جداکننده البرز از حوضه ترشیری حاشیه جنوبی خزر است و این احتمال وجود دارد که این گسل نشانگر محل تقریبی زمین‌درز تتیس کهن باشد. گسل البرز در ریخت زمین ساخت منطقه اثر گذار است. یاسینی (۱۹۷۰)، اختلاف ارتفاع راس واحدهای قاره‌ای پلیوسن در دو سوی گسل البرز را حدود ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر می‌داند ولی بربریان (۱۹۸۳)، به جابجایی حدود ۳۰۰۰ متر طی ۲ میلیون سال اعتقاد دارد. موسوی روحبخش (۱۳۸۰)، با توجه به حفاری نفتی در دو طرف گسل البرز، این اختلاف ارتفاع را بین ۱۹۰۰ متر در خاور تا ۲۳۰۰ متر در باختر می‌داند. بلوک شمالی این گسل، در بیشتر زمان‌ها حرکت روبه پایین داشته است. شاید نخستین حرکت روبه پایین در زمان میوسن بوده که در نتیجه آن رخساره‌های دریایی میوسن (رخساره خزر) در شمال این گسل نهشته شده‌اند ولی آغاز فرونشینی ممکن است به زمان ژوراسیک برسد. در حال حاضر گسل البرز به شدت فعال به نظر می‌رسد و احتمال دارد بسیاری از زمین‌لرزه‌های گیلان و مازندران نتیجه جابجایی در طول این گسل باشد.

۱-۶- هیدرولوژی منطقه

در منطقه مورد مطالعه، در ارتفاعات کوه گرگ و کوه فیروزلو رودخانه لویچ رود که از روستای لویچ به سمت دریای مازندران و از کوه چلین لو رودخانه وازرود که از چمستان عبور می‌کند دیده می‌شود.

همچنین با وجود میزان بارندگی نسبتاً خوب منطقه سیل‌خیزی در دامنه‌های آهکی، معمولاً "وجود ندارد که می‌توان دلیل آن را نفوذپذیری قابل توجه سازند آهکی و درز و شکاف‌های فراوان و وجود جنگل‌های انبوه بیان کرد. بنابراین می‌توان این چنین اظهار نظر کرد که بیشتر بارش‌ها به داخل زمین نفوذ می‌کند.

فصل دوم

مروری بر مطالعات پیشین

زمین منبع عظیمی از انرژی حرارتی است که این انرژی به شکل‌های گوناگون از جمله فوران‌های آتشفشانی، آب‌های گرم و یا به واسطه خاصیت رسانایی به سطح زمین هدایت می‌شود. انرژی ژئوترمال، انرژی حرارتی درون زمین می‌باشد که اغلب در امتداد صفحات تکتونیکی و در نواحی شناخته شده آتشفشانی و لرزه خیز متمرکز شده است. منشاء این انرژی در ارتباط با ساختار درونی و فرآیندهایی که در درون آن رخ می‌دهد، می‌باشد.

پیدایش منابع زمین گرمایی یک پدیده طبیعی است و ظهور چشمه‌های آبگرم در هر منطقه نشانگر فعالیت هیدروترمال در آن منطقه می‌باشد. ایران دارای منابع مستعد انرژی ژئوترمال و چشمه‌های آبگرم و معدنی فراوان است که بیشتر به استفاده درمانی و تفریحی از آن پرداخته شده است و تاکنون مطالعات هیدروژئولوژی و تعیین منشاء آب‌های گرم به طور گسترده در ایران انجام نشده است.

۲-۲- منابع هیدروترمال

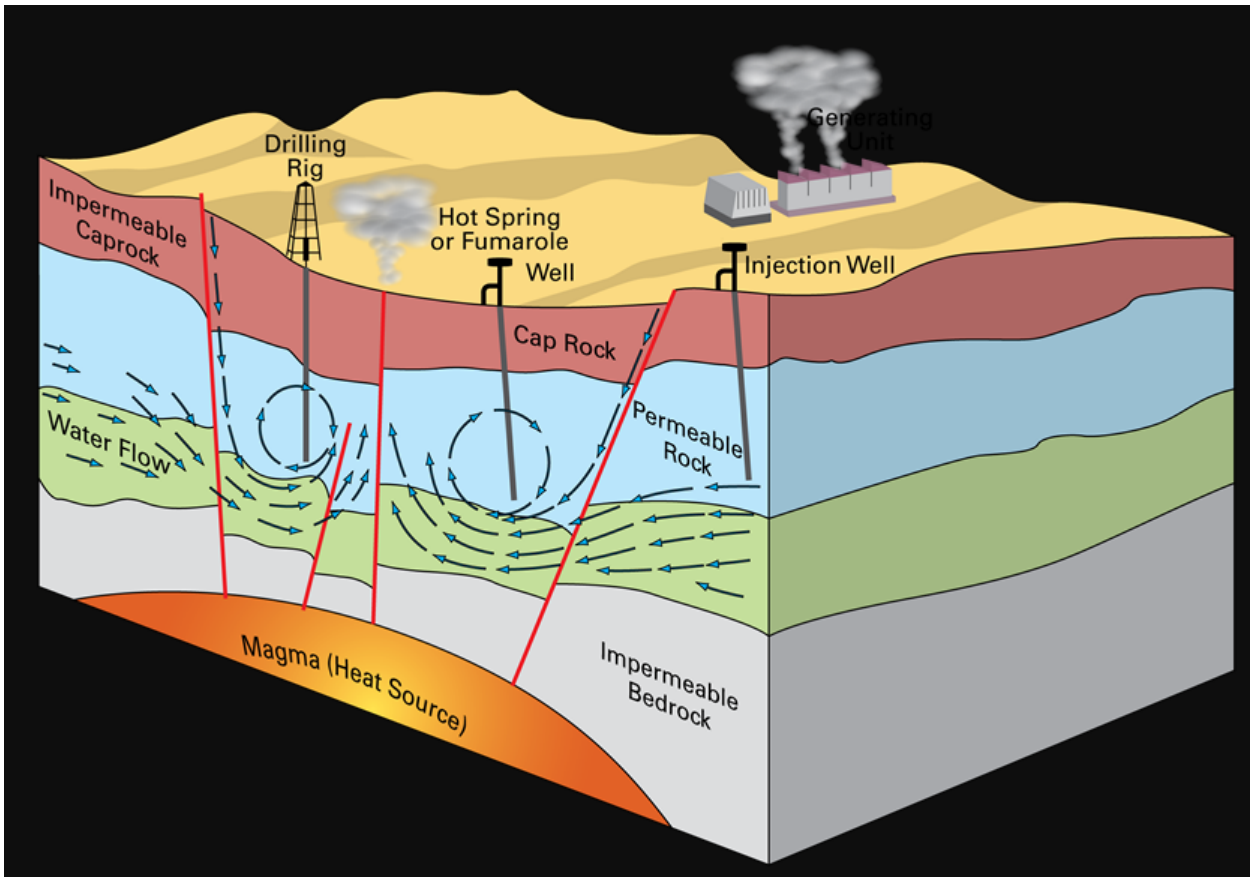
بخار و آبگرم طبیعی منابع اصلی انرژی حرارتی قابل استفاده زمین را تشکیل می‌دهند. این منابع در مناطق آتشفشان‌های جوان و یا نقاط تکتونیکی فعال به صورت چشمه‌های آبگرم (Hot Springs)، آبفشان‌ها (Geysers) و فومرول‌ها (Fumroles) تخلیه می‌گردند. سیستم‌های هیدروترمال (Hydrothermal) یکی از عمده‌ترین ذخایر زمین گرمایی دنیا را تشکیل می‌دهند و به طور کلی به دو نوع، مخزن با بخار غالب (Steam Dominated) و مخزن با آب زیاد (Water Dominated) تقسیم می‌شوند.

در مخازن با بخار غالب، بخار آب نسبت به آب داغ فضای بیشتری از حجم سنگ مخزن را اشغال می‌کند و بخش اعظمی از سیال به صورت بخار خشک می‌باشد. این مخازن به طور معمول از نفوذپذیری پایینی برخوردارند و همیشه دارای سنگ پوشش مناسبی هستند. علت اساسی پیدایش این گونه مخازن آن است که حجم تغذیه آب در آن‌ها نسبت به دمای منشاء حرارتی مخزن کم بوده

است. تعداد این گونه مخازن با توجه به شرایط خاصی که برای تشکیل این گونه مخازن وجود دارد کم بوده که از آن میان، شمار معدودی مورد بهره برداری قرار گرفته‌اند.

مخازن با آب‌های گرم را به طور معمول مخازن آب داغ نیز می‌نامند که ترکیبی از آب و بخار است و در آن‌ها درصد آب به مراتب بیش از درصد بخار موجود می‌باشد لذا بخش قابل توجهی از حجم مخزن توسط آب داغ اشغال شده است. مخازن آب داغ به طور معمول به وسیله آب‌های سطحی و بارش‌های جوی مجاور منطقه زمین‌گرمایی تغذیه می‌شوند، به عبارت دیگر آب‌های سطحی و آب بارش‌های جوی به تدریج در امتداد شکستگی‌ها به اعماق زمین نفوذ کرده و منابع مذکور را تشکیل داده‌اند. در حال حاضر بیش از ۹۰ درصد مخازن زمین‌گرمایی کشف شده جهان از این نوع هستند. سیستم‌های آب داغ ممکن به صورت سیستم‌های دمای بالای ($>150^{\circ}\text{C}$)، دمای متوسط ($90-150^{\circ}\text{C}$) و دمای پایین ($<90^{\circ}\text{C}$) طبقه بندی شوند.

به طور کلی سیستم‌های هیدروترمال به پنج مشخصه اصلی نیاز دارند: ۱- یک منبع حرارتی، مثل مواد مذاب یا سنگ‌های داغ مجاور آن ۲- سنگ مخزن دارای تخلخل و نفوذپذیری کافی ۳- حضور سیال برای انتقال حرارت منبع حرارتی به سطح زمین ۴- یک مرز تحتانی کم تراوا ۵- یک سنگ پوش کم تراوا (شکل ۱-۲). دمای این مخزن به نوع و کیفیت منشاء حرارتی، رسانایی گرمایی سنگ مخزن، رسانایی سنگ‌های اطراف، ضخامت و نوع سنگ پوشش بستگی دارد. جریان آب در سیستم‌های هیدروترمال متفاوت از بقیه سیستم‌های آب زیرزمینی می‌باشد. چرخش آب‌های جوی به اعماق زمین و کاهش چگالی آب به دلیل افزایش دما موجب می‌شود آب در اثر نیروی شناوری به طرف بالا حرکت کند. در این هنگام که نیروی شناوری حاکم است، سرعت و حرارت آب به هم وابسته می‌شوند بنابراین جریان آب به طرف بالا همراه با انتقال حرارت (غالبا از نوع جریان همرفتی آزاد) می‌باشد. سیستم‌های هیدروترمال بخاطر پیچیدگی‌هایی که دارند به وسیله مدل سازی مورد مطالعه قرار می‌گیرند و مدل باید هر دو حرکات گرما و آب زیرزمینی را مورد توجه قرار دهد.



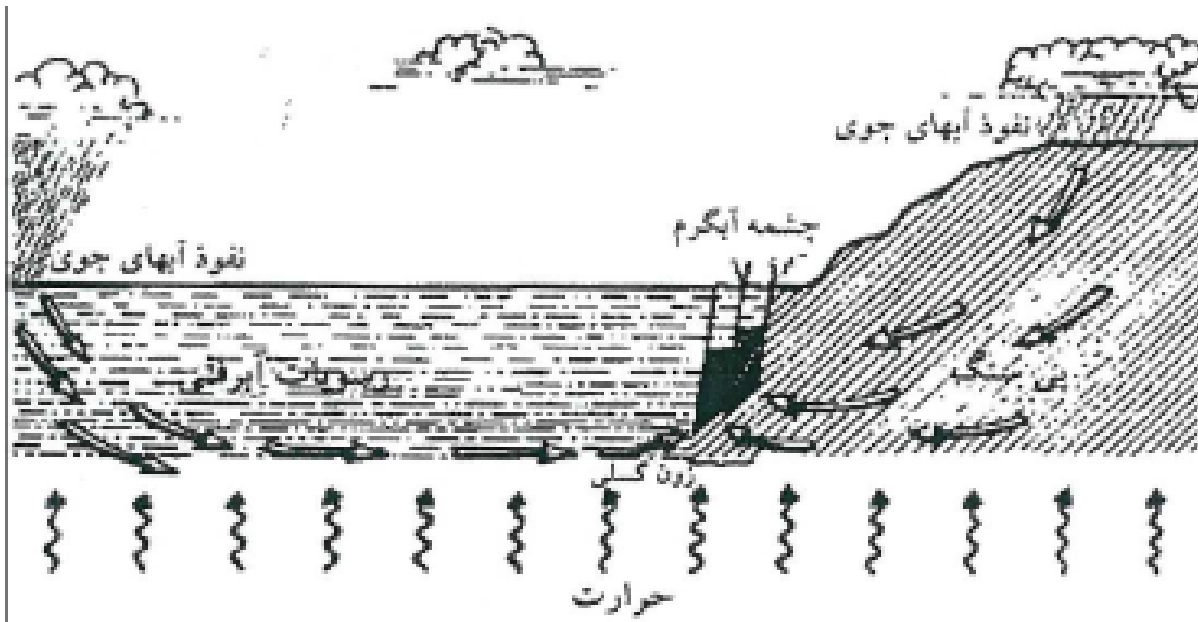
شکل ۱-۲: چگونگی تشکیل یک مخزن هیدروترمال و عوامل اساسی تشکیل دهنده آن

۳-۲- چشمه‌های آبگرم و معدنی

چشمه‌های آبگرم (Hot Spring) در واقع چرخش آب‌های داغ در سیستم‌های هیدروترمال (دارای مخزن با آب زیاد) می‌باشند که این آب‌ها از میان سنگ‌های نفوذپذیر به سطح زمین رخنه می‌کنند (شکل ۳-۲). چشمه‌های آبگرم چشمه‌های طبیعی هستند که دمای آب‌های گرم در آن‌ها همواره از متوسط دمای سالانه محیط بیشتر ($\leq 10^{\circ}\text{C}$) باشد. دلیل گرم بودن آب این چشمه‌ها می‌تواند علاوه بر فعالیت‌های آتشفشانی اعماق زمین، واکنش‌های هسته‌ای و شیمیایی، درجه زمین‌گرایی و فعالیت تکتونیکی باشد.

به چشمه‌ای که مقدار املاح محلول در آن حداقل ۴۰۰ ppm باشد چشمه را معدنی گویند که در سطح زمین از راه‌های مختلف ظاهر می‌شود. در اکثر موارد بوی تند گوگرد و مزه ترش آب و یا گاهی کدورت آب از نشانه‌های این آب‌ها است. تقسیم بندی‌های مختلفی برای چشمه‌های آبگرم و معدنی

صورت پذیرفته است و از جمله آن‌ها، تقسیم بندی بر اساس منشأ، درجه حرارت و ترکیب شیمیایی می‌باشد.



شکل ۲-۲: نمایی شماتیک از چرخش آب‌های جوی و تبدیل آن به آبگرم در یک منبع زمین‌گرمایی.

۲-۳-۱- حرارت

درجه حرارت آب‌های معدنی و گرم یکی از ویژگی‌های مهمی است که در آب درمانی بسیار تاثیرگذار است. سه عامل می‌تواند منشأ حرارتی آب‌های گرم باشد:

الف) ژئوترمیک یا زمین‌گرمایی: به این معنا که بالا رفتن دمای آب در نتیجه گرما و حرارت مرکزی زمین باشد.

ب) ولکانیک: یعنی آب، گرمای خود را از منشأ آتشفشانی بگیرد.

ج) فعل و انفعال‌های فیزیکوشیمیایی درون زمینی.

درجه حرارت آب‌های معدنی همچنین با حرکات ارتعاشی زمین و اختلاط با آب‌های خارجی یا سفره‌های آبدار سطحی تغییر می‌کند. آب‌های معدنی را از نظر درجه حرارت می‌توان به صورت زیر دسته بندی کرد:

۱- آب‌های خیلی گرم که حرارت بالاتر از ۴۵ درجه سانتی‌گراد دارند.

۲- آب‌های گرم با حرارت ۳۵ تا ۴۵ درجه سانتی‌گراد.

۳- آب‌های نیمه گرم با دمای ۲۸ الی .

۴- آب‌های معتدل با دمای ۲۳ الی ۲۸ درجه سانتی‌گراد .

۵- و بالاخره آب‌های سرد که حرارت زیر ۲۳ درجه سانتی‌گراد دارند.

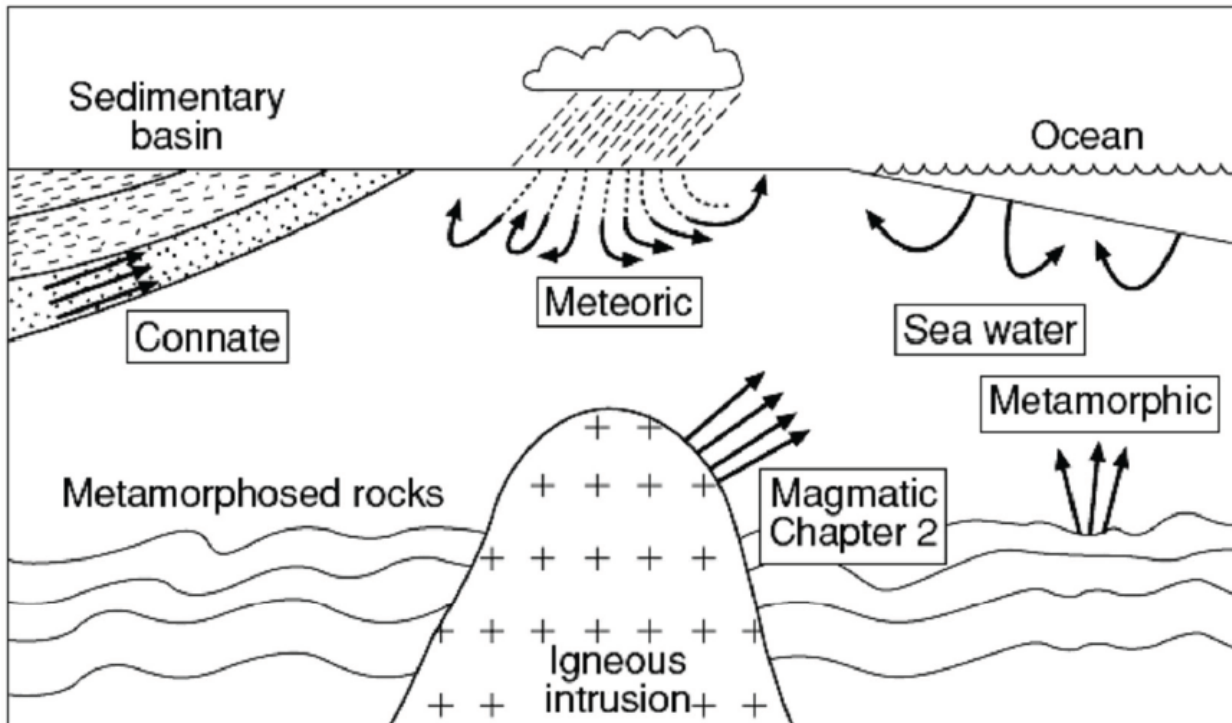
۲-۳-۲- منشأ

در گذشته چشمه‌های آبگرم، آب‌های عمقی که به سطح راه یافته اند، تصور می‌شدند. مطالعات نشان داد که آن‌ها بیشتر آب‌هایی با منشأ جوی هستند. به طور کلی آب‌های هیدروترمال ممکن است از نوع ماگمایی (Juvenile)، یا فسیل (آب‌های به دام افتاده در ته نشست‌های رسوبی عمیق)، یا چرخش عمیق آب‌های جوی (منشأ سطحی) باشند و بالاخره ممکن است اختلاط‌هایی از این انواع باشند.

۲-۳-۲-۱- آب‌های جوی

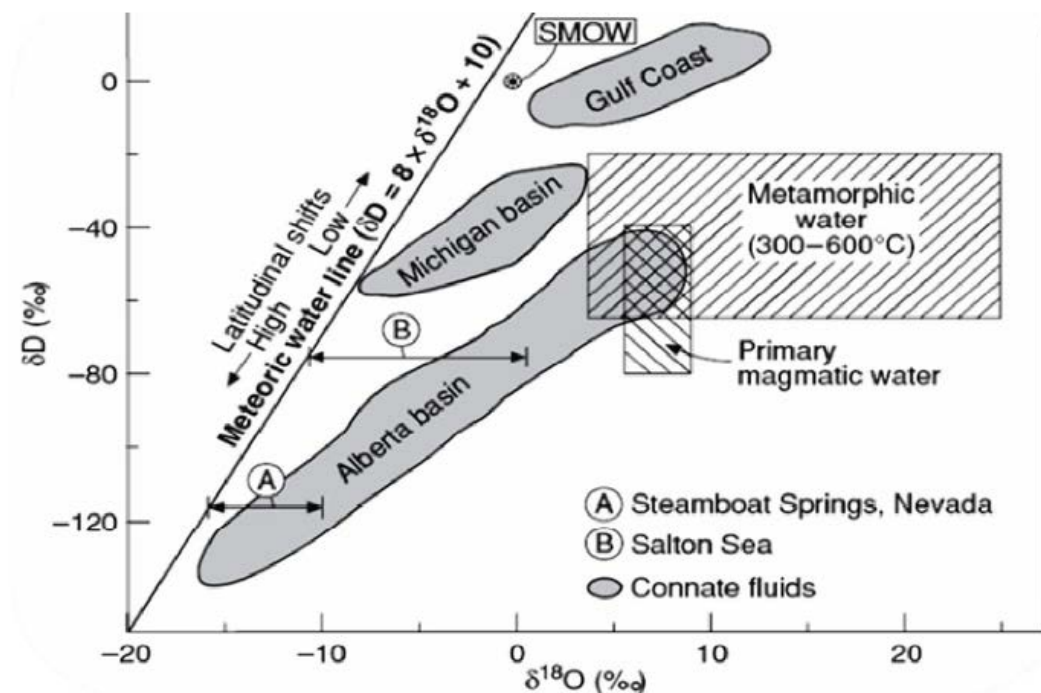
ریزش‌های جوی از طریق شکستگی‌ها و گسل‌ها به داخل زمین و حتی گاهی اعماق زیاد نفوذ کرده و بر اثر گرادیان زمین گرمایی که در مناطق مختلف متفاوت (به طور متوسط با افزایش عمق به ازای هر ۳۳ متر، یک درجه به درجه حرارت زمین افزوده می‌گردد)، می‌باشد درجه حرارت آب زیاد می‌شود که طی این مرحله تغییراتی در ترکیب شیمیایی آب حاصل می‌گردد و قادر است املاح و گازهای متفاوت موجود در لایه‌های زیرین زمین را در خود حل نماید. انحلال گازها و انبساط آب در اثر

افزایش درجه حرارت، در اعماق زیاد (کاهش چگالی) به همراه فشار بخار آب و گازها از عوامل اصلی صعود آب به طرف بالا و ظهور چشمه‌های آبگرم می‌باشد (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۳: انواع آب در سامانه‌های زمین گرمایی

آب‌های گرم با منشأ جوی دارای ترکیب ایزوتوپی ^{18}O و D مشابه با بارش منطقه می‌باشد. به طوریکه رفتار ایزوتوپی این منابع آبی مشابه با خط بارش ایزوتوپی منطقه می‌باشند و داده‌ها بر روی خط بارش قرار می‌گیرند. ارتفاع منطقه تغذیه، فرایند تبخیر و واکنش آب-سنگ می‌تواند مقدار ایزوتوپی آب‌های گرم را تغییر دهند (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴: نمودار نسبت‌های ایزوتوپی هیدروژن و اکسیژن برای انواع آب‌های مختلف (Taylor, 1997)

۲-۲-۳-۲- آب‌های ماگمایی

آب این چشمه‌ها را جوان (Juvenile) نیز می‌نامند که از اعماق زمین منشا می‌گیرند و حاصل بخار و گاز آخرین مرحله سرد شدن ماگمای مذاب درون زمین (Fumaroles) هستند. در تولید این دسته از چشمه‌های آبگرم و معدنی نقش آتشفشان‌ها بسیار مهم می‌باشد. به طوری که در اثر عمل تجزیه حرارتی سنگ‌هایی مثل گرانیت در آزمایشگاه مقادیر قابل ملاحظه‌ای آب و گاز مشابه گازهای موجود در چشمه‌های آبگرم حاصل شده است. عامل اصلی خروج این دسته از آب‌ها از داخل زمین، بخار آب و گازهای محلول در آن می‌باشد که تحت فشار بسیار زیادی قرار دارند. از میان گازها، دی‌اکسید کربن و بخار آب فراوان‌ترین آن‌ها می‌باشند. معمولاً این چشمه‌ها با تظاهرات آتشفشانی و یا سنگ‌های پلوتونیک همراه می‌باشند. این نوع چشمه‌ها به ندرت یافت می‌شوند.

۲-۳-۲-۳- آب‌های فسیل

منشا آب برخی از چشمه‌های آبگرم آب‌های زیرزمینی هستند که در حوضه‌های عمیق به علت به دام افتادن در لابه لای رسوبات مدفون شده‌اند و به دلیل حبس شدن در بین رسوبات شوری آن‌ها افزایش یافته است.

۲-۳-۲-۴- آب‌های حاصل اختلاط

برخی از چشمه‌های آبگرم و معدنی حاصل اختلاط آب‌های جوی و عمقی می‌باشند چنانچه آب‌های عمقی معمولاً بر اثر مخلوط شدن با آب‌های جوی که به اعماق راه یافته‌اند و یا سفره‌های آبدار زیرزمینی خصوصیات آن‌ها تغییر می‌کند. آب چشمه‌های معدنی غالباً پس از طی مراحل از لایه‌های مختلف زمین عبور می‌کند و از محلی به نام مظهر چشمه به خارج جریان می‌یابد. منطقه خروج آب معمولاً در نقاط پایین دست مانند کف دریاها یا مجاور بستر رودخانه‌ها است. ولی بعضی چشمه‌ها نیز در ارتفاعات زیاد دیده شده‌اند. به هر حال وجود کوه‌های فراوان، چین خوردگی‌ها و به خصوص شکستگی و گسل‌ها از عوامل مهم خروج آب چشمه‌های گرم هستند.

۲-۳-۳- خواص فیزیکی شیمیایی آب‌های معدنی

آب‌های معدنی بر حسب نوع مواد شیمیایی محلول در آن‌ها دارای ویژگی‌های ظاهری متفاوتند. به عنوان مثال آب‌های گوگردی اغلب کم و بیش کدرند که پس از خارج شدن بر اثر اکسیداسیون در مقابل هوا به رسوبات زرد رنگ گوگردی تبدیل می‌شوند. آب‌های معدنی معمولاً بدون رنگ هستند، ولی گاهی وجود بعضی از املاح مانند آهن آب را به رنگ قرمز در می‌آورد (مانند آب آهن نزدیک چشمه آبعلی). به علت وجود بعضی گازها مانند گاز سولفید هیدروژن آب‌های معدنی ممکن است بدبو باشند. طعم آب‌های معدنی نیز بستگی به نمک‌های محلول در آن‌ها دارد. به همین جهت آب‌های دارای یون کلرید شور و آب‌های منیزیم‌دار، تلخ مزه هستند.

۲-۳-۴- ترکیب شیمیایی و فلزات سنگین

ویژگی‌های شیمیایی چشمه‌های آبگرم و معدنی به طور کلی مرتبط با املاح و گازهای موجود در آن می‌باشد که خود متأثر از منشا آب آن‌ها است. عوامل دیگری از قبیل ترکیب سنگ‌هایی که آب از آن‌ها عبور کرده است، فشار، حرارت، سرعت حرکت و مدت جریان آب در زمین نیز در آن موثر است. آب‌های گرم از نظر مقدار و نوع مواد معدنی و گازهای محلول اختلافاتی با آب‌های جوی و آشامیدنی دارند. از نظر املاح نیز می‌توان چشمه‌های آبگرم و معدنی را به انواع بیکربناته، سولفات، کلروره و غیره (تقسیم بندی آنیونی) و یا بر مبنای فراوانی کاتیون‌ها از قبیل کلسیم، سدیم، منیزیم و غیره (تقسیم بندی کاتیونی) طبقه بندی نمود. بسته به اینکه کدام یک از یون‌های موجود در آب نسبت به یون‌های دیگر برتری داشته باشد چشمه‌ها را تقسیم بندی می‌کنند. علاوه بر این انواع شیمیایی چشمه‌ها عبارتند از:

- چشمه‌های رادیواکتیو، حاوی عناصر رادیواکتیو و مشتقات آن‌ها مانند رادیوم ۲۲۶ و رادون ۲۲۲
- چشمه‌های آهن‌دار که میزان آهن آن حداقل ۱۵ میلی گرم در لیتر باشد.

۲-۳-۴-۱- آب‌های رادیواکتیو

آب‌های رادیواکتیو یا پرتوزا به آب‌هایی گفته می‌شود که در آن‌ها گاز رادون یا عناصری مانند رادیوم به صورت محلول وجود داشته باشد. آب‌های رادیواکتیو از نظر درمانی جزو مهمترین آب‌های معدنی هستند و معمولاً از دسته آب‌های معدنی گرم به شمار می‌روند. در این آب‌ها املاح مختلف رادیوم و توریم به صورت محلول وجود دارد که بر اثر تجزیه منجر به گاز رادون و تورون می‌شوند ولی به علت نیمه عمر کم تورون، بخش مهم گازهای رادیواکتیو را در آب‌های معدنی، رادون تشکیل می‌دهد. آب‌هایی که از زمین‌هایی با ترکیبات گرانیتی، مونازیتی و بازالتی عبور می‌کنند، نمک‌هایی از عناصر رادیواکتیو به صورت محلول دارند. وجود این ترکیبات سبب می‌شود که مناطق مذکور دارای رادیواکتیویته طبیعی بالا و چشمه‌های رادیواکتیو گرم باشد که اغلب جهت درمان بیماران از آن‌ها

استفاده می‌شوند. مهمترین چشمه‌های رادیواکتیو جهان در کرالای هند، برزیل، آفریقای جنوبی، استرالیا، مالزی و ایالت متحده آمریکا است. در ایران نیز چشمه‌های معدنی رامسر یکی از چند منطقه در جهان است که رادیواکتیویته بالایی دارد. چشمه‌های آبگرم رامسر دارای مواد رادیواکتیو و گاز رادون هستند و چنانچه مورد توجه قرار گیرند می‌توانند یکی از جاذبه‌های مهم توریستی و درآمد ملی کشورمان باشند.

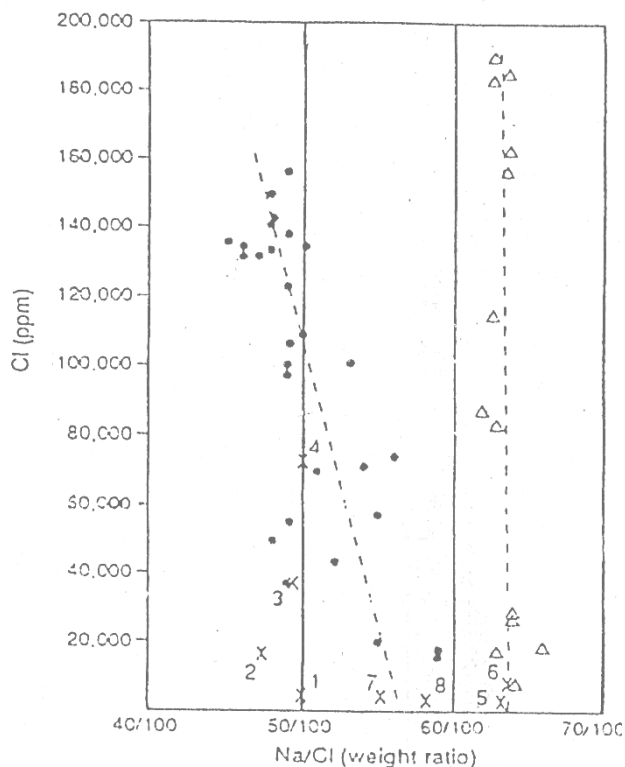
۲-۳-۴-۲- آلودگی فلزات سنگین

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 منشاءهای مختلف زمین‌شناسی و انسانزاد داشته باشند (Feng *et al.*, 2008). فلزات سنگین شامل فلزاتی ضروری و غیرضروری است که برای مدت زمان طولانی در آب باقی نمی‌مانند و معمولاً به صورت معلق یا توسط مواد معدنی و آلی تثبیت می‌گردند. پژوهش‌های گسترده‌ای در طی سالیان اخیر در ارتباط با تجمع فلزات سنگین در منابع آبی و گرم انجام شده است (Krishna *et al.*, 2009; Wu *et al.*, 2010; Oyebog *et al.*, 2012). فلزات سنگین در آب‌های گرم می‌توانند غلظت زیادی داشته باشند که وجود آن‌ها می‌تواند اثر درمانی داشته و یا اگر غلظت برخی از فلزات سمی می‌تواند مضر بوده و برای انسان مناسب نباشد. از میان فلزات سنگین عناصر واسطه As و Se (شبه فلزها)، Cd، Hg، Pb بیشترین اثرات زیست محیطی را دارند. در محیط‌های به شدت کاهنده و در حضور گوگرد، تمام این عناصر، سولفیدهای انحلال‌ناپذیر تشکیل می‌دهند، تا زمانی که محیط کاهنده است، عناصر نامتحرک باقی مانده و در رسوب حفظ می‌شوند. تغییر شرایط اکسایش-کاهش، می‌تواند به رها شدن این عناصر منجر شود. عوامل کنترل کننده تحرک پذیری عنصر، شامل pH، Eh و حضور ترکیب‌های آلی است (Ebay, 2004).

۲-۳-۵- بررسی منشا و تکامل هیدروشیمیایی

۲-۳-۵-۱- استفاده از نسبت Na/Cl :

آب‌های گرم و معدنی می‌تواند حاوی املاح مختلف بوده و در برخی موارد میزان شوری آن‌ها زیاد می‌باشد که بررسی و تعیین منشا یون‌های محلول ضروری می‌باشد. روش‌های مختلفی برای بررسی منشا و شوری آن‌ها وجود دارد. (Lenard and Ward (1962) اولین کسانی بودند که از این نسبت جهت تشخیص انحلال‌هالیت از شورابه‌های نفتی در آکلاهما استفاده کردند. یک نوع چشمه‌های شور در آکلاهامای غربی نسبت وزنی کلر به سدیم را بین ۰/۶۳ تا ۰/۶۵ نشان داده که بیانگر انحلال‌هالیت خالص بعنوان منبع شوری می‌باشد. علاوه بر نسبت وزنی، می‌توان از نسبت مولاری برابر با یک، یا از نسبت کلر به سدیم برابر با یک بر حسب epm جهت تشخیص انحلال‌نمک بعنوان منبع شوری استفاده کرد. اگر نسبت وزنی سدیم به کلر کمتر از ۰/۶ (بین ۰/۲۸ تا ۰/۵۴) باشد، بیانگر منشأ میدان‌های نفتی برای چشمه‌های شور می‌باشد (Gogel, 1981). همانطور که شکل (۲-۵) نشان می‌دهد، شورابه‌های میداین نفتی دارای سدیم کمتری نسبت به شورابه‌های حاصل از انحلال‌نمک می‌باشند. (Richter, (1993) نیز نسبت مولی خیلی کمتر از یک برای نسبت کلر به سدیم را نشانه منشأ شورابه‌های نفتی برای شوری بیان کرده است.



شکل ۲-۵: ترکیب نسبت وزنی سدیم به کلر برای شورابه‌های نفتی (دایره‌ها) و شورابه‌های انحلال نمک (مثلث‌ها).

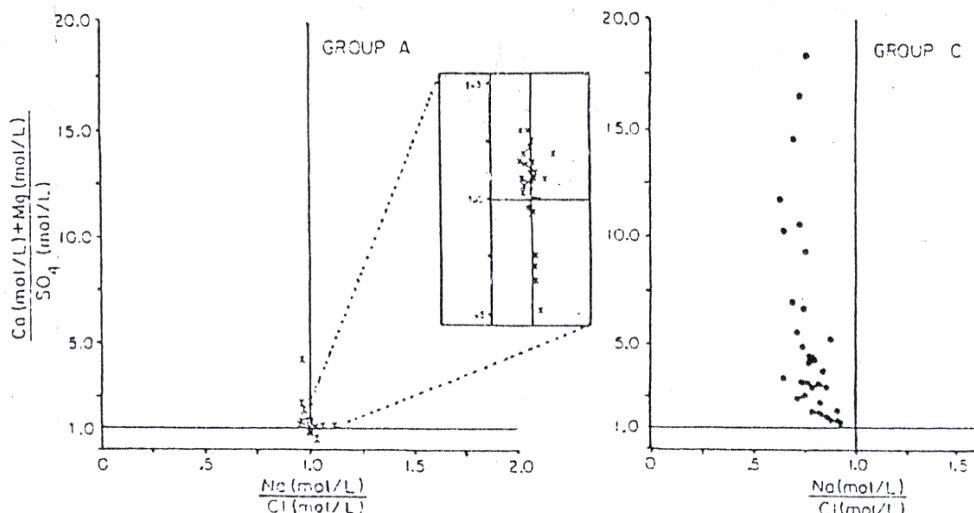
۲-۳-۵-۲- استفاده از نسبت SO_4/Cl , Ca/Cl , Mg/Cl

Whittemore (1984) نشان داد که چشمه‌های حاصل از انحلال نمک معمولاً دارای Ca/Cl و Mg/Cl کمتر و SO_4/Cl بیشتری نسبت به شورابه‌های میادین نفتی می‌باشند.

۲-۳-۵-۳- استفاده از نسبت $(Ca+Mg)/SO_4$

نهشته‌های هالیت اغلب همراه با ژیپس و انیدریت می‌باشند. در شرایطی که انحلال صورت گیرد، کلسیم و منیزیم و سولفات به میزانی حل می‌گردند که نسبت مجموع کلسیم و منیزیم به سولفات (هر کدام بر حسب مول بر لیتر) برابر با یک می‌گردد. اگر این نسبت بسیار بزرگتر از یک گردد، یعنی مقدار مجموع کلسیم و منیزیم بسیار بیشتر از سولفات باشد، بیانگر آلودگی بوسیله میادین نفتی می‌باشد. چنانچه مقادیر مجموع کلسیم و منیزیم به سولفات (بر حسب مول بر لیتر) در مقابل نسبت

سدیم به کلر رسم گردد (شکل ۲-۶)، آبهای حاصل از انحلال نمک پراکندگی نداشته و در محل تقاطع نسبت ۱:۱ قرار می‌گیرند و در صورتی که آبهای حوضه‌ای عمیق به علت کمتر بودن مقدار سولفات، پراکندگی را نشان می‌دهند.



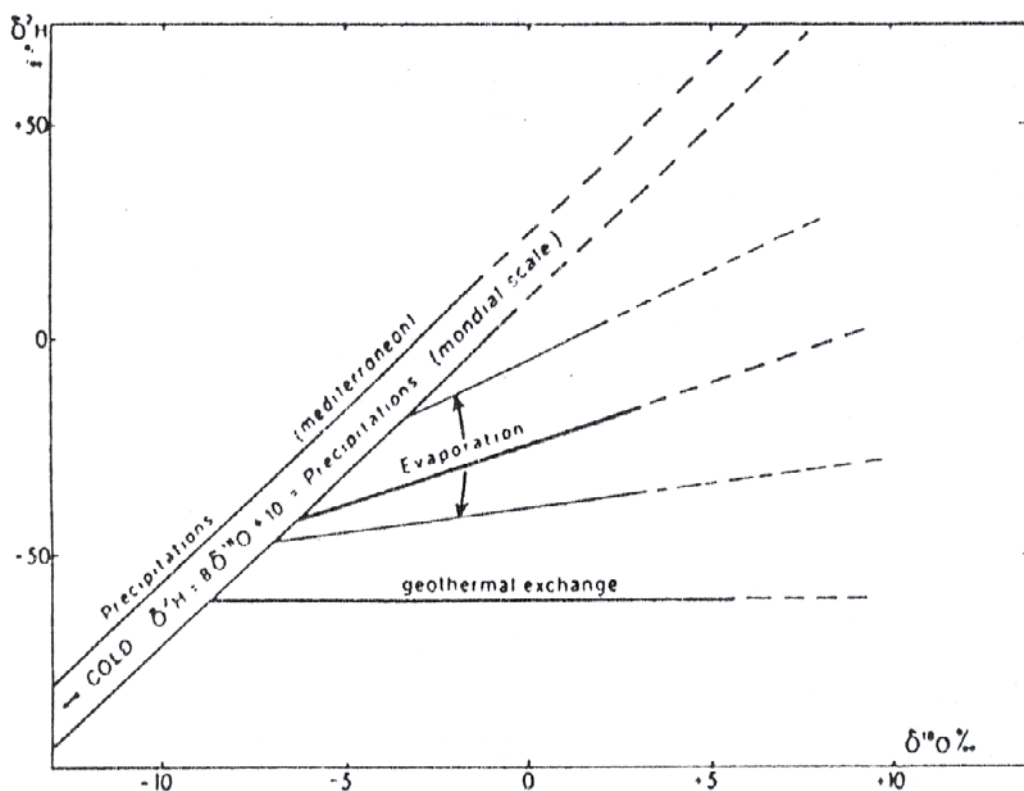
شکل ۲-۶: نسبت مولی $(Ca+Mg)/SO_4$ در مقابل Na/Cl در چشمه‌های شور در دشت *Rolling* در تگزاس (Richter and Kreisler, 1986) گروه A بیانگر انحلال هالیت و ژیبس و گروه C شورابه‌های عمیق می‌باشد.

۲-۳-۴-۵ - استفاده از نسبت SO_4/Cl

Mast (1982) با استفاده از مقادیر سولفات و کلر بر حسب میلی‌گرم بر لیتر منابع مختلف شوری و میزان اختلاط آن‌ها را شرح داد. بر اساس شکل (۲-۷)، مقادیر سولفات در مقابل کلر بر حسب ppm رسم گردیده و بر اساس اعضای انتهایی همچون آب‌های شیرین، شورابه‌های انحلال نمک و شورابه‌های میادین نفتی مشخص می‌گردند. در بین هر دو عضو انتهایی، خط مخلوط شدگی در نظر گرفته می‌شود.

۲-۳-۵-۵-روش‌های ایزوتوپی

ایزوتوپ‌های محیطی پایدار اکسیژن ۱۸ (^{18}O) و دوتریم (^2H) برای تعیین منشأ آب زیرزمینی به کار می‌روند. بارش‌های جوی قبل از ورود به سفره زیرزمینی و رسیدن به سطح ایستابی تحت تأثیر جدایش قرار می‌گیرند. جدایش تحت تأثیر عواملی همچون فشار، بخار و دما می‌باشند. فشار بخار مولکول‌های آب با ترکیب ایزوتوپی خاص، با جرمشان نسبت معکوس دارد. به عبارتی فشار بخار H_2^{16}O بطور قابل ملاحظه‌ای بیشتر از فشار بخار D_2^{18}O می‌باشد. بر این اساس بخار آب از لحاظ ایزوتوپ‌های سبک نظیر H و ^{16}O غنی شده در حالی که فاز مایع از ایزوتوپ‌های سنگین همچون ^2H و ^{18}O غنی می‌گردد. افزایش دما باعث افزایش جدایش می‌گردد، اما افزایش بیش از حد دما جدایش را به حداقل می‌رساند، چون در اینصورت مولکول‌های سبک و سنگین به یک نسبت از فاز مایع جدا شده و به فاز بخار می‌پیوندند. بنابراین در ابتدای تبخیر آب اقیانوس‌ها، ایزوتوپ‌های سبک‌تر سریع‌تر از فاز مایع جدا می‌شوند. بر عکس وقتی که در یک ابر قطره‌های باران بر اثر تراکم بخار آب تشکیل می‌گردند، فاز مایع غنی از D و ^{18}O می‌گردد که با ادامه باران یا برف $\delta^{18}\text{O}$ و δD به سمت مقادیر منفی‌تری سوق داده می‌شوند (Faur. G, 1977). بطور کلی تفکیک ایزوتوپی به علت اثرات مختلفی همچون اثر خشکی، اثر کمی، اثر ارتفاع، اثر حرارت و اثر جغرافیایی می‌باشد. با توجه به ایستگاه‌های مختلف و اندازه‌گیری ایزوتوپی، رابطه $\delta\text{D}=8\delta^{18}\text{O}+10$ برای بارش اقیانوسی برقرار می‌باشد که به آن خط آب جوی (Meteoric Water Line) گفته می‌شود (Craig, 1961) (شکل ۲-۵).



شکل ۲-۷: نمایش Meteoric Water Line و انحراف آن بوسیله تبخیر (Drever, 1982)

اگر آب تحت تأثیر تبخیر قرار بگیرد، انحرافی را از خط آب جوی نشان می‌دهد که در اینصورت بسته به میزان تبخیر، Interception خط تغییر می‌کند. در شرق مدیترانه این مقدار +22 می‌باشد. مقدار Interception را بصورت دوتریم اضافی (Deuterium excess) بیان می‌کند (Dansgrad, 1964).

$$d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$$

از طرفی در درجه حرارت‌های بالا آب‌های زیرزمینی با مواد سازنده سفره تبادل ^{18}O را انجام می‌دهند. یعنی اکسیژن ۱۸ سنگ‌ها (کلسیت) به آب وارد شده و در مقابل، ^{16}O آب وارد سنگ می‌گردد. میزان این انتقال در آب به نسبت جرمی آب-کلسیت در حال واکنش و درجه حرارت و ترکیب ایزوتوپی بستگی دارد. اگر آب سریعاً وارد سفره گردد، نسبت مؤثر آب به کلسیت در حال واکنش زیاد بوده و

بنابراین مقدار انتقال اکسیژن ۱۸ کم خواهد بود. تغییر مقدار اکسیژن ۱۸ به Oxygen shift معروف

است و بصورت زیر محاسبه می‌گردد (Peixian-China, 1988)

$$\Delta\delta^{18}\text{O} = \delta^{18}\text{O} - (\Delta D - 10) / 8$$

که در آن $\Delta\delta^{18}\text{O}$ میزان Oxygen shift می‌باشد. هر چه مقدار $\Delta\delta^{18}\text{O}$ بیشتر باشد، مدت زمان تماس

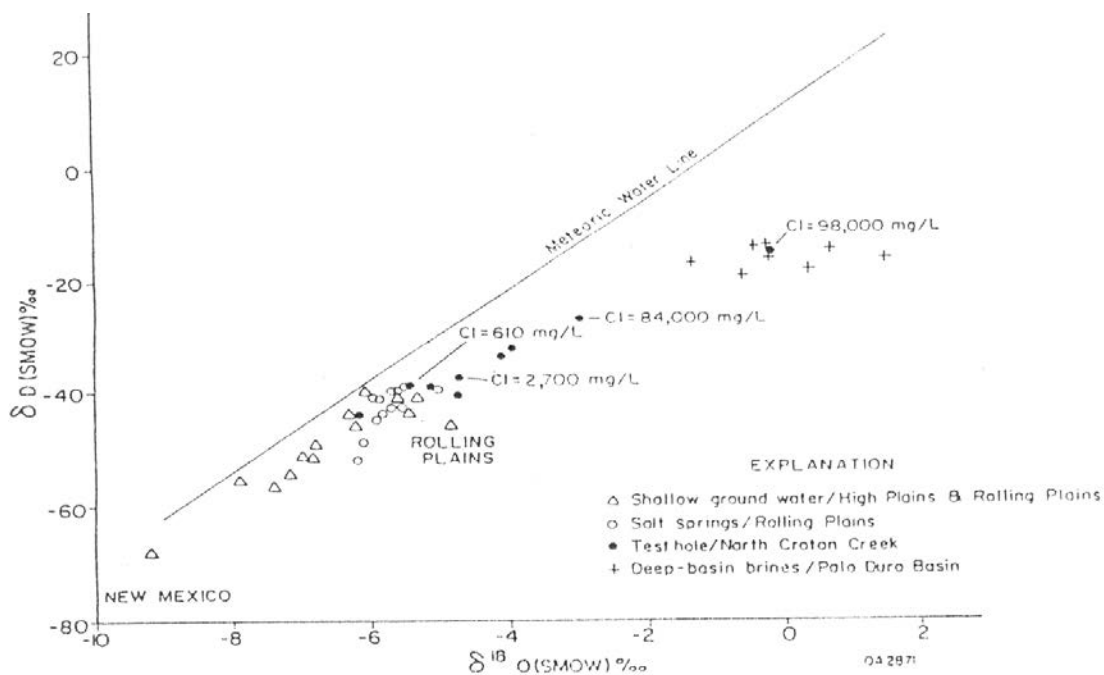
آب با سنگ بیشتر بوده است (Drever, 1982).

اگر مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار چشمه‌های شور با ایزوتوپ‌های پایدار بارش‌های محلی مشابهت داشته

باشد، بنابراین می‌توان گفت که منبع شوری انحلال نمک در زیر سطح می‌باشد. تنها مشکلی که وجود

دارد این است که آب یک چشمه شور ممکن است منشأهای گوناگونی داشته باشد و بنابراین شیمی

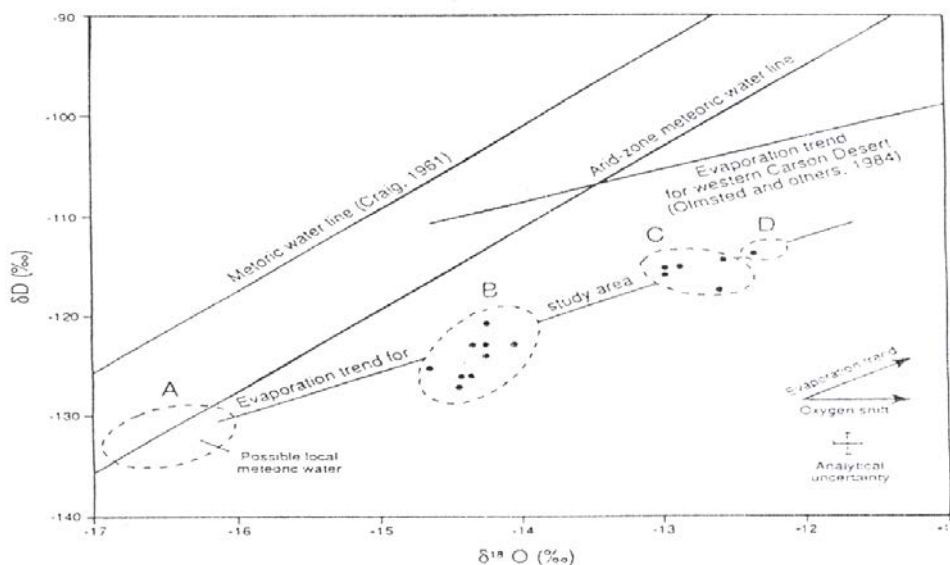
آب و ایزوتوپ‌ها، منابع مشابهی را نشان ندهند (Richter, 1993) (شکل ۲-۸).



شکل ۲-۸: تفکیک آب‌های تغذیه کننده محلی از آب‌های زیرزمینی غیر محلی با استفاده از $\delta^{18}\text{O}$ و δD

همانطور که در شکل بالا نشان داده شده است، آب‌های زیرزمینی محلی (دایره‌ها و مثلث‌های توخالی) در کنار Meteoric Water Line قرار می‌گیرند در صورتی که آب‌های زیرزمینی غیر محلی (دایره‌های توپر) در مقایسه با بارش محلی، غنی‌شدگی و یا کاهش را در مقدار ایزوتوپی نشان می‌دهند (Richter, 1993).

نکته قابل توجه این است که نمونه‌های آب هم تحت تأثیر تبخیر و هم انتقال اکسیژن ۱۸ در نمودار $\delta D - \delta^{18}O$ از روند خط بارش جوی دور می‌گردند. برای تشخیص این دو از یکدیگر کافی است که به روند و شیب خط‌های ایجاد شده توجه کرد. اگر نمونه‌ها تحت تأثیر تبخیر قرار گیرند، مقادیر $\delta^{18}O$ و δD افزایش یافته و شیب خط در حدود ۱:۱ می‌باشد؛ اما اگر تحت تأثیر انتقال اکسیژن قرار گیرند، فقط مقدار $\delta^{18}O$ در نمونه‌های آب افزایش می‌یابد و شیب خط ۱:۱ نخواهد بود. شکل (۲-۹) ترکیب ایزوتوپی را در آب‌های زیرزمینی دو منطقه که تحت تأثیر تبخیر قرار گرفته‌اند را نشان می‌دهد (Richter, 1993).



شکل ۲-۹: ترکیب ایزوتوپی آب‌های زیرزمینی تحت تأثیر تبخیر. تحت این عمل غنی‌شدگی از لحاظ $\delta^{18}O$ و $2H$ با افزایش شوری دیده می‌شود. محدوده کالر بصورت زیر می‌باشد (Richter, 1993)
 $A < 50 \text{ mg/l}$ $910 < B < 1600 \text{ mg/l}$ $3500 < C < 3700 \text{ mg/l}$ $D = 4200 \text{ mg/l}$

۲-۴- تعیین دمای مخزن ژئوترمال با استفاده از ژئوترموتر

ژئوترموترها شاخص‌های دمای زیر سطح زمین هستند که با استفاده از ترکیبات ژئوشیمیایی و یا ترکیبات ایزوتوپ آب گرم و دیگر مایعات زمین گرمایی تحت شرایط معین مطلوب حاصل می‌شود. تعادل بین مواد معدنی و محلول وابسته به دما است. بسیاری از واکنش‌های شیمیایی و ایزوتوپی مختلف به عنوان زمین گرماسنج یا ژئوترموتر هیدروشیمیایی برای تعیین درجه حرارت مخزن به کار می‌روند. سیالات ژئوترمال دارای خصوصیات هیدروشیمیایی متفاوتی هستند که منعکس کننده شرایط زمین شناختی آن‌ها است. این خواص شیمیایی به آب تغذیه کننده و گازهایی که از فاز ماگمایی و دگرگونی در واکنش شرکت می‌کنند، بستگی دارد. ترکیب سیالات ژئوترمال توسط واکنش بین کانی‌ها و سیالاتی که تابع دما هستند، کنترل می‌شوند. اغلب ژئوترموترها بر اساس واکنش‌های تعادلی شیمیایی استوار هستند. ژئوترموترهای ژئوشیمیایی و ایزوتوپ‌ها بر پایه فرضیه‌های زیر متکی هستند: (۱) دو گونه یا ترکیبات در داخل مخزن وجود داشته و در تعادل باشند، (۲) این نسبت عمدتاً تحت کنترل دما است و (۳) در حالت صعود و تخلیه مجدداً تعادل ایجاد نشده است. بنابراین، دمای نشان داده شده توسط ژئوترموتر لزوماً دمای حداکثر آب نیست (Nicholson, 1998). بنابراین، ژئوترموترها باید همراه با اطلاعات اولیه موجود در مورد شرایط زمین شناسی و هیدرولوژیکی و همچنین شیمی مایعات به کار روند. ژئوترموترهای مختلفی جهت برآورد دمای مخزن ژئوترمال وجود دارد که در ادامه به آن‌ها پرداخته می‌شود.

۲-۴-۱- ژئوترموتر Na-K

تغییرات سدیم و پتاسیم در آب‌های ژئوترمال طبیعی مستقل از دما است. این ژئوترموتر به ویژه برای آب‌هایی که از محیط‌های با دمای بیش از ۱۸۰ یا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد بالا می‌آیند، مناسب است. مزیت اساسی این ژئوترموتر نسبت به سایر ژئوترموترها در این است که کمتر تحت تاثیر اختلاط و تفکیک بخار قرار می‌گیرد، که نشان دهنده آن است که میزان پتاسیم و سدیم کمتری در آب رقیق

کننده نسبت به آب مخزن وجود دارد. همچنین تحت تاثیر جوشش زیر سطحی نیز قرار نمی‌گیرد. معادلات مختلفی برای برآورد دمای مخزن ژئوترمال بیان شده است که می‌توان به فرمول زیر اشاره کرد (Fournier, 1979):

$$\theta(^{\circ}\text{C}) = \frac{1217}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + 1.483} - 273.15$$

Na و K در این فرمول برحسب میلی گرم بر لیتر می‌باشند. اشکال این ترمومتر مربوط به جذب پتاسیم می‌باشد که می‌تواند توسط رس‌های ژئوترمال جذب شوند.

۲-۴-۲- ژئوترموترهای Na-K-Ca

این ژئوترموتر به دلیل رفع مشکل برآورد زیادتر از واقعیت توسط ژئوترموتر Na-K ارائه شده است. فرمول آن به صورت زیر می‌باشد (Fournier and Truesdell, 1973):

$$\theta(^{\circ}\text{C}) = \frac{1747}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + \beta \left[\log\left(\frac{\sqrt{\text{Ca}}}{\text{Na}}\right) + 2.07 \right] + 2.47} - 273.15$$

$\beta = 4/3$ برای آب‌های حاوی Ca، و $\theta < 100^{\circ}\text{C}$ و $\beta = 1/3$ برای آب‌های حاوی Na، و $\theta > 100^{\circ}\text{C}$.

تغییرات غلظت در اثر جوشش و مخلوط شدن با آب سرد بر روی ژئوترموتر Na-K-Ca تاثیر می‌گذارد. در صورت جوشش، کاهش CO_2 رخ می‌دهد که باعث رسوب کلسیم (CaCO_3) می‌شود. کاهش غلظت کلسیم در آب باعث برآورد بیش از حد درجه حرارت می‌شود. علاوه بر این، تصحیحات دمای محاسبه شده ممکن است در مورد آب‌های منیزیم‌دار در دمای کمتر از 200°C درجه سانتی‌گراد ضروری باشد (Fournier and Potter, 1979). عدم وجود منیزیم در آب‌های زمین‌گرمایی نشان دهنده‌ی دمای بالای مخزن است. آزمایشات هیدروترمال نشان می‌دهد که منیزیم در کانی‌های رسی وجود دارند. کانی‌های رسی، مانند کلریت، در دماهای بالا پایدار هستند. بنابراین، آب‌های ژئوترمال در

درجه حرارت بالاتر از 200°C ، در تماس با سنگ‌های دگرگون شده دارای منیزیم که (1 ppm) می‌باشند.

۲-۴-۳ - ژئوترموتر سیلیس

افزایش حلالیت کوارتز و پلی مورف‌ها در دماهای بالا به طور گسترده‌ای به عنوان شاخص دمای مخزن (Truesdell, 1976؛ Truesdell and Hulston, 1980؛ Fournier and Potter, 1982) استفاده شد. ژئوترموترهای سیلیس یکی از قدیمی‌ترین ژئوترموترها بودن که مورد استفاده قرار گرفته است. مطالعات ژئوشیمیایی نشان داده است که کوارتز یکی از مهمترین کانی‌های ثانویه موجود است و در نتیجه، مقایسه سیلیس آب‌های ژئوترمال با حلالیت کوارتز در مقابل منحنی دما برای تعیین دمای مخزن معمول است. در سیستم‌هایی که در حدود 180°C درجه سانتی‌گراد هستند، غلظت سیلیس توسط تعادل با کوارتز کنترل می‌شود و در دمای پایین، تعادل با کلسدونی مهم می‌شود.

یکی از مفروضاتی که در چنین محاسباتی وجود دارد این است که سیلیس به صورت نیمه پایدار در دمای بالا و عمق زیاد در محلول باقی می‌ماند و در طول انتقال سیال به سطح رسوب نمی‌کند. این عمدتاً زمانی است که تخلیه چشمه قابل توجه است و آب به سرعت انتقال می‌یابد. از سوی دیگر، اگر سیلیس اضافی از سنگ‌های دیوار حل شود، مقادیر دمای بالاتر برآورد می‌شود. بنابراین ژئوترموتر سیلیس باید با احتیاط مورد استفاده قرار گیرد.

دمای زیر سطحی را می‌توان با استفاده از روابط زیر برای تعادل با پلی مورف‌های مختلف سیلیس در محدوده دما، $0-250^{\circ}\text{C}$ به دست آورد (Truesdell, 1976؛ Fournier, 1981):

(۱) کوارتز، بدون از دست دادن بخار:

$$\theta(^{\circ}\text{C}) = \frac{1309}{2.19 - \log \text{SiO}_2} - 273.15$$

(۲) کوارتز (حداکثر از دست دادن بخار):

$$\theta(^{\circ}\text{C}) = \frac{1022}{0.70 - \log \text{SiO}_2} - 273.15$$

(۳) کلسدون (خنک کننده رسانا):

$$\theta(^{\circ}\text{C}) = \frac{1022}{4.69 - \log \text{SiO}_2} - 273.15$$

(۴) α -کریستوبالیت:

$$\theta(^{\circ}\text{C}) = \frac{1000}{4.78 - \log \text{SiO}_2} - 273.15$$

(۵) β -کریستوبالیت:

$$\theta(^{\circ}\text{C}) = \frac{781}{4.01 - \log \text{SiO}_2} - 273.15$$

(۶) سیلیس آمورف:

$$\theta(^{\circ}\text{C}) = \frac{721}{4.02 - \log \text{SiO}_2} - 273.15$$

جایی که SiO_2 غلظت در ppm داده می شود. مطابق با اولین رابطه، اگر ۲۰۰ پی پی ام از SiO_2 در یک نمونه آب به طور خاص اندازه گیری شود، دمای مورد انتظار مخزن ۱۸۰ درجه سانتی گراد خواهد بود. این زمین گرماسنج برای دمای زیر سطحی بیش از ۱۵۰ درجه سانتی گراد بهینه است اما چنانچه بدون دقت مورد استفاده قرار گیرد می تواند منجر به نتایج اشتباه گردد. هنگام استفاده از این روش باید چند نکته مورد توجه قرار گیرد:

۱- محدوده دمای درست باید موجود باشد.

۲- اثر تبخیر بخار باید لحاظ گردد. مادامی که آب می جوشد غلظت سیلیس در مایع باقی مانده بسته به میزان بخار جدا شده افزایش می یابد. در نتیجه جایی که چشمه های جوشان مورد آزمایش قرار می گیرند ضروری است که بسته به میزان بخار تشکیل شده یا میزان بی دررو بودن در مقابل سرد

شدن رسانا تصحیحات لازم انجام گیرد. چشمه‌های جوشانی که جریان آن‌ها بیش از 130 Kg/min باشد به عنوان سرد شدن بی‌دررو در نظر گرفته می‌شوند.

۳- سیلیس ممکن است قبل از نمونه برداری رسوب کند. این روش زمین گرماسنجی بر این فرض استوار است که میزان رسوب سیلیس با کاهش دما بسیار ناچیز است. در دمای بین 200 تا 250 درجه سانتی‌گراد آب در عرض تنها چند روز با سیلیس به تعادل می‌رسد، اما در دمای زیر 100 درجه سانتی‌گراد آب می‌تواند سال‌های بسیاری به صورت فوق اشباع از سیلیس باقی بماند. جایی که آب از مخزن با دمای کمتر 225 درجه سانتی‌گراد به سرعت زیاد است. از طرف دیگر، اگر دمای مخزن بیشتر باشد قسمتی از کوارتز ممکن است با ادامه روند سرد شدن محلول در قسمت‌های عمیق و داغ سیستم رسوب کند. چون سیلیس آمورف در دماهای پایین و کوارتز در دمای بالا رسوب می‌کند. زمین گرماسنجی کوارتز زمانی که برای تعیین دمای مخزن چشمه‌های آبگرم استفاده می‌شود، هیچگاه دماهای بیش از 250 درجه سانتی‌گراد را نشان نمی‌دهد، حتی زمانی که چنین مخزنی با این دما وجود داشته باشد.

۴- رسوب کردن سیلیس پس از نمونه برداری به روابط زیر بستگی دارد. سیلیس آمورف در دمای C° 25 دارای حلالیت 115 mg/kg است. حلالیت کوارتز در دمای C° 145 برابر 115 mg/kg است. بنابراین آب اشباعی که از مخزن با دمای بیش از C° 145 بالا می‌آید، وقتی به دمای C° 25 می‌رسد نسبت به سیلیس آمورف به فوق اشباع می‌رسد.

۵- پلیمری شدن ممکن است قبل یا پس از نمونه برداری صورت گیرد.

پیشنهاد می‌شود تاثیر pH بر انحلال کوارتز لحاظ شود که با هم رابطه مستقیم دارند. در نهایت، این امکان نیز وجود دارد که آب داغ پیش از رسیدن به سطح با آب سرد رقیق شده باشد. جایی که اختلاط آب داغ و آب سرد در زیر سطح رخ می‌دهد، که یک پدیده رایج است، از غلظت سیلیس جدید نیز می‌توان برای تعیین دمای آب داغ استفاده نمود. ساده‌ترین روش، استفاده از نمودار سیلیس حل

شده در مقابل آنتالپی آب مایع است. صرف نظر از مقدار کمی گرمای اختلاط، محتوای گرمایی دو آب با دمای مختلف پس از اختلاط حفظ می‌شود. بنابراین با این که دما یک پارامتر اندازه گیری شده است و آنتالپی از جدول‌های بخار استخراج می‌شود، اگر دما، فشار و میزان شوری مشخص باشد، آنتالپی بر خلاف دما هماهنگ می‌شود. معمولاً محلول‌های مرتبط با آن چنان رقیق هستند که در تهیه چنین نمودارهایی می‌توان از آنتالپی آب خالص برای آن‌ها استفاده نمود.

۲-۴-۴ - ژئوترموتر ایزوتوپ

چندین واکنش تبادل ایزوتوپ‌ها می‌تواند به عنوان شاخص‌های دمای زیر سطحی استفاده شود. تبادل O_{18} بین سولفات محلول و آب به دلیل تعادل سریع در دمای مخزن بیشتر از $200^\circ C$ و $pH < 7$ کاربرد می‌باشد. تروسدل (Truesdell, 1976) خلاصه‌ای از عدم قطعیت‌های مربوط به ژئوترموترهای مختلف ایزوتوپ بیان کرده است. دو مورد از فرمول‌های معمول استفاده شده عبارتند از:

$$10^3 \ln \alpha^{18}O_{SO_4 - H_2O} = 3.251 \times 10^6 T^{-2}$$

(بعد از مزهوتانی و راتتر، ۱۹۶۹)

$$10^3 \ln \alpha^{18}O_{SO_4 - H_2O} = 2.88 \times 10^6 T^{-2}$$

(پس از مک کینزی و تروسدل، ۱۹۷۷).

۲-۵ - اختلاط آب‌های گرم و سرد

اغلب موارد آب سرد کم عمق با آب‌های ژئوترمال مخلوط می‌شوند. این اختلاط باعث می‌شود که کاربرد مستقیم ترمومترهای شیمیایی دشوار گردد. در شرایط مطلوب، دمای اولیه آب گرم و درصد آب سرد در اختلاط را می‌توان با اندازه گیری درجه حرارت و مقدار سیلیس در آب چشمه گرم، و همچنین درجه حرارت و مقدار سیلیس آب سرد در منطقه را برآورد کرد. شکل (۲-۱۰) یک وضعیت

معمول اختلاط را نشان می دهد (Fournier and Truesdell, 1974). آب داغ از عمق در امتداد یک کانال نفوذپذیر بالا می رود و در بعضی مواقع با آب سرد مخلوط می شود. بنابراین آب سرد به کانال آب داغ وارد شده، پس از اختلاط به سطح می رسد و به عنوان یک چشمه گرم تخلیه می شود. برای تعیین دو پارامتر مجهول، دمای آب گرم و سهم آب گرم و سرد، دو معادله را می توان بیان کرد. معادله اول مربوط به آنتالپی آب گرم (Hh)، آب سرد (Hc) و آب چشمه (Hs) و درصد آب سرد، X و آب گرم، (X - 1) به شرح زیر است:

$$H_c X + H_h(1-X) = H_s$$

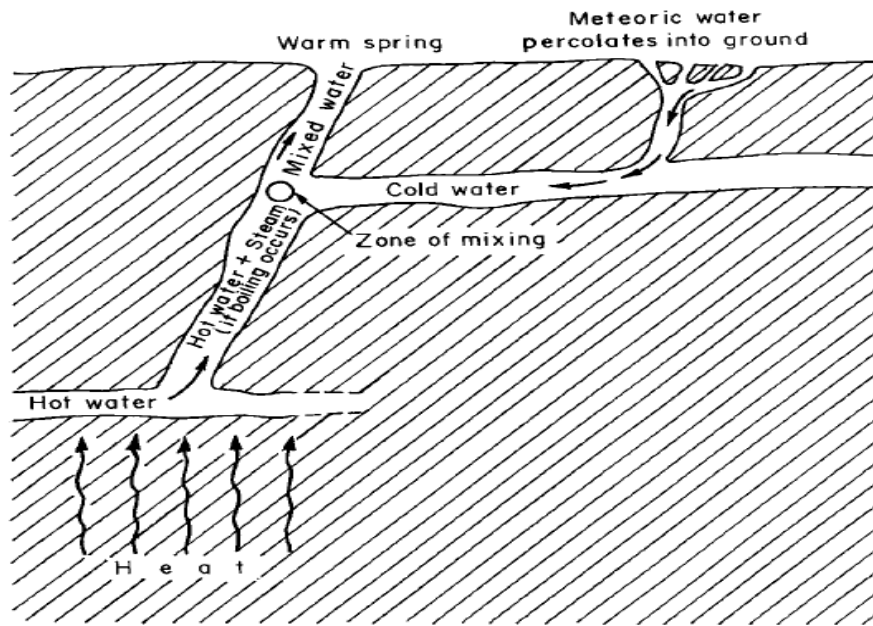
معادله دوم مربوط به مقدار سیلیس آب گرم (Sih)، آب سرد (Sic) و آب چشمه (SIs) است:

$$Si_c X + Si_h(1-X) = Si_s$$

این دو معادله را می توان برای به دست آوردن دو پارامتر حل کرد. (Fournier and Truesdell, 1974) یک روش گرافیکی برای تعیین آن ها به شرح زیر پیشنهاد شده است:

(۱) مجموعه ای از مقادیر آنتالپی از آب گرم برای درجه حرارت ذکر شده در جدول ۱-۵ فرض می شود و Xt برای هر مقدار به صورت زیر محاسبه می شود:

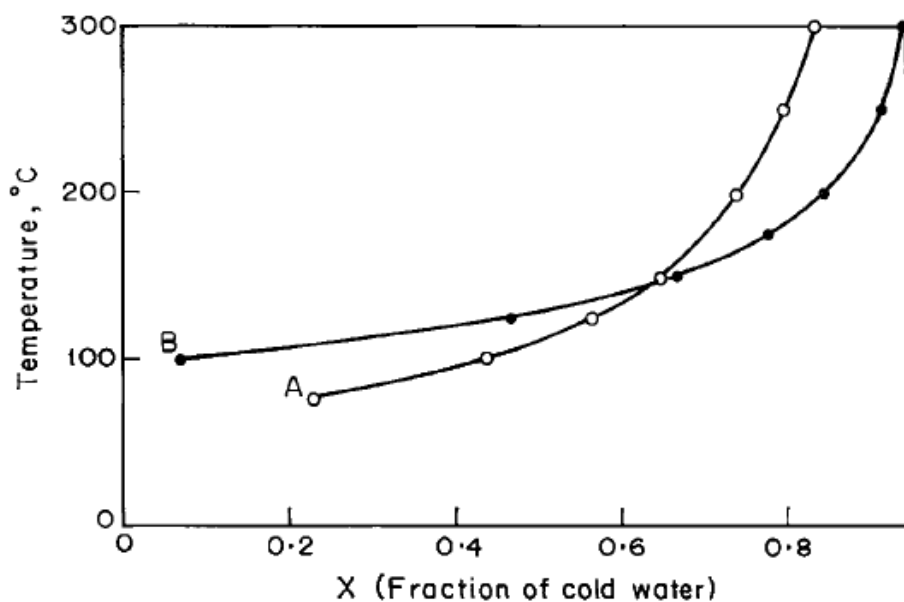
$$X_{si} = \frac{\left(\text{دمای چشمه های گرم} \right) - \left(\text{آنتالپی آب گرم} \right)}{\left(\text{دمای چشمه های سرد} \right) - \left(\text{آنتالپی آب گرم} \right)}$$



شکل ۲-۱۰: مدل اختلاط (از Fournier و Truesdell, 1974).

جدول ۲-۱: آنتالپی از آب مایع و حلالیت کوارتز در دماهای و فشارهای انتخاب شده (Fournier and Truesdell, 1974)

دما (سانتی‌گراد)	آنتالپی (کالری بر گرم)	محتوای سیلیس (میلی گرم بر لیتر)
۵۰	۵۰	۱۳/۵
۷۵	۷۵	۲۶/۶
۱۰۰	۱۰۰/۱	۴۸/۰
۱۲۵	۱۲۵/۴	۸۰/۰
۱۵۰	۱۵۱	۱۲۵/۰
۱۷۵	۱۷۷	۱۸۵/۰
۲۰۰	۲۰۳/۶	۲۶۵/۰
۲۲۵	۲۳۰/۹	۳۶۵/۰
۲۵۰	۲۵۹/۲	۴۸۶/۰
۲۷۵	۲۸۹	۶۱۴/۰
۳۰۰	۳۲۱	۶۹۲/۰



شکل ۲-۱۱: رابطه بین کسر آب سرد و درجه حرارت در یک مدل اختلاط. درصد آب سرد بر اساس مدل نشان داده شده

در شکل ۲-۱۱ با توجه به آنتالپی (A) و با توجه به محتوای سیلیس (B). برای جزئیات، متن را ببینید.

(۲) X_t براساس دمایی است که از مقادیر آنتالپی آب دریافت شده (منحنی A در شکل ۲-۱۱) گرفته شده است.

(۳) مجموعه ای از مقادیر محتویات سیلیس آب گرم برای درجه حرارت ذکر شده در شکل (۲-۱۱) فرض شده است و X_{Si} برای هر مقدار به صورت زیر محاسبه می شود:

$$X_{Si} = \frac{(\text{سیلیس در چشمه های گرم}) - (\text{سیلیس در آب گرم})}{(\text{سیلیس در چشمه های سرد}) - (\text{سیلیس در آب گرم})}$$

(۴) X_{Si} در مقابل یک درجه حرارت بر روی همان نمودار (منحنی B در شکل ۲-۱۱) طراحی شده است. نقطه تقاطع این دو منحنی، درجه حرارت برآورد شده مخزن آب گرم و درصد آب سرد را می دهد.

در شکل (۲-۱۱)، منحنی A و B برای یک نمونه آب که در آن درجه حرارت آب چشمه و آب سرد به ترتیب ۶۰ و ۱۰ درجه سانتی‌گراد و محتویات سیلیس مربوطه به ترتیب ۴۵ و ۵ میلی‌گرم در لیتر است، کشیده شده است. تقاطع A و B نشان می‌دهد که درصد آب سرد ۰/۶۴ است و دمای آب گرم ۱۴۸ درجه سانتی‌گراد است.

در برخی مواقع این دو منحنی یکدیگر را قطع نمی‌کند، و یا تقاطع در دمای نامعقول زیاد صورت گرفته است. این شرایط هنگامی به وجود می‌آید که آب گرم صعودی قبل از مخلوط شدن با آب سرد دمای خود را از دست می‌دهد. دقت مدل اختلاط تا حد زیادی بستگی به دقیق بودن شیمیایی و درجه حرارت اندازه‌گیری شده آب‌های زیرزمینی آب سرد، دارد. مدل‌های اختلاط آب‌های گرم در زمینه‌های ژئوشیمیایی تخمین دمای مخزن زیر سطحی استفاده شده است (Arno'ssson, 1985).

۲-۶ - اثرات زیست محیطی استفاده از منابع هیدروترمال

استفاده از انرژی زمین‌گرمایی نیز از آلودگی‌های زیست محیطی مبرا نیست ولی میزان این آلودگی‌ها نسبت به منابع انرژی دیگر بسیار ناچیز است. سیال‌های زمین‌گرمایی به طور معمول حامل گازهایی از قبیل دی‌اکسید کربن (CO_2)، سولفید هیدروژن (H_2S)، متان و برخی مواد محلول مانند سدیم کلرید (NaCl)، بور (B)، آرسنیک (Ar) و جیوه (Hg) هستند که معمولاً در دماهای بالا غلظت آن‌ها بیشتر می‌شود. این‌ها مواد آلاینده‌ای هستند که به همراه سیال‌های زمین‌گرمایی به محیط زیست وارد می‌شوند. تخلیه آب‌های زمین‌گرمایی به محیط یکی از مسائل مهم آلودگی محیط زیست است که آلودگی آب‌های سطحی را در پی دارد. همچنین سیالات زمین‌گرمایی در مواردی به دلیل اختلاط با آب‌های شیرین، موجب آلودگی سفره‌های آب‌های زیرزمینی می‌شوند. گازهایی که از درون زمین خارج می‌شوند، هوا و رسوبات زمین را آلوده می‌کنند. سیال‌های کم‌دما که برای مصارف مستقیم استفاده می‌شوند اکثراً از نظر زیست محیطی چندان آلاینده نبوده و تخلیه آن‌ها در محیط

آلودگی چندانی ایجاد نمی‌کند. آلودگی و خطرات ناشی از وجود غلظت‌های بالای مواد رادیواکتیو و گازهای پرتوزای حاصل از آن‌ها (مثل گاز رادون) در آب‌های گرم و نیز رسوبات مربوط به آن‌ها نیز باید مد نظر قرار بگیرد.

۷-۲- شواهد وجود منابع هیدروترمال در ایران

قرارگیری ایران در کمربند آتشفشانی و زلزله و عبور مرزهای صفحات تکتونیکی از گستره ایران، پتانسیل‌های متعدد زمین گرمایی را به وجود آورده است و ایران را در کمربند زمین گرمایی شرق مدیترانه-همیالیا قرار داده است. پدیده‌های آتشفشانی نئوژن و بخصوص کوارترنری از دیگر شواهد وجود پتانسیل زمین گرمایی در گستره ایران است. توده‌های نفوذی و ماگماتیسم جدید با به وجود آوردن منابع عظیم انرژی زمین گرمایی با همراهی درزه‌ها و شکست‌ها، مناطقی با پتانسیل بالا را به وجود می‌آورند.

چشمه‌های آبگرم و ظهورهای سطحی یکی دیگر از نمادهای وجود انرژی زمین گرمایی است. آنچه بیش از پیش به وجود پتانسیل بالای انرژی زمین گرمایی در ایران قوت می‌بخشد وجود چشمه‌های آبگرم بسیار در گستره ایران است. در کنار روراندگی زاگرس که از سوی دیگر بیشترین فعالیت‌های ماگماتیسم و آتشفشانی نیز به موازات آن در طی دوره کوارترنری صورت گرفته است تعداد بسیار زیادی چشمه‌های آبگرم دیده می‌شوند. اطراف کوه دماوند در شمال ایران نمونه دیگری از مثال نزدیکی چشمه‌های آبگرم به توده‌های آذرین قدیمی است.

به عنوان سه شاخص اصلی می‌توان موارد زیر را شاهد مثال وجود آنومالی‌های زمین گرمایی دانست.

۱- ساختار تکتونیکی و قرار گیری در مرز صفحات تکتونیکی

۲- گسل‌های عمیق و سیستم‌های درز و شکستگی‌های توسعه یافته

۳- ماگماتیسم و آتشفشان‌های جدید.

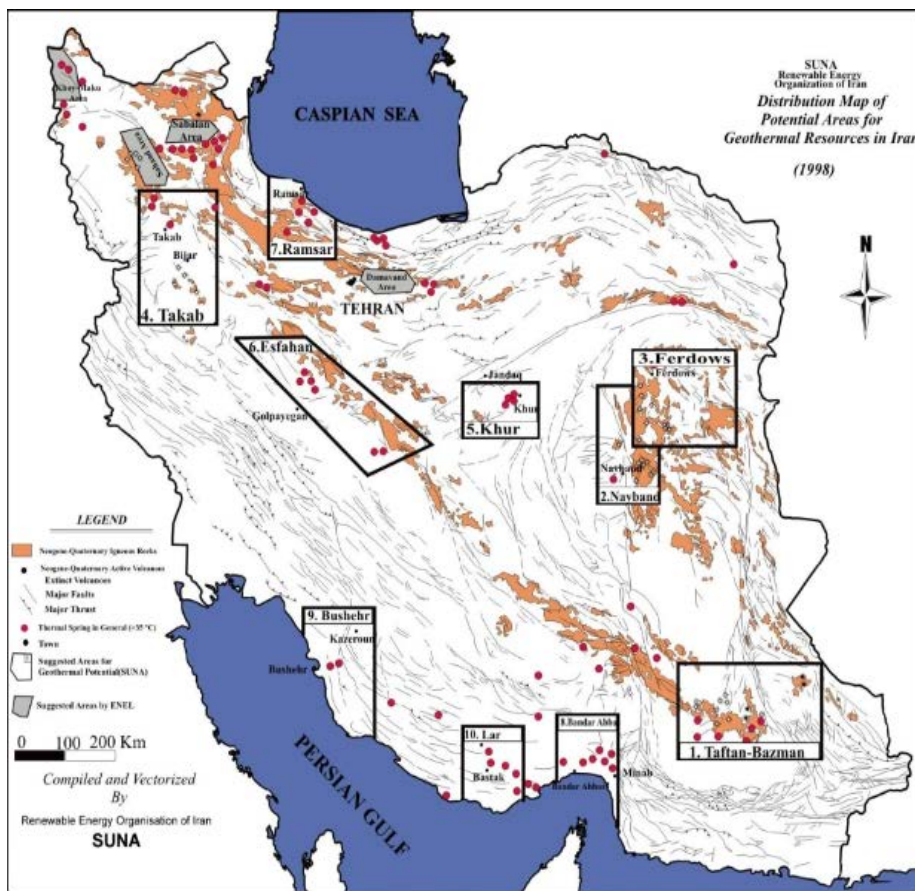
در قالب شاخص‌های فوق در بسیاری از مناطق ایران می‌توان آنومالی‌های زمین گرمایی دال بر وجود پتانسیل‌های بالای زمین گرمایی را دنبال کرد و با بررسی‌های ساختار شناسی و زمین شناسی منطقه‌ای نظیر ظهورهای سطحی (چشمه‌های آبگرم)، زون‌های آلتراسیون، محل درزه‌ها و گسل‌ها، بررسی‌های چینه شناسی تکمیلی در مورد پتانسیل هر منطقه گزارش‌های تفصیلی و جامعی تهیه نمود.

به کارگیری انرژی ژئوترمال در ایران می‌تواند به عنوان گزینه‌ای به منظور تغییر کاربری سوخت‌های فسیلی مطرح گردد. با توجه به تجدیدپذیر بودن انرژی ژئوترمال، عدم آلودگی قابل ملاحظه محیط زیست در نتیجه استفاده از این انرژی، وجود منابع عظیم و فراوان این انرژی در اکثر نقاط ایران و هزینه‌های پایین تولید برق از ژئوترمال در مقایسه با سوخت‌های فسیلی می‌تواند باعث شود که انرژی ژئوترمال به عنوان مهم‌ترین منبع تامین کننده انرژی و برق مطرح شود. با توجه به شواهد موجود، سیستم‌های درجه حرارت پایین در بسیاری از نقاط ایران قابل دسترسی بوده و وجود پتانسیل‌های حرارت متوسط تا بالا نیز در برخی مناطق مانند سبلان، تفتان، بزمان و دماوند به اثبات رسیده است. ولی در همه این موارد نیاز به مطالعات بیشتری است.

۲-۸ - پیشینه موضوع

مناطق دارای چشمه‌های آبگرم و آبفشان‌ها، اولین مناطقی هستند که در آن‌ها انرژی زمین گرمایی مورد بهره برداری قرار گرفته و توسعه یافته است. درباره چشمه‌های آبگرم و معدنی در ایران و نیز در بسیاری کشورهای دیگر و خواص آن‌ها، هنوز بررسی فراگیر و منظمی انجام نشده و آنچه صورت گرفته، بسیار ناقص و پراکنده بوده است که بیشتر خصوصیات شیمیایی و درمانی آن‌ها را مورد توجه قرار می‌دهد (شکل ۲-۱۲). مطالعه آب‌های معدنی و گرم ایران در اواسط قرن ۱۹ شروع شد. این مطالعات غالباً توسط گردشگران و هیات‌های علمی خارجی در ایران انجام گرفته به این صورت است. از سال ۱۳۰۶ شمسی بررسی آب‌های معدنی در ایران به طور علمی شروع گردید و در سال ۱۳۰۷ اولین

چشمه آب معدنی در آبدلی (جاده هراز) مورد استفاده قرار گرفته است. مطالعه دقیق تر بر روی قسمتی از آب های معدنی و گرم ایران و تعیین خواص درمانی آن ها در سال ۱۳۴۰ توسط دانشکده داروسازی دانشگاه تهران آغاز گشت و نتیجه این مطالعات و بررسی ها به صورت جزوه در آرشیو دانشکده داروسازی دانشگاه تهران موجود است.



شکل ۲-۱۲: مناطق دارای پتانسیل انرژی زمین گرمایی در ایران

مطالعات فوق که مشتمل بر غالب چشمه های معدنی شناخته شده ایران می باشند در حدود ۴۰ منطقه و ۳۵۰ چشمه آب معدنی بوده که عموماً در دو رشته کوه های البرز و زاگرس پراکنده می باشند. در سال ۱۳۵۳ سازمان زمین شناسی کشور مطالعه و بررسی چشمه های معدنی ایران را جزو برنامه کارهای تحقیقاتی خود قرار داد و در حدود چهارصد چشمه آب معدنی و گرم موجود در ایران را از نظر زمین شناسی و تکتونیک و منشا مورد مطالعه قرار دارد که حاصل آن مطالعات به صورت نقشه

آب‌های معدنی و گرم با مقیاس ۲/۵۰۰/۰۰۰:۱ در سال ۱۳۶۹ توسط این شرکت چاپ و نشر گردیده است. در جهان و ایران مطالعات و تحقیقات مختلفی در این زمینه انجام شده است که در ادامه به برخی از آن‌ها و همچنین پژوهش‌های جهانی اشاره می‌شود:

نور علیئی و لاری (۱۳۸۱)، مطالعاتی جهت اکتشاف اولیه انرژی زمین گرمایی در استان خراسان انجام دادند و مستعدترین مناطق استان از نظر انرژی زمین گرمایی را معرفی کردند که از جمله این مناطق می‌توان به فردوس، نایبند و بیرجند اشاره کرد.

علیزاده و همکاران (۱۳۸۲)، بر روی منابع ژئوترمال جنوب سبلان مطالعاتی انجام دادند و پی بردند که منطقه از پتانسیل بسیار بالایی برخوردار است و از آن می‌توان انرژی برق برابر با ۵۰ مگاوات تولید کرد.

بومری (۱۳۸۴)، منابع انرژی زمین گرمایی و کانی‌سازی آتشفشان تفتان را با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار آب را مطالعه نموده است.

محمدی و صحرائی (۲۰۱۰) به مطالعه هیدرولوژیکی و هیدروشیمیایی چشمه‌های ژئوترمال جوشن کرمان پرداختند. گسل‌های متعدد در منطقه و قرارگیری این چشمه‌ها در امتداد گسل سیرچ و ترکیب شیمیایی مشابه بیانگر چرخش آب جوی به اعماق هستند. مکانیسم درجه حرارت بالای این چشمه‌ها حاصل گرادیان زمین گرمایی می‌باشد. استفاده از ژئوترموترهای شیمیایی درجه حرارت در حدود ۱۱۰ درجه سانتیگراد را پیشنهاد داده شده است.

شاگری و همکاران (۲۰۰۸) بررسی هیدروژئوشیمی چشمه‌های تفتان را انجام داده‌اند. نسبت SO_4/Cl در نمودار $SO_4-Cl-HCO_3$ تأیید کننده منشأ آتشفشانی آب‌های گرم است. با استفاده از عناصر پایدار و آنالیز ایزوتوپی، رقیق شدن چشمه‌های ترمال بوسیله آب‌های کم عمق با منشأ جوی تشخیص داده شد. همچنین با توجه به نابالغ بودن آب چشمه‌ها برای تخمین دمای مخزن ژئوترمال نمی‌توان ژئوترموترهای کوارتز $Na-K$ و $K-Mg$ را به کار برد.

در مطالعه هیدروژئوشیمیایی چشمه‌های آبگرم منطقه Pacific واقع در مکزیک توسط رامرز و همکاران در سال ۲۰۰۴، شیمی آب‌ها را مورد تجزیه و تحلیل قرار دادند و نتیجه گرفتند که منشا آب‌های شدیداً قلیایی چشمه‌ها به وجود کربنات‌ها، بازالت‌های قلیایی و سنگ‌های آذرین در اعماق نسبت داده شد که pH آن‌ها به وسیله هیدرولیز CO_3^{2-} کنترل می‌شود (Ramrrez *et al.*, 2004).

زرهلول و همکاران (۲۰۱۰)، در ارزیابی پتانسیل ژئوترمال منطقه Morocco، ترکیب شیمیایی چشمه‌های آبگرم را تحت تاثیر سازندهای سنگی تشخیص دادند و دمای آبخوان را به کمک ژئوترموترهای شیمیایی پیش بینی نمودند. همچنین تفسیر داده‌های شیمیایی اختلاط آب‌های عمیق را با آب‌های سرد کم عمق نتیجه داد و بالاخره آنومالی‌های ژئوترمال به هیدرودینامیک عمیق‌تر، تکتونیک اخیر و وقوع ولکانیزم مربوط بوده است (Zarhloule *et al.*, 2010).

بروگر و همکاران (۲۰۰۵)، با مطالعه زمین شناسی و تکتونیک منطقه ژئوترمال Flinders در جنوب استرالیا و مطالعه خصوصیات هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمی چشمه‌های آبگرم منطقه نتیجه گرفتند که سیستم هیدروترمال غیرولکانیک بوده و از چرخش آب‌های جوی در میان سنگ‌های داغ حاصل می‌شوند. گرادیان ژئوترمال بالا در منطقه، به غلظت‌های بالای عناصر رادیواکتیو در طبقات زیرین (یک منبع رادیوژنیک در عمق کم) نسبت داده شد. همچنین فعالیت چشمه‌های آبگرم همراه با کانی سازی و تشکیل ته نشست‌های اپی ترمال Cu-Fe و Fe-U می‌باشد و با انجام محاسبات ژئوترموتری دمای تعادل واکنش بین آب و سنگ تخمین زده شد و بر طبق آن عمق چرخش آب تعیین شد (Brugger *et al.*, 2005).

بوسچی و همکاران (۲۰۰۵)، تحقیقی بر روی خواص فیزیکوشیمیایی آب‌های گرم و سرد منطقه Bagni di Lucca واقع در ایتالیا انجام دادند. ترکیب غالب آب‌های این منطقه را از نوع سولفات‌ها کلسیک با نسبت مولی بالای Na/Cl و با نسبت مولی پایین Ca/So4 تشخیص دادند. آن‌ها با انجام محاسبات ترمودینامیک و بررسی زمین‌شناسی منطقه به این نتیجه رسیدند که این پدیده ممکن است

به دلیل انحلال پیشرونده آلبیت، انیدریت، دولومیت و وجود دی اکسید کربن همراه به خاطر رسوب گذاری کلسیت باشد (Boschetti *et al.*, 2005).

کراز و فرانکا (۲۰۰۶)، شیمی چشمه‌های آبگرم و آب معدنی مجمع الجزایر آتشفشانی Azero در کشور پرتغال را جهت تشخیص رخساره‌های شیمیایی و گروه‌های ایزوتوپی بررسی کردند. در این تحقیق آن‌ها با توجه به اینکه چشمه‌های آبگرم منطقه تحت تاثیر ولکانیزم فعال، آتشفشان‌های قدیمی و خاموش به وجود آمده‌اند، فرایندهای ژئوشیمیایی موثر در منطقه را از منسایب مختلف از جمله، جذب مواد فراگیر گرمایی، واکنش آب و سنگ، اختلاط آب‌های هیدروترمال با آب‌های شیرین و آب دریا تشخیص دادند. علاوه بر این، آن‌ها در این تحقیق با انجام تکنیک‌های آنالیز آماری چندگانه از جمله آنالیز خوشه‌ای به طبقه‌بندی هیدروژئوشیمیایی آب‌های منطقه به گروه‌های ممکن پرداختند (Cruz & Franca, 2006).

تولگا یالکین (۲۰۰۷)، شیمی چشمه‌های آبگرم منطقه Biga Peninsula واقع در شمال غرب ترکیه را مطالعه کردند و چهار نوع رخساره شیمیایی از آب‌های گرم منطقه شناسایی و فرایندهای موثر بر تحول شیمیایی آب‌ها را تفسیر کرد. همچنین چون نمونه‌های آب این چشمه‌ها نسبت به کوارتز فوق اشباع تشخیص داده شدند بنابراین ژئوترموتری کوارتز جهت محاسبه دمای مخزن مناسب تشخیص داده شد و نتایج قابل قبولی گرفته شد (Tolga Yalkin, 2007).

الیور و نیکرک (۲۰۱۰)، خواص فیزیکی و شیمیایی چشمه‌های آبگرم در منطقه Waterberg واقع در جنوب آفریقا را مورد مطالعه قرار دادند و تفاوت‌های فیزیکی و شیمیایی موجود در آب چشمه‌های آبگرم نزدیک به هم منطقه را به دلیل متفاوت بودن ویژگی‌های زمین‌شناسی چشمه‌ها تشخیص دادند. آن‌ها همچنین با انجام آنالیز شیمیایی کامل از آب چشمه‌های منطقه آن‌ها را از نظر مقدار فلئور و جیوه برای سلامتی انسان طبق استانداردهای کیفی خطرناک تشخیص دادند (Oliver & Nikrek, 2010).

حاجی کریمی و مر (۲۰۱۰)، مکانیزم منبع و حرارت چشمه‌های آبگرم کوه‌های زاگرس را مورد مطالعه قرار دادند. چشمه‌های آبگرم کم دما در کوه‌های زاگرس در گسل قطر-کازرون رخ می‌دهند و دمای متوسط چشمه‌ها در حدود ۴۰ درجه سانتی‌گراد بوده و آب مقدار قابل توجهی از جامدات محلول و سولفید هیدروژن دارد. بر اساس تجزیه و تحلیل مواد شیمیایی، از جمله ایزوتوپ‌های پایدار از آب‌های گرم و تفسیر داده‌ها و در مقایسه با چشمه‌های آب شیرین و چاه‌ها در منطقه مورد مطالعه، نتیجه گرفتند که آب چاه‌ها دارای منشأ جوی هستند. زیرا از گرادیان زمین گرمایی غالب، آب به دلیل گسترش عمیق در سیستم از طریق مفاصل، شکستگی و گسل قطر-کازرون گرم می‌شود. آب‌ها در طول گردش عمیق خود با سری‌های تبخیری و شورابه‌های نفتی هرگز به افزایش غلظت یون‌های حل شده می‌شود، در تماس هستند (Hagi Karimi & Moore., 2010).

محمدی و همکاران (۲۰۱۰)، هیدروژئوشیمی و ژئوترموتری چشمه‌های گرم چنگال در منطقه زاگرس، ایران را مورد مطالعه قرار دادند. دمای چشمه‌های حرارتی چنگال بین ۲۸ تا ۴۰ درجه سانتی‌گراد متغیر بوده و ترکیبات شیمیایی و ایزوتوپی آب‌های حرارتی دارای دو سیستم هیدروژئولوژیکی مجزا هستند: یک سیستم زمین گرمایی عمیق و متوسط (40°C) و یک سیستم آبخوان کم عمق سرد مربوط به محلی است. بر اساس داده‌های شیمیایی و ایزوتوپی نتیجه گرفتند که: (۱) اختلاط، بین آبگرم زمین گرمایی و آب سرد کم عمق اتفاق می‌افتد. (۲) حرارت حاصل سطح آب به اختلاطی از ۸۰٪ آب‌های کم عمق و ۲۰٪ آبگرم می‌پردازد. (۳) عمق گردش آب‌های جوی حدود ۱۵۰۰ متر است. دمای مخزن حرارتی با توجه به محاسبات ژئوترموترهای مختلف و شاخص‌های اشباع برای فازهای جامد مختلف بین ۷۰ تا ۸۰ درجه سانتی‌گراد بوده است (Mohammadi *et al.*, 2010).

مطالعه هیدروشیمیایی از آب‌های ژئوترمال در منطقه Tianshui و مجاور منطقه استان گانسو در چین توسط ون و همکاران (۲۰۱۲) صورت گرفته است. تحقیق درباره مبدا و تکامل حرارتی آب و ارزیابی دمای مخزن در سیستم‌های زمین گرمایی انجام گرفته است. آب‌های گرم در ووشان و تیانشویی با

درجه حرارت خروجی از ۱۵ تا ۳۸ درجه سانتی‌گراد و TDS کم (۲۲۶-۲۵۵ میلی‌گرم در لیتر)، به عنوان بی‌کربنات تعریف شده است. در مقابل، آب‌های گرم در Tongwei و Qingshui دارای دمای خروجی بالاتر از ۵۴/۲۱ درجه سانتی‌گراد بوده و مقدار متوسط ۹۱۵ تا ۱۷۹۳ میلی‌گرم بر لیتر سولفات داشته‌اند. این آب‌های سولفات‌دار ممکن است از تعامل آب جوی، گرانیات و گنیس به وجود آیند. داده‌های ایزوتوپی ارائه شده در اینجا نشان می‌دهد که آب‌های گرم در ناحیه مورد مطالعه دارای منشا جوی بوده و تحت تاثیر واکنش آب-سنگ قرار گرفته‌اند. ژئوترموتری شیمیایی نشان دهنده وجود یک مخزن ژئوترمال عمیق با متوسط گرمایی (۷۰-۱۱۱ درجه سانتی‌گراد) در منطقه مطالعه تیانشویی است (Wen *et al.*, 2012).

هیدروژئوشیمی ۳۲ چشمه گرم در استان سیچوان غربی توسط چن و همکاران (۲۰۱۴)، پس از زلزله مورد بررسی قرار گرفته است که در آن به تجزیه و تحلیل هیدروشیمیایی و ایزوتوپی پرداخته‌اند. مقادیر δD و $\delta^{18}O$ نشان داد که چشمه‌ها دارای منشا جوی بوده که در طول گردش عمقی دچار پدیده اختلاط با آب‌های سطحی و تبادل ایزوتوپی آب-سنگ قرار گرفته‌اند. افزایش مقدار SO_4 در نمونه‌ها پس از زلزله نشانگر افزایش سهم آب‌های گرم عمیق در چشمه‌ها در اثر اعمال تنش‌های موجود بوده است (chen *et al.*, 2014).

مائو و همکاران (۲۰۱۵)، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی چشمه‌های زمین گرمایی نزدیک گسل‌های عمیق در حوضه Dongguan جنوب چین را مورد مطالعه قرار دادند. بررسی‌ها نشان داد که چشمه‌های آبگرم دارای درجه حرارت نسبتاً بالا و غلظت یونی بیشتری نسبت به چاه‌ها و چشمه‌های سرد داشته و در گروه HCO_3-Na طبقه بندی شده‌اند. نتایج ایزوتوپی و شیمیایی نشان می‌دهند که تمام چشمه‌های گرم و سرد زیرزمینی پراکنده در اطراف خط آب جوی ایزوتوپی دارای منشا آب جوی بدون تاثیر بیشتر تبخیر می‌باشند (Mao *et al.*, 2015).

یورتری و سیمسک (۲۰۱۷)، مطالعات هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیایی مناطق زمین گرمایی کامان در ترکیه را مورد بررسی قرار دادند. در این مطالعه، منطقه زمین گرمایی (Savcili-buyukoba) در Anatolia مرکزی عمدتاً توسط گسل کنترل شده و آبهای گرم در تقاطع گسل ها ظاهر شده‌اند. درجه حرارت آبهای گرمایی در این منطقه از ۳۰ به ۳۴/۶ درجه سانتی‌گراد و هدایت الکتریکی از ۵۱۳ تا ۵۶۵ میکروزیمنس بر سانتی‌متر است. رخساره‌های هیدرووشیمیایی آبهای گرم از نوع Na-Cl هستند و آبهای سرد دارای Ca-HCO₃ بوده است. آبهای گرم منطقه مطالعاتی در کنار خط آبهای جوی محلی (LMWL) قرار دارند و این نشان می‌دهد که آبهای ژئوترمال منشاء جوی دارند. غلظت تریتیوم پایین در آبهای گرم نشان می‌دهد که آبهای زیرزمینی که سن نسبتاً طولانی داشته، نشانگر وجود سیستم گردش عمیق آب است. دمای مخزن با استفاده از ژئوترمومتری سیلیس در حدود ۶۸-۷۴ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است (Yurteri & Simsek., 2017).

فصل سوم

روش انجام کار

مطالعات انجام شده در این پژوهش به منظور مطالعه هیدروژئولوژی کارست و ژئوترمومتری چشمه‌های آبگرم منطقه لویچ، چمستان به شرح زیر صورت گرفته است:

- ۱- جمع‌آوری آمار و اطلاعات هواشناسی و مطالعات پیشین در مورد موضوع پژوهش
- ۲- بازدیدهای صحرایی و زمین‌شناسی به منظور بررسی ژئورمورفولوژی کارست، بررسی توالی چینه‌شناسی، تهیه پروفیل‌های زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه
- ۳- نمونه‌برداری از چشمه آبگرم منطقه مورد مطالعه جهت آنالیزهای مختلف هیدروشیمیایی، ایزوتوپ و فلزات سنگین و همچنین اندازه‌گیری برخی خصوصیات فیزیکی در محل نمونه‌برداری (EC, pH, T و دبی)
- ۴- آنالیز عناصر اصلی مانند کاتیون‌ها و آنیون‌ها در آزمایشگاه آب و محیط زیست دانشگاه صنعتی شاهرود
- ۵- تجزیه و تحلیل آمار و اطلاعات به منظور بررسی خصوصیات هیدروژئولوژیکی، هیدروژئوشیمیایی و ژئوترمومتری چشمه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه
- ۶- ترسیم و محاسبه مساحت حوضه آبریز احتمالی چشمه‌های منطقه مورد مطالعه
- ۷- بررسی خصوصیات هیدروشیمیایی چشمه‌ها
- ۸- بررسی ژئوترمومتری و دمای مخزن ژئوترمال

۳-۱ - جمع‌آوری آمار و اطلاعات مورد نیاز منطقه

در مورد خصوصیات فیزیکی و شیمیایی منطقه اطلاعاتی از قبل وجود نداشت. اما برای برآورد مقدار بارش در منطقه از آمار بارش و دمای مربوط به ایستگاه‌های منطقه لویچ، چمستان اخذ شده از سازمان آب منطقه‌ای استان مازندران استفاده گردید. ایستگاه‌های بارش چمستان، کجور، بلده و لویچ

که در نزدیک محدود مورد مطالعه قرار گرفته بودند به منظور ترسیم نمودار بارش و ارتفاع منطقه انتخاب گردیدند.

۲-۳ - بازدیدهای صحرائی و بررسی زمین‌شناسی محدوده چشمه‌های منطقه لایچ،

چمستان

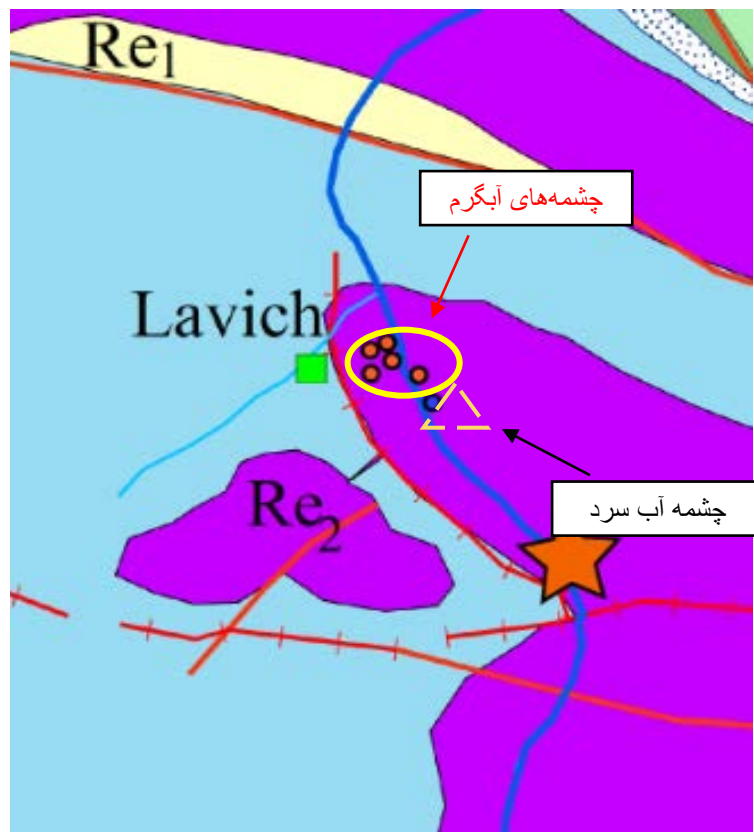
منطقه مورد مطالعه در جنوب شهرستان چمستان واقع شده است. نقشه زمین‌شناسی آن از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ آمل پس از چند دوره بازدید صحرائی از منطقه، در محیط GIS ترسیم گردید. همچنین بازدیدهای صحرائی به منظور بررسی ژئومورفولوژی کارست، زمین‌شناسی، تعیین توالی چینه‌شناسی و حوضه آبگیر چشمه‌های منطقه انجام گرفته است. همزمان با این بررسی‌ها نقش چین‌خوردگی‌ها و شکستگی‌های اصلی شامل گسل‌ها نیز به دقت بررسی گردید. در بررسی‌های ژئومورفولوژی کارست نیز سعی شد تا با ارزیابی درصد پوشش خاک، توسعه فضاهای انحلالی و سایر عوارض کارستی درصد تغذیه سالیانه در محدوده مورد نظر برآورد گردد و توسعه کارست در محدوده حوضه آبگیر چشمه‌های منطقه بررسی شود.

۳-۳ - نمونه‌برداری از چشمه‌های منطقه لایچ، چمستان

به منظور بررسی خصوصیات هیدروژئولوژیکی، هیدروژئوشیمیایی و ژئوترمومتری از چشمه‌های آبگرم منطقه لایچ نمونه‌برداری به عمل آمده است. برخی پارامترها در مظهر چشمه و برخی دیگر پس از انتقال در آزمایشگاه اندازه‌گیری شده‌اند.

۱-۳-۳ - موقعیت چشمه‌های آبگرم و آب سرد منطقه لایچ

شکل (۱-۳) موقعیت چشمه‌های منطقه مورد مطالعه را روی نقشه زمین‌شناسی نشان می‌دهد. همچنین در شکل‌های (۲-۳)، (۳-۳)، (۴-۳)، (۵-۳)، (۶-۳)، (۷-۳) نیز نمایی از چشمه‌های منطقه لایچ را مشاهده می‌کنید.



شکل ۱-۳: موقعیت چشمه‌های آبگرم و آب سرد



شکل ۲-۳: چشمه آبگرم SP1



شکل ۳-۳: چشمه آبگرم SP2



شکل ۳-۴: چشمه آبگرم SP3



شکل ۳-۵: چشمه آبگرم SP4



شکل ۳-۶: آبگرم SP8



شکل ۳-۷: رودخانه لایچ رود

۳-۲- نمونه برداری هیدروشیمیایی از منابع آب

جهت نمونه برداری از منابع آبی مذکور از ظروف پلی اتیلنی ۱۰۰۰ سی سی استفاده شد. در طول دوره نمونه برداری سعی گردید از روش های استاندارد نمونه برداری استفاده شود. قبل از نمونه برداری نیز ظروف پلی اتیلنی چندین بار با آب چشمه شستشو داده شد. در نهایت، نمونه ها در کوتاه ترین زمان ممکن برای آنالیز کیفی به آزمایشگاه آب و محیط زیست دانشگاه صنعتی شاهرود منتقل گردیدند و آزمایش ها حداکثر تا زمان کوتاهی پس از نمونه برداری انجام شده اند. برخی از پارامترها کمی شامل آبدهی، درجه حرارت و برخی پارامترهای شیمیایی شامل هدایت الکتریکی (EC) و اسیدیته (pH) در محل نمونه برداری اندازه گیری شده اند. مقادیر غلظت یون های اصلی و فرعی با استفاده از روش تیتراسیون و دستگاه کروماتوگرافی یونی (IC) اندازه گیری شده است.

۳-۳-۳- اندازه‌گیری دبی

دبی یکی از پارامترهای مهم در مطالعات آب‌های سطحی و زیرزمینی (چشمه) است. منظور از دبی، حجمی از آب است که در واحد زمان از سطح مقطع عمود بر جریان عبور می‌کند. اگر سرعت متوسط جریان (v) و سطح مقطع جریان (A) اندازه‌گیری شود، مقدار دبی (Q) را می‌توان از معادله زیر محاسبه نمود.

$$Q = A \cdot v$$

معادله (۳-۱)

دبی چشمه‌های آبگرم در منطقه یکبار اندازه‌گیری و برآورد شد.

۳-۳-۴- اندازه‌گیری درجه حرارت

یکی از مهم‌ترین پارامترهای فیزیکی در مطالعات چشمه‌های کارستی درجه حرارت می‌باشد. اندازه‌گیری دما باید در محل نمونه‌برداری و به صورت سریع انجام شود. برای اندازه‌گیری این پارامتر از دماسنج شیشه‌ای با دقت یک دهم درجه سانتی‌گراد استفاده گردید.

۳-۳-۵- اندازه‌گیری هدایت الکتریکی

هدایت الکتریکی (EC) آب ارتباط مستقیم با مقدار مواد جامد محلول در آب دارد و مهم‌ترین پارامتر شیمیایی می‌باشد که بهتر است آن را در محل نمونه‌برداری اندازه‌گیری نمود. این پارامتر با املاح حل شده (TDS) در آب رابطه مستقیم دارد. جهت اندازه‌گیری هدایت الکتریکی نمونه‌های آب در محل نمونه‌برداری، از دستگاه هدایت سنج (EC متر) مدل آنالیتیک استفاده شده است. دقت دستگاه برای اندازه‌گیری هدایت الکتریکی برابر با یک میکروموس بر سانتی‌متر می‌باشد.

۳-۳-۶- اندازه‌گیری pH

از دیگر پارامترهای اندازه‌گیری شده در محل نمونه برداری، pH می‌باشد که مقدار آن به عواملی از قبیل مقدار دی‌اکسیدکربن محلول در آب، مقدار آنیون‌های بیکربنات و کربنات و همچنین درجه حرارت آب وابسته است. مقادیر اندازه‌گیری شده برای pH در تجزیه و تحلیل داده‌ها و محاسبه اندیس اشباع کلسیت و دولومیت و غیره بسیار مؤثر می‌باشد. به همین علت pH آب چشمه در محل به وسیله دستگاه pH متر اندازه‌گیری شده است. دقت این دستگاه برای اندازه‌گیری pH برابر با یک صدم واحد می‌باشد. با توجه به تغییرات اندک این پارامتر در طی فصول، این پارامتر تنها یکبار برای نمونه‌ها اندازه‌گیری شده است

۳-۳-۷- محاسبه درصد خطای آزمایش

معمولاً اندازه‌گیری غلظت عناصر با استفاده از روش معمول آزمایشگاهی (تیتراسیون و نورسنجی) با خطا همراه است. این خطا ممکن است، گاهی از حد مجاز فراتر رفته و منجر به اشتباهاتی در نتایج تحلیل پارامتری و نموداری گردد. برای بررسی صحت نتایج، از معادله زیر برای خطای واکنش استفاده شده است.

$$Error\% = \frac{\sum cation - \sum anion}{\sum cation + \sum anion} \times 100 \quad \text{معادله (۳-۲)}$$

مجموع آنیون‌ها و کاتیون‌ها بر حسب میلی‌اکی والان بر لیتر بوده و درصد خطای آزمایش $5\% <$ قابل قبول است.

۳-۳-۸- سختی کل (Total Hardness)

در این معادله (TH) سختی کل بر حسب میلی‌گرم در لیتر کربنات کلسیم معادل می‌باشد. غلظت منیزیم و کلسیم بر حسب میلی‌گرم در لیتر در رابطه وارد می‌شود.

$$TH = 2.5(Ca) + 4.1(Mg) \quad \text{معادله (۳-۳)}$$

۳-۳-۹- کل مواد محلول

جهت محاسبه کل جامدات محلول در آب زیرزمینی از رابطه (۳-۵) استفاده می‌شود.

$$TDS = \sum Ions + SiO_2 \quad \text{معادله (۳-۴)}$$

در این رابطه (TDS) کل جامدات محلول در آب بر حسب میلی‌گرم بر لیتر و مجموع $\sum Ions$ یون‌های اصلی در نمونه آب بر حسب میلی‌گرم در لیتر می‌باشد.

۳-۳-۱۰- محاسبه ضرایب اشباع (کلسیت، دولومیت، ژیپس و هالیت)

اندیس‌های اشباع کلسیت، دولومیت، ژیپس و هالیت از پارامترهای مهم در تفسیر شرایط هیدروشیمیایی آب‌های چشمه‌های کارستی و دیگر منابع آبی می‌باشند. محاسبه این پارامترها توسط نرم‌افزار PHREEQC صورت گرفته است. مقادیر بالای صفر در اندیس‌های اشباع نشان دهنده حالت فوق اشباع و مقادیر صفر بیانگر حالت اشباع و مقادیر منفی نشان دهنده حالت تحت اشباع می‌باشد.

۳-۴ - تعیین محدوده حوضه آبخیز چشمه‌های آبگرم منطقه لویج، چمستان

شناسایی حوضه آبخیز به منظور تخمین منابع آب زیرزمینی، جهت و سرعت انتقال آب اهمیت فراوانی دارد. در این تحقیق ابتدا با استفاده از تلفیق روش‌های زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی، هیدروژئولوژی و مد نظر قرار دادن حوضه آبخیز چشمه‌های مجاور، محدوده حوضه آبخیز چشمه‌های آبگرم به صورت مقدماتی ترسیم گردید و مساحت آن محاسبه شد. مقادیر بارش سالیانه از روش نمودار ارتفاع بارش ایستگاه‌های مجاور تعیین گردید. همچنین با توجه به بازدیدهای صحرائی به عمل آمده از محدوده درصد تغذیه سالیانه برآورد شد. با داشتن مساحت حوضه آبخیز و مقادیر بارش و درصد تغذیه سالیانه،

حجم تغذیه سالیانه در حوضه آبرگیر مقدماتی با استفاده از معادله زیر به دست آمد. علاوه بر این، حجم تخلیه سالیانه چشمه ها نیز محاسبه شد. در انتها با مقایسه مقادیر حجم تغذیه و تخلیه سالیانه دقت ترسیم حوضه مقدماتی بررسی و در صورت نیاز تصحیحاتی روی آن اعمال گردید.

$$A = \frac{V}{PR} \quad \text{معادله (۵-۳)}$$

در این رابطه P میانگین سالیانه بارش در حوضه آبرگیر چشمه با واحد متر، R درصد نفوذ بارندگی بدون واحد، A مساحت حوضه آبرگیر با واحد مترمربع و در نهایت V میانگین تغذیه سالیانه چشمه با واحد مترمکعب می باشد.

۵-۳- اندازه گیری مقادیر ایزوتوپی و فلزات سنگین

۳۰ میلی لیتر آب هر چشمه در بطری تیره جهت آنالیز ایزوتوپی به آزمایشگاه ایزوتوپی سازمان انرژی اتمی کشور ارسال گردید. همچنین جهت اندازه گیری فلزات سنگین، حدود ۶۰ میلی لیتر آب را با فیلتر (۰/۴۵ μm) فیلتر کرده و سپس با استفاده از چند قطره اسید HCl، مقدار pH نمونه را به زیر ۲ رسانده شده است. سپس جهت آنالیز به شرکت زرآما ارسال گردیده است.

۶-۳- محاسبه شاخص های ارزیابی کیفیت آب

۱-۶-۳- درجه آلودگی

با استفاده از شاخص درجه آلودگی، کیفیت و میزان آلودگی آب ارزیابی می شود. در این شاخص برای هر نمونه آب، جداگانه محاسبه می شود. به این ترتیب، اثرات ترکیبی چندین پارامتر موثر بر کیفیت آب مشخص می گردد. درجه آلودگی با استفاده از رابطه زیر مشخص می گردد (Tijani, 2009):

$$C_d = \sum_{i=1}^n C_{fi} \quad \text{رابطه (۶-۳)}$$

$$C_{fi} = C_{Ai} / C_{Ni} \quad \text{رابطه (۷-۳)}$$

در این رابطه C_{fi} ضریب آلودگی، C_{Ai} مقدار پارامتر اندازه گیری شده و C_{Ni} غلظت استاندارد سازمان بهداشت جهانی برای پارامتر i ام می‌باشد. با استفاده از مقادیر C_d سطح آلودگی آب را به سه رده تقسیم کرد، به این ترتیب که $C_d < 1$ آلودگی پایین، مقادیر ۱ تا ۳ این پارامتر، آلودگی متوسط و $C_d > 3$ آلودگی بالا را نشان می‌دهد.

۳-۶-۲- شاخص آلودگی فلزات سنگین (HPI)

شاخص آلودگی فلزات سنگین برای بر آورد آلودگی آب شرب استفاده می‌شود و طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود (Monhan *et al.*, 1996):

$$HPI = \frac{\sum_{i=1}^n W_i Q_i}{\sum_{i=1}^n W_i} \quad \text{رابطه (۸-۳)}$$

W_i وزن پارامتر i ام که از طریق معکوس استاندارد ($W_i = 1/S_i$) محاسبه می‌شود و مقدار S_i مقدار استاندارد یا مجاز برای فلز، n تعداد پارامترهای مد نظر گرفته شده و Q_i زیر شاخص پارامتر i ام فلزات بالقوه سمی است که از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$Q_i = \frac{\sum_{i=1}^n |M_i - I_i|}{(S_i - I_i)} \quad \text{رابطه (۹-۳)}$$

در این رابطه، I_i مقدار ایده آل برای فلز (گاهی صفر است) و M_i مقدار غلظت فلز سنگین محاسبه شده است. در این شاخص اگر HPI بیش از ۱۰۰ باشد، آب به فلزات سنگین آلوده است. در صورتی که HPI برابر ۱۰۰ باشد، آب در آستانه آلودگی به فلزات سنگین قرار دارد. اگر HPI کمتر از ۱۰۰ باشد، آب فاقد آلودگی به فلزات سنگین است.

۳-۶-۳ - شاخص کیفی آب (WQI)

این شاخص توسط سازمان بهداشت جهانی در سال ۱۹۹۳ تدوین شده است. جهت محاسبه این شاخص حداقل سه پارامتر کیفی مورد نیاز می‌باشد و بر اساس وزن دهی برای هر پارامتر و با توجه به استاندارد آب شرب که توسط سازمان بهداشت جهانی مطرح شده است، کیفیت آب را بین اعداد صفر تا بینهایت مشخص می‌کند. هر چقدر عدد شاخص بیشتر باشد، آب کیفیت کمتری جهت مصارف شرب خواهد داشت (WHO, 2008). برای محاسبه WQI سه مرحله به شرح زیر وجود دارد:

۱- وزن دهی به پارامترهای در نظر گرفته شده با توجه به جدول (۳-۱) بر اساس اهمیت هر پارامتر

۲- وزن نسبی از رابطه (۳-۵) محاسبه می‌گردد:

$$W_i = W_i / \sum_{i=1}^n W_i \quad \text{رابطه (۳-۱۰)}$$

جدول ۳-۱: مقادیر وزن پارامترهای آب و استانداردهای سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2008)

پارامتر	وزن	W_i	استاندارد سازمان بهداشت جهانی
Ca^{2+}	۲	۰/۰۸	۷۵
Mg^{2+}	۱	۰/۰۴	۵۰
Na^+	۲	۰/۰۸	۲۰۰
K^+	۲	۰/۰۸	۱۲
HCO_3^-	۳	۰/۱۲	۳۰۰
SO_4^{2-}	۴	۰/۱۶	۲۵۰
Cl ⁻	۳	۰/۱۲	۲۵۰
EC	۴	۰/۱۶	۵۰۰
pH	۲	۰/۰۸	۷/۵
TH	۲	۰/۰۸	۱۵۰

۳- مقیاس رتبه بندی کیفی q_i با استفاده از تقسیم غلظت هر پارامتر در هر نمونه آب (C_i) بر مقدار استاندارد سازمان بهداشت جهانی (S_i) محاسبه شده و در ۱۰۰ ضرب می‌شود:

$$q_i = C_i / S_i \times 100 \quad \text{رابطه (۱۱-۳)}$$

برای محاسبه WQI، ابتدا بایستی S_i برای هر پارامتر محاسبه شود:

$$SI_i = W_i \times q_i \quad \text{رابطه (۱۲-۳)}$$

$$WQI = \sum SI_i \quad \text{رابطه (۱۳-۳)}$$

که در این رابطه، SI_i زیر شاخص پارامترها، q_i رتبه بندی براساس غلظت هر پارامتر و n تعداد پارامترها می‌باشد. سپس مقادیر WQI محاسبه شده برای هر نمونه آب بر اساس جدول (۲-۳) توصیف می‌شود.

جدول ۲-۳: مقادیر WQI و رده بندی سازمان بهداشت جهانی (WHO, 1998)

کیفیت آب	مقدار شاخص
عالی	$WQI < 50$
خوب	50-100
ضعیف	100-200
خیلی ضعیف	200-300
غیر قابل شرب	$WQI > 300$

۳-۷ - روش‌های آماری تحلیل داده‌ها

در این روش به منظور تفسیر مجموعه داده‌ها و همچنین ارزیابی منشاء احتمالی عناصر و توجیه رفتار ژئوشیمیایی آن‌ها در منابع آب زیرزمینی منطقه کوهستانی لایچ، روش‌های آماری چند متغیره،

شامل محاسبه ضرایب همبستگی، آنالیز خوشه‌ای سلسله مراتبی و تحلیل مولفه اصلی با استفاده از نرم افزار SPSS به کار گرفته شدند.

۳-۷-۱ - ضریب همبستگی

از ضرایب همبستگی برای تعیین منشا احتمالی عناصر، بررسی روابط بین عناصر و همچنین ارزیابی تاثیر پارامترهای محیطی بر کیفیت آب استفاده می‌شود. ضریب همبستگی در محدوده بین +۱ و -۱ تغییر می‌کند. علامت مثبت بیانگر همبستگی مثبت و علامت منفی بیانگر همبستگی منفی بین دو متغیر است (بایزیدی و همکاران، ۱۳۹۱).

۳-۷-۲ - تحلیل خوشه‌ای

هدف از کاربرد آنالیز خوشه‌ای، نظم بخشیدن به داده‌های مختلف گروه‌هایی است که درجه ارتباط بین آن‌ها حداقل می‌باشد. در آنالیز خوشه‌ای، از ضریب همبستگی پیرسون به عنوان معیار شباهت بین متغیرها استفاده می‌شود (بایزیدی و همکاران، ۱۳۹۱). برای تهیه نمودار درختی که نمایانگر ساختار درونی متغیرها می‌باشد، باید روش مناسبی برای اتصال خوشه‌ها انتخاب شود که با توجه به معیار شباهت انتخاب شده (ضریب همبستگی پیرسون)، روش اتصال متوسط بین خوشه‌ای انتخاب می‌شود. خوشه‌های مختلف در هر نمودار درختی، نشانگر ویژگی یا منشاء مشترک عناصر و یا شباهت در ویژگی ایستگاه‌های مختلف می‌باشد. در این پژوهش روش تحلیل خوشه‌ای HCA (Q-mode hierarchical cluster analysis) با استفاده از نرم افزار SPSS برای نمونه‌ها استفاده شده است.

۳-۷-۳- تحلیل مولفه‌های اصلی

روش تحلیل مولفه اصلی، یک روش آماری چند متغیره است و در مورد داده‌هایی استفاده می‌شود که در آن‌ها، بین متغیرهای وابسته و مستقل تمایز معناداری وجود ندارد. در این روش، ساختار موجود در درون مجموعه داده‌ها توصیف می‌شود. در واقع این روش بر روی داده‌های نرمال شده انجام می‌گیرد و پس از مرتب سازی داده‌هایی که بیشترین همبستگی را از میان داده‌ها دارند، مولفه‌های اصلی با مقادیر ویژه بیشتر از یک استخراج می‌شود. سپس هر مولفه حول محورهای مختصات چرخش داده می‌شود. با این روش تعداد زیادی مولفه به چندین مولفه اصلی تبدیل می‌شود که علاوه بر اطلاعات اولیه داده‌ها، حاوی اطلاعاتی در مورد روابط پنهانی داده‌ها نیز هستند. معمولاً چرخش داده‌ها به روش Varimax انجام می‌شود که با آن، اختلاف واریانس بین مولفه‌ها به حداکثر می‌رسد (بایزیدی و همکاران، ۱۳۹۱).

۳-۸- بررسی خصوصیات و ویژگی‌های ژئوترموتری منابع آب منطقه مورد مطالعه

در این مطالعه با استفاده از ژئوترموترهای مختلف، دمای اولیه مخزن ژئوترمال محاسبه شده است. همچنین فرآیندهای ثانویه که در طول مسیر جریان از عمق تا سطح رخ داده است مورد بررسی قرار گرفته است. درصد اختلاط آب سرد و گرم، ارتفاع منطقه تغذیه و عمق چرخش آب‌های جوی با استفاده از داده‌های جوی نیز بررسی شده است.

۳-۹- مدل شماتیک هیدروژئولوژی منطقه

مدل شماتیکی از هیدروژئولوژی منطقه جهت ترسیم جهت جریان آب و محل تغذیه آب‌های زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه ترسیم شده است.

فصل چهارم

بررسی خصوصیات هیدروژنولوژیکی، هیدروژنوشیمیایی و

ژئوترمومتری چشمه‌های آبگرم منطقه لایچ، چمستان

۴-۱- مقدمه

منطقه کوهستانی روستای لویچ که در استان مازندران قرار دارد دارای چندین چشمه آبگرم و سرد است که منبع اصلی تامین آب جهت مصارف شرب، کشاورزی و همچنین آب درمانی می باشد (شکل ۴-۱). در این فصل خصوصیات هیدروژئولوژیکی، هیدروژئوشیمیایی و هیدروژئوترمال منطقه مورد بررسی قرار می گیرد. شکل های (۴-۱)، (۴-۲)، (۴-۳)، (۴-۴) و (۴-۵) نمایی از چشمه های منطقه مورد مطالعه را نشان می دهند.



شکل ۴-۱: نمایی از منطقه لویچ



شکل ۴-۲: چشمه آبگرم SP2



شکل ۴-۳: چشمه آب سرد (SP6)



شکل ۴-۴: چشمه آب سرد کشپل (SP7)



شکل ۴-۵: رودخانه لایچ رود (RI)

۲-۴ - بررسی خصوصیات هیدروشیمی چشمه‌های منطقه لایچ، چمستان

۱-۲-۴ - مقدمه

آب‌های زیرزمینی به ویژه آب‌های گرم دارای درجه حرارت بالا، و حاوی گازهای محلول از قبیل CO_2 و به تبع آن دارای pH کمی اسیدی هستند. این آب‌ها در مقایسه با آب‌های سطحی که فرصت کوتاه تری را جهت تبادل شیمیایی با بستر خود دارند، قادرند که مواد و عناصر مختلف طی فرآیندهایی مثل انحلال فیزیکی، جذب و تبادل یون‌ها، فعل و انفعالات شیمیایی کربن‌ها، اکسیداسیون و احیا، هیدرولیز و پدیده‌های بیولوژیک، ترکیب شیمیایی نهایی این دسته از آب‌ها را تحت تاثیر قرار می‌دهند. آب‌های گرم از هر نوع که باشند به هنگام صعود به سطح زمین، املاح و گازهای مختلف را در خود حل می‌نمایند.

در آذر ماه سال ۱۳۹۶ از چشمه‌های آبگرم و تعدادی از چشمه‌های آب سرد و رودخانه دائمی در منطقه روستای لایچ از شهرستان چمستان، نمونه برداری صورت گرفته است. نمونه برداری از محل خروجی ۶ چشمه آبگرم و ۲ چشمه آب سرد و رودخانه انجام شده است و پارامترهایی چون هدایت الکتریکی، دما و اسیدیته در محل خروجی چشمه‌ها اندازه گیری شدند. نتایج آنالیز نمونه‌های مربوط به چشمه‌های آبگرم و آب سرد در جدول (۴-۱) ارائه شده است.

۲-۲-۴ - بررسی مقادیر هدایت الکتریکی در منطقه مورد مطالعه

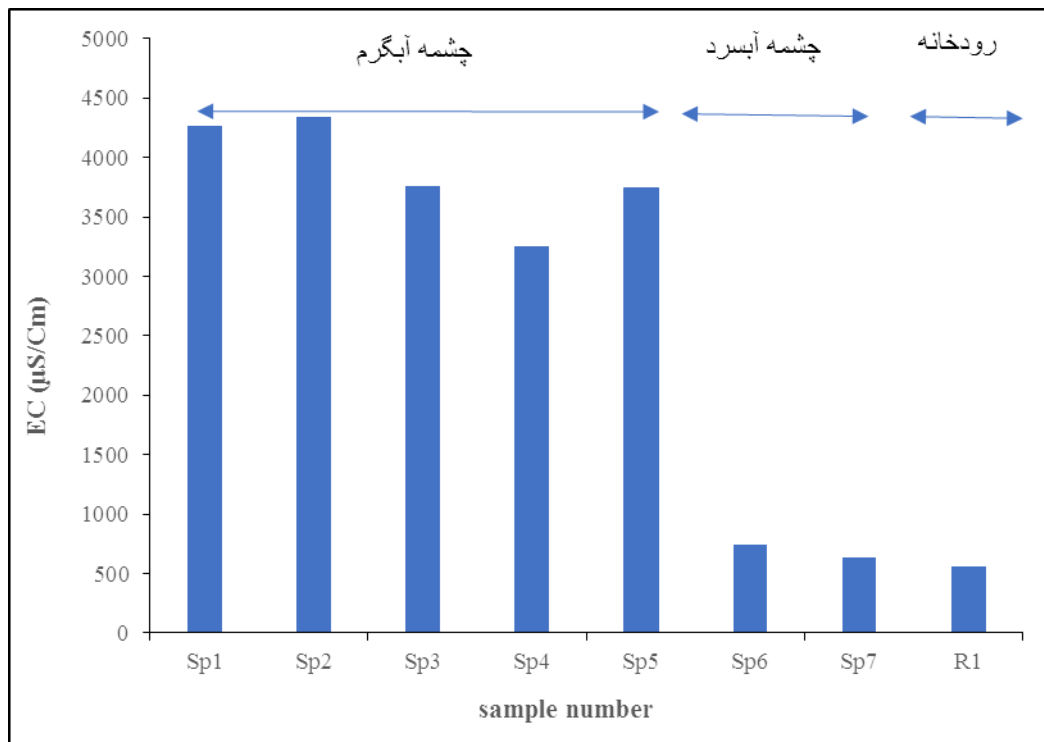
هدایت الکتریکی بیانگر قابلیت رسانایی آب می‌باشد و به غلظت یون‌ها و دما بستگی دارد (Hanslow, 1995). گستره هدایت الکتریکی در چشمه‌های آبگرم مورد مطالعه در حدود ۳۰۰۰ میکروموس بر سانتیمتر و چشمه‌های آب سرد بین ۵۵۲ تا ۵۷۳ میکروموس بر سانتیمتر است. بیشترین مقدار EC مربوط به نمونه آبگرم، Sp2 می‌باشد.

جدول ۴-۱: نتایج آنالیز کیفی نمونه‌های آب در منطقه مورد مطالعه

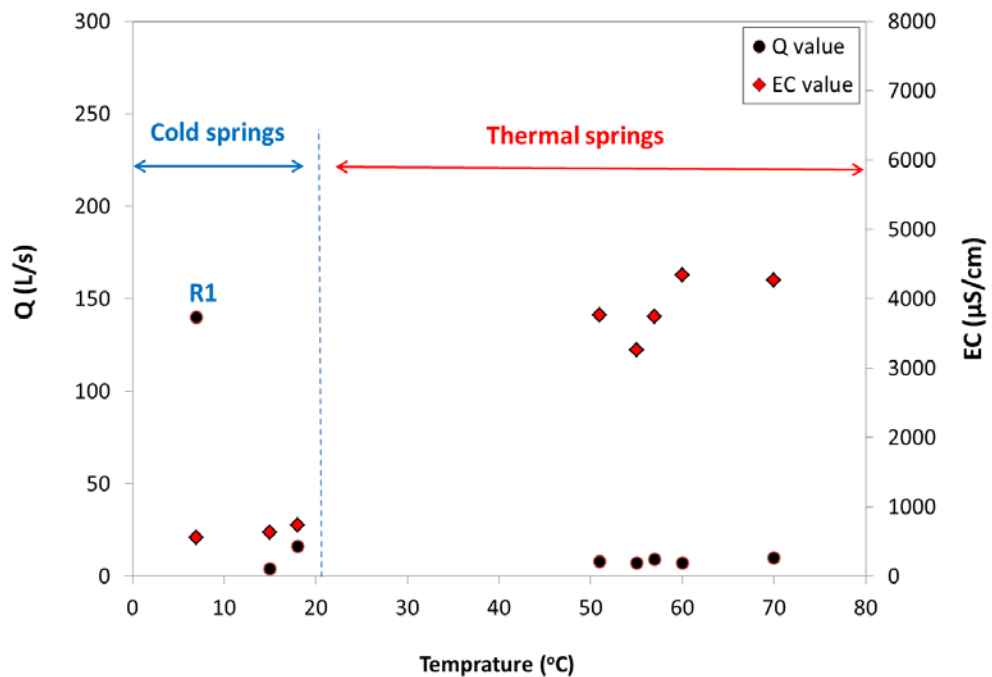
درصد خطا	غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی (epm)							pH	Ec ($\mu\text{S}/\text{Cm}$)	کد منبع	نام چشمه	ردیف
	SO_4^{2-}	Cl^-	HCO_3^{2-}	K^+	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}					
۱/۸۰	۷/۳۳	۱۸/۳	۱۷	۱/۲	۱۸	۱۱	۱۴	۶/۳۶	۴۲۶۳	SP1)	آبگرم کریمی	۱
۶/۵۵	۶/۴۱	۱۹	۱۸	۱/۵	۱۹	۱۱	۱۸	۶/۳	۴۳۴۱	Sp2)	آبگرم موسوی	۲
۱/۰۵	۵/۷	۱۰/۷	۲۱/۲	۰/۹	۱۱	۱۰	۱۶/۵	۶/۲	۳۷۶۰	Sp3)	آبگرم فیله سنگی	۳
۴/۰۰	۵/۸۸	۸/۷	۱۸	۰/۸	۸/۵	۱۰	۱۶	۶/۲۸	۳۲۵۸	Sp4)	آبگرم ایران زمین ۱	۴
۶/۰۵	۷/۱۷	۱۳/۶	۱۶/۷	۱	۱۳/۸	۱۰	۱۷/۵	۶/۳	۳۷۴۷	Sp5)	آبگرم ایران زمین ۲	۵
۱/۵۹	۱/۵	۰/۹	۵	۰/۱۴	۰/۵	۳	۴	۶/۸۸	۷۴۰	Sp6)	آب سرد ایران زمین	۷
۳/۷۸	۱	۰/۸	۴/۵	۰/۰۴	۰/۳	۱/۲	۳/۴	۷/۴	۶۳۰	Sp7)	آب سرد کشیل	۸
۲/۴۳	۴/۸	۱۱/۹	۱۱/۴	۰/۷	۸	۹/۰۱	۱۱/۷۹	۷	۲۴۲۰	SP8)	آبگرم بیبِنو	۶
۱/۸۱	۱/۱۲	۰/۹	۳/۶	۰/۰۲	۰/۲	۲/۲	۳	۷/۹۶	۵۶۲	(R1)	رودخانه لایوچ رود	۹

بر اساس استاندارد سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2008)، حد مطلوب و بالاترین مقدار مجاز EC برای مصارف شرب به ترتیب ۵۰۰ و ۱۴۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر می‌باشد. مقدار بالای هدایت الکتریکی در نمونه‌های آبگرم دلالت بر کیفیت پایین آب و املاح محلول در چشمه‌های آبگرم این منطقه دارد. مقدار هدایت الکتریکی در چشمه‌های آبگرم منطقه خیلی بیشتر از آب سرد بوده و بین ۳۰۰۰ تا ۴۲۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر متغیر می‌باشد. در مقایسه چشمه آب سرد مقدار EC

کمتر بوده و در حدود $500 \mu\text{S}/\text{Cm}$ می باشد. در نمونه آب رودخانه نیز مقدار EC کم بوده و در حدود آب های سرد قرار دارد (شکل ۴-۶) و (شکل ۴-۷). مقدار EC با دبی چشمه ها رابطه ای را نشان نمی دهد. البته باید خاطر نشان کرد که هدایت الکتریکی با دما رابطه مستقیم داشته به طوریکه در نمونه های آبگرم با افزایش دما هدایت الکتریکی نیز افزایش می یابد.

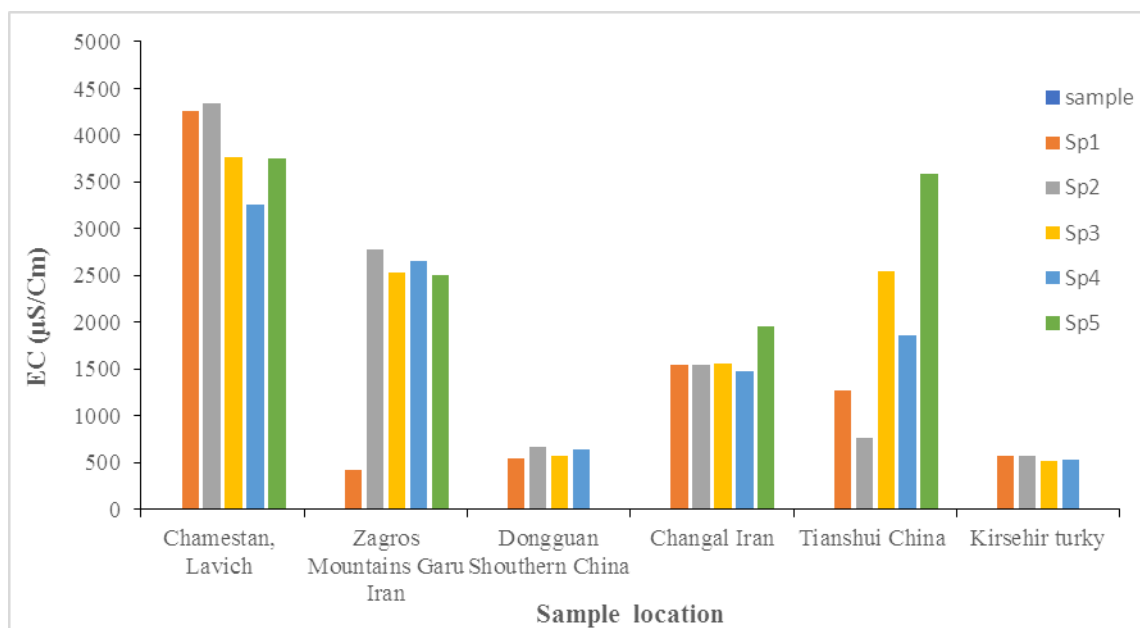


شکل ۴-۶: نمودار ستونی مربوط به EC چشمه های آبگرم و سرد



شکل ۴-۷: نمودار دبی در مقابل هدایت الکتریکی و دما

با توجه به شکل (۴-۸) هدایت الکتریکی چشمه‌های آبگرم در منطقه لایچ با دیگر چشمه‌های آبگرم همچون کوه‌های زاگرس، گارو (Karimi & Moore., 2010)، چشمه‌های زمین گرمایی نزدیک گسل‌های عمیق در حوضه Dongguan جنوب چین (Mao *et al.*, 2015)، چشمه‌های آبگرم چنگال در منطقه زاگرس، ایران (Mohammadi *et al.*, 2010)، مطالعه هیدروشیمیایی از آب‌های ژئوترمال در منطقه Tianshui و مجاور منطقه استان گانسو در چین (Wen *et al.*, 2012) و مناطق زمین گرمایی کامان در ترکیه (Yurteri & Simsek., 2017) در دیگر مناطق ایران و جهان مقایسه شده است. مقدار EC در چشمه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه بیشتر از مناطق دیگر می‌باشد که البته بایستی پارامتر زمین‌شناسی منطقه را نیز در نظر گرفت، ولی در مقایسه مقدار EC بالاتری دارند.

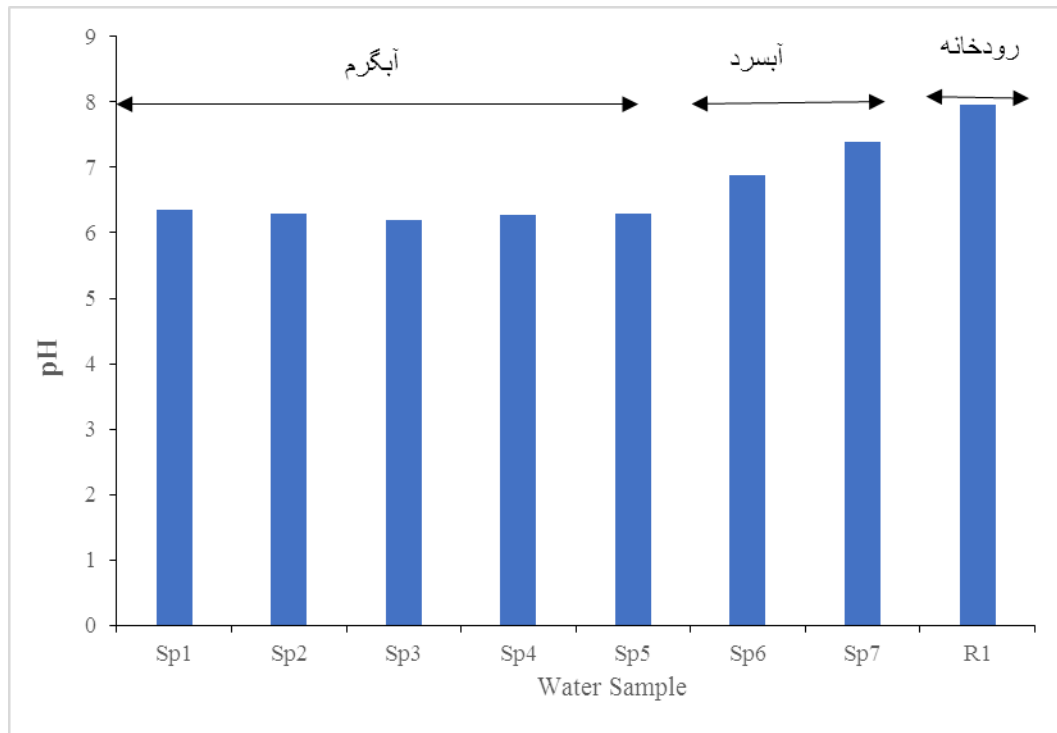


شکل ۴-۸: مقایسه نتایج هدایت الکتریکی نمونه‌های آبگرم منطقه لایوچ با دیگر نمونه‌های ایران و جهان

۴-۲-۳- مقدار pH

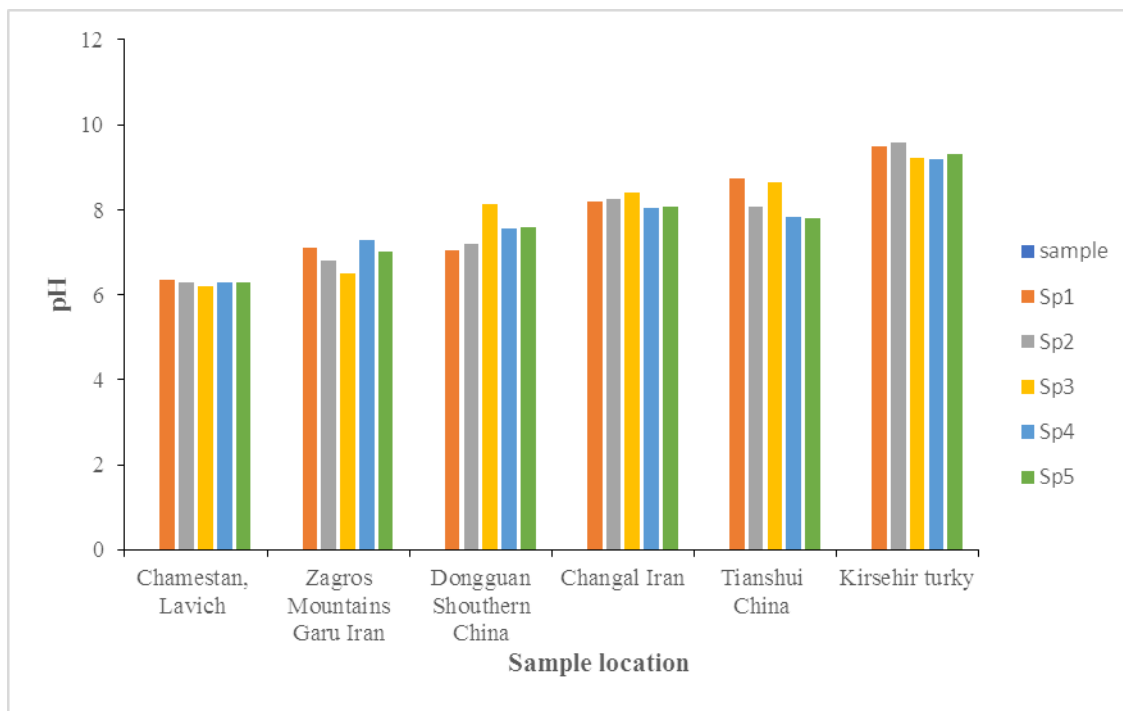
pH یکی از عوامل مشخص کننده آب‌های گرم و معدنی است و در تفسیر نتایج آزمایش آب به کار می‌رود. مقدار pH در بیشتر آب‌های زیرزمینی بستگی به حالت تعادل دی اکسید کربن، کربنات و بی کربنات دارد. در این تعادل مقدار فشار و دما نیز موثر است لذا با تغییر این عوامل میزان pH نیز تغییر می‌کند. اغلب آب‌های زیرزمینی دارای pH معادل ۶ تا ۸/۵ هستند. آب‌های با pH کم معمولاً دارای اسید کربنیک آزاد- سولفید هیدروژن آزاد و اسیدهای کلریک و اسید هومیک می‌باشند. آب‌های زیرزمینی آتشفشانی دارای اسید کلریک و اسید سولفوریک هستند. آب‌های زمین‌های سیلیسی دارای pH پایین تر از ۷ می‌باشند. آب‌های آهکی و سولفور سدیک دارای pH بالا بین ۸ تا ۱۰ و آب‌های سولفور کلسیک pH بین ۵/۶ تا ۷/۵ دارند. آب‌های بی کربنات سدیک معمولاً دارای pH کمی پایین تر از ۷ می‌باشند. pH آب پس از خروج از چشمه در طول زمان تغییراتی را به سبب از دست دادن دی اکسید کربن و یا اکسیداسیون و غیره حاصل می‌کند. در اثر اکسیداسیون سولفورهای آب به سولفات تبدیل و در نتیجه pH آب کم می‌شود و چنانچه اسید کربنیک آب از دست داده شود pH زیاد می‌شود. گستره pH نمونه‌های آب مورد مطالعه بین ۶/۲ تا ۷/۷ است و میانگین آن ۶/۸ می‌باشد.

بیشترین مقدار آن مربوط به آب رودخانه و کمترین آن مربوط به چشمه آبگرم فیله سنگی (SP3) می‌باشد. باتوجه به شکل (۴-۹) نمونه‌های چشمه‌های آبگرم به مقدار کمی اسیدی هستند و مقدار آن‌ها بین ۶/۳ است و چشمه‌های آب سرد در حدود ۷/۴ می‌باشد.



شکل ۴-۹: مقدار pH نمونه‌های آبگرم و آب سرد چشمه‌های لایچ

در شکل (۴-۱۰) مقدار pH نمونه‌های منطقه مورد مطالعه با دیگر مناطق ایران و جهان نشان می‌دهد که مقدار pH در منطقه مورد مطالعه بین ۶/۲ تا ۶/۳ بوده و نسبت به دیگر مناطق کمتر بوده و کمی اسیدی می‌باشد که احتمالاً به دلیل وجود گازهای محلول همچون CO₂ در چشمه‌ها می‌باشد.

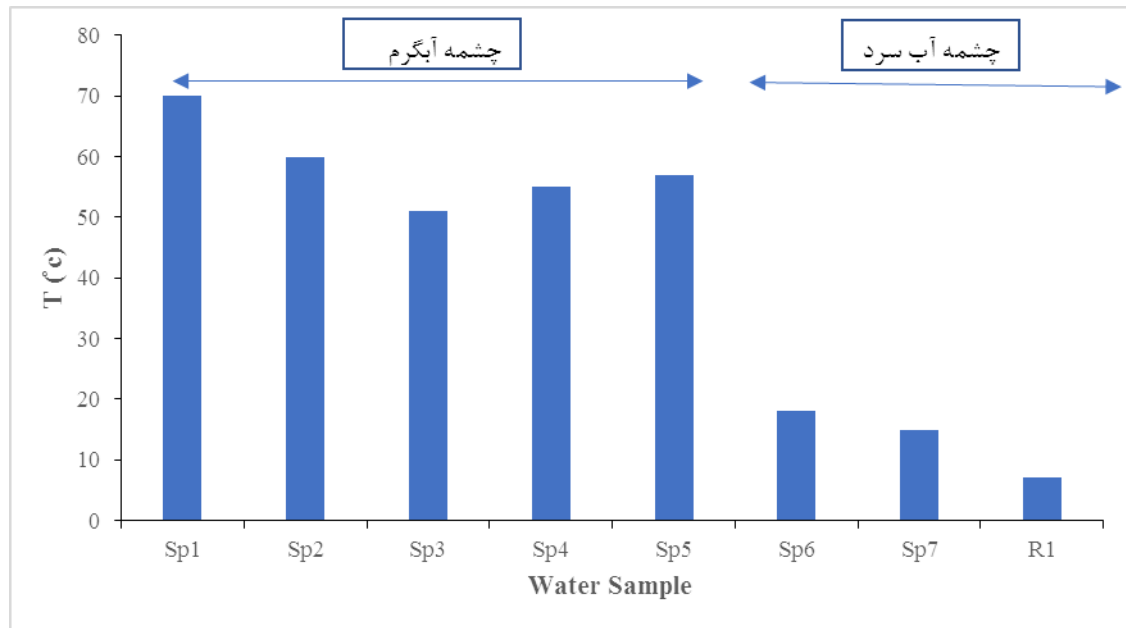


شکل ۴-۱۰: مقایسه pH چشمه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه با دیگر مناطق ایران و جهان

۴-۲-۴- درجه حرارت

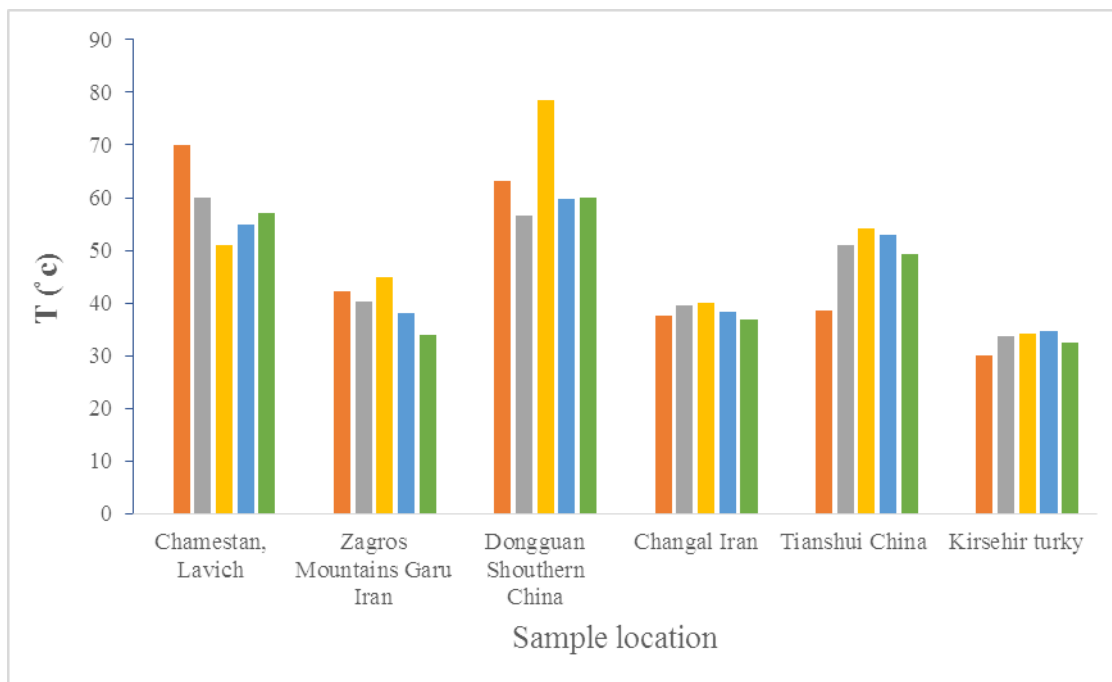
درجه حرارت یکی از پارامترهای کیفی است که تاثیر مهمی بر کنترل واکنش‌های هیدروژئوشیمیایی و بیوشیمیایی دارد. درجه حرارت آب‌های سطحی با تغییر فصل تغییر می‌کند در صورتی که آب‌های عمیق معمولاً درجه حرارت مشخصی در تمام فصول دارند. درجه حرارت به طور قابل قبولی نه تنها بر پراکندگی موجودات بلکه بر چگالی آب و قابلیت انحلال مواد معدنی و گازها نیز موثر است. حرارت بالای آب باعث تسریع رشد میکروارگانیسم‌ها شده و می‌تواند بر کیفیت آب تاثیر گذارد. شکل (۴-۱۱)، مقادیر دمای اندازه‌گیری شده در مظهر چشمه‌ها را نشان می‌دهد. دمای چشمه‌ها بین ۱۰ تا ۷۰ درجه سانتی‌گراد متغیر می‌باشد. به طوریکه چشمه آب سرد دارای دمای کمتر از ۱۰ درجه و چشمه‌های آبگرم بین ۵۰ تا ۷۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. بنابراین تفاوت دمایی زیادی در حدود ۶۰ درجه سانتی‌گراد بین چشمه‌های آب سرد و آبگرم در منطقه وجود دارد. نشانگر این است که منشأ گرمایی با درجه حرارت بالایی باید وجود داشته باشد که باعث افزایش دما تا این حد شده است.

دمای رودخانه در منطقه از همه کمتر بوده و کمتر از ۱۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. چشمه آب سرد نماینده دمای محیط کم عمق می‌باشد. بنابراین جهت گرم شدن آب بایستی یا منبع گرمایی در زیر وجود داشته باشد و یا اینکه مسیر جریان عمقی زیادی بایستی وجود داشته باشد تا بتواند دما تا این حد بالا رود که در ادامه به آن پرداخته خواهد شد.



شکل ۴-۱۱: دمای چشمه‌های آبگرم و آب سرد

درجه حرارت آب چشمه‌ها همانطور که قبلاً بیان شد دارای تغییرات سالیانه ناچیزی است. دمای چشمه‌های آبگرم منطقه لاریج بین ۵۱ تا ۷۰ درجه سانتی‌گراد است که با مقایسه آن‌ها با دیگر چشمه‌های آبگرم دیگر مناطق ایران و جهان مشاهده می‌شود که به نسبت، چشمه‌های منطقه لاریج دمای بیشتری دارند که این مسئله احتمالاً به خاطر نزدیکی آن به آتشفشان فعال دماوند است که موجب افزایش دمای آن‌ها به این مقدار شده است (شکل ۴-۱۲).



شکل ۴-۱۲: مقایسه دمای چشمه آبگرم مورد مطالعه با دیگر چشمه‌های ایران و جهان

۴-۳- تیپ و رخساره

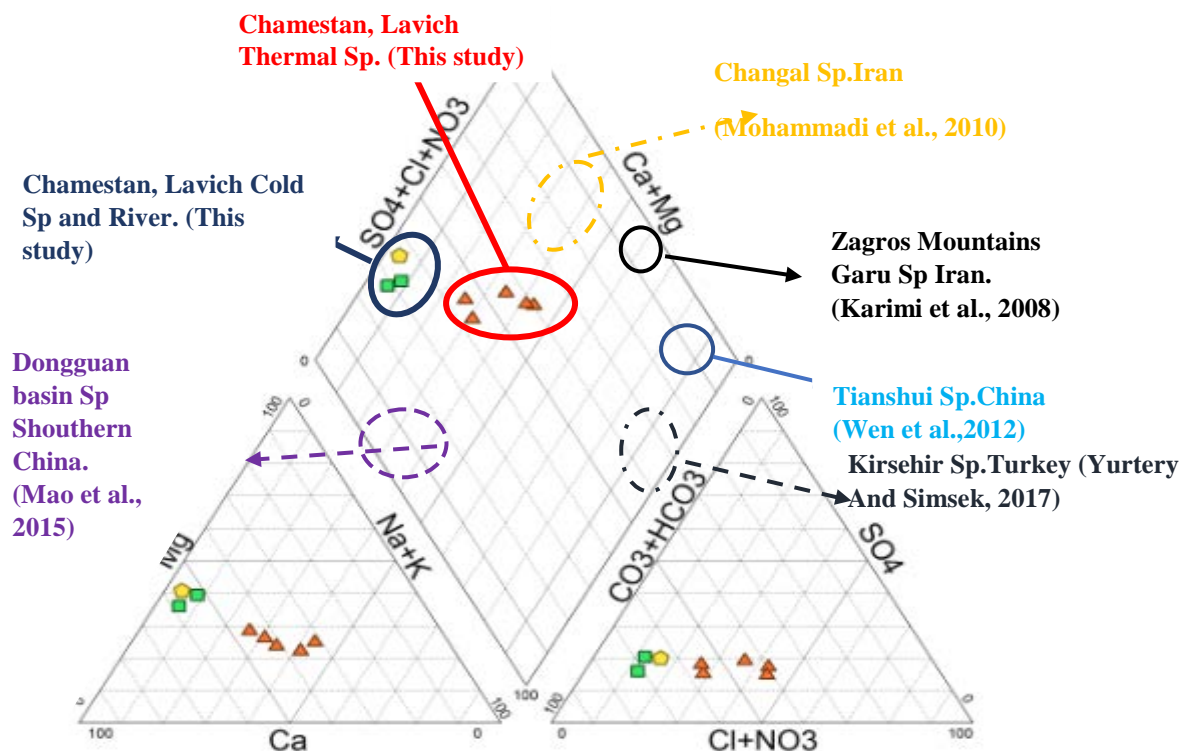
رخساره‌های هیدروشیمیایی جهت توصیف تفاوت‌ها در ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی مورد استفاده واقع می‌گردند. رخساره‌های هیدروشیمیایی تابع سنگ‌شناسی، پویایی محلول‌ها (Solution Kinetics) و الگوهای جریان آبخوان می‌باشند.

۴-۳-۱- نمودار پایپر (Piper)

یکی از مهمترین نمودارها برای نمایش و مقایسه سنجش‌های کیفی آب، نمودار پایپر می‌باشد. نمودار پایپر جهت تعیین تیپ غالب آبی، بررسی فرآیندهای مختلف هیدروشیمیایی، تکامل ژئوشیمیایی و گروه‌بندی نمونه‌ها، بررسی فرآیند اختلاط و تعیین رخساره‌های غالب ژئوشیمیایی به کار می‌رود.

نمودار پایپر نمونه‌های آب چشمه‌های آبگرم و آب سرد منطقه مورد مطالعه و دیگر مناطق ایران و جهان مورد نظر تهیه و در شکل (۴-۱۳) ارائه شده است. با توجه به شکل (۴-۱۳) تیپ نمونه‌های آب سرد و رودخانه در منطقه، بی‌کربناته-کلسیک-منیزیک است که می‌تواند نشان دهنده انحلال کلسیک

و دولومیت در منطقه باشد. تیپ نمونه‌های آبگرم در منطقه نیز به صورت بی‌کربناته کلسیک-کلروره سدیک است که با تیپ چشمه‌های سایر نقاط ایران و جهان متفاوت است. تیپ آب در بیشتر چشمه‌های دنیا، کلروره بوده و در سمت راست لوزی پایپر پلات شده‌اند. در چشمه‌های آب سرد، اسیدهای ضعیف بر قوی غلبه داشته در حالیکه در مورد چشمه‌های آبگرم کمی متفاوت می‌باشد. به طوریکه در اکثر نمونه‌ها، اسید قوی بر ضعیف غالب می‌باشد. همچنین در تمامی نمونه‌های آبگرم و آب سرد، عناصر قلیایی خاکی بر عناصر قلیایی غلبه دارند.



شکل ۴-۱۳: نمودار پایپر نمونه‌های آبگرم و آب سرد منطقه مورد مطالعه و مقایسه با سایر نقاط ایران و جهان

چشمه‌های آبگرم منطقه لاریج در مسیر خط اختلاط بین چشمه‌های آب سرد با EC کمتر و یک منبع شور با EC بیشتر قرار دارد. منبع شوری در دسترس نبوده و نمونه‌ای از آن موجود نیست. اما با

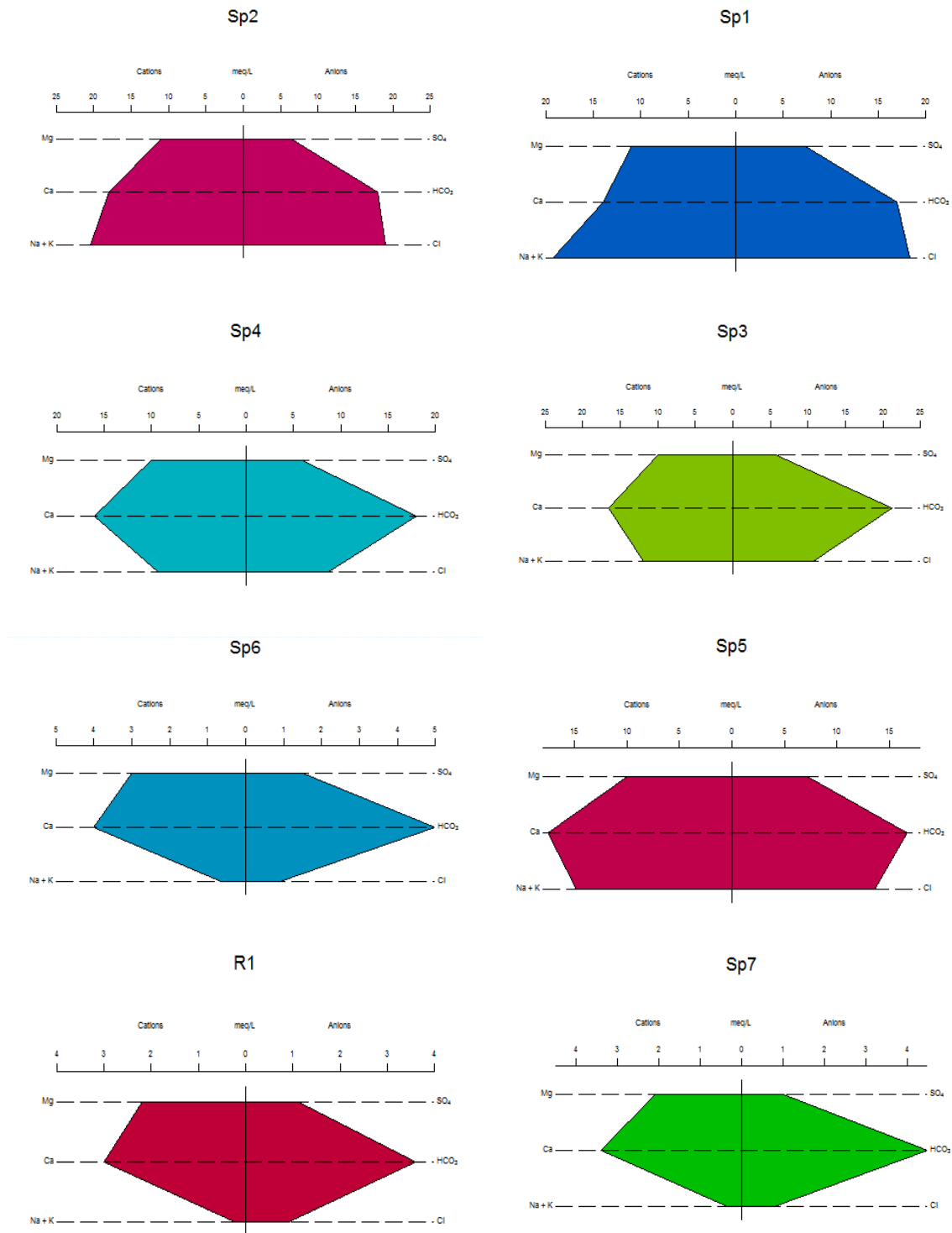
توجه به نمودار پایپر و همچنین مسیر عمقی چشمه‌های آبگرم، احتمال اختلاط بین دو منبع شیرین و شور در مسیر جریان وجود دارد. بنابراین EC چشمه‌های آبگرم احتمالاً در اثر اختلاط به وجود آمده است.

۴-۳-۲ - نمودار استیف (Stiff)

نمودارهای الگویی اولین بار به وسیله Stiff برای نمایش سنجش‌های شیمیایی به کار گرفته شده‌اند. غلظت کاتیون‌ها در سمت چپ محور عمودی و غلظت آنیون‌ها در سمت راست محور عمودی مشخص می‌گردند. همه مقادیر بر حسب میلی اکی والان بر لیتر در نظر گرفته می‌شوند. چنانچه نقاط حاصل به همدیگر متصل شوند، یک الگوی چند ضلعی نامنظم تشکیل می‌شود. آب‌هایی با کیفیت مشابه، یک شکل منظم را نشان می‌دهند. نمودارهای استیف مقایسه سریع نمونه‌های آب با منشاهاى مختلف را به وسیله اشکال نموداری متمایز تسهیل می‌نمایند. نمودار استیف نتایج شیمیایی آب چشمه‌های آبگرم و آب سرد در شکل (۴-۱۴) ارائه شده است. آب همه چشمه‌های گرم دارای تیپ و رخساره کلروره سدیک-بیکربناته کلسیک است و تیپ آب چشمه‌های سرد نیز به صورت بی‌کربناته-کلسیک می‌باشد. با مقایسه الگوی نمودار استیف در چشمه‌ها می‌توان مشاهده کرد که دو چشمه SP1 و SP2 دارای یک شکل و احتمالاً منشاء یکسان با تیپ غالب Cl-Na می‌باشند. بقیه چشمه‌های آبگرم دارای روند و الگوی مشابه با چشمه‌های آب سرد ولی با غلظت Na و Cl بیشتر می‌باشند.

چشمه آبگرم SP1 و SP2 دارای مقدار و دمای EC بیشتر نسبت به بقیه چشمه‌های آبگرم می‌باشند و احتمالاً مسیر جریان و نوع سازندهای در تماس با آنها و احتمالاً منشاء متفاوتی تا حدودی دارند. یکی بودن الگوی بقیه چشمه‌های آبگرم با آب سرد نیز می‌تواند دلالت بر درصد و سهم تداخل بیشتر آب‌های سرد در نمونه‌های آبگرم در طول مسیر جریان باشد که باعث شده تا مقدار کربنات‌ها در آنها

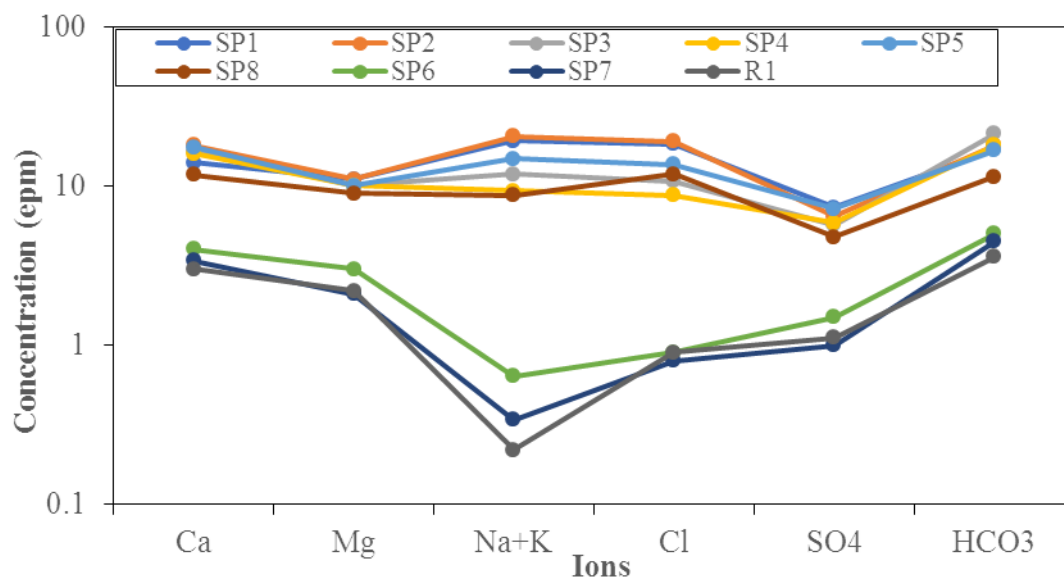
افزایش یابد. دما و EC این چشمه‌های آبگرم می‌تواند دلالت بر آن داشته باشد. البته این فرضیه اولیه بوده و بایستی در ادامه با سایر روش‌ها نیز بررسی گردد.



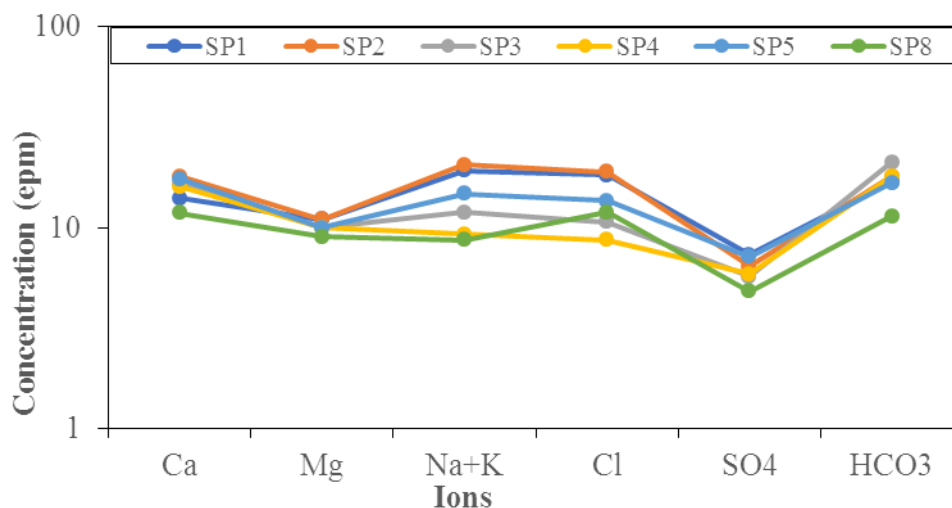
شکل ۴-۱۴: نمودار استیف نمونه‌های چشمه‌های آبگرم و آب سرد

۳-۳-۴- نمودار شولر

نمودار شولر یک نمودار نیمه لگاریتمی است که جهت مقایسه تعداد زیاد نمونه‌های آب، یکسان بودن یا نبودن منشأ نمونه‌ها و بررسی روند تغییرات غلظت‌های مختلف به کار می‌رود. در محور افقی این نمودار یون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم، کلر، بی‌کربنات و سولفات بر حسب میلی‌اکی‌والان بر لیتر قرار دارد. از آنجایی که محور عمودی این نمودار لگاریتمی است، خطوط موازی نشان دهنده روند یکسان و در نتیجه یکی بودن منشأ و مساوی بودن نسبت یون‌ها در نمونه‌هاست (Todd and Mays, 2005). شکل‌های (۴-۱۵) و (۴-۱۶) نمودارهای شولر مربوط به نمونه‌ها در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. نمودار شکل (۴-۱۵) مربوط به کل نمونه‌های آبگرم و آب سرد است که نشان می‌دهد چشمه‌های مورد مطالعه در مجموع سدیم و پتاسیم و کلر روند یکسانی نداشته ولی بقیه یون‌ها از روند یکسانی برخوردارند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که چشمه‌های آبگرم منشأ یکسانی دارند و چشمه‌های آب سرد نیز یک منشأ مشترک دارند.

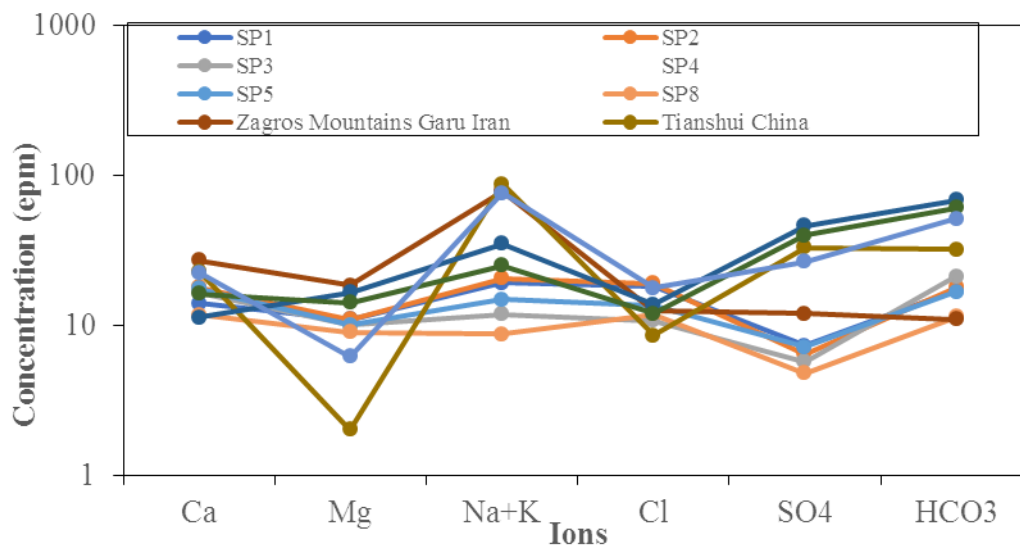


شکل ۴-۱۵: نمودار شولر مربوط به نمونه‌های آبگرم و سرد در منطقه مورد مطالعه



شکل ۴-۱۶: نمودار شولر مربوط نمونه‌های آبگرم در منطقه مورد مطالعه

شکل (۴-۱۷) نمودار شولر مربوط به چشمه‌های آبگرم در منطقه مورد مطالعه و دیگر مناطق ایران و جهان را نشان می‌دهد. بر اساس این شکل یون‌های سدیم و کلر و منیزیم روند متفاوتی را طی می‌کند و بقیه یون‌ها روند یکسانی دارند. یون‌های سدیم با منیزیم می‌توانند در اثر تبادل تغییر کنند.



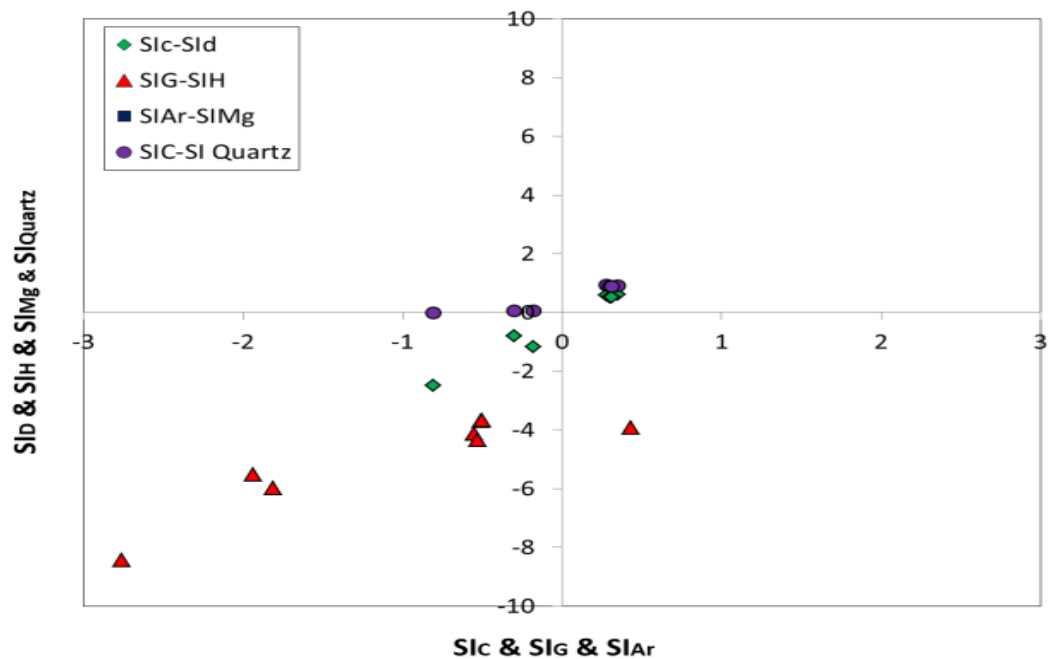
شکل ۴-۱۷: نمودار شولر مربوط به نمونه‌های آبگرم و آب سرد در منطقه مورد مطالعه و نمونه‌های ایران و جهان

۴-۳-۴- شاخص اشباع

به منظور توصیف تکامل شیمیایی آب زیرزمینی برای کانی‌های مختلف شاخص‌های اشباع محاسبه می‌شود به عبارتی دیگر جهت نشان دادن قابلیت انحلال کانی‌ها از شاخص اشباع استفاده می‌گردد، که برای محاسبه آن از نرم افزار PHREEQC استفاده می‌شود. بسته به مقدار یون‌های محلول، دما، TDS و pH شاخص اشباع شدگی کانی‌ها متغیر است. شاخص اشباع کانی‌های کلسیت، دولومیت، کلسدونی، ژیپس، هالیت و کوارتز برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه محاسبه گردیده و نتایج آن در جدول (۴-۲) ارائه شده است. مقدار شاخص اشباع برای کانی‌های مختلف نسبت به یکدیگر ترسیم و در شکل ۴-۱۸ نشان داده شده است.

جدول ۴-۲: مقادیر شاخص‌های اشباع برای چشمه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه

شاخص‌های اشباع						نام چشمه
SI _{quartz}	SI _h	SI _g	SI _{ch}	SI _d	SI _c	
-۰/۷۳	-۳/۶۹	-۰/۵۱	۰/۵۳	۰/۶۰	۰/۲۸	کریمی (Sp1)
-۰/۷۲	-۳/۶۶	-۰/۵۰	۰/۶۲	۰/۶۲	۰/۳۵	شفا (Sp2)
-۰/۷۶	-۴/۱۳	-۰/۵۵	۰/۴۸	۰/۵۲	۰/۳۰	فیل سنگی (Sp3)
-۰/۷۵	-۴/۳۳	-۰/۵۳	۰/۴۹	۰/۵۵	۰/۳۱	ایران زمین ۱ (Sp4)
-۰/۶۵	-۳/۹۳	-۰/۴۳	۰/۴۹	۰/۵۲	۰/۳۱	ایران زمین ۲ (Sp5)



شکل ۴-۱۸: مقادیر شاخص‌های اشباع مختلف در نمونه‌های آبگرم منطقه لایوچ

بر اساس این جدول و شکل تمامی نمونه‌ها نسبت به کلسیت (SI_c)، دولومیت (SI_d) و کوارتز (SI_{qu}) فوق اشباع و نسبت به ژیپس (SI_g)، هالیت (SI_h) تحت اشباع هستند.

۴-۳-۵- سختی کل

سختی کل به صورت مجموع غلظت یون‌های کلسیم و منیزیم بر حسب کربنات کلسیم در واحد میلی گرم بر لیتر تعیین می‌شود. سختی شامل دو نوع موقت و دائم می‌باشد. سختی موقت زمانی ایجاد می‌شود که کلسیم و منیزیم در اثر حرارت از محیط خارج شود. در واقع اگر آنیون متناظر کاتیون‌های کلسیم و منیزیم، یون‌های کربنات و بی‌کربنات باشد، سختی موقت است و در غیر اینصورت سختی دائم است. برای طبقه‌بندی آب بر اساس سختی جدولی ارائه شده است که در زیر مشاهده می‌شود (جدول ۴-۳) (Todd and Mays 2005). مقادیر سختی کل چشمه‌های منطقه مورد مطالعه بر حسب میلی گرم بر لیتر در جدول (۴-۴) ارائه شده است. همان گونه که ملاحظه می‌شود سختی در این منطقه از ۲۵۸ (رودخانه لایوچ رود) تا ۱۴۴۲ (آبگرم SP2) میلی گرم بر لیتر متغیر است. بر اساس

جدول (۴-۴) در بین چشمه‌های منطقه، همه چشمه‌های آبگرم بیشترین مقدار سختی را دارد که در رده آب‌های خیلی سخت و چشمه آب سرد کشپل کمترین مقدار سختی را دارد که در رده آب‌های سخت قرار می‌گیرد.

جدول ۴-۳: طبقه بندی آب بر اساس سختی (Todd and Mays 2005)

طبقه بندی آب	سختی (میلی گرم بر لیتر کربنات کلسیم)
نرم	۰-۷۵
نسبتاً نرم	۷۵-۱۵۰
سخت	۱۵۰-۳۰۰
خیلی سخت	۳۰۰<

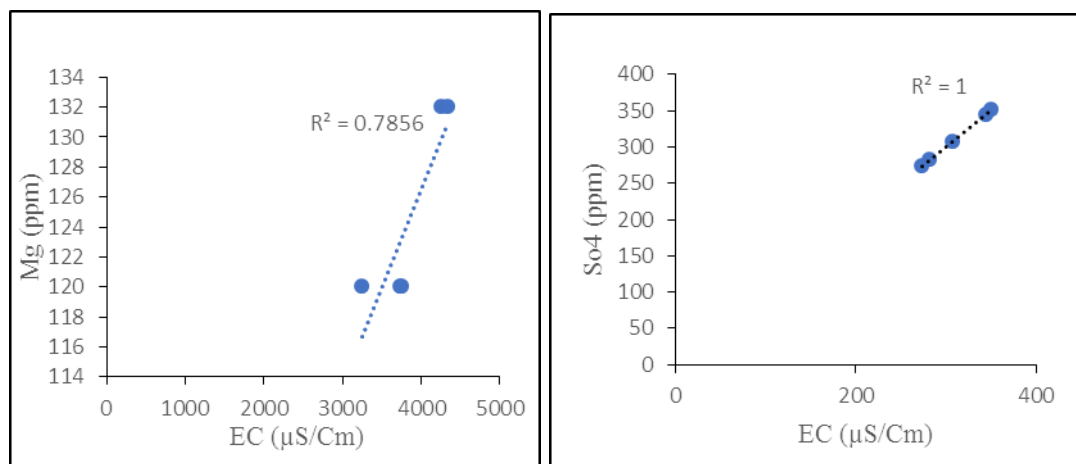
جدول ۴-۴: تعیین نوع آب چشمه‌های منطقه بر اساس سختی کل (میلی گرم بر لیتر کربنات کلسیم)

نوع آب	سختی کل (میلی گرم بر لیتر کربنات کلسیم)	نام چشمه
خیلی سخت	۱۲۴۲	آبگرم کریمی (Sp1)
خیلی سخت	۱۴۴۲	آبگرم موسوی (Sp2)
خیلی سخت	۱۳۱۲	آبگرم فیله سنگی (Sp3)
خیلی سخت	۱۲۹۲	آبگرم ایران زمین ۱ (Sp4)
خیلی سخت	۱۳۶۷	آبگرم ایران زمین ۲ (Sp5)
خیلی سخت	۱۰۶۰	آبگرم ببینو (SP8)
خیلی سخت	۳۴۷	آب سرد ایران زمین (Sp6)
سخت	۲۷۴	آب سرد کشپل (Sp7)
سخت	۲۵۸	رود خانه لایوچ رود (R1)

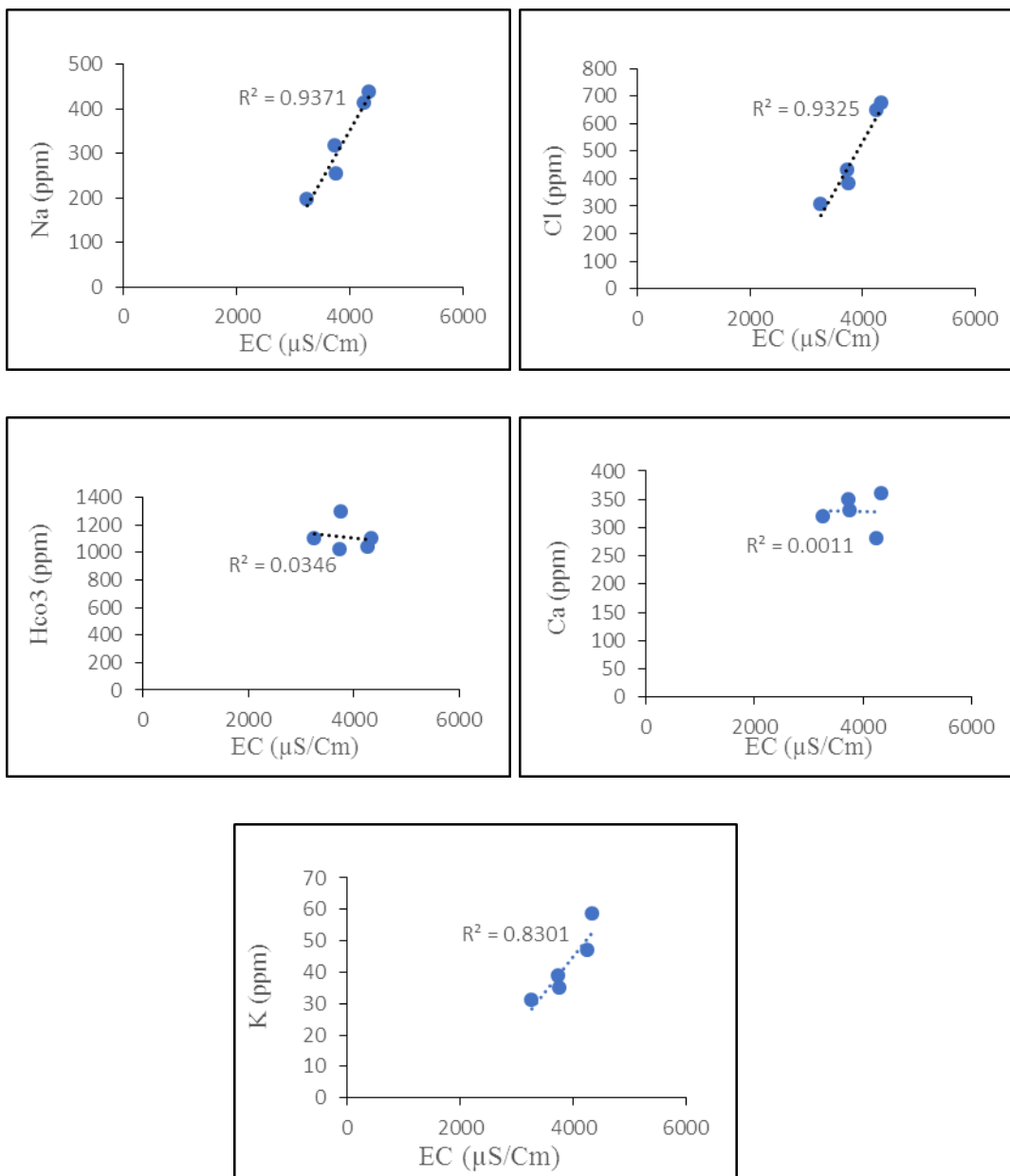
۴-۴- بررسی منشاء و تکامل هیدروشیمیایی چشمه‌های منطقه مورد مطالعه

۴-۴-۱- ارتباط هدایت الکتریکی با سایر یون‌ها

جهت ارزیابی ارتباط هدایت الکتریکی با سایر یون‌ها نمودار تغییرات کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی در مقابل هدایت الکتریکی رسم شده است (شکل ۴-۱۹). با توجه به این نمودارها می‌توان یون‌هایی که در تعیین کیفیت آب نقش اصلی را دارند شناسایی کرد. همانگونه که ملاحظه می‌شود به جز یون‌های کلسیم و بی‌کربنات بقیه یون‌ها ارتباط مستقیم با هدایت الکتریکی نشان می‌دهند. در این میان یون سولفات بیشترین همبستگی را با هدایت الکتریکی دارد. در نتیجه اصلی‌ترین یون در تعیین کیفیت آب است. وجود این یون به عنوان یون اصلی نشان دهنده نوعی تخریب در کیفیت آب زیرزمینی می‌باشد. منشاء این یون می‌تواند انحلال ژیپس در منطقه باشد.



شکل ۴-۱۹: رابطه هدایت الکتریکی با غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی

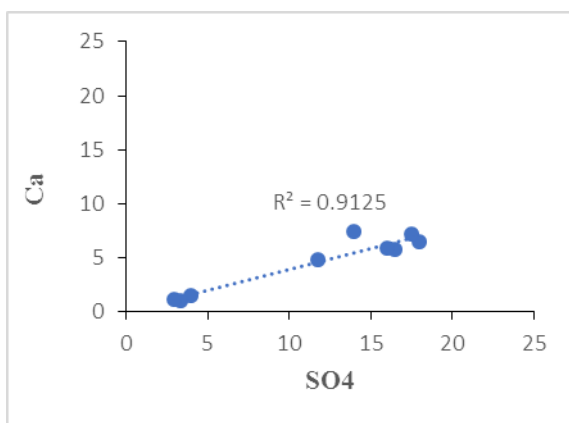


شکل ۴-۱۹: رابطه هدایت الکتریکی با غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی

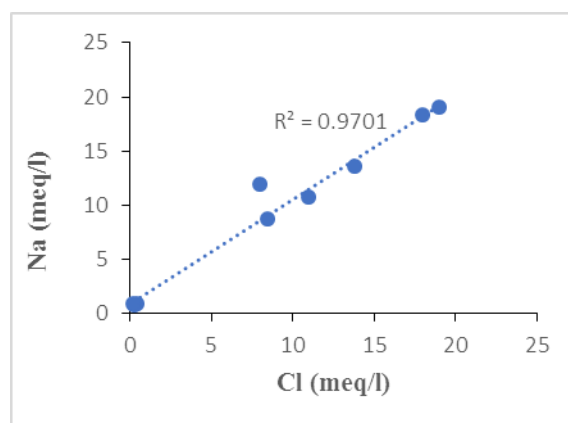
۴-۲-۴- نمودارهای ترکیبی

روابط ترکیبی در میان گونه‌های حل شده می‌تواند گویای منشاء و روند تغییرات شیمیایی ترکیب آب باشد. بنابراین جهت تعیین فرآیندهای ژئوشیمیایی حاکم بر نمونه‌های آبگرم در منطقه لویچ نمودارهای ترکیبی با استفاده از یون‌های مختلف نمونه‌های آب در شکل (۴-۲۰) ترسیم شده است.

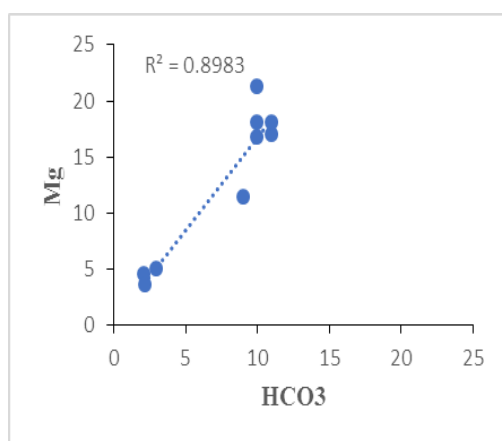
نمودار سدیم در مقابل کلر شکل (۴-۲۰) الف، رسم شده است. رابطه خطی بین این دو عنصر گواه بر منشاء یکسان آن‌ها می‌باشد و احتمالاً انحلال نمک در منطقه وجود دارد. نمودارهای کلسیم و منیزیم در مقابل بی‌کربنات نیز انحلال کربنات را در نمونه‌های آب‌گرم و آب سرد منطقه نشان می‌دهند. همچنین رابطه کلسیم در مقابل سولفات نیز مقدار انحلال کلسیم نسبت به سولفات مقدار بیشتری را نشان می‌دهد و بنابراین انحلال ژپس در منطقه زیاد می‌باشد (شکل ۴-۲۰) ب.



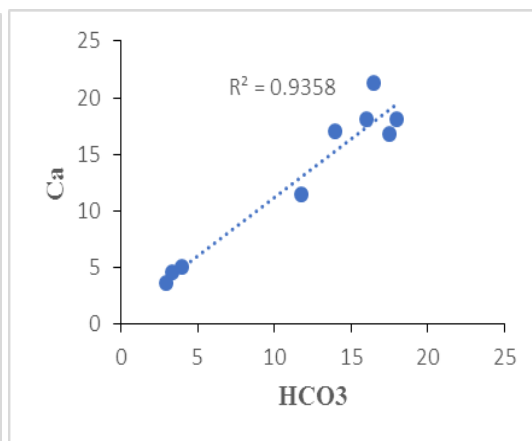
ب- نمودار ترکیبی کلسیم در مقابل سولفات



الف- نمودار ترکیبی سدیم در مقابل کلر



ت- نمودار ترکیبی منیزیم در مقابل بی‌کربنات

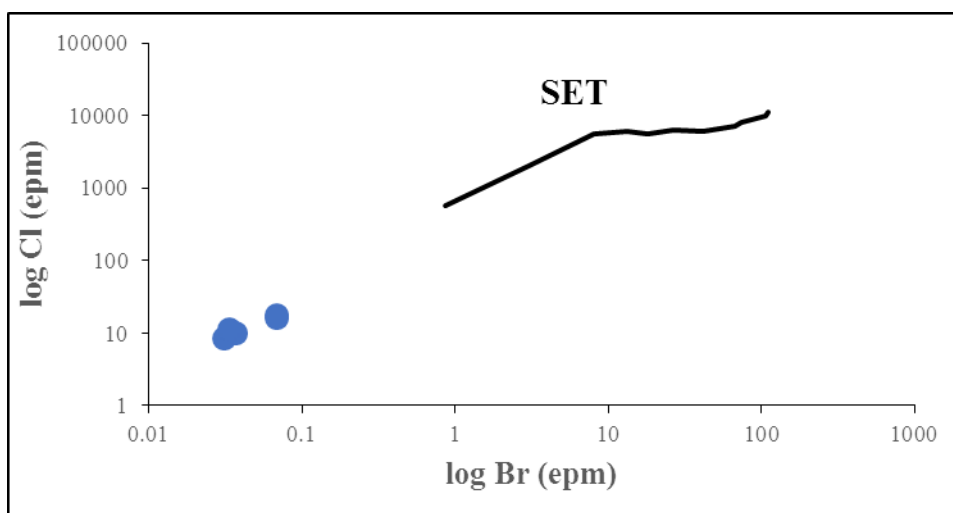


پ- نمودار ترکیبی کلسیم در مقابل بی‌کربنات

شکل ۴-۲۰: نمودارهای ترکیبی سدیم در مقابل کلر، سولفات و بی‌کربنات در مقابل کلسیم و منیزیم در مقابل بی‌کربنات برای نمونه‌های آب‌گرم و آب سرد در منطقه

۳-۴-۴ - استفاده از نسبت Br/Cl

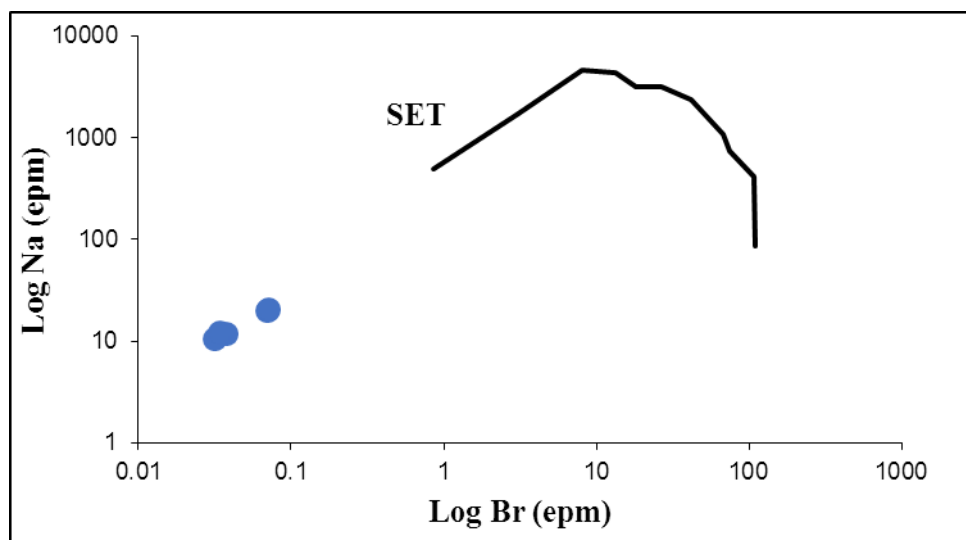
شکل (۴-۲۱) رابطه لگاریتمی غلظت یون کلر در مقابل یون برم در آب‌های گرم منطقه لایوچ را نشان می‌دهد. با استفاده از نسبت برم به کلر و یا برعکس، می‌توان منشاهای شوری همچون انحلال نمک، آب دریای تبخیر شده، اختلاط بین آب شیرین و شورابه، اختلاط بین شورابه با انحلال نمک و اختلاط بین آب دریا با دیگر آب‌ها را تشخیص داد. خط روند تبخیر آب دریا (SET) به صورت خط ممتد و ضخیم در نمودار نشان داده شده است. این خط با استفاده از اطلاعات استاندارد مربوط به دریاهای آزاد رسم می‌گردد. اگر نمونه‌ای در بالای خط تبخیر آب دریا قرار بگیرد منشاء شوری انحلال نمک می‌باشد. نمونه‌های با منشاء آب دریای تبخیر شده قدیمی، بر روی خط تبخیر آب دریا قرار می‌گیرند. با توجه به درصد تبخیر این منبع محل آن بر روی خط تبخیر متفاوت می‌باشد. نمونه آب‌های جوی و شیرین‌تر و آب‌هایی که در اثر اختلاط آب‌های جوی قدیمی و شورابه قدیمی باقی مانده از تبخیر و آب‌های شیرین به وجود آمده باشند، به دلیل غلظت کمتر کلر و برم زیر خط تبخیر آب دریا قرار می‌گیرند (Bagheri *et al*, 2013). نمونه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه در زیر خط آب دریا (SET) و بر روی خط اختلاط آب شیرین و یک منشاء شورابه قرار گرفته‌اند.



شکل ۴-۲۱: نمودار لگاریتمی نسبت Br/Cl چشمه‌های آبگرم

۴-۴-۴- استفاده از نسبت Na/Br

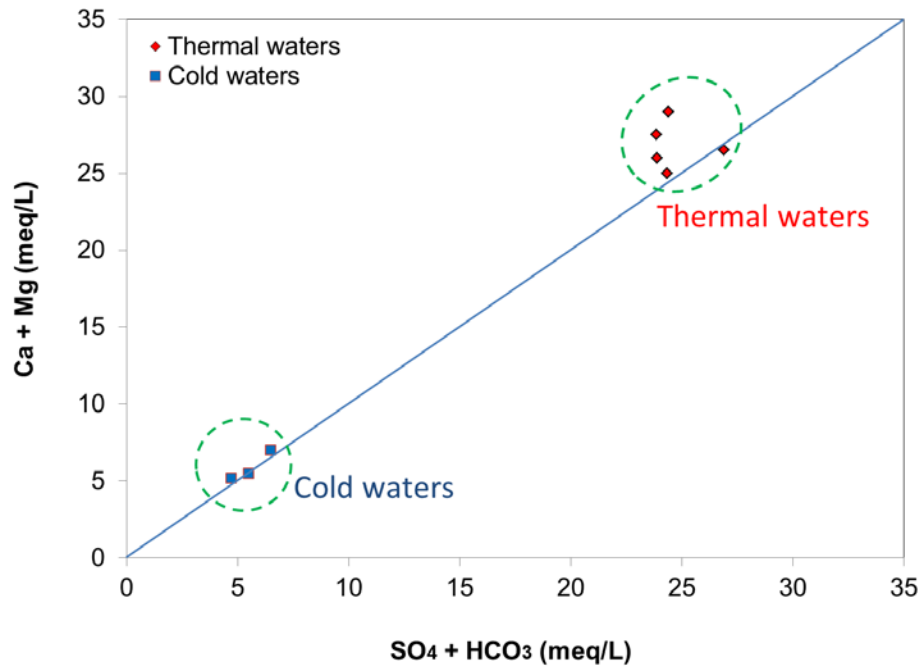
شکل (۴-۲۲) رابطه لگاریتمی بین غلظت سدیم و برم در طول تبخیر آب دریا می‌باشد. با کمک این نمودار برخی اختلاطها بین فازهای مختلف همچون تبخیر آب دریا، آب دریا و آب شیرین به دست می‌آید (باقری، ۱۳۹۴). خط تبخیر آب دریا با خطی ضخیم مشاهده می‌شود. قرارگیری نقاط در زیر خط تبخیر آب دریا نشانه اختلاط با آب شیرین است.



شکل ۴-۲۲: رابطه لگاریتمی نسبت Na/Br در نمونه‌های آبگرم منطقه

۴-۴-۵- استفاده از نسبت $Ca+Mg/SO_4$

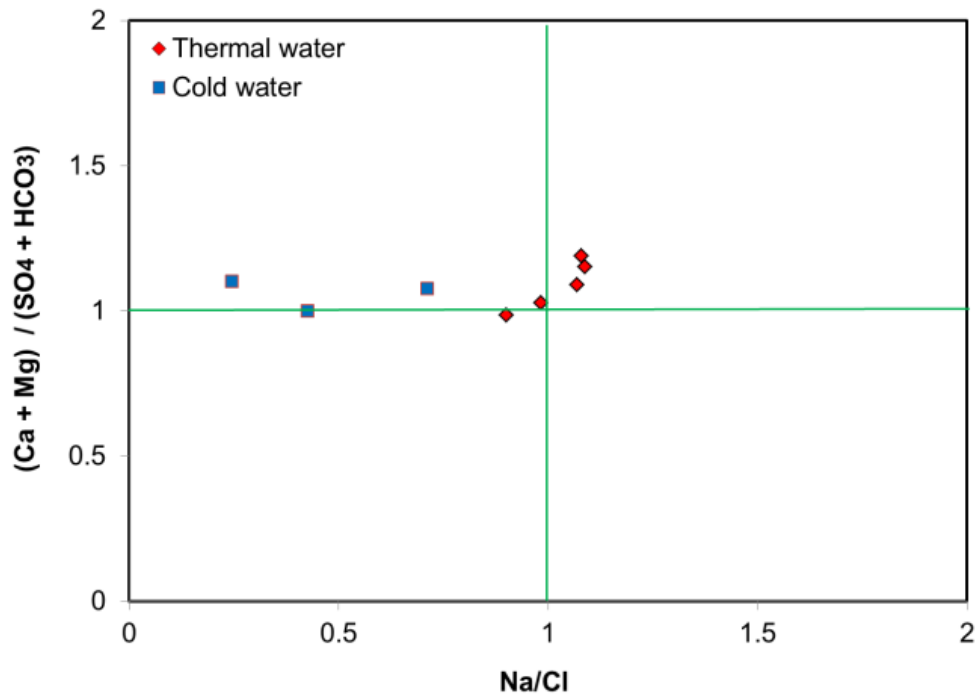
برای تعیین فرآیندهای تبادل یونی و تبادل یونی معکوس دو نمودار ترکیبی با استفاده از توابع بین متشکل‌های شیمیایی متأثر از فرآیند تبادل یونی تهیه گردیده است. شکل (۴-۲۳)، نمودارهای دو متغیره $Ca+Mg$ در مقابل SO_4+HCO_3 را نشان می‌دهد. خط ۱:۱ نشان دهنده فرآیندهای انحلال کلسیت، دولومیت و ژپس می‌باشد. با توجه به شکل (۴-۲۳)، آب‌های سرد و گرم تقریباً در نزدیکی خط انحلال قرار گرفته‌اند به طوری که آب‌های سرد در اثر انحلال کربنات‌ها و آب‌های گرم تحت تاثیر انحلال ژپس قرار گرفته‌اند. انحراف کمی از خط انحلال می‌تواند تا حدودی به علت تبادل یونی باشد.



شکل ۴-۲۳: نمودارهای دو متغیره $Ca+Mg$ در مقابل SO_4+HCO_3

۴-۴-۶ استفاده از نسبت Na/Cl در مقابل $(Ca+Mg)/SO_4$

شکل (۴-۲۴) رابطه بین Na/Cl در مقابل $(Ca+Mg)/SO_4$ را نشان می‌دهد. تقریباً تمامی نمونه‌ها بر روی خط انحلال کربنات‌ها و ژیپس قرار گرفته‌اند اما چشمه‌های آبگرم در نزدیکی خط انحلال نمک نیز قرار گرفته است اما از خط انحلال فاصله زیادی نگرفته است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که عامل اصلی تغییر خصوصیات شیمیایی آب‌های گرم و سرد، انحلال کربنات‌ها و تبخیری‌ها می‌باشد. تبادل کاتیونی به صورت اندک رخ داده است.



شکل ۴-۲۴: نسبت مولی $(Ca+Mg)/SO_4$ در مقابل Na/Cl در چشمه‌های منطقه مورد مطالعه

۴-۴-۷- نمودار گیبس

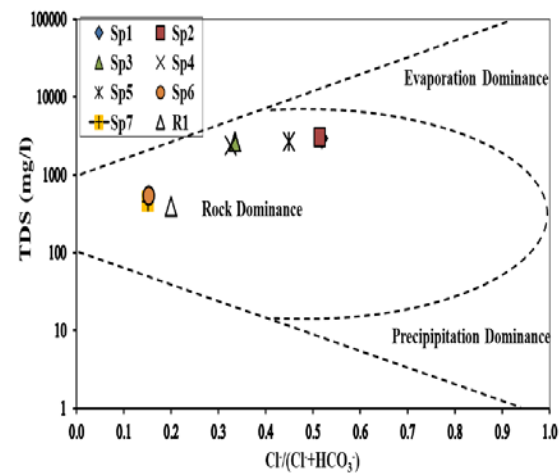
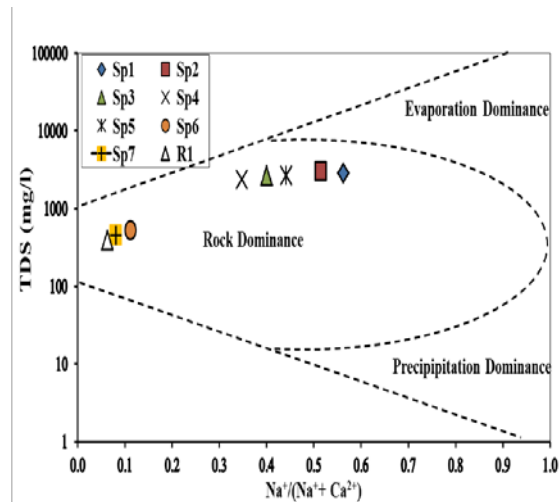
به منظور بررسی تأثیر لیتولوژیکی سنگ‌های مؤثر بر کیفیت منابع آب، تعیین سازوکار حاکم بر جریان آب‌های زیرزمینی و سطحی، ترکیب یون‌های اصلی موجود در منابع آب از نمودار گیبس استفاده می‌شود. طبق نظر (Langmuir, 1997) ترکیب آب‌های زیرزمینی توسط سه پارامتر تعیین خواهد شد:

۱- وقتی که بارندگی عامل اصلی و غالب می‌باشد .

۲- واکنش‌هایی که سنگ روند واکنش را تحت کنترل دارد.

۳- وقتی که کیفیت منابع آب تحت تأثیر تبخیر قرار می‌گیرد.

شکل (۴-۲۶)، نمودار گیبس نمونه‌های آب برداشت شده در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۲۵: نمودار گیبس نمونه‌های مورد مطالعه

با توجه به نمودارهای گیبس، مهم‌ترین فرآیند مؤثر در ترکیب شیمیایی چشمه‌های منطقه مورد مطالعه در همه نمونه‌ها، هوازدگی و انحلال سازندها است، که با توجه به غالب بودن سازندهای کربناته و احتمالاً تبخیری در مسیر جریان انحلال آن‌ها امکان پذیر است و با سایر نتایج قبلی همخوانی دارد.

۴-۵ - بررسی خصوصیات ایزوتوپی و ژئوترموتری چشمه‌های آبگرم منطقه لایچ

۴-۵-۱- مقدمه

برای بررسی زمین گرمایی چشمه‌های گرمایی منطقه مورد مطالعه از ژئوترموترهای مختلفی استفاده شده است اما قبل از محاسبه دمای عمق می‌بایست شرایط تعادلی بین آب و سنگ‌های در برگیرنده

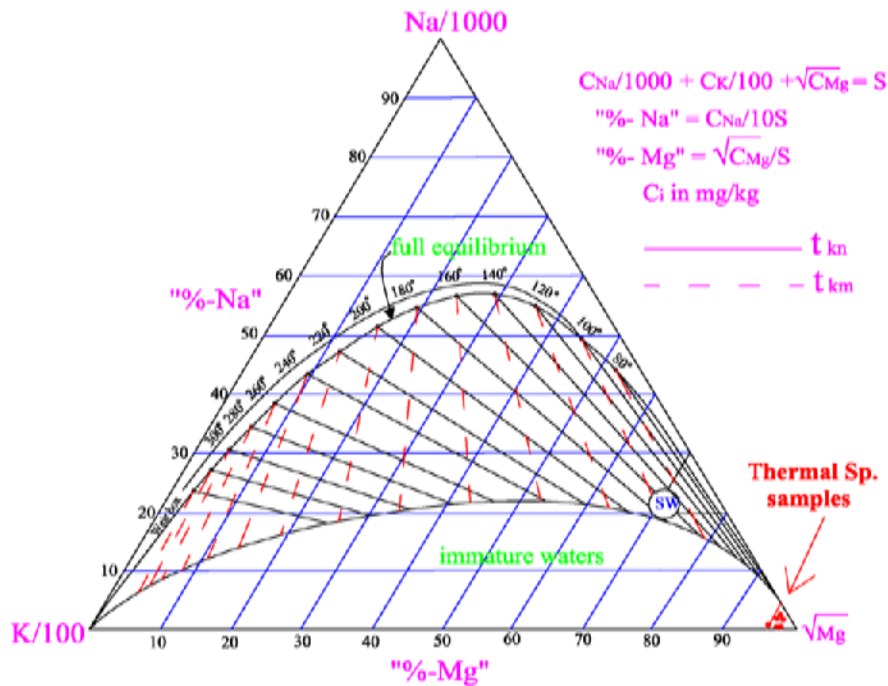
بررسی شود (Fara, 1999). لذا برای محاسبه دمای عمقی سیال ابتدا شرایط تعادلی آب با سنگ‌های در برگیرنده از نمودار سه گانه Na-K-Mg که توسط Giggenbach در سال ۱۹۹۲ ارائه شده بود، بررسی گردید. این دیاگرام یکی از بهترین نمودارها برای تفسیر سیالات زمین‌گرمایی می‌باشد. این نمودار سیالات زمین‌گرمایی را به سه دسته تقسیم می‌کند:

۱- آب‌های با تعادل شیمیایی کامل

۲- آب‌های با تعادل شیمیایی نسبی

۳- آب‌های نابالغ

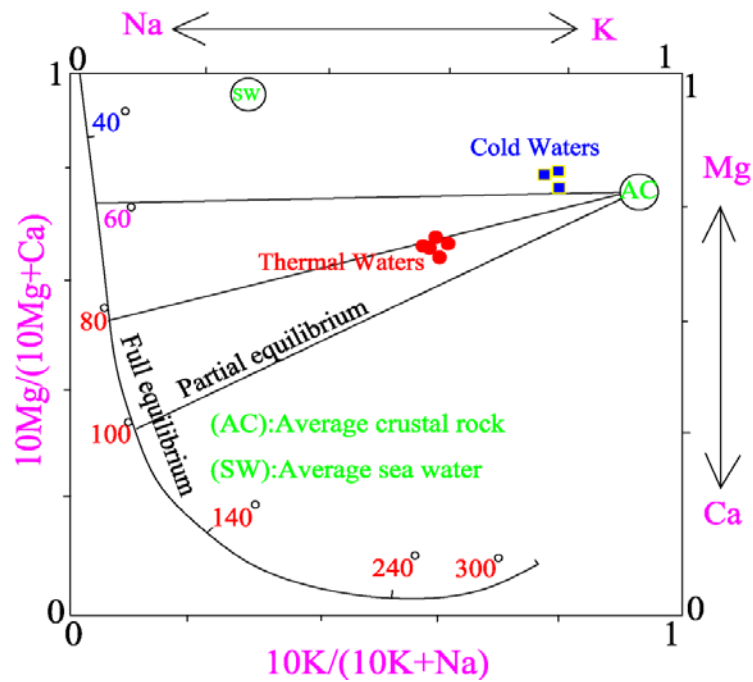
با استفاده از این دیاگرام می‌توان دمای مخزن زمین‌گرمایی مرتبط با چشمه‌ها را برآورد نمود. همچنین می‌توان فرآیندهای تعادلی را در دماهای بالا و هم در مناطق کم عمق و در دماهای پایین‌تر صورت می‌گیرند تفسیر کرد (Giggenbach et al, 1983). بر اساس این نمودار آب کلیه چشمه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه در زون آب‌های نابالغ (Immature Water) پلات شده‌اند (شکل ۴-۲۶). این عدم تعادل را می‌توان به علت رقیق‌شدگی یا اختلاط با آب‌های سرد کم عمق (Giggenbach 1988) و یا عدم تعادل بین آب و سنگ‌های در برگیرنده در عمق زمین در نتیجه حرکت سریع روبه بالای آب در نظر گرفت.



شکل ۴-۲۶: نمودار سه گانه Na-K-Mg برای چشمه‌های آبگرم

بر اساس نظر پاسوانگلو (Pasvanoglu, 2003) اگر آب‌های مورد بررسی در حوضه آب‌های نابالغ باشند، حرارت آن‌ها نمی‌تواند در ارتباط با تعادل آب با سنگ باشد چرا که در این شرایط آب فرصت کافی برای واکنش و تعادل را نداشته است. برای توضیح این شرایط دو حالت مختلف را می‌توان در نظر گرفت یا اینکه سیال موجود در مخزن جوان بوده و واکنش طولانی مدت با سنگ بستر نداشته که این امر با توجه به ساختار گسلشی منطقه قابل پیش بینی است و یا اینکه سیال گرمایی در حین بالا آمدن با آب‌های سرد زیرزمینی اختلاط پیدا کرده است.

در شکل (۴-۲۷) نشان می‌دهد که چشمه‌های آب سرد در محدوده غیر تعادلی سنگ متوسط پوسته (Average Crustal Rock) و چشمه‌های آبگرم در محدوده کمی نزدیک به حالت تعادل جزئی (Partial equilibrium) قرار گرفته و محدوده دمایی آن‌ها بین ۸۰ تا ۹۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. این نشانگر آن است که دمای احتمالی مخزن ژئوترمال منطقه مورد مطالعه در حدود ۹۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.



شکل ۴-۲۷: قطعه $10 C_{Mg}/(10C_{Mg}+C_{Ca})$ در مقایسه با $10C_K/(10C_K+C_{Na})$ در نمونه‌های مورد مطالعه

بنابراین با در نظر گرفتن نتایج به دست آمده برای محاسبه و تخمین دمای مخزن سیالات هیدروترمال منطقه مورد بررسی از ژئوترموترهای شیمیایی مختلفی استفاده شده است.

۴-۵-۲ - ژئوترموترهای سیلیس

با توجه به نابالغ بودن آب در کلیه چشمه‌های آبگرم ژئوترموتر مناسب برای تخمین دقیق دمای مخزن می‌تواند ژئوترموتر سیلیس باشد. ژئوترموترهای کلسدونی از جمله ژئوترموترهای سیلیسی هستند که برای تخمین دمای مخزن نیز استفاده می‌شوند. کلسدونی در دماهای زیر ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد ممکن است به علت تبدیل شدن به کوارتز خطا داشته باشد (Fournier, 1977). این ژئوترموتر بر اساس حلالیت کلسدونی که خود تابعی از دما است عمل می‌کند. تخمین دمای مخزن بر اساس سیلیس برای دو حالت وجود بخار زیاد و یا عدم وجود بخار محاسبه شده است.

$$\theta(^{\circ}\text{C}) = \frac{1.032}{4.69 - \log SiO_2} - 273.15$$

دماهای تخمین زده شده با استفاده از ژئوترموترهای کلسدونی دارای مقادیر در حدود ۳۸ تا ۴۸ درجه سانتی‌گراد برای چشمه‌های آبگرم می‌باشد. مقادیر دمایی مخزن برآورد شده بر اساس ژئوترموتر سیلیس با بخار زیاد بین ۸۵ تا ۹۳ درجه سانتی‌گراد و در حالت بدون بخار بین ۸۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است (جدول ۴-۵).

جدول ۴-۵: مقادیر دمای مخزن ژئوترمال محاسبه شده با استفاده از ژئوترموترهای مختلف

Sample	T (°C)	Na-Ca-K ($\beta=4/3$)	Na-Ca-K ($\beta=1/3$)	Na/K (Truesdell, 1976)	Na/K (Fournier, 1979)	Chalcedony	Quartz Max Steam Loss	Quartz Min Steam Loss
SP1	70	109	179	201	228	48	93	99
SP2	60	112	187	221	243	41	87	83
SP3	51	89	180	226	247	38	84	89
SP4	55	83	183	244	261	39	85	80
SP5	57	94	177	211	235	38	85	80

۴-۵-۳- ژئوترموتر Na-K

اساس کار این ژئوترموتر نسبت Na/K است که در آن با افزایش دما این نسبت کاهش می‌یابد به طوری که در آن دما تابعی از تبادل کاتیونی بین آلbite و فلدسپار پتاسیم می‌باشد. این ژئوترموتر مناسب مخازنی با دمای بالای ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد و تیپ آب‌های کلریدی و سولفاتی می‌باشد. در این روش دمای اندازه‌گیری شده به کمک رابطه ارائه شده توسط (Fournier, 1979) محاسبه گردید.

$$\theta(^{\circ}\text{C}) = \frac{1217}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + 1.483} - 273.15$$

نتایج به دست آمده توسط ژئوترموتر Na/K برای چشمه‌های گرمایی منطقه مورد مطالعه در جدول (۴-۱۴) ارائه شده است.

۴-۵-۴- ژئوترمو متر Na-Ca-K

ژئوترمو متر Na-Ca-K بر اساس تبادل کاتیون های K و Ca و Na در محلول عمل می کند. محاسبه دما در این روش کاملاً تجربی بوده و فرض بر پایه واکنش در دماهای بالاتر از 100°C می باشد (Fournier and Truesdell, 1973). از محدودیت های این روش آن است که در سیستم های طبیعی این کاتیون ها در ترکیبات خاصی وجود دارند و نمی توان آن ها را در همه شرایط موجود استفاده کرد. مقدار دمای مخزن با استفاده از فرمول زیر محاسبه شده است:

$$\theta(^{\circ}\text{C}) = \frac{1747}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + \beta \left[\log\left(\frac{\sqrt{\text{Ca}}}{\text{Na}}\right) + 2.06 \right] + 2.47} - 273.15$$

$\beta = 4/3$ برای آب های Ca دار و $\theta < 100^{\circ}\text{C}$ و $\beta = 1/3$ برای آب های Na دار، و $\theta > 100^{\circ}\text{C}$.

اختلاف موجود در نتایج ژئوترمو مترها به ویژه سیلیس با سایر ژئوترمو مترها را می توان ناشی از عوامل زیر دانست: ۱- بالا بودن میزان Mg و CO_2 که سیستم را با خطا مواجه می کند. ۲- اضافه شدن عنصر دیگر در حین بالا آمدن سیال زمین گرمایی ۳- اختلات سیالات زمین گرمایی با آب های سطحی (Nicholson, 1993). بر اساس نتایج حاصل از مطالعه ژئوترمو متری (جدول ۴-۱۴)، گستره دمایی بین ۹۰ تا ۹۵ را برای دمای مخزن چشمه های آبگرم منطقه لاریج پیشنهاد می کند.

۴-۶- پاختلاط آب های گرم و سرد

اغلب موارد آب سرد کم عمق با آب های ژئوترمال مخلوط می شوند. این اختلاط باعث می شود که کاربرد مستقیم ترمومترهای شیمیایی دشوار گردد. در شرایط مطلوب، دمای اولیه آب گرم و درصد آب سرد در اختلاط را می توان با اندازه گیری درجه حرارت و مقدار سیلیس در آب چشمه گرم، و همچنین درجه حرارت و مقدار سیلیس آب سرد در منطقه را برآورد کرد. آب داغ از عمق در امتداد یک کانال نفوذپذیر بالا می رود و در بعضی مواقع با آب سرد مخلوط می شود. بنابراین آب سرد به

کانال آب داغ وارد شده، پس از اختلاط به سطح می‌رسد و به عنوان یک چشمه گرم تخلیه می‌شود. برای تعیین دو پارامتر مجهول، دمای آب گرم و سهم آب گرم و سرد، دو معادله را می‌توان بیان کرد. معادله اول مربوط به آنتالپی آب گرم (Hh)، آب سرد (Hc) و آب چشمه (Hs) و درصد آب سرد، X و آب گرم، (X - 1) به شرح زیر است:

$$H_c X + H_h(1-X) = H_s$$

معادله دوم مربوط به مقدار سیلیس آب گرم (Sih)، آب سرد (Sic) و آب چشمه (Sis) است:

$$Si_c X + Si_h(1-X) = Si_s$$

این دو معادله را می‌توان برای به دست آوردن دو پارامتر حل کرد. (Fournier and Truesdell, 1974) یک روش گرافیکی برای تعیین آن‌ها به شرح زیر پیشنهاد شده است:

(۱) مجموعه ای از مقادیر آنتالپی از آب گرم برای درجه مختلف حرارت ذکر شده و Xt برای هر مقدار به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$X_{si} = \frac{\text{دمای چشمه‌های گرم} - \text{آنتالپی آب گرم}}{\text{دمای چشمه‌های سرد} - \text{آنتالپی آب گرم}}$$

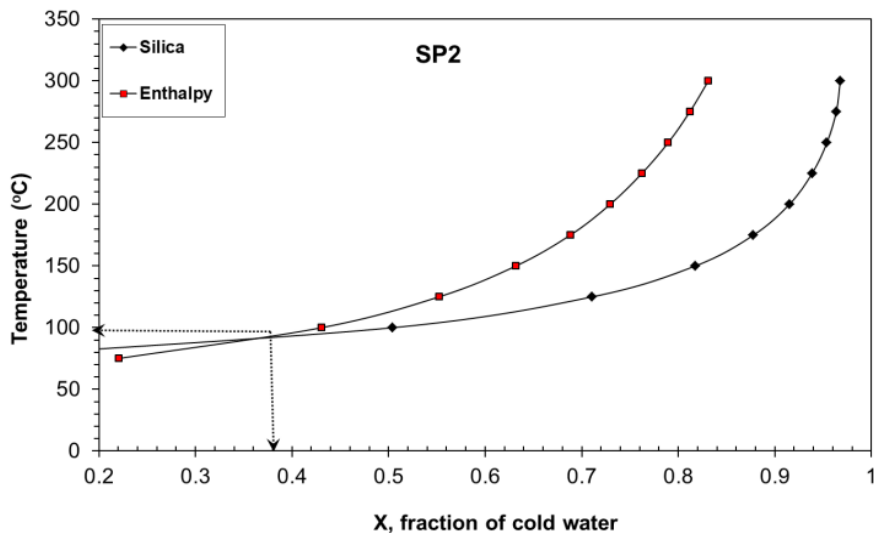
(۲) Xt براساس دمایی است که از مقادیر آنتالپی آب دریافت شده، گرفته شده است.

(۳) مجموعه ای از مقادیر محتویات سیلیس آبگرم برای درجه حرارت مختلف ذکر شده و Xsi برای هر مقدار به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$X_{si} = \frac{\text{سیلیس در چشمه‌های گرم} - \text{سیلیس در آب گرم}}{\text{سیلیس در چشمه‌های سرد} - \text{سیلیس در آب گرم}}$$

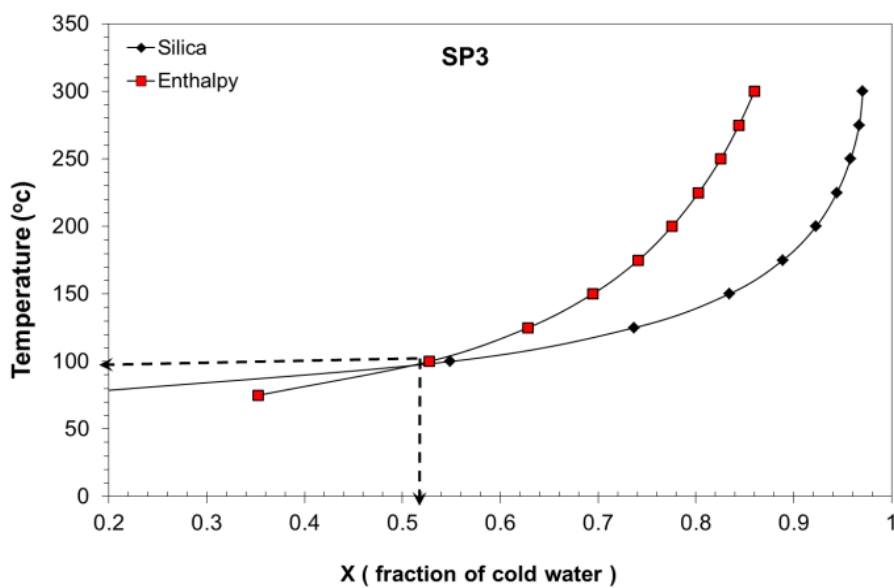
(۴) Xsi در مقابل یک درجه حرارت بر روی همان نمودار طراحی شده است. نقطه تقاطع این دو منحنی، درجه حرارت برآورد شده مخزن آب گرم و درصد آب سرد را می‌دهد.

با استفاده از داده‌های به دست آمده در شکل (۴-۲۸) برای Sp_2 ، تقاطع دو خط نشان می‌دهد که درصد آب سرد ۳۸٪ است و دمای مخزن آب گرم $100^\circ C$ است.



شکل ۴-۲۸: رابطه بین درصد آب سرد و درجه حرارت در یک مدل اختلاط برای چشمه SP_2

همچنین مقدار دمای مخزن برای Sp_3 در تقاطع دو خط نشان می‌دهد که سهم آب سرد ۵۲٪ است و دمای مخزن آب گرم $100^\circ C$ است.



شکل ۴-۲۹: رابطه بین درصد آب سرد و درجه حرارت در یک مدل اختلاط برای چشمه SP_3

در برخی مواقع این دو منحنی یکدیگر را قطع نمی‌کند، و یا تقاطع در دمای نامعقول زیاد صورت گرفته است. این شرایط هنگامی به وجود می‌آید که آب گرم صعودی قبل از مخلوط شدن با آب سرد دمای خود را از دست می‌دهد. دقت مدل اختلاط تا حد زیادی بستگی به دقت اندازه‌گیری مقادیر شیمیایی و درجه حرارت اندازه‌گیری شده آب های زیرزمینی آب سرد، دارد.

۷-۴- تکامل ژئوشیمیایی آب‌های گرم منطقه لایوچ

جهت بررسی خصوصیات مخزن ژئوترمال و تکامل ژئوشیمیایی آب‌های گرم منطقه لایوچ از غلظت یون‌های اصلی و فلزات کمیاب (Trace element) استفاده شده است.

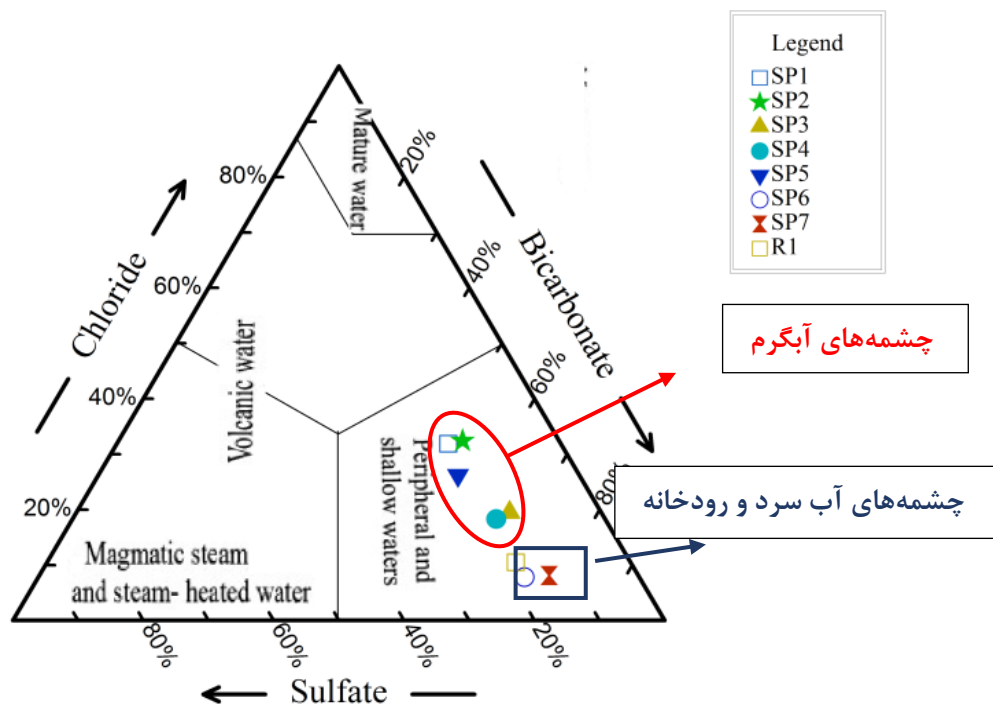
۷-۴-۱ - نمودار سه تایی $Cl-HCO_3-SO_4$

یکی از راه‌های مناسب برای تشخیص بین تفاوت انواع آب‌های مختلف با آب‌های زمین گرمایی استفاده از نمودار سه تایی سولفات-بی‌کربنات-کلر (Giggenbach, 1980) است.

نمودار $Cl-HCO_3-SO_4$ ارتباط بین ترکیبات مختلف را نشان می‌دهد. این نمودار بیانگر نحوه توزیع جغرافیایی آن‌ها در یک منطقه ژئوترمالی است، به طوری که برای مثال آب‌های حاوی کلرید در مرکز منطقه ژئوترمالی قرار گرفته و به تدریج به آب‌های بی‌کربنات‌دار در حاشیه تبدیل می‌شوند و آب‌های گرم و بخاری حاوی SO_4 ، معمولاً در مناطق بالای میدان ژئوترمالی قرار می‌گیرند و درجه تغییرات داده‌ها بیانگر نحوه ارتباط بین این آب‌ها با یکدیگر است (Ozler, 2000).

بر اساس نظر گیگنباخ (۱۹۹۰) اگر نسبت SO_4/Cl برابر ۵ تا ۲۰ باشد متعلق به بخار ماگمایی است و اگر این نسبت در حدود ۲ باشد در محدوده آب‌های آتشفشانی قرار می‌گیرد. با پلات کردن آب‌های منطقه بر روی دیاگرام مثلثی $Cl-HCO_3-SO_4$ (شکل ۴-۳۰) مشاهده می‌شود که نمونه‌های آبگرم و به خصوص نمونه‌های آب سرد (Sp_6, Sp_7, R_1) موجود در منطقه در ضلع HCO_3 قرار گرفته‌اند که دارای ماهیت آب‌های هیدروترمال کم عمق هستند. به طور کلی نمودار سه گانه گیگنباخ نشان

می‌دهد که عمده آب‌های گرم منطقه لایچ در منطقه کم عمق و متمایل به سمت آب‌های ولکانیکی قرار گرفته‌اند. آب‌های سرد در منطقه، آب‌های Peripheral water قرار گرفته‌اند. این به آب‌های از نوع بی‌کربناته اطلاق می‌شود که در عمق‌های کم و با فاصله زیاد از محدوده ژئوترمال قرار دارد. این نشانگر آن است که آب‌های گرم منطقه مورد مطالعه احتمالا حاصل اختلاط آب‌های سرد جوی با آب‌هایی با منشاء ولکانیکی و ماگمایی می‌باشند (شکل ۴-۳۰).

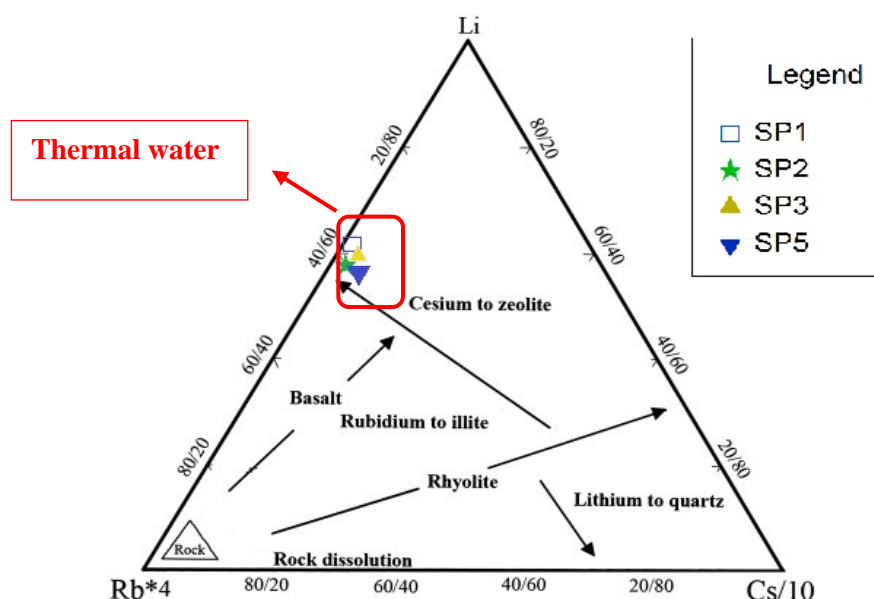


شکل ۴-۳۰: نمودار سه تایی $Cl-HCO_3-SO_4$

۴-۷-۲ - نمودار لیتیم، روبیدیم و سزیم (Li, Rb, Cs)

عناصر Li, Rb, Cs در گروه عناصر با شعاع یونی بزرگ قرار داشته و گاهی آن‌ها را عناصر قلیایی کمیاب می‌نامند. این عناصر از گونه‌های پایستار (Conservative Species) در سامانه‌های زمین‌گرمایی هستند و از آن‌ها می‌توان برای تشخیص تکامل ژئوشیمیایی همراه با عناصر بور و کلر استفاده کرد. غلظت این عناصر معمولا با مهاجرت جانبی چشمه‌های زمین‌گرمایی و یا حرکت به سطح زمین کاهش می‌یابد. این عناصر به آسانی در شبکه بلورین کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی

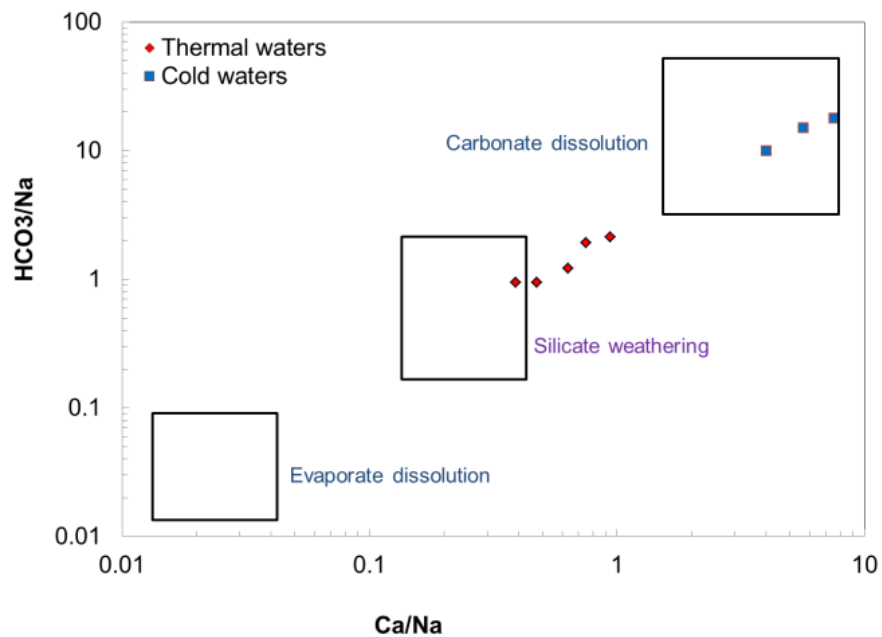
جایگزین می‌شوند. بیشینه غلظت این عناصر در چشمه‌های با سنگ میزبان بازالتی دیده می‌شود. عناصر Rb، Cs و Li جهت بررسی فرآیندهای ژئوشیمیایی عمیق استفاده می‌شود، به طوریکه این عناصر در یک مثلث ترسیم می‌گردند (Chatterjhel *et al*, 2017. Hou *et al*,) (2018). با توجه به نسبت Li/Rb در نمونه‌های منطقه احتمالاً غلظت این عناصر در محدوده غلظت چشمه‌های با منشأ بازالتی قرار می‌گیرد.



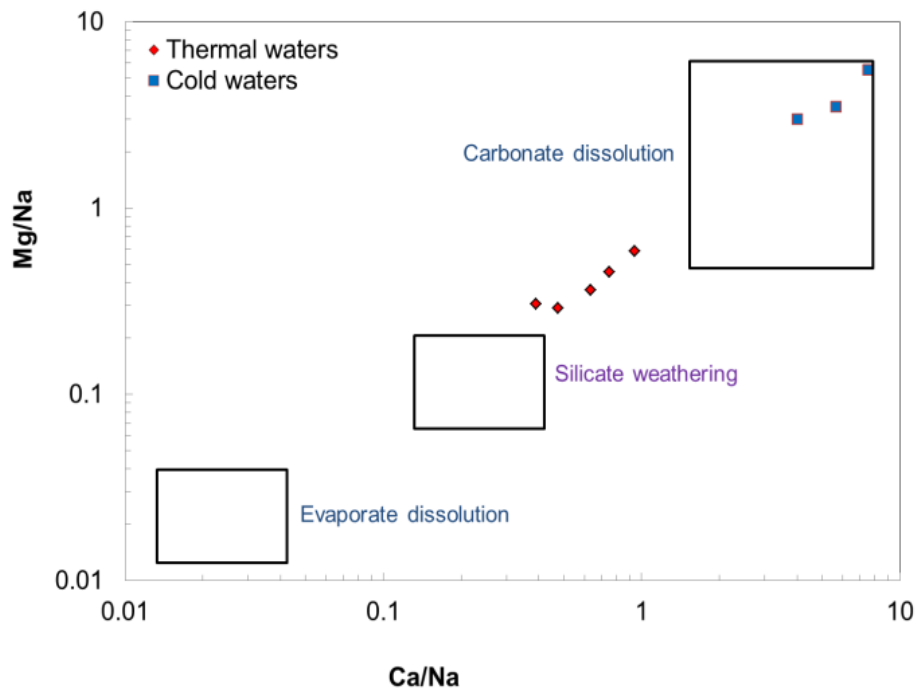
شکل ۴-۳۱: نمودار Rb-Li-Cs

جهت بررسی فرآیندهای غالب در تکامل ژئوشیمی آب‌های گرم منطقه، رابطه بین HCO_3/Na در مقابل Ca/Na پلات شده است. به طوریکه می‌توان فرآیندهای انحلال تبخیری‌ها، هوازدگی کانی‌های سیلیکاته و یا انحلال کربنات‌ها را بررسی کرد. با توجه به شکل‌های (۴-۳۲) و (۴-۳۳)، نمونه‌های آب سرد در زون انحلال کربنات‌ها قرار گرفته‌اند که با توجه به منشأ جوی آن‌ها و همچنین لیتولوژی کربناته در منطقه و حوضه آن‌ها و تیپ غالب بی‌کربناته آن‌ها قابل انتظار می‌باشند. دمای نمونه‌های آبگرم با کمی انحراف در نزدیکی زون هوازدگی سیلیکات‌ها پلات شده‌اند. می‌توان نتیجه گرفت که عامل افزایش برخی یون‌ها در نمونه‌های آبگرم در اثر تماس آبگرم با کانی‌های سیلیکاته و تبادل و انحلال آن‌ها می‌باشد. به طوریکه با افزایش دما سرعت و نرخ این فرآیند بیشتر

شده است که وجود کانی‌های سیلیس ، آلومینیوم، باریم، لیتیم و روبیدیم نیز گواه بر این فرآیند می‌باشد. البته انحلال کربنات‌ها نیز در ترکیب شیمیایی نهایی این آب‌های گرم منطقه لایچ دخیل بوده است. بنابراین آب‌های گرم احتمالاً در طول مسیر جریان از حوضه آبریز کربناته و کانی‌های سیلیکاته در عمق در تماس و تبادل بوده است.



شکل ۴-۲۲: نمودار نسبت HCO_3/Na بر روی Ca/Na



شکل ۴-۳: نمودار نسبت Mg/Na بر روی Ca/Na

۴-۷-۳ - بررسی‌های ایزوتوپی آب‌های گرم و سرد منطقه لاریج

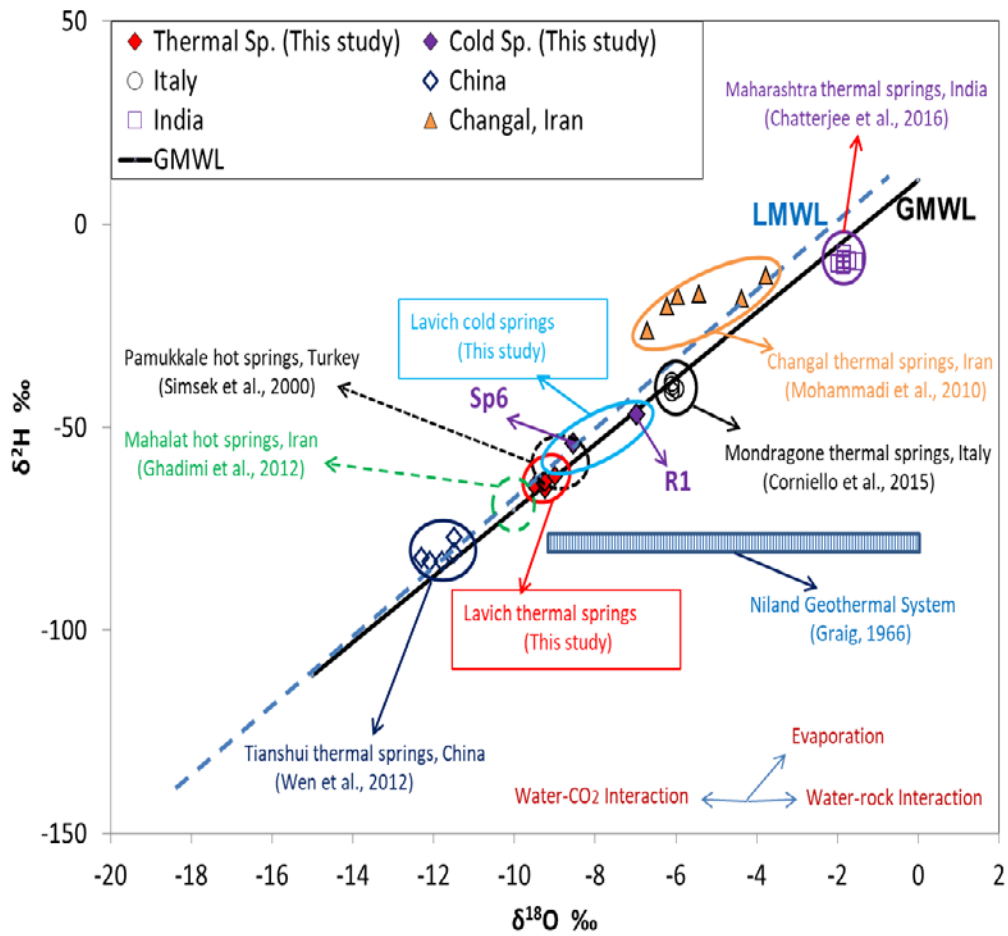
عناصر اکسیژن و هیدروژن به دلیل سبک بودن و اختلاف جرمی نسبتاً زیاد ایزوتوپ‌هایشان در محیط‌های مختلف زمین شناسی رفتار متفاوتی از خود نشان می‌دهند. به همین دلیل برای جواب به سؤالاتی همچون منشاء و نحوه تشکیل آب‌های گرم، بخارات خارج شده، واکنش‌های متقابل آب و سنگ و تعیین دمای محیط، ابزاری بسیار قوی محسوب می‌شوند.

مقادیر ^{18}O و 2H منابع مختلف اندازه‌گیری شده، تا منشا چشمه‌های گرمایی از دیدگاه ایزوتوپی مورد بررسی قرار گیرد. بدین منظور از ۷ نمونه منابع آبی که شامل ۵ نمونه آبگرم و ۲ نمونه آب سرد نمونه برداری ایزوتوپی انجام گرفته است و نتایج آن در جدول (۴-۶) ارائه شده است.

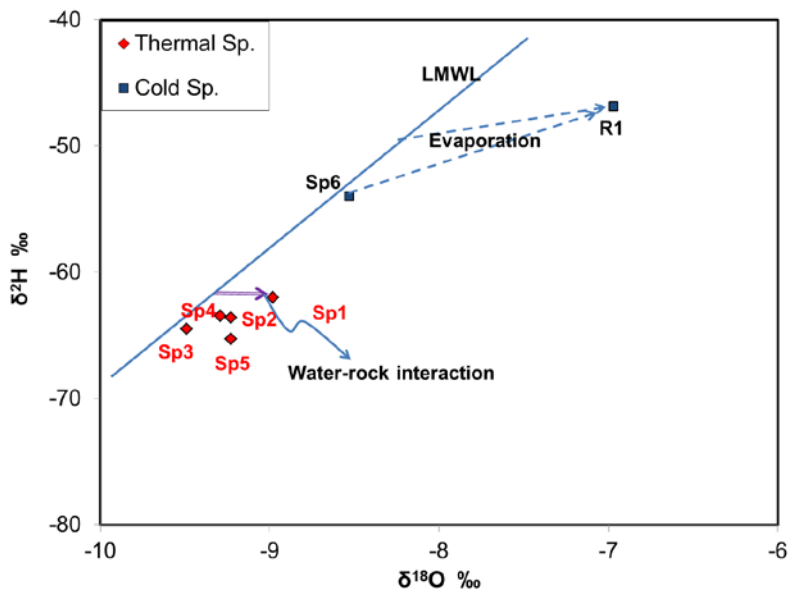
جدول ۴-۶: مقادیر داده‌های ایزوتوپی

Sample	T (°C)	Discharge elevation (m)	H ² ‰	O ¹⁸ ‰
SP1	70	641	-62.01	-8.98
SP2	60	611	-65.28	-9.23
SP3	51	645	-64.48	-9.49
SP4	55	656	-63.48	-9.29
SP5	57	656	-63.59	-9.23
SP6	18	636	-59.96	-8.53
R1	7	-	-46.86	-6.97

داده‌های ¹⁸O در مقابل دوتریوم برای چشمه‌های آبگرم و آب سرد لایوچ بر روی شکل (۴-۳۴) ترسیم شده است. خط بارش جهانی (GMWL) و خط بارش محلی (LMWL) به همراه داده‌های ایزوتوپی مناطق ژئوترمال سایر نقاط ایران و دنیا نیز جهت مقایسه پلات شده است. نمونه آب سرد SP6 تقریباً در نزدیکی و بر روی خط LMWL پلات شده است که نشانگر منشأ جوی عهد حاضر برای نمونه آب سرد می‌باشد. اما نمونه مربوط به رودخانه (آب سرد R1) با فاصله از خط جوی قرار گرفته است. منشأ آب رودخانه آب جوی می‌باشد که از ارتفاعات مختلف وارد رودخانه شده و جاری می‌شوند. انحراف از خط جوی می‌تواند به دلیل رخداد پدیده تبخیر در طول مسیر جریان آب رودخانه از بالادست به سمت پایین دست می‌باشد.



شکل ۴-۳۴. مقایسه ایزوتوپی منطقه مورد مطالعه و دیگر نقاط مختلف

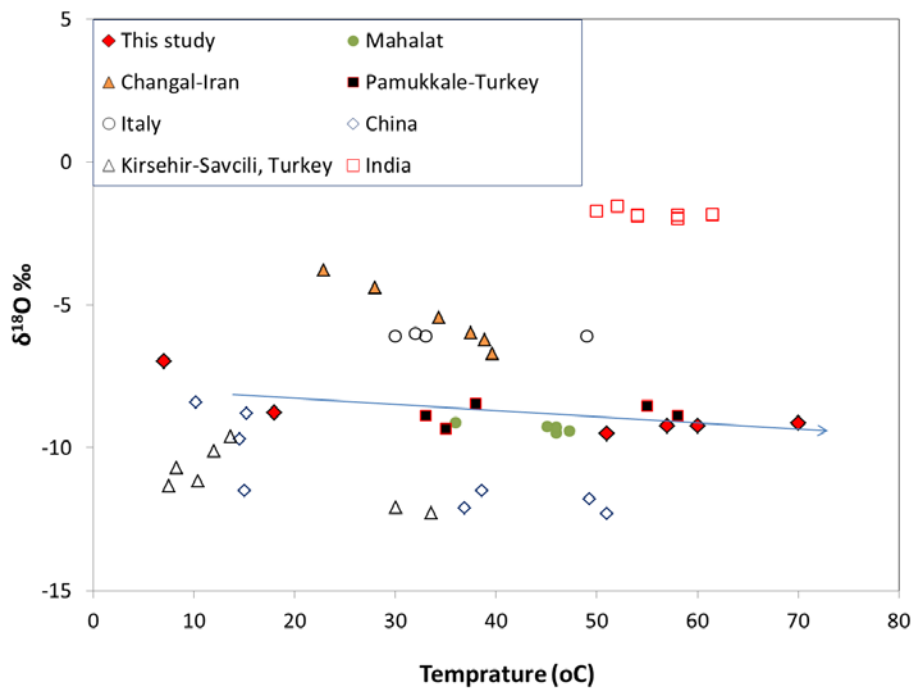


شکل ۴-۳۵: ارتباط بین δ^2H و $\delta^{18}O$

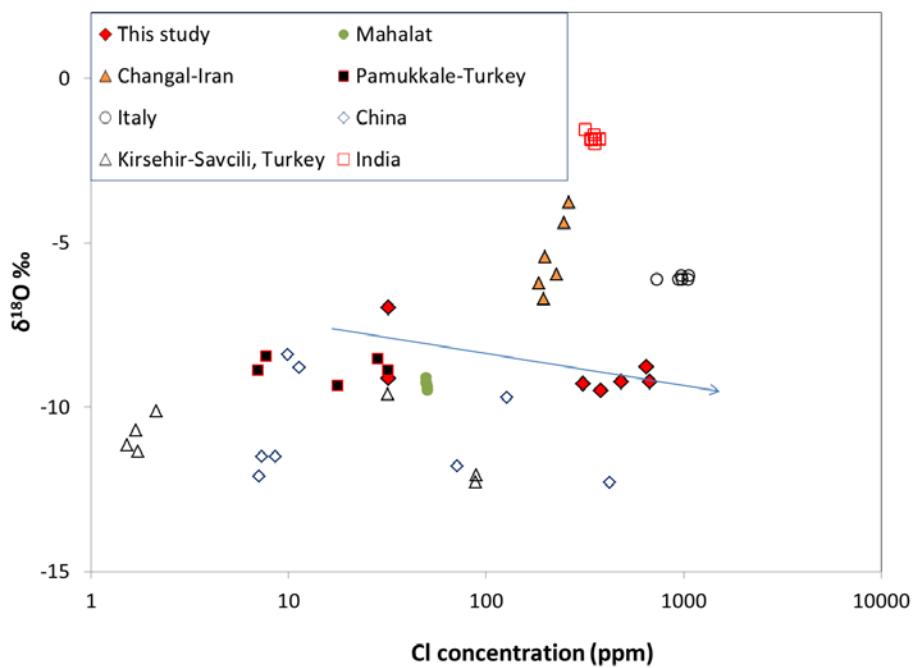
داده‌های آبگرم در نزدیکی و برخی با فاصله از خط آب جوی قرار گرفته‌اند که منشا اولیه آب جوی برای نمونه‌ها نشان می‌دهد اما در طی جریان در مسیر عمقی و رخداد پدیده واکنش آب-سنگ در دمای زیاد زیر سطح زمین، مقدار ^{18}O برخی از چشمه‌ها بخصوص چشمه SP1 با بیشترین دمای خروجی، افزایش یافته است. مقدار ^{18}O -Shift بستگی به دمای مخزن، مدت زمان ماندگاری و درجه واکنش آب-سنگ می‌باشد. مقدار دوتریوم به دلیل فراوانی اندک و یا نبود عنصر هیدروژن در سنگ مخزن و پوسته زمین، تغییر نکرده است.

مقدار ایزوتوپی چشمه‌های آب سرد نسبت به آبگرم در منطقه مورد مطالعه غنی‌تر می‌باشد. چنین رابطه‌ای در سایر نقاط دنیا و ایران نیز مشاهده شده است (شکل ۴-۳۶). ارتفاع منطقه تغذیه، فرآیند تبخیر جدایش بخار در طول مسیر جریان از چشمه‌های آبگرم و رخداد پدیده اختلاط عوامل موثر در افزایش مقدار ^{18}O در منابع آب کم عمق با دمای کم می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه عامل اصلی غنی شدن ^{18}O در چشمه‌های آب سرد می‌تواند ارتفاع منطقه تغذیه باشد که نسبت به چشمه‌های آبگرم ارتفاع کمتری دارند و حوضه آبرگیر چشمه‌های آبگرم در ارتفاع بالاتری قرار دارد. در طول فرآیند تبخیر مقدار $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ نیز با افزایش شوری (Cl) غنی‌تر می‌شود.

رابطه Cl با $\delta^{18}\text{O}$ برای منطقه مورد مطالعه و سایر نقاط دیگر در شکل (۴-۳۷) ترسیم شده است. با افزایش مقدار غلظت Cl مقدار $\delta^{18}\text{O}$ تغییر چندانی نشان نمی‌دهد و کمی کاهش نیز به دلیل اختلاف در منشاء و ارتفاع منطقه تغذیه می‌باشد. می‌توان نتیجه گرفت عامل افزایش شوری در نمونه‌های آبگرم فرآیند تبخیر نبوده و احتمالاً انحلال کانی‌های تبخیری در طول مسیر جریان اتفاق افتاده است. در کل می‌توان بیان کرد که منشاء اولیه آب چشمه‌های آب سرد و آبگرم، آب جوی بوده که تفاوت در ارتفاع تغذیه در حوضه آبرگیر آن‌ها مشاهده شده است.



شکل ۴-۳۶: ارتباط بین $\delta^{18}O$ و دما



شکل ۴-۳۷: ارتباط بین $\delta^{18}O$ و Cl

۸-۴ - بررسی هیدروژئولوژی چشمه‌های سرد و گرم منطقه لاویچ

چشمه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه دارای مقادیر دبی تخلیه ۱۰ لیتر بر ثانیه برای چشمه SP1، ۷ لیتر بر ثانیه چشمه SP2، ۹ لیتر بر ثانیه برای چشمه SP3، ۶ لیتر بر ثانیه برای چشمه SP4، ۸ لیتر بر ثانیه برای چشمه SP5 و ۱ لیتر بر ثانیه برای چشمه SP8 و چشمه آب سرد SP6 با دبی ۲۰ لیتر بر ثانیه بوده است. مقدار دبی چشمه‌ها در طول فصول تغییر چندانی را نشان نمی‌دهند که نشانگر غالب بودن جریان افشان در منطقه حوضه آبرگیر آن‌ها می‌باشد. منابع آب گرم و سرد با منشا تغذیه و جریان‌های محلی یا ناحیه‌ای (Local or Regional) را می‌توان با مقایسه مقدار ایزوتوپی چشمه با بارش متناوب با ارتفاع دهانه چشمه محاسبه کرد. با بررسی انجام شده مشخص گردید که جریان عمده در محدوده مورد مطالعه به صورت محلی می‌باشد و حوضه آبرگیر چشمه‌ها در اطراف و نزدیکی چشمه‌ها قرار دارد. با استفاده از رابطه زیر حوضه آبرگیر منطقه مورد مطالعه محاسبه و در شکل ۴-۳۸ ترسیم شد.

$$v = \bar{p} \cdot \bar{I} \cdot A$$

بر اساس معادله بالا I میزان تغذیه سالیانه، V حجم آب تخلیه شده، A مساحت منطقه و \bar{p} میانگین بارندگی سالیانه در منطقه می‌باشد. مجموع حجم تخلیه سالیانه چشمه‌ها حدوداً ۲ میلیون متر مکعب محاسبه شد و مساحتی که برای تغذیه چشمه‌ها به دست آمد ۹/۲۶۵/۵۷۷ متر مربع می‌باشد.

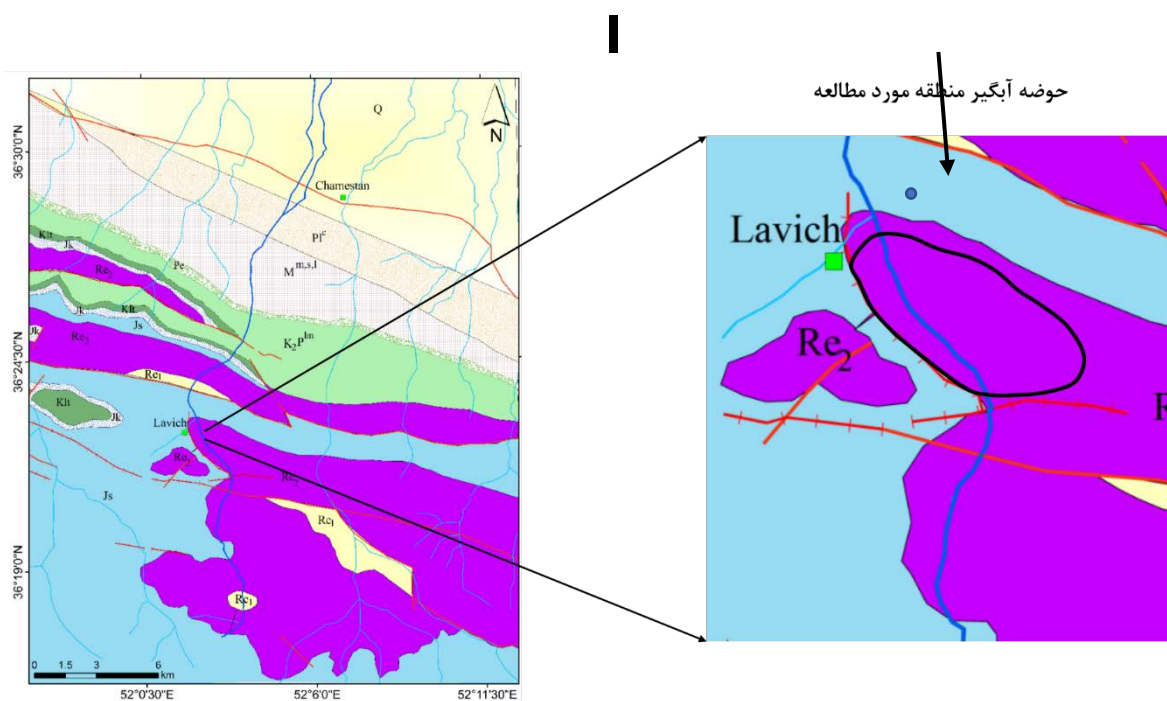
جدول ۴-۷: محاسبه حجم تخلیه سالیانه و مساحت حوضه برای چشمه‌های منطقه مورد مطالعه

نام چشمه	حجم تخلیه سالیانه (m ³)	مساحت کل حوضه (m ²)
چشمه آبگرم (SP1)	۳۱۵۳۶۰	۹۲۶۵۵۷۷
چشمه آبگرم (SP2)	۲۲۰۷۵۲	
چشمه آبگرم (SP3)	۲۸۳۸۲۴	
چشمه آبگرم (SP4)	۱۸۹۲۱۶	
چشمه آبگرم (SP5)	۲۸۳۸۲۴	
چشمه آبگرم (SP8)	۲۲۰۷۵	
چشمه آب سرد (SP6)	۶۳۰۷۲۰	
مجموع تخلیه سالیانه	۱۹۴۵۷۷۱	

با استفاده از رابطه ارتفاع- ایزوتوپی بارش در اطراف منطقه مورد مطالعه، مقدار ارتفاع منطقه تغذیه چشمه‌ها محاسبه شد. به طوریکه ارتفاع منطقه تغذیه چشمه آب سرد (SP6) حدود ۱۴۰۰ متر بوده که کمتر از ارتفاع تغذیه چشمه‌های آبگرم است که از ۲۰۰۰ متر تا ۳۰۰۰ متر متغیر می‌باشد. شکل (۴-۳۸) محدوده تغذیه چشمه‌های منطقه لاریج را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۳۸: حوضه آبخیز منطقه مورد مطالعه



شکل ۴-۳۹: حوضه آبخیز منطقه مورد مطالعه روی نقشه زمین شناسی

- محاسبه مساحت حوضه آبخیز چشمه‌ها:

با استفاده از دمای محاسباتی مخزن ژئوترمال زیر سطح زمین با استفاده از ژئوترموترهای مختلف، می‌توان عمق چرخش آب در منطقه را پیش بینی کرد. در ابتدا با توجه به گرادیان زمین گرمایی حدود ۳ (°C) به ازای هر ۱۰۰ متر عمق مخزن ژئوترمال محاسبه می‌شود. با توجه به دمای مخزن محاسباتی، عمق مخزن ژئوترمال برای چشمه‌های آبگرم مختلف بین ۲۵۰۰ متر تا ۳۳۰۰ متر متغییر بوده است. از مقادیر عمق برآورد شده و اختلاف دمای چشمه‌های آبگرم و سرد رابطه زیر به دست می‌آید:

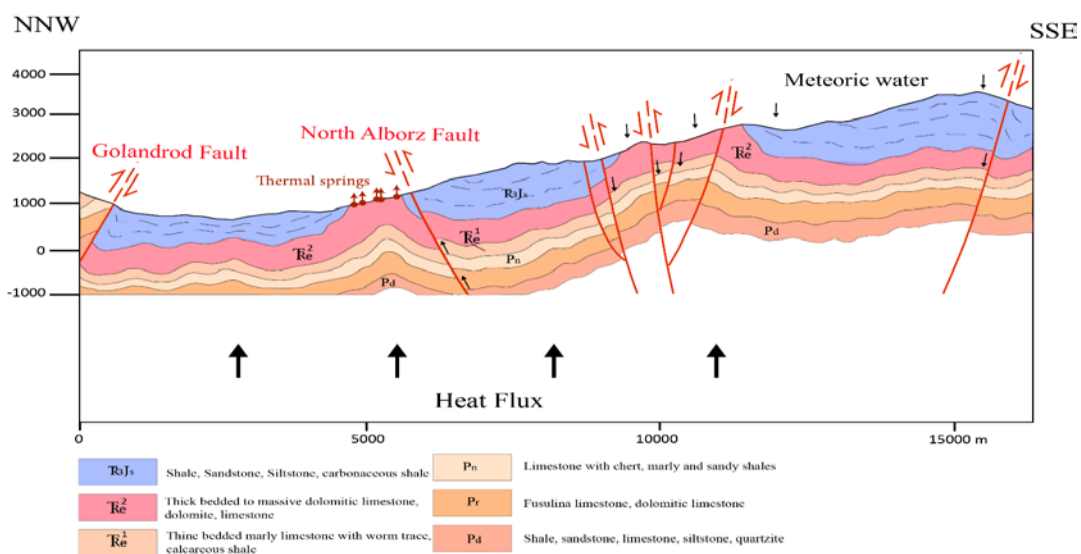
$$d(^{18}\text{O}) = 1.5 \Delta^{18}\text{O} + 4$$

که در این رابطه $\Delta^{18}\text{O}$ برابر با اختلاف دمای آب سرد و آبگرم منطقه می‌باشد. بنابراین با داشتن اختلاف دمای آبگرم و سرد و محاسبه رابطه بالا می‌توان عمق چرخش آب را برآورد کرد. در منطقه مورد مطالعه عمق چرخش (d) بین ۲۵۰۰ متر تا ۳۵۰۰ متر برآورد شده است.

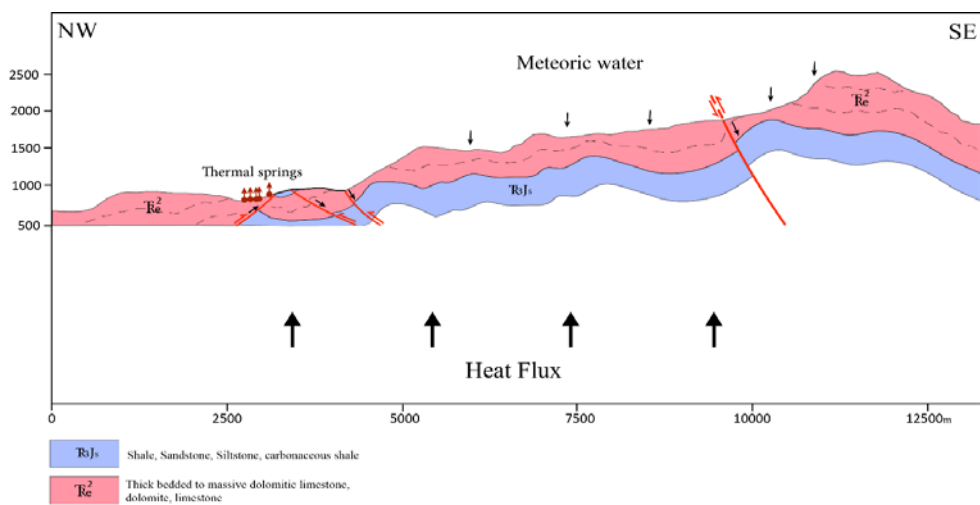
۹-۴ - مدل شماتیک هیدروژئولوژی منطقه

شکل‌های (۴-۴۰) و (۴-۴۱) پروفیل زمین و مدل شماتیکی از جریان آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهند که در راستای شمال- جنوب و شمال غربی- جنوب شرقی کشیده شده‌اند. با توجه به این شکل‌ها، تغذیه از طریق بارش‌های جوی و از ارتفاعات بالا صورت گرفته و از گسل‌ها و درزو شکاف‌ها به اعماق نفوذ می‌کند و پس از فعل و انفعالات صورت گرفته از گسل تراستی شمال البرز به سمت بیرون خارج می‌شوند که این نقطه محل چشمه‌های آبگرم موجود در منطقه می‌باشد. با توجه به محاسبات انجام شده جهت عمق چرخش آب جوی بایستی ذکر گردد و که اگر کل دمای چشمه‌های آبگرم توسط سیستم ژئوترمال منطقه تامین گردد بایستی آب جوی تا عمق حدود ۲۵۰۰ متر تا ۳۵۰۰ متر نفوذ کرده تا بتواند به اندازه لازم گرم شده و سپس در عمق زمین جریان یابد. با توجه به پروفیل زمین‌شناسی منطقه، ارتفاع لازم برای تامین انرژی برای چرخش آب جوی وجود دارد.

زیرا ارتفاع حوضه آبخیز چشمه‌ها در حدود ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر بوده که در منطقه وجود دارد. اما با توجه به زمین‌شناسی و ضخامت سازندها و چینه‌شناسی منطقه، ضخامت لازم جهت چرخش آب وجود ندارد و آب جوی نمی‌تواند تا عمق مورد نظر جریان یابد. بنابراین برای تامین گرمای لازم علاوه بر عملکرد گرادیان ژئوترمال منطقه، منشأ گرمایی دیگری بایستی در زیر وجود داشته باشد که با توجه به نتایج قبلی و همچنین نزدیک بودن منطقه به زون آتشفشانی دماوند، احتمال وجود منشأ گرمایی در زیر وجود دارد.



شکل ۴-۴: مدل شماتیکی از هیدروژئولوژی منطقه



شکل ۴-۱: مدل شماتیک منطقه مورد مطالعه

بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که آب جوی از طریق درزه‌ها و گسل‌ها به سمت عمق جریان یافته و پس از طی مسافت در عمق با جریان‌های حرارتی که از عمق به سمت بالا جریان دارند، برخورد کرده و گرم می‌شود و به سمت بالا از طریق گسل‌ها جریان می‌یابد. در مسیر حرکت به سمت بالا با آب‌های کم عمق نیز مخلوط شده و در سطح زمین تخلیه می‌گردند.

۴-۱۰- بررسی کیفیت آب چشمه‌ها برای مصارف کشاورزی

۴-۱۰-۱ - نسبت جذب سدیم و درصد سدیم

استانداردهای کیفی آب آبیاری بر اساس عوامل زیر بنا گردیده است :

۱- غلظت کل نمک‌های محلول آب، که این غلظت از طریق اعمال اسمزی بر روی محصول اثر می‌گذارد.

۲- غلظت یون‌های ویژه ای (مثل بور) که ممکن است برای گیاهان سمی بوده و یا اینکه اثر نامساعدی بر روی کیفیت محصول داشته باشد.

۳- غلظت کاتیون‌هایی (مثل سدیم) که با پراکندگی رس در خاک، ساختمان خاک را تخریب و از مقدار نفوذ آب می‌کاهند.

بنابراین، سدیم یکی از یون‌های موثر بر کیفیت آب آبیاری در کشاورزی است که برای بیان آن از دو پارامتر نسبت جذب سدیم (SAR) و درصد سدیم (%Na) استفاده می‌شود. نسبت جذب سدیم به عنوان یک شاخص موثر در ارزیابی خطر بالقوه سدیم موجود در آب می‌باشد. هر چه مقدار این دو پارامتر در آب بیشتر باشد آن آب برای آبیاری نامناسب تر است. به طور کلی اگر درصد سدیم بالای ۳۰ باشد آن آب برای کشاورزی مناسب نیست.

جدول ۴-۸: مقادیر پارامترهای نسبت جذب سدیم و درصد سدیم در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه

چشمه	SAR	%Na
آبگرم کریمی (Sp1)	۴/۱	۱۵۷/۵
آبگرم موسوی (Sp2)	۳/۹۲	۱۳۵/۵
آبگرم فیله سنگی (Sp3)	۲/۳۷	۸۷/۶
آبگرم ایران زمین ۱ (Sp4)	۲/۳۶	۷۱/۶
آبگرم ایران زمین ۲ (Sp5)	۲/۶۳	۹۳/۵
آبگرم بیینو (SP8)	۲/۱	۶۱/۳۵
آب سرد ایران زمین (Sp6)	۰/۲۶	۱۶
آب سرد کشیل (Sp7)	۰/۱۸	۱۱/۲
رودخانه لایچ رود (R1)	۰/۱۲	۹

این درصد در تمامی نمونه‌های آبگرم در منطقه مورد مطالعه بالای ۳۰ درصد می‌باشد ولی برای نمونه‌های آب سرد کمتر از ۳۰ درصد است که نشان می‌دهد استفاده از آبگرم برای کشاورزی در دراز مدت توانایی خاک را برای تشکیل دانه‌های پایدار از بین می‌برد، اما چشمه‌های آب سرد و رودخانه برای کشاورزی مناسب هستند.

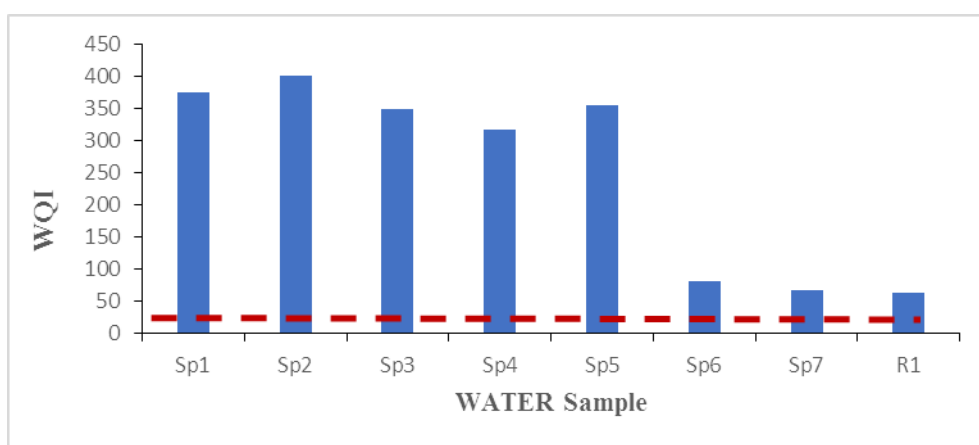
۴-۱۰-۲ - محاسبه شاخص کیفی آب (WQI)

نتایج محاسبات شاخص کیفی نمونه‌های چشمه‌های منطقه لایچ در جدول (۴-۹) آورده شده است. شاخص کیفی آب بین ۶۲ تا ۴۰۲ متغیر است که با توجه به رده بندی مقادیر این شاخص توسط سازمان بهداشت جهانی (WHO, 1998)، نمونه‌های SP6، SP7 و R1 در رده خوب (دارای مقدار

WQI کمتر از ۵۰) و سایر نمونه‌ها در رده غیر قابل شرب قرار می‌گیرند که به احتمال زیاد ناشی از نشت فاضلاب‌های مناطق مسکونی و پساب‌های کشاورزی بالادست چشمه‌ها می‌باشد (شکل ۴-۴۲).

جدول ۴-۹: مقادیر شاخص‌های کیفی محاسبه شده برای نمونه‌های چشمه‌های منطقه لایچ

نمونه	SP1	SP2	SP3	SP4	SP5	SP6	SP7	WQI
R1	۲۷۴	۴۰۲	۲۵۰	۳۱۸	۳۵۶	۸۱	۶۸	۶۲

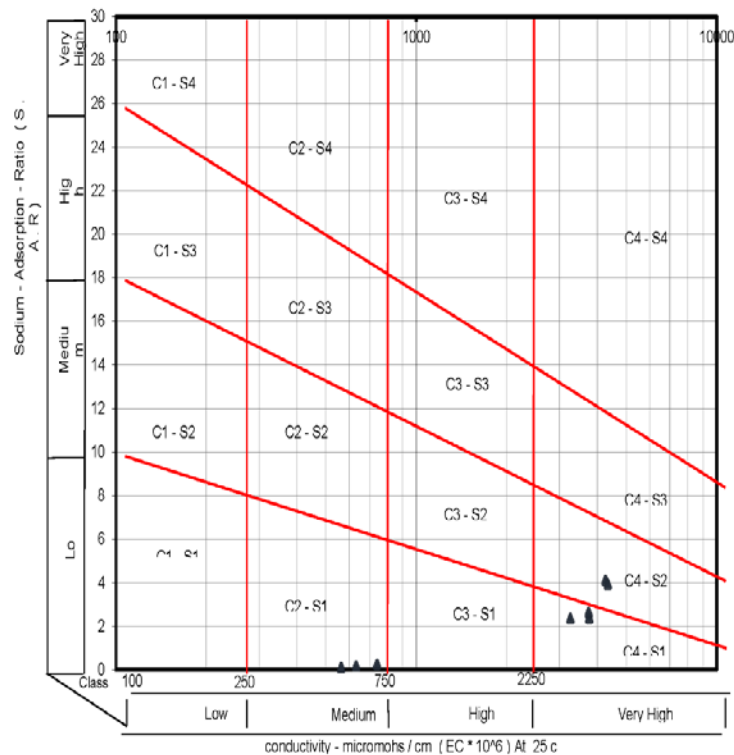


شکل ۴-۴۲: مقادیر شاخص کیفی آب برای چشمه‌های منطقه مورد مطالعه

۴-۱۰-۳- نمودار ویلکوکس

بهترین روش برای طبقه‌بندی آب از نظر کشاورزی استفاده از نمودار ویلکوکس می‌باشد. در این نمودار برای طبقه‌بندی از دو فاکتور نسبت جذب سدیم (SAR) و هدایت الکتریکی استفاده شده است که تاثیر بسزایی در خاک و رشد گیاه دارد. سدیم در داخل زمین با جایگزینی به جای یون کلسیم در داخل خاک باعث از بین رفتن ساختمان خاک دانه‌ها شده و باعث کاهش نفوذپذیری خاک می‌شود، از طرف دیگر هدایت الکتریکی ویژه با میزان املاح آب رابطه مستقیم دارد. بدین صورت که هر چه میزان هدایت الکتریکی آب بالا باشد املاح آب نیز زیاد است. بالا بودن املاح آب باعث اسمز معکوس شده و به جای نفوذ آب به داخل ریشه گیاه، باعث خروج آب از گیاه شده و نهایتاً باعث از بین رفتن

گیاه می‌شود، به همین خاطر این دو فاکتور برای مناسب بودن آب کشاورزی لازم و ضروری است. در این نمودار هدایت الکتریکی در محور افقی (بر حسب میکروموس بر سانتی متر) و نسبت جذب سدیم در محور عمودی قرار می‌گیرد شکل (۴-۴۳).



شکل ۴-۴۳: نمودار ویلکوکس مربوط به نمونه‌های آب چشمه‌ها در منطقه لایچ

بر اساس طبقه‌بندی ویلکوکس، آب‌های خیلی خوب دارای هدایت الکتریکی کمتر از ۲۵۰ میکروموس بر سانتی متر بوده که در گروه C_1S_1 قرار می‌گیرند. آب‌های خوب در گروه C_1S_2 ، C_2S_1 ، C_2S_2 و آب‌های متوسط در گروه C_3S_3 ، C_1S_3 ، C_2S_3 و C_3S_2 قرار دارند. بقیه گروه‌ها آب‌های نامناسب می‌باشند (علیزاده ۱۳۸۱). شکل (۴-۴۳) نمودار ویلکوکس مربوط به نمونه‌های آب در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. بر اساس این نمودار آب چشمه‌های آب سرد در گروه C_2S_1 قرار می‌گیرند که جز آب‌های خوب برای کشاورزی هستند و آب‌های گرم برای کشاورزی و آشامیدن نامناسب هستند.

۴-۱۱- آلودگی فلزات و شبه فلزات سنگین و عناصر نادر

۴-۱۱-۱- مقدمه

آب‌های زیرزمینی از منابع تامین کننده آب در جهان بوده و آلوده شدن آن‌ها تاثیرات عمده ای بر سلامت انسان، فعالیت صنایع، کشاورزی و محیط زیست دارد (دیویس و همکاران ۱۹۹۴). از میان آلاینده‌های مختلف، فلزات سنگین به دلیل پایداری محیطی، بازیافت بیوژئوشیمیایی، پدیده جذب-واجذبی، پتانسیل اکسایش- کاهش، ته نشست مورد توجه بیشتری قرار گرفته‌اند (داس ۱۹۹۰، ژینهو و همکاران ۲۰۱۱، فاکچینلی و همکاران ۲۰۰۱). با این وجود بعضی از آن‌ها به عنوان مواد مغذی برای زنده ماندن عمل می‌کنند و در غلظت‌های بیشتر می‌توانند منجر به مسمومیت شدید شوند. بیشتر شکل‌های سمی این فلزات در گونه‌های یونی آن‌ها، شرایط اکسیداسیون پایدار آن‌هاست مانند Ag^+ ، Hg^{2+} ، Pb^{2+} و As^{3+} ، که آن‌ها با مولکول‌های زیستی بدن برای تشکیل ترکیبات پایدار، واکنش می‌دهند (دورویب و همکاران ۲۰۰۷). فلزات سنگین به مقدار بسیار کم در اکوسیستم‌های آبی یافت می‌شوند و می‌توانند در آب‌های زیرزمینی توسط فرآیندهای طبیعی و یا با تغییر در pH خاک انحلال یابند. به علاوه آب زیرزمینی می‌تواند از شیرآبه زباله‌ها، فاضلاب، شستشوی پسماندهای معدنی، نشت از لاگون‌های باطله صنعتی یا دریاچه‌های صنعتی با فلزات سنگین آلوده شوند (اوانکو و زومباک ۱۹۹۷). به طور کلی فلزات سنگین دارای دو منشأ اصلی می‌باشند: (۱) منشأ طبیعی، که در اثر هوازدگی سنگ بستر وارد محیط زیست می‌شوند و (۲) منشأ انسانی، که در اثر فعالیت‌های صنعتی، معدن کاری، عبور و مرور وسایل نقلیه و دیگر فعالیت‌های انسانی وارد طبیعت می‌شوند (کریبک و همکاران ۲۰۱۰). معمولاً محیط‌هایی که تحت تاثیر آلودگی قرار نگرفته‌اند، غلظت فلزات در آن‌ها بسیار کم است و عمدتاً در اثر فرآیندهای طبیعی از قبیل انحلال سنگ‌ها حاصل شده‌اند (Islam et al., 2015). بدین منظور مقادیر فلزات سنگین با محاسبه شاخص فلزی و مقایسه داده‌ها با استاندارد-های سازمان‌های جهانی (WHO) مورد بررسی قرار گرفته‌اند. همچنین پارامترهای اندازه‌گیری شده با استانداردهای جهانی مقایسه شده و تغییرات مکانی آن‌ها با ترسیم نمودارهای مرتبط تفسیر شده

است. با توجه به اینکه از چشمه‌های آبگرم منطقه لایچ جهت آب درمانی و استحمام استفاده می‌شود بنابراین بررسی غلظت فلزات و شبه فلزات سنگین حائز اهمیت است.

رفتار فلزات بخصوص فلزات سنگین در آب‌های طبیعی به طور کلی تابع شیمی آب، وجود مواد جذب‌کننده (مانند کانی‌های رسی و هیدروکسید در رسوبات) و فرآیندهای ژئوشیمیایی مانند اکسیداسیون و احیاء، جذب - و جذب و انحلال - ته‌نشینی است (شاملو، ۱۳۹۳). در منطقه مورد مطالعه امکان ریختن فاضلاب‌های خانگی روستایی و همچنین وجود اراضی کشاورزی، لیتولوژی و شرایط خاص زمین‌شناسی منطقه، انتظار آلودگی چشمه‌های آبگرم و آب سرد و رودخانه برای برخی از عناصر سنگین وجود داشت. نتایج آنالیز فلزات و شبه فلزات سنگین و عناصر نادر چشمه‌های آبگرم و آب سرد و رودخانه در مقایسه با مقادیر استاندارد سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2004) در جدول (۴-۱۰) ارائه شده است. جدول (۴-۱۱) و شکل (۴-۴۴)، نشان‌دهنده تغییرات غلظت فلزات سنگین در مقایسه با استاندارد شرب سازمان بهداشت جهانی می‌باشد. طبق نتایج حاصل از این مطالعه، نمونه‌های چشمه‌های آبگرم و آب سرد و رودخانه در منطقه لایچ به جز عناصر آلومینیوم و فسفر در مقایسه با استاندارد سازمان بهداشت جهانی بیشتر از حد مجاز بوده و برای شرب قابل استفاده نیستند. از بین این عناصر، عنصر لیتیم فقط در چشمه‌های آبگرم وجود دارد و در چشمه آب سرد و رودخانه وجود ندارد. عنصر مولیبدن در چشمه آبگرم نمونه ۱ و ۴ و در آب‌های سرد وجود دارد. عنصر روی فقط در چشمه آبگرم ۳ و ۴ و در آب‌های سرد وجود دارد. همچنین عنصر کروم نیز فقط در دو نمونه ۳ و ۴ آبگرم وجود دارد و در دیگر چشمه‌ها وجود ندارد. و در نهایت عناصر مس و اورانیوم فقط در چشمه آب سرد و رودخانه وجود دارند که احتمالاً همه آن‌ها به دلیل وجود فاضلاب خانه‌های روستایی و کشاورزی در بالادست و یا منشأ زمین‌شناسی چشمه‌ها ایجاد شده‌اند.

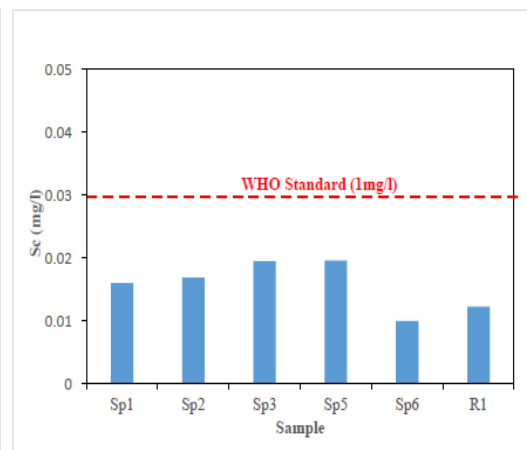
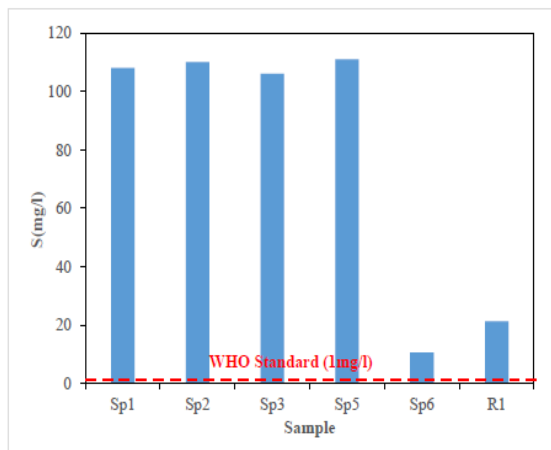
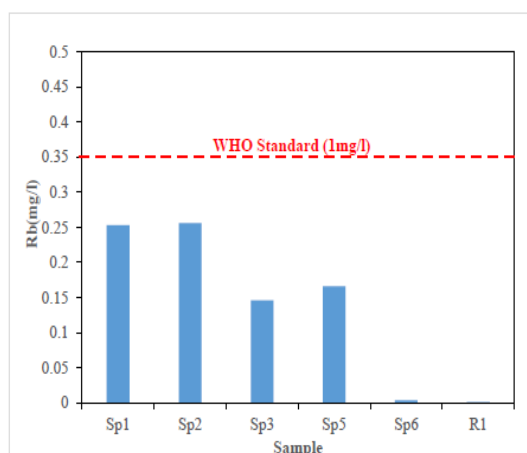
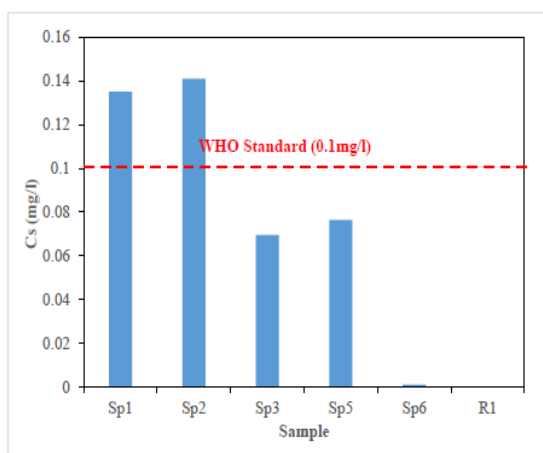
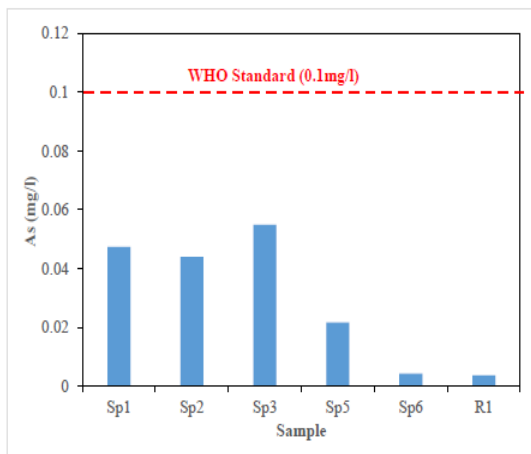
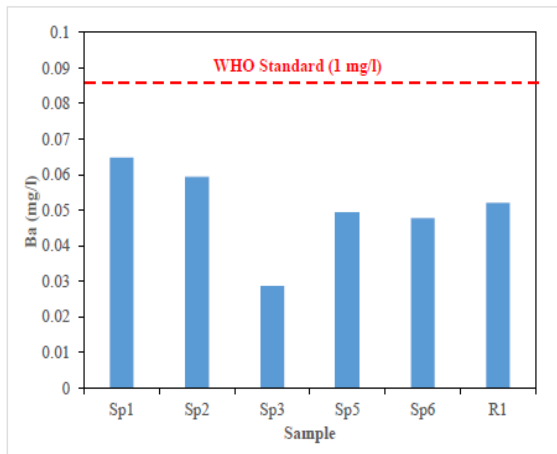
جدول ۴-۱۰: حد مجاز عناصر بالقوه سمی و غیر سمی (WHO, 2004)

ردیف	نوع ترکیب	حداکثر غلظت (mg/l)
۱	آرسنیک (As)	۰/۱
۲	باریم (Ba)	۰/۱
۳	گوگرد (S)	۰/۰۱
۴	فسفر (P)	۰/۰۱
۵	روبییدیم (Rb)	۱
۶	استرانسیم (Sr)	۰/۰۱
۷	اسکاندیوم (Sc)	۱
۸	سزیم (Cs)	۰/۱
۹	آلمینیوم (Al)	۰/۲
۱۰	لیتیم (Li)	۰/۰۱
۱۱	مولیبدن (Mo)	۰/۰۷
۱۲	سیلیسم (Si)	۰/۰۱

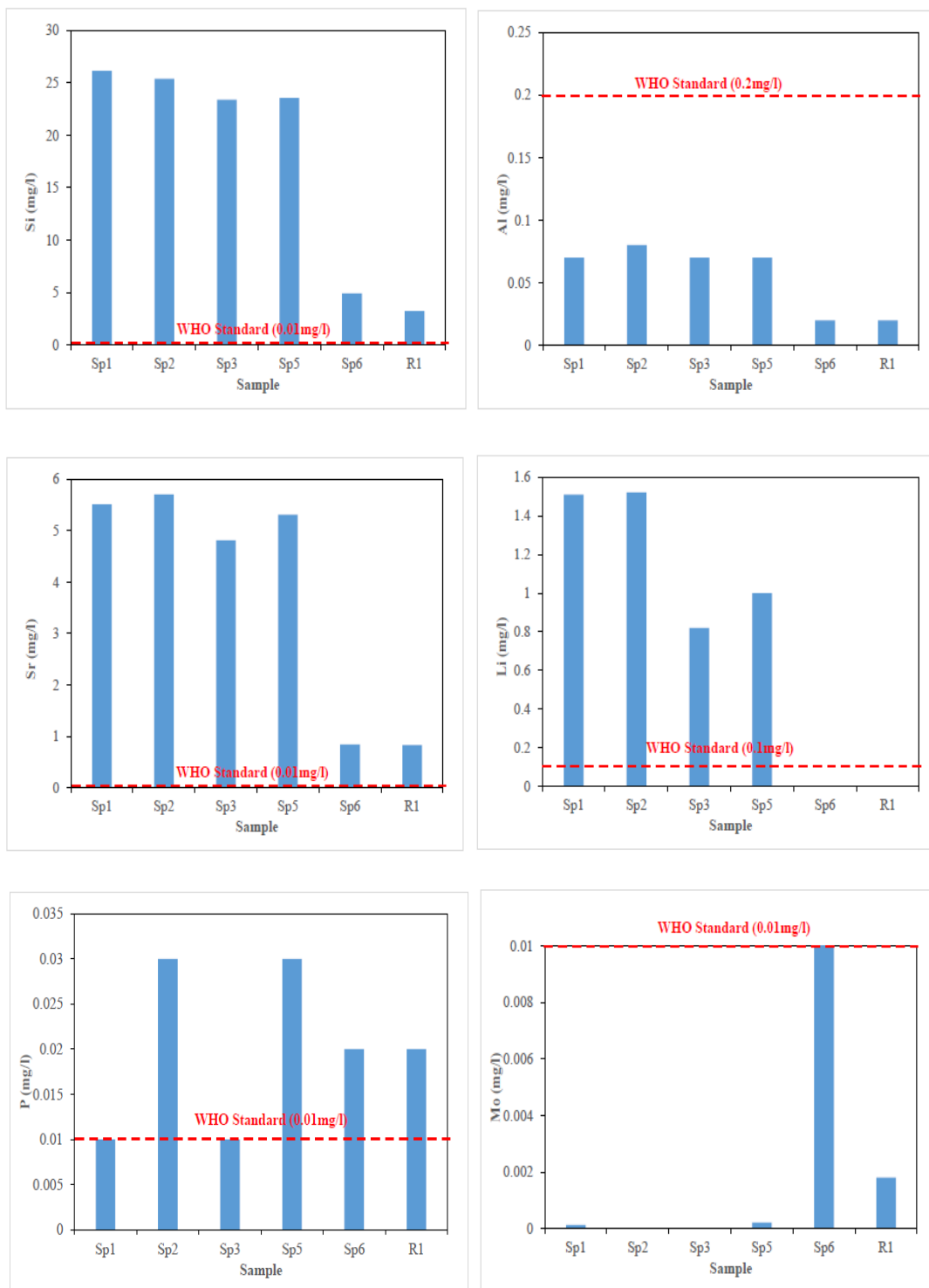
جدول ۴-۱۱: غلظت فلزات و شبه فلزات سنگین و عناصر نادر در نمونه‌های آب چشمه‌های آبگرم و آب سرد و رودخانه (ppb)

نمونه	Al	As	Ba	Li	Mo	P	Rb	S	Sc	Si	Sr	Cs
آبگرم کریمی (Sp1)	۷۰	۴۷/۳	۶۴/۷	۱۵۱۰	۰/۱۳	۱۰	۲۵۳	۱۰۸۰۰۰	۱۶	۲۶۱۰۰	۵۵۱۰	۱۳۵
آبگرم موسوی (Sp2)	۸۰	۴۳/۹	۵۹/۳	۱۵۲۰	-	۳۰	۲۵۶	۱۱۰۰۰۰	۱۶/۸	۲۵۳۰۰	۵۷۰۰	۱۴۱
آبگرم فیله سنگی (Sp3)	۷۰	۵۴/۸	۲۸/۶	۸۲۰	-	۱۰	۱۴۶	۱۰۶۰۰۰	۱۹/۴	۲۳۳۰۰	۴۸۱۰	۶۹/۶
آبگرم ایران زمین ۲ (Sp5)	۷۰	۲۱/۶	۴۹/۴	۱۰۰۰	۰/۲۱	۳۰	۱۶۶	۱۱۱۰۰۰	۱۹/۵	۲۳۵۰۰	۵۸۱۰	۷۶/۵
آب سرد لاریج (Sp6)	۲۰	۴/۳۴	۴۷/۸	-	۱۰/۶	۲۰	۳/۷۶	۱۰۶۰۰	۹/۹۷	۴۹۳۰	۸۴۰	۱/۲۵
رودخانه لاریج رود (R1)	۲۰	۳/۷۲	۵۲/۰	-	۱/۸۲	۲۰	۱/۲۸	۲۱۳۰۰	۱۲/۲	۳۲۴۰	۸۳۰	۰/۳۵

لازم به ذکر است که عناصر Si و As در گروه شبه فلزات و عناصر Al، Mo و Sc جز گروه فلزات سنگین هستند.



شکل ۴-۴۴: غلظت فلزات و شبه فلزات سنگین و عناصر نادر در نمونه‌های آبگرم و سرد منطقه لاریج و مقایسه با استاندارد WHO



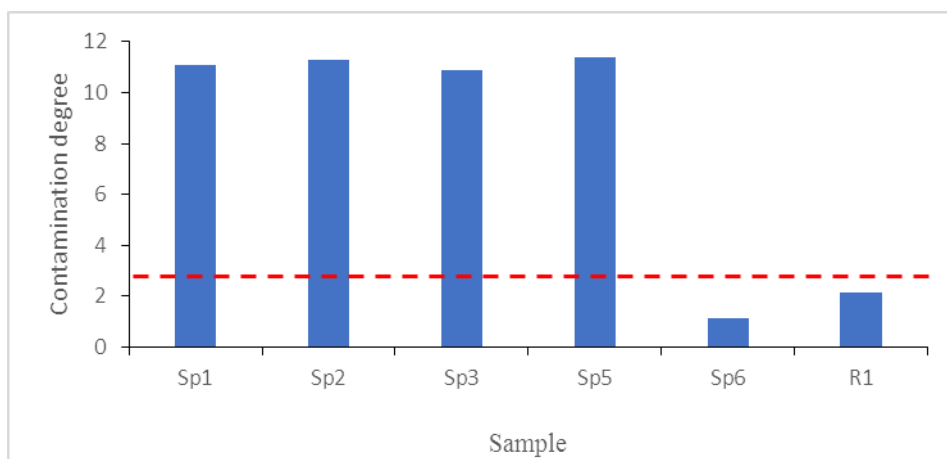
شکل ۴-۴۴: ادامه غلظت فلزات و شبه فلزات سنگین و عناصر نادر در نمونه‌های آبگرم و آب سرد منطقه لاریج و مقایسه آن‌ها با WHO

۴-۱۱-۲ درجه آلودگی و شاخص آلودگی عناصر بالقوه سمی

در جدول زیر مقادیر درجه آلودگی (Cd) و شاخص آلودگی (HPI) عناصر بالقوه سمی نمونه‌های چشمه‌های منطقه لایچ ارائه شده است. بر اساس مقادیر درجه آلودگی، همه‌ی نمونه‌های آبگرم از لحاظ محتوای فلزات بالقوه سمی، مرتبه آلودگی بالا (بیش از ۳) قرار می‌گیرند که به احتمال زیاد ناشی از فاضلاب خانه‌های بالادست چشمه‌ها و یا منشا زمین شناسی منطقه باشد ولی چشمه آب سرد و رودخانه دارای درجه آلودگی کمتر از ۳ دارند که دلیل آن این است که منشا آن کوه‌های سمت جنوب روستای لایچ (کوه گرو) می‌باشد و از آلودگی پساب‌های کشاورزی و فاضلاب خانه‌ها دور است (شکل ۴-۴۵).

جدول ۴-۱۲: مقادیر درجه آلودگی فلزات سنگین

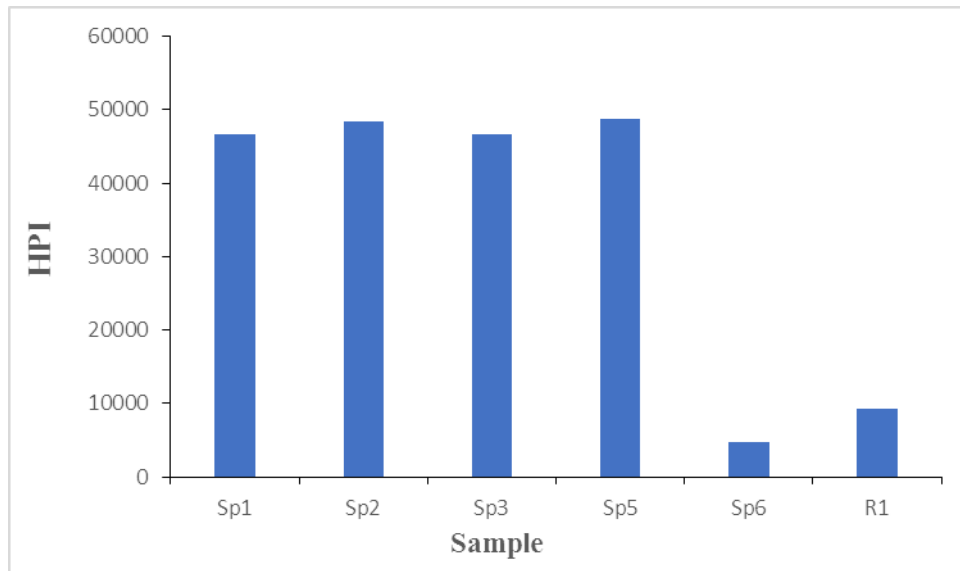
نمونه	SP1	SP2	SP3	SP5	SP6	R1
Cd	۱۱	۱۱	۱۰	۱۱	۱	۲
HPI	۴۶۶۴۶	۴۸۴۷۰	۴۶۶۵۶	۴۸۸۱۲	۴۷۸۶	۹۳۰۴



شکل ۴-۴۵: نمودار شاخص درجه آلودگی برای چشمه‌های منطقه لایچ

مقادیر شاخص آلودگی عناصر بالقوه سمی چشمه‌های آبگرم و آب سرد منطقه (شکل ۴-۴۶) نشان می‌دهد که همه نمونه‌های مورد نظر از لحاظ محتوای فلزات بالقوه سمی، در مرتبه آلودگی بالا (بیش

از ۱۰۰) قرار می‌گیرند که بر اساس این شاخص چشمه‌های آبگرم با بیشترین آلودگی، بالاتر بودن شدت آلودگی را نشان می‌دهند که دلیل آن را می‌توان به فاضلاب‌های روستایی و یا منشأ زمین شناسی نسبت داد.



شکل ۴-۴۶: مقادیر شاخص آلودگی فلزات سنگین برای چشمه‌های لاریج

۴-۱۱-۳- بررسی همبستگی پارامترها در نمونه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه

همبستگی مثبت و بالای میان سزیم با روبیدیوم ($r=1$) و سزیم با آلومینیوم ($r=0.7$) و همچنین عناصری از قبیل سیلیسیم با روبیدیوم و آلومینیوم، استرانسیم با روبیدیوم و آلومینیوم و سزیم و سیلیسیم و در نهایت لیتیم با روبیدیوم و استرانسیم و سزیم و سیلیسیم و آلومینیوم رابطه ای مثبت دارند که احتمالاً منشأ یکسانی داشته و منشأ آن‌ها فاضلاب‌های خانگی و یا منشأ زمین‌شناسی است. عنصر مولیبدن رابطه منفی با دیگر عناصر داشته که احتمالاً منشأ دیگری دارد.

جدول ۴-۱۳: مقادیر ضریب همبستگی پیرسون محاسبه شده برای چشمه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه

Correlations													
Ba	Sc	Mo	Rb	As	Al	Cs	Si	Sr	S	Li	P	pH	
Ba	1												
Sc	.667	1											
Mo	.183	.183	1										
Rb	.667	-.333	-.183	1									
As	0.000	-.333	-.548	-.333	1								
Al	.236	-.236	-.516	.707	-.236	1							
Cs	.667	-.333	-.183	1.000**	-.333	.707	1						
Si	1.000**	-.667	.183	.667	0.000	.236	.667	1					
Sr	.667	-.333	-.183	1.000**	-.333	.707	1.000**	.667	1				
S	0.000	.333	.548	.333	-1.000**	.236	.333	0.000	.333	1			
Li	.667	-.333	-.183	1.000**	-.333	.707	1.000**	.667	1.000**	.333	1		
P	0.000	.408	.224	.408	-.816	.577	.408	0.000	.408	.816	.408	1	
pH	.913	-.548	.400	.548	-.183	0.000	.548	.913	.548	.183	.548	0.000	1

*. Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

**. Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

در اینجا آرسنیک که در محلول به شکل گونه‌های خنثی و دارای بار منفی رخ می‌دهند، با فلزات واسطه تفاوت دارند. آرسنیک در حضور گوگرد دارای شرایط کاهنده است یعنی آرسنیک در کانی‌های سولفیدی شرکت می‌کند. از آنجا که آرسنیک در محلول به شکل گونه‌های با بار منفی حضور دارد، با کاهش pH جذب سطحی آن نیز افزایش می‌یابد.

۴-۱۱-۴- تحلیل مولفه اصلی برای نمونه‌های آبگرم منطقه لویج

نتایج حاصل از به کارگیری روش تحلیل مولفه اصلی بر روی نمونه‌های آبگرم در منطقه مطالعه در

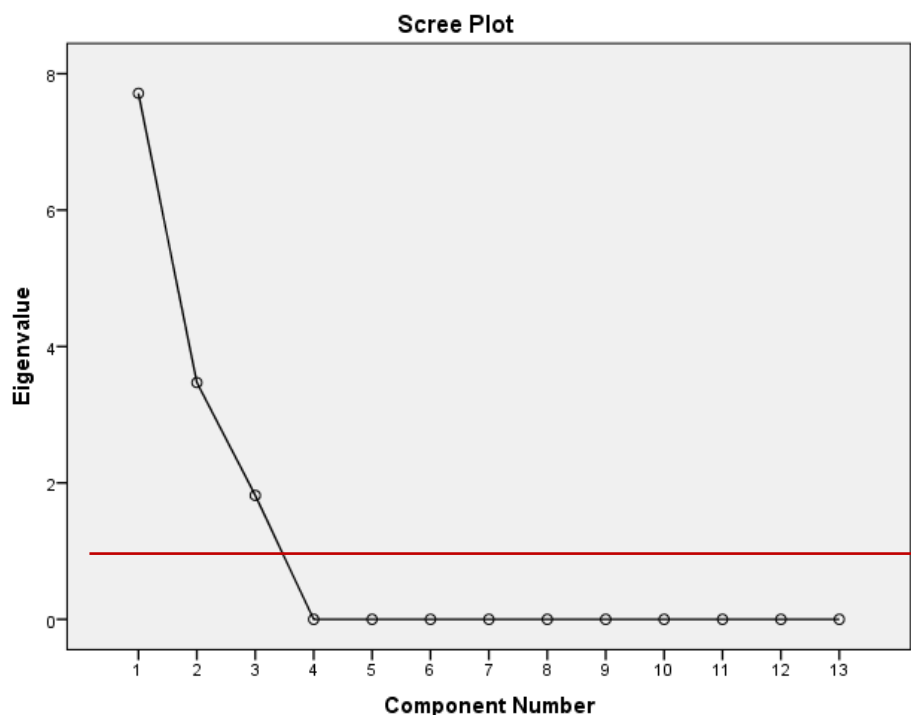
جدول (۴-۱۴) ارائه شده است.

جدول ۴-۱۴: درصد مقدار مولفه‌های منطقه در چشمه‌های آبگرم

Rotated Component Matrix^a

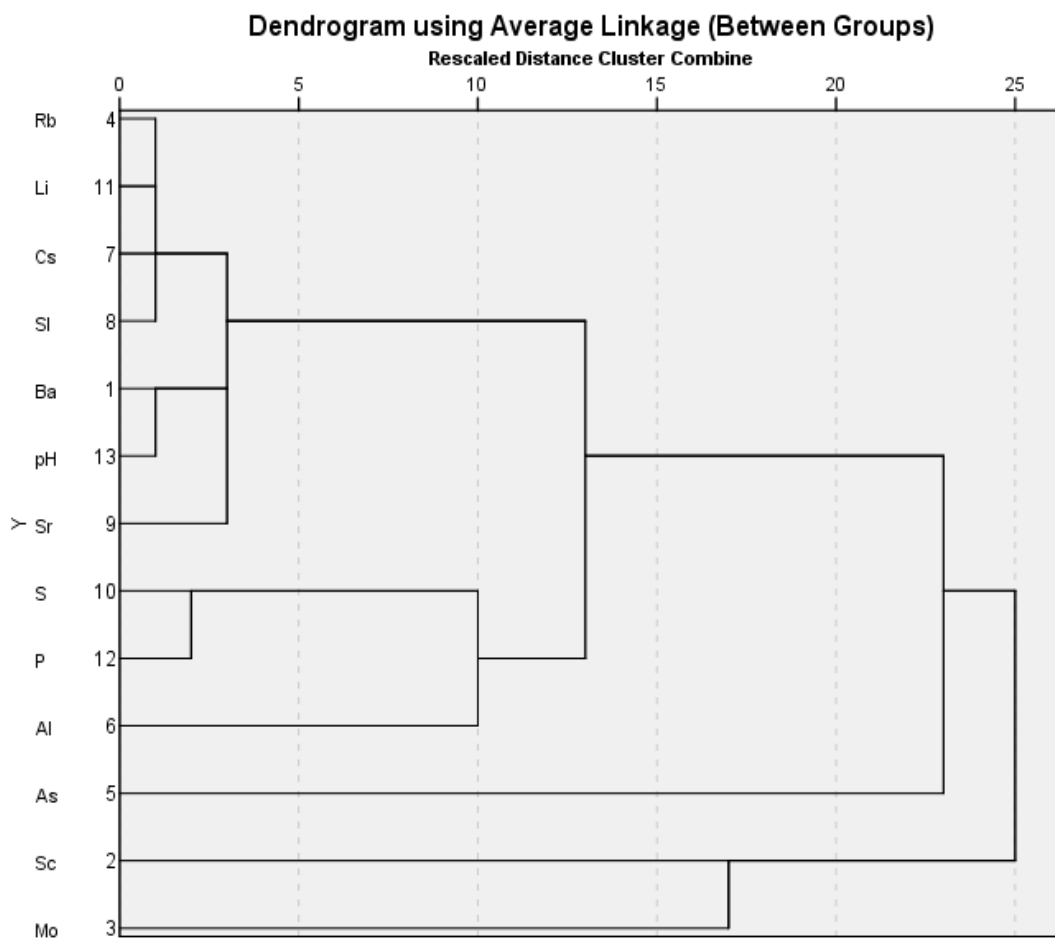
	Component		
	1	2	3
Ba	.933	.315	-.174
Sc	-.976	.189	-.105
Mo	.039	.422	-.906
Rb	.978	.066	.199
As	.120	-.864	.490
Al	.409	.412	.814
Cs	.962	.034	.271
Sl	.989	-.146	.037
Sr	.859	.502	.100
S	.237	.961	-.144
Li	.981	.115	.155
P	.009	.978	.210
pH	.858	.265	-.441

نتایج مولفه‌های استخراج شده برای نمونه‌های آبگرم به روش Varimax تعداد ۳ مولفه دارای مقادیر ویژه بالاتر از ۱ به دست آمد (شکل ۴-۴۷). مولفه اول با ۵۶/۵۹ درصد از کل واریانس‌ها را به خود اختصاص داده است. در این مولفه بارگذاری مثبت و بالایی بین فلزات بالقوه سمی لیتیم، گوگرد، استرانسیم، سیلیسیم، آلومینیوم، روبیدیوم با هدایت الکتریکی وجود دارد که منشا مشترک آن‌ها فاضلاب‌های خانگی و پساب‌های کشاورزی در آب زیرزمینی منطقه می‌باشد. بارگذاری منفی و بالای اسکاندیوم و آرسنیک با سایر فلزات بالقوه سمی، نشان دهنده تاثیر معکوس افزایش اسکاندیوم و آرسنیک بر مقدار این پارامترها در منابع آب زیرزمینی چشمه‌های منطقه لویج می‌باشد.



شکل ۴-۴۷: مولفه‌های استخراج شده برای نمونه‌های آبگرم در منطقه مورد مطالعه مولفه سوم با ۱۰۰ درصد از کل واریانس را به خود اختصاص داده است. در این مولفه، فسفر و گوگرد بیشترین مقدار بارگذاری مثبت را دارد که احتمالاً منشأ مشترک آن‌ها فاضلاب‌های خانگی می‌باشد. همچنین بارگذاری منفی و بیشتر آرسنیک و مولیبدن، احتمالاً به تفاوت این عنصر در کودهای شیمیایی و فاضلاب‌های خانگی اشاره کرد.

۴-۱۱-۵- تحلیل خوشه‌ای سلسله‌مراتبی برای نمونه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه در شکل (۴-۴۸) که مقادیر نمونه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد ایستگاه‌های pH و SC و مولیبدن، دور از تاثیر فاضلاب‌های خانگی و زمین‌های کشاورزی قرار گرفته و بنابراین در یک خوشه قرار دارند. بقیه ایستگاه‌ها نیز به علت قرار گرفتن فاضلاب‌های خانگی و زمین‌شناسی منطقه، از نظر عناصر بالقوه سمی تاثیرات مشابهی را نشان داده و در یک خوشه قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۴۸: خوشه بندی سلسله مراتبی برای نمونه‌های آبگرم در منطقه مورد مطالعه

۴-۱۱-۶ - خواص درمانی چشمه‌های آبگرم در منطقه مورد مطالعه

۴-۱۱-۶-۱- آب درمانی

استفاده از آب چشمه‌های معدنی به عنوان درمان، سابقه‌ی چندهزار ساله دارد ولی طی قرن اخیر بر اثر پژوهش‌ها و بررسی‌های علمی انجام شده روی آب‌های معدنی، استفاده درمانی آن‌ها به طور جدی روز به روز گسترش یافته است. آب‌های معدنی بر حسب نوع و املاح معدنی موجود در آن‌ها دارای کاربردهای گوناگون هستند، ولی علاوه بر خواص فیزیکی شیمیایی آب باید به عواملی مانند آب و هوای منطقه، ارتفاع از سطح دریا، روش درمان و وضعیت سلامت افراد توجه کرد. به عنوان مثال استفاده از آب‌های گرم معدنی به بیماران فشار خونی، قلبی، عروقی، مسلول، کلیوی و سرطانی توصیه

نمی‌شود. ضمناً باید دوره‌ی درمان، فصل استفاده و نیز منظم بودن درمان رعایت گردد. روش‌های مختلف درمان عبارتند از: نوشیدن، استحمام کردن، دوش گرفتن، شست و شو دادن موضعی، تزریق کردن، بخور دادن و گل درمانی .

۴-۱۱-۶-۲- دسته بندی آب‌های معدنی

آب‌های معدنی بر حسب ترکیبات شیمیایی موجود در آن‌ها جهت درمان به صورت زیر دسته بندی می‌شوند:

۱- آب‌های گوگردی (سولفور): این آب‌ها را می‌توان به طریق تنفسی، به صورت بخور و نوشیدن به کار برد و اکثریت در مورد بیماری‌های تنفسی، جلدی و رماتیسمی به کار می‌روند. مانند چشمه سادات محله سخته سر (تنکابن).

۲- آب‌های سولفات: آب‌های سولفات، کاتیون‌های سدیم و منیزیم دارند، ملین و صفرا آورند و برای دفع مواد زائد بدن مانند اوره کاربرد دارند. این آب‌ها چنانچه همراه با آب‌های کلریددار باشند، به آب‌های کلرو سولفات موسومند که خاصیت تسکین دهنده‌گی، ضد خارش و ملین دارند. برای نمونه از آب‌های سولفات می‌توان چشمه آبگرم سراب را نام برد.

۳- آب‌های بیکربناته: آب‌های بیکربناته هم به صورت نوشیدن و هم جهت تن شستن به کار می‌روند و به علت گازدار بودن کاربرد خارجی آن‌ها سبب ازدیاد ادرار، کند شدن نبض و باز شدن عروق می‌گردد. نوشیدن آن‌ها سبب ازدیاد ترشحات معده‌ای، ازدیاد صفرا، بهبود فعالیت کلیه، دفع اسید اوریک و بهبود متابولیسم پروتئیدها، گلوئیدها و کلسترول می‌شوند. چشمه‌های خرقان قزوین (کربناته) و سرعین اردبیل (بیکربناته) از جمله این آب‌ها هستند.

۴- آب‌های کلروه: این آب‌ها نیز به صورت درون بدنی و بیرون بدنی جهت درمان بیماری‌های رماتیسم، راشیتیسم و یا تورم موضعی به کار می‌روند.

۵- آب‌های آهن دار: این آب‌ها حاوی ترکیبات مختلف آهن هستند و سبب ازدیاد گلبول‌های قرمز و هموگلوبین می‌شوند و جهت درمان بیماری‌های کم خونی و نیز بهبود گوارش و رشد بدن به کار می‌روند. چشمه‌های آهن ابعلی و آبگرم لاریجان دارای آب آهن‌دار هستند.

۶- آب‌های پرتوزا: این آب‌ها حاوی گازهای رادیو اکتیو به ویژه گاز رادون هستند و کاربرد آن‌ها سبب فزونی فعالیت بافت‌ها می‌شود و اکثراً برای دردهای رماتیسمی، مفصلی و عصبی به کار می‌روند. این آب‌ها همچنین در مورد بیماری‌های جلدی مانند اگزمای پر خارش موثرند. نوشیدن آن‌ها سبب دفع اسید اوریک موجود در ادرار و در نتیجه تسکین دردهای مفصلی می‌شوند. چشمه آب سیاه رامسر و نیز بیشتر آب‌های گرم اردبیل از این جمله اند.

آب‌های معدنی ایران به چهار گروه بزرگ شامل: بیکربناته، کلروره، سولفات‌ه و سولفور ه تقسیم می‌شوند که به صورت چشمه‌هایی با خواص درمانی و اکوتوریسم در اقصی نقاط مختلف ایران پراکنده شده‌اند و از گستره زیادی برخوردار می‌باشند. چشمه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه نیز از نوع کلروره-سولفات‌ه هستند که برای درمان بیماری‌های پوستی و همچنین دردهای مزمن پادرد و بدن درد بسیار مفید می‌باشند و سالانه افراد زیادی را جهت آب درمانی به خود جذب می‌کند.

فصل پنجم

نتایج و پیشنهادها

در این فصل هدف بر این است تا به صورت مختصر به بیان نتایج حاصل از مطالعه هیدروژئولوژی، هیدروژئوشیمی، ایزوتوپی، هیدروژئوترمال و فلزات و شبه فلزات سنگین و عناصر نادر چشمه‌های منطقه لویچ پرداخته شود. همچنین در ادامه پیشنهادها و راهکارهایی جهت پایش دقیق‌تر بر استفاده از چشمه‌های آبگرم آن نیز ارائه شده است.

۵-۱- نتیجه‌گیری

۱- دمای چشمه‌های آبگرم منطقه لویچ بین ۵۱ تا ۷۰ درجه سانتی‌گراد است که با مقایسه آن‌ها با دیگر چشمه‌های آبگرم دیگر مناطق ایران و جهان مشاهده می‌شود که به نسبت، چشمه‌های منطقه لویچ دمای بیشتری دارند که این مسئله احتمالاً به خاطر نزدیکی آن به آتشفشان فعال دماوند است که موجب افزایش دمای آن‌ها به این مقدار شده است.

۲- مقدار EC چشمه‌های آبگرم بین ۲۴۰۰ تا ۴۲۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر و آب سرد بین ۵۶۲ تا ۷۴۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر متغییر می‌باشد. مقدار بالای هدایت الکتریکی در نمونه‌های آبگرم دلالت بر کیفیت پایین آب و املاح محلول در چشمه‌های آبگرم این منطقه دارد. در مقایسه چشمه آب سرد مقدار EC کمتر بوده و در حدود $(\mu\text{S}/\text{Cm})$ ۵۰۰ می‌باشد.

۳- مقدار pH نمونه‌های منطقه مورد مطالعه از مقدار ۶/۲ تا ۷/۹ متغیر می‌باشد. آب‌های منطقه مورد مطالعه در محدود بی کربناته سدیک که دارای pH کمی پایین‌تر از ۷ می‌باشند قرار می‌گیرند. بنابراین چشمه‌های منطقه مورد مطالعه کمی اسیدی می‌باشند.

۴- با توجه به نتایج آنالیز هیدروشیمیایی تیپ غالب آب‌های گرم بیکربناته کلسیک-کلروره سدیک و آب‌های سرد بیکربناته-کلسیک منیزیک است. تمامی نمونه‌های آبگرم نسبت به کلسیت، دولومیت و کوارتز اشباع تا فوق اشباع و نسبت به ژیپس و هالیت تحت اشباع هستند. با توجه به نتایج هیدروشیمیایی و نسبت‌های یونی مختلف، عامل افزایش مقدار EC در نمونه‌های آبگرم، انحلال نمک

تشخیص داده شده است. وجود لایه‌های نمکی در سازندهای شمشک موجود در منطقه می‌تواند عامل اصلی افزایش EC باشد.

۵- کلیه چشمه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه در زون نابالغ (Immature Water) پلات شده‌اند. مقادیر دمایی مخزن برآورد شده بر اساس ژئوترمو متر سیلیس با بخار زیاد بین ۸۵ تا ۹۳ درجه سانتی‌گراد و در حالت بدون بخار بین ۸۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است. عمق مخزن ژئوترمال با توجه به نتایج ایزوتوپی حدود ۲۵۰۰ متر تا ۳۳۰۰ متر برآورد شده است.

۶- با توجه به نتایج ایزوتوپی داده‌های آبگرم در نزدیکی و برخی با فاصله از خط آب جوی قرار گرفته‌اند. مقدار ^{18}O برخی از چشمه‌ها بخصوص چشمه SPI با بیشترین دمای خروجی، افزایش یافته است. در کل می‌توان بیان کرد که منشا اولیه آب چشمه‌های آب سرد و آبگرم، آب جوی بوده که تفاوت در ارتفاع تغذیه در حوضه آبگیر آن‌ها و کمی واکنش آب-سنگ باعث غنی‌شدگی ایزوتوپی شده است.

۷- با بررسی انجام شده مشخص گردید که جریان عمده در محدوده مورد مطالعه به صورت محلی می‌باشد و حوضه آبگیر چشمه‌ها در اطراف و نزدیکی چشمه‌ها قرار دارد. مجموع حجم تخلیه سالیانه چشمه‌ها در حدود ۲ میلیون متر مکعب می‌باشد و با توجه به محاسبات انجام شده، مساحتی که برای تغذیه چشمه‌ها به دست می‌آید ۹,۲۶۵,۵۷۷ متر مربع می‌باشد.

۸- با توجه به پروفیل زمین و مدل شماتیکی از جریان آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه، تغذیه از طریق بارش‌های جوی و از ارتفاعات بالا صورت گرفته و از گسل‌ها و درزو شکاف‌ها به اعماق نفوذ می‌کند و پس از فعل و انفعالات صورت گرفته از گسل تراستی شمال البرز به سمت بیرون خارج می‌شوند که این نقطه محل چشمه‌های آبگرم موجود در منطقه می‌باشد. ارتفاع لازم برای تامین انرژی برای چرخش آب جوی وجود دارد. زیرا ارتفاع حوضه آبگیر چشمه‌ها در حدود ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر بوده که در منطقه وجود دارد. اما با توجه به زمین‌شناسی و ضخامت سازندها و چینه‌شناسی منطقه،

ضخامت لازم جهت چرخش آب وجود ندارد و آب جوی نمی‌تواند تا عمق مورد نظر جریان یابد. بنابراین برای تامین گرمای لازم علاوه بر عملکرد گرادیان ژئوترمال منطقه، منشا گرمایی دیگری بایستی در زیر وجود داشته باشد که با توجه به نتایج قبلی و همچنین نزدیک بودن منطقه به زون آتشفشانی دماوند، احتمال وجود منشا گرمایی در زیر وجود دارد.

۹- بر اساس داده‌های فلزات سنگین احتمالا همه آن‌ها به دلیل وجود فاضلاب خانه‌های روستایی و کشاورزی در بالادست و یا منشا زمین‌شناسی چشمه‌ها ایجاد شده‌اند. همچنین بر اساس شاخص‌های WQI و HPI چشمه‌های آب گرم برای شرب و کشاورزی مفید نیستند.

۵-۲ - پیشنهادها

۱- استفاده از روش‌های ردیابی به منظور یافتن عمق حرکت جریان آب و عمق مخزن گرمایی چشمه‌های آبگرم

۲- اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و کربن برای تعیین منشا گازهای H₂S و CO₂

۳- اندازه‌گیری و آنالیز ترکیب گازهای خروجی از دهانه چشمه‌های گرمایی

۴- انجام مطالعات دقیق ساختاری در خصوص عملکرد گسل‌ها و عمق آن‌ها

الف) منابع فارسی

- ۱- یاسینی، الف. (۱۳۶۰) "نگاهی به رسوبات نئوژن حوضه پاراتتیس جنوب دریای خزر در منطقه واقع بین علمده تا نکارود (شمال گسل شمالی البرز)" نشریه انجمن نفت ایران، سه ماهه دوم، شماره ۸۳
- ۲- نورعلیئی، ج. و لاری، ح.ر. ۱۳۸۱. اکتشاف اولیه انرژی زمین گرمایی در استان خراسان، هفدهمین کنفرانس بین المللی برق، تهران، شرکت توانیر، پژوهشگاه نیرو.
- ۳- نقشه زمین شناسی شهرستان آمل، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور
- ۴- نبوی، م. ح. (۱۳۵۵): دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران، ۱۰۹ ص
- ۵- نادری سیاه سیاهی، ق.، محمدی، ض.، ۱۳۹۱ ب پایان نامه کارشناسی ارشد "مطالعه آب زمین شیمیایی فلزات سنگین و زمین دماسنجی در چشمه‌های هیدروترمال محور قروه- تکاب
- ۶- موسوی روحبخش، م. (۱۳۸۰): زمین شناسی دریای خزر، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۸۰
- ۷- قربانی، ص.، رضایی، م.، بومری، م.، ۱۳۸۸ م، پایان نامه کارشناسی ارشد "بررسی خصوصیات هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمیایی چشمه‌های آبگرم محلات"
- ۸- عربشاهی کریزی، ا.، آریان فر، م.، بررسی جایگاه چشمه‌های آبگرم و معدنی در توسعه توریسم درمانی در ایران
سازمان زمین شناسی کشور ۱۳۷۸
- ۹- پوستچی، ز.، مقدسی، ج.، ناوی، پ.، برزگر، ح.، ۱۳۸۹ ب، پایان نامه کارشناسی ارشد "ژئوشیمی چشمه‌های آبگرم منطقه غرب استان مازندران و اثرات زیست محیطی آنها"
- ۱۰- آقا نباتی، ع.، ۱۳۸۳ کتاب زمین شناسی ایران

۱۱- ابراهیمی، ح.، کرمی، غ.، ۱۳۹۵ خ. پایان نامه کارشناسی ارشد "بررسی خصوصیات هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیایی چشمه کارستی ورسخواران، فیروزکوه"

ب) منابع لاتین

- 1- Alavi, M., 1991. "Sedimentary and structural characteristics of the paleo-tethys remnants in northeastern iran" Geol. Soc. Of Amer. Bull. V. 103, PP. 983-992.
- 2- Arnorsson, S., 1985 "The use of mixing models and chemical geothermometers for estimating underground temperatures in geothermal systems" G. Volcanol, geotherm. Res. 23, 299-335
- 3- Bagheri, R. A. H. I. M. & RAEISI, E., 2013 "Hydrochemistry and sources of connate water in the zagros aquifers" (Doctoral dissertation, PhD dissertation, Shiraz University, Shiraz, Iran).
- 4- Berberian, M., 1983 "The Southern Caspian; a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust" CAN. J. EARTH SCI.
- 5- Boschetti, T., Cortecci, G., Bolognesi, L., 2005 "Chemical and isotopic compositions of the shallow groundwater system of Vulcano Island, Aeolian Archipelago, Italy: an update" GeoActa 2, 1-34
- 6- Brugger, J., Long, N., McPhail, D., Plimer, I., 2005 "An active amagmatic hydrothermal system: The Paralana hot springs, Northern Flinders Ranges, South Australia" Chemical Geology 222 (2005) 35 – 64
- 7- Cartier, E., 1971 "Die geologie des unteren chalus tals zentral alborz (iran)" Inst. E.T. H. U. Zurich. N. S, N 164, 134p.
- 8- Chaterjee, A., Sarkar, A. S. Deodhar., 2017 "Geochemical and isotope hydrological characterization of geothermal sources at Godavari valley, india" Environmental Earth Sciences, 76 (2), 97.
- 9- Craig, H., 1961 "Isotopics variations in meteoric waters" Science 133:1702-1703
- 10- DAVIS, M A., GRIME, J P., THOMPSON, K., 1994 "Fluctuating resources in plant communities: a general theory of invisibility" Journal of ecology 2000, 88, 528-534

- 11- Dellenbach, J., 1964 "Contribution a l'étude geologique la la region situee a l'est di Teheran (iran)" Fac. Sci. Univ. Strusbourg (France), 117 P.
- 12- Diagonanolin, V., Farhang, M., Ghazi-Khansari, M., Jafarzadeh, N., 2004 "Heavy metals (Ni, Cr, Cu) in the Karoon waterway river, Iran" Toxicology Letters 151(1): 63–67.
- 13- Ebay, G, Nelson., 2004 "Environmental geochemistry g nelson ebay engineering. In: Rybach, L., Muffler, L.J.P. (Eds.), Geothermal Systems: Principles
- 14- Erni, A., 1930 "Decouverte do bathonian fossilifere dans l'Elbourz" Eclogae Geol. Helv. Vol. 24, no. 2, 164-165
- 15- Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water. U.S. Geological Survey, Journal Research, 2 (3), 263–269.
- 16- Feng, X., Simpson, A., Wilson K, WD, D., Simpson, M., 2008 " Increased cuticular carbon sequestration and lignin oxidation in response to soil warming" Nat Geosci 1: 836-839
- 17- Fournier, R. O., 1977 "Chemical gheotermometer and mixing models for gheothermal systems" gheotermics 5, 41-50
- 18- Fournier, R. O., Potter II, R. W., 1982. "A revised and expanded silica (quartz) gheotermometer. Gheoterm. Res. Counc. Bull. 11,3-12
- 19- Fournier, R. O., Potter II, R. W.,1979 "Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical gheotermometer" Geochim. Cosmochim. Acta 43. 1543-1550
- 20- Fournier, R. O., Truesdell, A, H., 1970 "Chemical indicators of subsurface temperature applied to hot spring waters of Yellowstone national park" Weoming, U.S.A. Gheotermics 2 (Part 1),529-535
- 21- Fournier, R.O., 1981. Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir
- 22- Fournier, R.O., Truesdell, A.H., 1974. Geochemical indicators of subsurface temperatures, 2.
- 23- Ghadimi, F., Mirzaei, M., Ghomi, M., Mina, M., 2012 "Hydrochemical Properties of the Thermal Waters of Mahalat Abgarm, Iran" GRC Transactions, Vol. 36, 2012
- 24- Giggenbach W. F., 1990 "Water and gas chemistry of lake nyos and its bearingon the eruptive process" J. Volcanol. Gheoterm. Res. 42, 337-362

- 25- Giggenbach, W. F., 1992 “Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and the origin of andesitic water” *Earth planet. Sci. Lett.* (in press).
- 26- Giggenbach, W.F., Gonfiantini, R., Jangi, B.L. and Truesdell, A.H., 1983 “ Isotopic and chemical composition of Parbati Valley geothermal discharges, northwest Himalaya, India” *Geothermics*, 12, 199-222
- 27- Giggenbach’ W. F., 1988 “Geothermal solute equilibrium derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers” *geochim cosmochim. Acta* 52, 2749-2765
- 28- Gogel, T., 1981 “Discharge of saltwater from Permian rocks to major stream-aquifer systems in central Kansas” *Kansas Geological Survey Chemical Quality Series* 9, 60 p
- 29- Grellier, J., Ravazzani, P., Cardis, E., 2013 “Potential health impacts of residential exposures to extremely low frequency magnetic fields in Europe” *Environment International* 62 (2014) 55-63
- 30- Hou, Y., Shi, Z., Mu, W., 2018 “Fluid geochemistry of fault zone hydrothermal system in the yedun-litany area, Eastern Tibeta Plateeau geothermal” *Geofluids journal*.
- 31- Hounslow, W., 1995 "Water Quality Data, Analysis and Interpretation", Lewis Publishers, New York
In: Fritz, P., Fontes, J.Ch. (Eds.), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 1: The Terrestrial Environment, Elsevier, Amsterdam, pp. 179–226.
- 32- Islam, A. B. M. R., Maity, J. P., Bundschuh, J., Chen, C. Y., Bhowmik, B. K., & Tazaki, K. (2013) “Arsenic mineral dissolution and possible mobilization in mineral–microbe–groundwater environment” *Journal of hazardous materials*, 262, 989-996.
- 33- Karimi, H., Moore, F., 2007 “The source and heating mechanism for the Ahram, Mirahmad and Garu thermal springs, Zagros Mountains, Iran” *Geothermics* 37 (2008) 84–100
- 34- Karolyte, R., Serno, S., Johnson, G., Gilfillan, S., 2017 “The influence of oxygen isotope exchange between CO₂ and H₂O in natural CO₂-rich spring waters: Implications for geothermometry” *Applied Geochemistry* 84 (2017) 173e186

- 35- Krishna, P.V., Jyothirmayi, V., Madhusudhana Rao, K., 2009 “Human health risk assessment of heavy metal accumulation through fish consumption, from Machilipatnam Coast, Andhra Pradesh, India” *International Research Journal of Public and Environmental Health* Vol.1 (5),pp. 121-125
- 36- Langmuir, D., 1997 “Aqueous environmental geochemistry” prentice- hall, 600 p
- 37- Leonard A.R., Ward P, E., 1962 “Use of Na/Cl ratio to distinguish oil-field from salt-spring brines in western Oklahoma” *U. S. Geological survey paper-B*,p. B 126-B 127
- 38- Mao, X., Wang, Y., Zhan, H., Feng, L., 2015 “Geochemical and isotopic characteristics of geothermal springs hosted by deep-seated faults in Dongguan Basin, Southern China” *Journal of Geochemical Exploration* 158 (2015) 112–121
- 39- Mohammadzadeh, H., Kazemi, M., 2017 “Geofluids Assessment of the Ayub and Shafa Hot Springs in Kopet-Dagh Zone (NE Iran): An Isotopic Geochemistry Approach” *Hindawi Geofluids* Volume 2017, Article ID 6358680, 11 pages
- 40- Mohan, S. V., Nithila, P., Reddy, S. J., 1996 “Estimation of heavy metals in drinking water and development of heavy metal pollution index” *Journal of Environmental Science & Health Part A*, 31(2), 283-289.
- 41- Montanari, A., Minissale, A., Doveri, D., Gola, G., Trumpy, E., Santilano, A., Manzella, A., 2017 “Geothermal resources within carbonate reservoirs in western Sicily (Italy): A Review” *Earth-Science Reviews* 169 (2017) 180–201
- 42- Murat Özler, H., 2000 “ Hydrogeology and geochemistry in the Curuksu (Denizli) hydrothermal field, western Turkey” *Environmental Geology*, 39(10), 1169-1180
- 43- Nicholson, K., 1993 “Geothermal Fluids Chemistry and Exploration Techniques” Springer-Verlag Berlin, Heidelberg.
- 44- Olivier, J., Venter, JS., Van Niekerk, HJ., 2010 “Physical and Chemical Characteristics of Thermal Springs in Limpopo Province, South Africa” *Proceedings World Geothermal Congress 2010 Bali, Indonesia, 25-29 April 2010*

- 45- Oyebog, SA., Ako, AA., Nkeng, GE., Suh, EC., 2012 “ Hydrogeochemical characteristics of some Cameroon bottled waters, investigated by multivariate statistical analyses” *J Geochem Explor* 112:118–130
- 46- Pasvanoglu, S., & Canik, B., 2003 “Hydrogeochemical study of the Resadiye(Tokat) geothermal field, Turkey” In *International Geothermal Conference, Reykjavik Session Vol. 4*, pp. 21-28
- 47- Ramírez-Guzmán, A., Taran, Y., Aurora Armienta, M., 2004 “Geochemistry and origin of high-pH thermal springs in the Pacific coast of Guerrero, Mexico” *Geofísica Internacional* (2004), Vol. 43, Num. 3, pp. 415-425
- 48- Rimi, A., Correia, A., Carneiro, J., Verdoya, M., Zarhloule, Y., Lucazeau, F., Boughriba, M., Barkaoui, A., 2010 “New Geothermal Prospect in North-Eastern Morocco” *Proceedings World Geothermal Congress 2010 Bali, Indonesia, 25-29 April 2010 Recommendations*. 3rd ed. ISBN 978 92 4 154760 4. World Health Organization.
- 49- Simsek, Sakir., 2003 “Hydrogeological and isotopic survey of geothermal fields in the Buyuk Menderes graben, Turkey” *Geothermics* 32 (2003) 669–678
- 50- Taylor, H, P., 1997 “O and H isotope relationships in hydrothermal mineral deposits” In H, L. Bames (ed), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons, 229-302
- 51- Teclu, Asfaw., “Geochemical and Isotopic Study of North Lake Abaya geothermal Prospect” *Geological Survey of Ethiopia Hydrogeology, Engineering geology and Geothermal Studies Department P.O. Box 40069, Addis Ababa Ethiopia*
- 52- Tijani, M. N., 2009 “ Contamination of shallow groundwater system and soil–plant transfer of trace metals under amended irrigated fields *Agricultural water management*” 96(3), 437-444.
- 53- Todd D. K., and Mays L. W., 2005 “*Groundwater Hydrology*”, Johan WiliC and sons, Ilc, New York, pp.636
- 54- Truesdell, A.H., 1976 “Summary of section III; Geochemical techniques in exploration in: *Proceeding of the 2nd U.N. Symposium on the development and use of geothermal resources*” Vol. 1. U.S. Government printing office, Washington, DC, PP. liii-lxxx

- 55- Truesdell, A.H., Hulston, J.R., 1980. Isotopic evidence on environments of geothermal systems.
- 56- Wen, Y., Wang, N., Hu, Z., 2012 “Hydrochemistry of geothermal water in Tianshui and adjacent area, Gansu province, China” *Environ Earth Sci* DOI 10.1007/s12665-012-1571-9
- 57- Whittemore D, O., 1984 “ Geochemical identification of salinity sources, in French, R”
- 58- WHO, 2008, “Guidelines for Drinking-Water Quality”, second addendum. Vol. 1, Survey, *Journal Research*, 2 (3), 263–269.
- 59- WHO., 1998 “WHO Library Cataloguing in Publication Data” Geneva. NLM Classification: WA 540.1
- 60- WHO., 2004, “Guidelines for drinking water quality” vol. 1., third ed. World health organization, Geneva, Switzerland
- 61- World Health Organization., 1998 “The World Health Report 1998: Life in the 21st century a vision for all. In The world health report 1998: life in the 21st century A vision for all” World Health Organization.
- 62- World Health Organization., 2004 “Cadmium in drinking-water: background document for development of WHO guidelines for drinking-water quality”
- 63- Wu, J., Li, P., Qian, H., Howard, K., 2010 “Heavy metal contamination of yellow alluvial sediment, northeast china” DOI 10.1007/s12665-014-3628-4
- 64- Yurteri, C., Simsek, S., 2017 “Hydrogeological and hydrochemical studies of the Kaman-Savcili-Büyükoba (Kirsehir) geothermal area, Turkey Cansu” *Geothermics* 65 (2017) 99–112
- 65- Z. Mohammadi., R. Bagheri., R. Jahanshahi., 2010 “Hydrogeochemistry and geothermometry of Chagal thermal springs, Zagros region, Iran” *Geothermics* 39 (2010) 242–249
- and Case Histories. Wiley, pp. 109–143.

Abstract

The study area is located in Mazandaran province. In order to study the hydrogeology and geothermometry behavior of the area, five hot springs, two cold springs and a permanent river have been sampled for the analysis of hydrochemical, isotopic and heavy metals characteristics. The EC value of the hot and cold springs ranges from 2400 to 4200 and 562 to 740 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectively. The temperature of the hot and cold springs is between 51 to 70 and 15 and 18 $^{\circ}\text{C}$, respectively. According to the of hydrochemical results, the dominant water type of hot and cold waters is $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ to Cl-Na and $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, respectively. The existence of salt layers in Shemshak Formations in the region can be a major factor in increasing the EC. According to Giggenbach diagrams, all hot water in the area is located in immature waters such that these waters are not in geochemical equilibrium with reservoir rocks. The isotopic results indicate the atmospheric origin of the hot waters. According to the different geothermometers, the initial reservoir temperature is estimated to be 85 to 90 $^{\circ}\text{C}$. The recharging water is penetrated into the depths at high altitudes and flowing upward through the faults. Due to the geological setting and the thickness of the formation of the region, atmospheric cold water cannot flow to the desired depth. Therefore, in order to provide the necessary heat in addition to the performance of the geothermal gradient of the region, the other source of heat should be active below, which according to the Damavand volcanic zone near the area, there is a probable source of the heat flux.

Keywords: Hydrogeology, Hydrogeochemical, Isotope and Geothermometry, Lavich, Chamestan



**Shahrood University of Technology
Faculty of Earth Sciences
Hydrogeology and Environmental Geology Group
M. Sc. Thesis**

Title:

**Study of Hydrogeology and geothermometry of hot springs in the Lavich area,
Mazandaran province**

By:

Abdolghaffar makhdomi

Supervisor:

Dr. Rahim Bagheri

Advisor:

Dr. Ali akbar momeni

Jan 2019